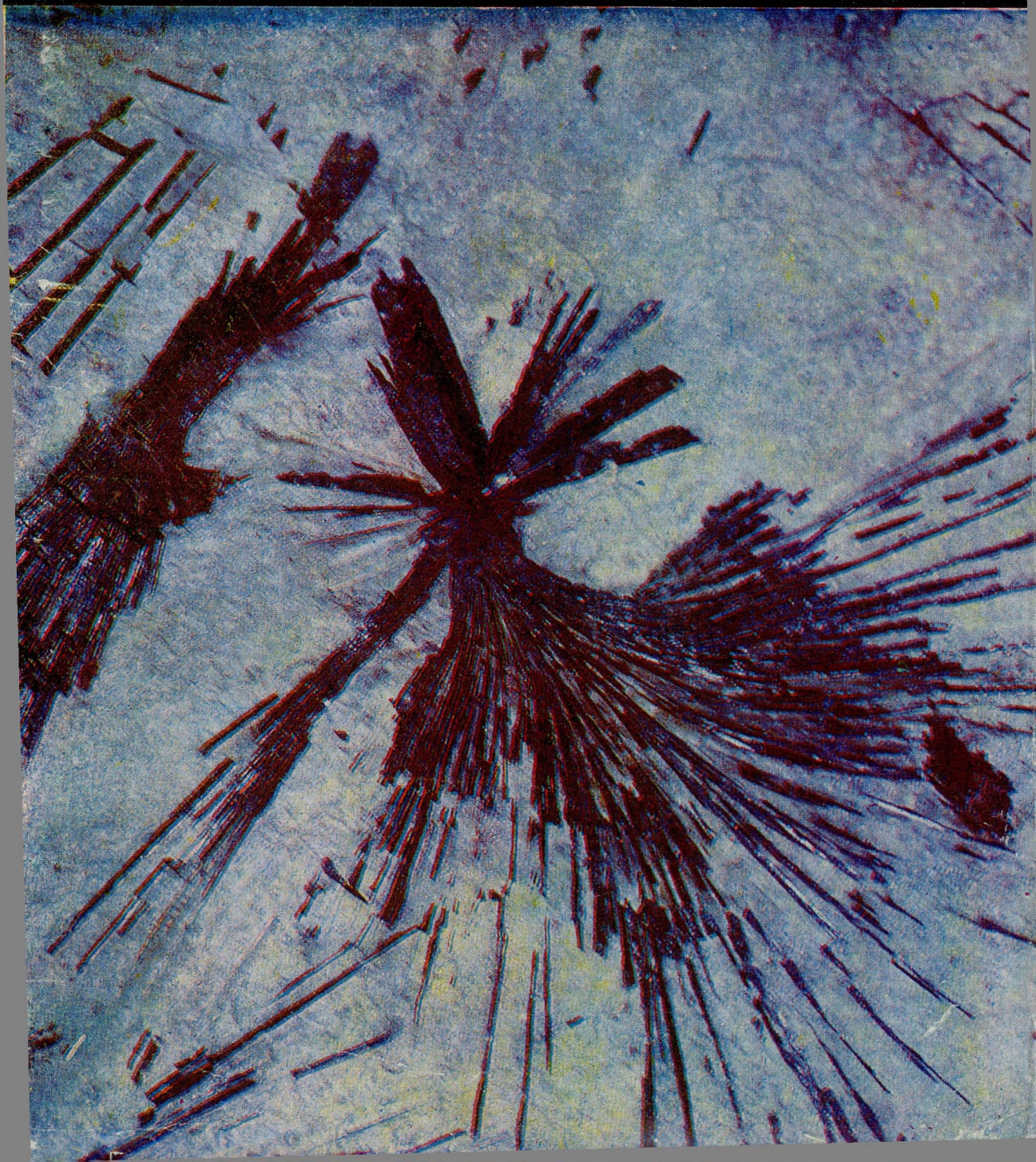
МИНЕРАЛЫ УЗБЕКИСТАНА



МИНЕРАЛЫ УЗБЕКИСТАНА

III

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

МИНЕРАЛЫ УЗБЕКИСТАНА

ТОМ III

АРСЕНАТЫ. ВАНАДАТЫ. СИЛИКАТЫ (ОСТРОВНОЙ, КОЛЬЦЕВОЙ, ЦЕПОЧЕЧНОЙ, СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЫ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
ТАШКЕНТ — 1976

55
М 61

УДК 549(575).I

Коллектив. **Минералы Узбекистана.** Т. III, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1976 г. Табл.—79, рис.—66.

В монографии в общепринятой классификации по типу химического соединения дается сводная характеристика выявленных в Узбекистане 180 силикатных минералов. Сведения о каждом минерале изложены в едином порядке.

Приводятся данные о типоморфных особенностях главных силикатных минералов, минералогических поисковых признаках и парагенетических ассоциациях.

Книга рассчитана на широкий круг минералогов, геохимиков, петрографов, геологов различного профиля.

М $\frac{20805-000}{355(06)-76}$ 34—76

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый вниманию читателей третий том монографии «Минералы Узбекистана» содержит описания минералов из классов арсенатов, ванадатов и силикатов (островной, цепочечной и частично слоистой структуры). В книге принята обычная классификация по типу химического соединения. Сведения о минералах изложены в единой последовательности. Детальность описания каждого минерала обусловлена полнотой и достоверностью имеющихся данных. Оказалось, что самые редкие и самые распространенные минералы исследованы наиболее тщательно.

Описание некоторых минералов из соседних с Узбекистаном республик приводится на случай возможного их обнаружения на территории республики или для сравнения.

В последние годы минералоги Узбекистана достигли заметных успехов. Данные о минералах содержатся в республиканских и центральных периодических изданиях и монографиях последних лет. В связи с обилием фактического материала по минералогии республики возникла потребность в создании минералогической сводки, тем более что детальные минералогические исследования становятся необходимыми не только во многих отраслях геологии, но и в смежных науках.

Мы надеемся, что эта книга поможет минералогам и геологам различных специальностей в их повседневной научной и практической работе.

АРСЕНАТЫ

БЕЗВОДНЫЕ АРСЕНАТЫ БЕЗ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ АНИОНОВ

Рузвельтит—α-$Bi[AsO_4]$

Рузвельтит встречен в Чаткальских горах в мышьяково-молибденово-оловянном с висмутом рудопроявлении. Эта первая находка в СССР (Николаева, Панасенко, Григоренко, Ахмедов, 1970).

Минерал образует мелкие (десятые и сотые доли миллиметра) почко- и гроздевидные скрытокристаллические выделения. Почки и гроздья часто концентрически-зонального и радиально-лучистого строения. Под микроскопом у рузвельтита обнаруживается тонкочешуйчатая, мелкозернистая и крупнозернистая структура.

Цвет серовато-белый, кремовато-серый, белесый и слабо-зеленоватый. Минерал хрупкий, микротвердость 133 *кг/мм*^{2}, удельный вес 5,37.

Кристаллические индивиды, слагающие лучи, имеют косое, близкое к прямому, угасание и положительное удлинение. Двупреломление высокое, $Np' = 1{,}827$, $Ng' = 1{,}869$.

Минерал растворяется в HCl и HNO_3. Состав его, по данным полуколичественного спектрального анализа, следующий: As, Bi>3%; Si — 3%; Al, Pb, Mn — 0,*n*%; Fe, Ti, Ca, Mg, Sr, Sb, Y — 0,0*n*%; Ag, Cu, Yb — 0,00*n*—0,000*n*%.

На рентгенограмме дифракционная картина почти полностью совпадает с эталоном. Главные линии: 3,26 (10), 3,19 (10), 3,10 (9), 3,02 (5), 1,974 (7), 1,578 (6).

Рузвельтит — гипергенный минерал, он образовался в зоне окисления в тесной парагенетической ассоциации с конихальцитом, бедантитом, микситом и др.

БЕЗВОДНЫЕ АРСЕНАТЫ С ДОПОЛНИТЕЛЬНЫМИ АНИОНАМИ

Оливенит—$Cu_2[AsO_4|OH]$
Zn-оливенит—$(Cu,Zn)_2[OH|AsO_4]$

Оливенит — редкий минерал, известен в Кураминском хр. — в Табошаре (Голубкова, 1932), Такели (Вольфсон, 1936), в Угамском хр.,

в свинцово-цинковом месторождении Лачинхана (Дунин-Барковская, 1960), а также в одном из золотых рудопроявлений в Зирабулак-Зиаэтдинских горах (Бадалова, 1966).

Цинксодержащий оливенит представляет собой новую, неизвестную разновидность. Оливенит образует лучистые агрегаты игольчатых кристаллов и почки радиально-лучистого и концентрически-зонального строения. Диаметр почек и длина отдельных кристаллов не превышает 0,1 *мм*. В Табошаре кристаллы имеют вид коротких столбиков и иголо-

Таблица 1

Физические и оптические свойства оливенита

Свойства минерала	Оливенит из Такели (Вольфсон, 1936)	Оливенит из Лачинханы (Дунин-Барковская, 1960)	Zn-оливенит из Лачинханы	
			ZnO – 17,41%	ZnO – 22,5%
Цвет	Черновато-зеленый	Оливково-зеленый, темно-зеленый, коричневато-зеленый	Светло-зеленый	Голубовато-зеленый
Уд. вес	–	4,30	4,26	4,24
Ng	1,830	—	1,830	1,820
Nm	1,790	1,780	1,800	1,770
Преломление Np	1,747	–	1,754	1,737
Удлинение	+	+	+	+
Угасание ∠cNg	—	Прямое	5°	3—4°
Плеохроизм Np	—	Бледно-зеленый	Бесцветный	Бледно-голубой
Nm	—	То же	Светло-зеленый	Голубовато-зеленый
Ng	—	Светло-зеленый	Желтовато-зеленый	Желтовато-зеленый

чек. В Такели и Западном Узбекистане присутствуют мелкие сферолиты размером до 1 *мм*.

Цинксодержащий оливенит распространен в Лачинхане, изредка образует игольчатые кристаллы длиной 0,1—0,4 *мм*, чаще представлен сноповидными сростками из двух-трех и более индивидов. Широко распространены прожилки, корочки толщиной 1—2 *мм* и почки.

Окраска минерала оливко-, темно- и коричневато-зеленая, блеск стеклянный, а в волокнистых агрегатах — шелковистый. Кристаллы полупрозрачные, хрупкие, твердость 3—3,5.

Увеличение примеси цинка в составе оливенита сопровождается уменьшением показателей преломления, изменением окраски от темно-зеленой и оливковой до светло- и голубовато-зеленой, а плеохроизма — от бледно-зеленого до голубовато-зеленого (табл. 1).

Минерал растворим в кислотах. При нагревании его в закрытой трубке выделяется вода. Химический состав цинксодержащего оливенита соответствует промежуточным разностям изоморфного ряда оливенит—адамина. Формула цинксодержащего оливенита близка к теоретической.

Компонент	*Обр. 556*	*Обр. 841*
CuO	29,08	37,86
ZnO	22,25	17,36
CdO	—	0,20
CaO	0,40	0,40
FeO	0,98	0,28
As_2O_5	39,67	40,21
P_2O_5	0,25	0,23
SO_3	1,50	0,54
$+H_2O$	5,00	3,0
Прочие	0,85	0,64
Сумма	99,98	100,72

Кол-во ионов из расчета на 5,0,OH)

Cu	0,98	1,77	1,35	1,98
Zn	0,73		0,60	
Ca	0,02		0,02	
Fe^{2+}	0,04		0,01	
As	0,93	0,99	0,99	1,02
P	0,01		0,01	
S	0,05		0,02	
O	3,53		4,06	
OH	1,47		0,94	

Лаборатория МГ УзССР, аналитик Т. Т. Мухова

Обезвоживание цинксодержащего оливенита при нагревании показало, что в интервале 400—620° и 550—660° выделяется 3% кристаллизационной воды, а из обр. 556, при 280—300° выделяется еще 2% H_2O, избыточной по сравнению с теоретической формулой (рис. 1).

Рентгенометрическими исследованиями цинксодержащих оливенитов Лачинханы и сравнением межплоскостных расстояний описываемых разностей с данными других минералов этого ряда установлено их промежуточное положение в изоморфном ряду оливенит—адамин, свидетельствующее о непрерывности этого ряда. Увеличение в оливените содержания цинка приводит к уменьшению межплоскостных расстояний (Дунин-Барковская, 1960, 1963).

Оливенит и цинксодержащий оливенит встречаются в зоне окисления месторождения Лачинхана, первичные руды которого содержат сульфиды меди, цинка и мышьяка. Минерал выделяется в кварц-лимонитовой породе в виде агрегата игольчатых кристаллов и почек на стен-

ках трещин в медистом галлуазите, лимоните и развивается по блеклой руде.

В Такели оливенит в виде примазок и сферолитов отлагается на скородите, миметезите, хризоколле и кварце (Вольфсон, 1936). В За-

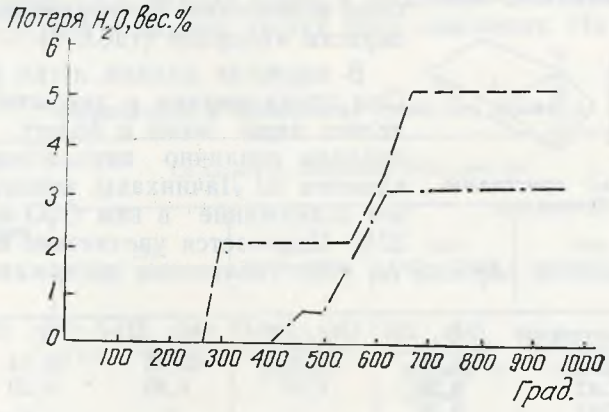


Рис. 1. Кривые обезвоживания Zn-оливенита из Лачинханы.

падном Узбекистане каплевидные и колломорфные скопления описываемого минерала наблюдаются на стенках трещин в кварце в ассоциации со скородитом, англезитом, малахитом.

Адамин—$Zn_2[AsO_4|OH]$

Cu-адамин—$(Zn,Cu)_2[OH|AsO_4]$

Адамин отмечен в Лачинхане в Угамском хребте (Дунин-Барковская, 1960), в оловорудном месторождении Чангалли в Западном Узбекистане, в месторождении Мютенбай на южных склонах горы Мурунтау, в золоторудном проявлении Тамдынских гор (Бадалова, 1966), в Такели в Кураминском хребте (Пилипенко, 1932; Арапов, 1935; Вольфсон, 1936; данные М. И. Моисеевой).

Адамин образует кристаллические корки радиально-лучистого строения, розетки, сферолиты размером 0,3—5 *мм* и хорошо окристаллизованные индивиды размером 0,3—3 *мм*, образованные комбинациями двух ромбических призм. Коротко- и длиннопризматические кристаллы адамина, нарастая на почки голубовато-зеленого Zn-оливенита, образуют красивые розетки диаметром до 0,5 *см* (Лачинхана) (рис. 2).

Минерал белого, светло-зеленого и голубоватого цвета (Лачинхана), иногда с сиреневатым оттенком (Такели), прозрачный и просвечивающий в массе, твердость 3,5, двуосный положительный (+) $2V=80°$ (Такели). Показатели преломления Cu-адамина из Лачинханы возрастают пропорционально густоте окраски минерала (табл. 2).

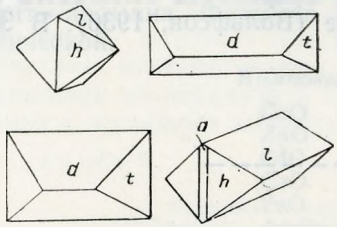


Рис. 2. Формы кристаллов адамина из Лачинханы.

В кислотах адамин легко растворяется. При прокаливании в закрытой трубке выделяет пары воды и белеет. Химические анализы различно окрашенных образцов адамина из Лачинханы показали переменное содержание в нем CuO от 2,44 до 21,22%. Отмечается увеличение интенсивности голубовато-зеленой окраски по мере увеличения содержания меди.

Компонент	*Обр. 230*	*Обр. 230-II*	*Обр. 230-I*	*Обр. 894а*
ZnO	53,77	51,33	45,05	36,54
CaO	0,20	0,60	0,80	0,20
CdO	0,16	—	—	—
CuO	2,44	6,33	12,35	21,22
As_2O_5	39,47	38,34	37,37	36,22
P_2O_5	0,22	0,57	0,68	—
SO_3	0,48	0,13	0,20	0,20
$+H_2O$	3,40	1,2	2,2	3,6
$-H_2O$	—	0,20	0,30	0,20
MgO	0,07	0,14	0,07	0,14
Al_2O_3	0,07	0,15	0,20	0,25
SiO_2	0,10	0,40	0,30	1,00
PbO	0,06	0,44	0,48	0,27
Fe_2O_3	0,14	0,10	0,11	0,17
Сумма	99,94	99,98	100,11	100,01
Уд. вес	4,3	4,3	4,35	4,3

Лаборатория МГ УзССР, аналитик Т. Т. Мухова

Спектральным анализом в адамине из Такели установлены: $n\%$ — Cu, Zn, As; $0,n\%$ — Si, Al, Fe, Mn, Pb, Cd; $0,0n\%$ — Mg, Ca, Ag; $0,00n\%$ — Ti, Be, Co (данные М. И. Моисеевой). Присутствие Cu в адамине обусловлено изоморфным замещением в кристаллической структуре минерала Zn^{2+}—Cu^{2+}.

Изучение адаминов из Лачинханы подтвердило предположение Дж. Д. Дэна и др. (1954) о наличии изоморфного ряда оливенит—адамин (Дунин-Барковская, 1960, 1963).

Показатели преломления и окраска минералов этого ряда прямо пропорциональны содержанию CuO и обратно пропорциональны количеству ZnO.

При нагревании до 680—750°С минерал теряет 3,5% H_2O.

На рентгенограмме наиболее бедного медью образца зафиксированы все ведущие линии, характерные для эталона: 5,9 (6); 4,92 (9); 4,20 (7); 3,75 (7); 2,91 (9); 2,69 (9); 2,45 (10); 1,605 (10); 1,061 (7).

Адамин образуется в зоне окисления тех месторождений, руды которых обогащены сульфидами цинка и мышьяка. В Лачинхане минерал встречен в средней и нижней частях зоны окисления. На глубине 40 *м*

Таблица 2

Физические и оптические свойства адамина

Свойства минерала	Cu-адамин из Лачинханы (Угамский хр).				Адамин из Кураминского хр.	
	230 CuO=2,44%	230-II CuO=6,33%	230-I CuO—12.35%	894а CuO=21,22%	Сассык-сай	Западная Каптар-хана
Цвет	Голубоватый	Бледно-зеленый	Светло-зеленый, голубой	Зеленовато-голубой		
Показатели преломления Ng	1,774	1,775	1,778	1,781	1,752	1,745
Nm	1,741	1,745	1,751	1,768	1,738	—
Np	1,708	1,712	1,715	1,722	1,708	1,714
Ng—Np	0,066	0,063	0,063	0,059	0,044	0,031
Плеохроизм Np	Бесцветный					
Nm	Голубовато-зеленый	Бледно-зеленый	Голубовато-зеленый			
Ng	Зеленоватый					
Автор	Дунин-Барковская, 1960	Дунин-Барковская, 1963			Материалы М. И. Моисеевой	

кристаллы его прозрачны, с чистыми гранями, на глубине 60 *м* в зоне выщелачивания минерал под воздействием сернокислых растворов мутнеет, теряет блеск и становится матовым, непрозрачным, а затем превращается в аморфную глиноподобную массу зеленовато-белого цвета. Адамин ассоциирует с каламином, цинксодержащим оливенитом, сташицитом, кальцитом, а в зоне выщелачивания — с цианотрихитом и гипсом.

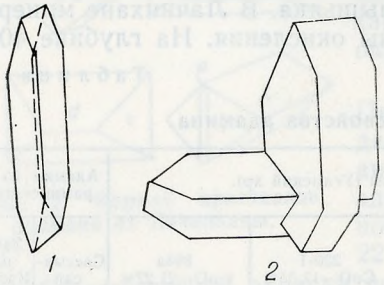
Cu—аустинит—Ca(Zn,Cu) [OH|AsO$_4$]

Аустинит—CaZn[OH|AsO$_4$]

В Советском Союзе аустинит впервые найден в Узбекистане в свинцово-цинковом месторождении Лачинхана в Угамском хребте (Дунин-

Барковская, 1962, 1963). В этом же году Комиссией по новым минералам апробирована его новая разновидность — купроаустинит. Позднее аустинит установлен в Сибири (Яхонтова, Столярова, 1968).

Аустинит и купроаустинит распространены незначительно. Они образуют мелкие кристаллы (0,1—0,4 *мм* в длину) и кристаллические кор-



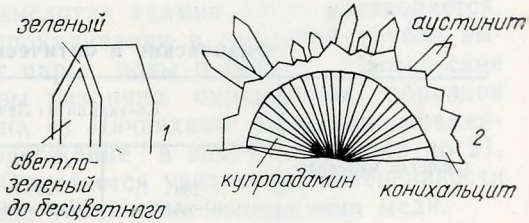


Рис. 3. Облик кристаллов аустинита из Лачинханы:

1—игольчатый монокристалл, *2*—двойниковый сросток

Рис. 4. Формы выделения аустинита:

1—зональный кристалл—„бартит" *2*—игольчатые кристаллы аустинита на корочке конихальцита, покрывающей почку Cu-адамина.

ки на лимоните, сташиците или конихальците (рис. 3, 4). Кристаллы длиннопризматические до игольчатых, а у медистых разновидностей — короткопризматические. Иногда встречаются кристаллы свободного роста в пустоте без видимого места прикрепления к субстрату. У них хорошо развиты все грани монокристалла. У купроаустинита изредка встречаются двойники.

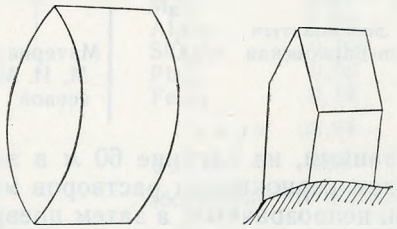


Рис. 5. Чечевицеобразный облик кристаллов сташицита из Лачинханы.

Аустинит бесцветный, медистые разновидности зеленоватые. Встречены кристаллы со всеми переходными оттенками от бесцветных до светло- и желтовато-зеленых. Найдены зональные кристаллы, известные в литературе под названием «бартит». Внутренняя часть кристаллов, от бесцветной до светло-зеленой, принадлежит аустиниту или купроаустиниту, а внешняя — травяно-зеленая — сташициту или конихальциту (рис. 4).

Кристаллы аустинита прозрачные, блеск на гранях сильный до алмазного.

У аустинита видна спайность. Угасание относительно спайности косое. У медистых разновидностей наблюдается слабый плеохроизм от бесцветного до слабо-зеленоватого.

Удельный вес обеих разновидностей 4,2. Минерал двуосный, показатели преломления аустинита: Ng=1,777; Np=1,751; Ng—Np=0,026; купроаустинита: Ng=1,780—1,795; Nm=1,775—1,780; Np=1,749—1,768; Ng—Np=0,027—0,031.

Аустинит растворяется в HCl.

Для купроаустинита из Лачинханы характерно присутствие CuO в количестве 12,66—15,08%.

Компонент	*Обр. 557а*	*Обр. 557б*	*Компонент*	*Обр. 557а*	*Обр. 557б*
CaO	20,83	20,27	P_2O_5	0,91	0,87
MgO	0,50	0,57	$\pm H_2O$	4,10	4,60
CuO	12,66	15,08	SiO_2	0,30	0,40
PbO	0,46	0,58	Fe_2O_3	0,20	0,21
ZnO	18,00	16,30	Al_2O_3	0,15	0,20
As_2O_5	42,17	40,64	Сумма	100,48	99,92
SO_3	0,20	0,20			

Аналитик Т. Т. Мухова

Приведенный химический анализ пересчитан на формулу из расчета на 1/2 (Ca+Mg+Cu+Zn):

$$(Ca_{0,97}\ Mg_{0,03})_{1,00}\ (Zn_{0,565}\ Cu_{0,405})_{0,960}\ (As_{0,96}S_{0,01}P_{0,03})_{1,00}\ (O_{3,95}OH_{0,05})_{4,00}OH.$$

При пересчете такие компоненты как Al_2O_3, Fe_2O_3, SiO_2 и частично H_2O исключены из анализа в виде галлуазита, лимонита и кварца.

Рентгенометрический анализ одного образца аустинита и двух купроаустинита из Лачинханы показывает близость межплоскостных расстояний у этих минералов. Сравнение рентгенограмм сташицита и конихальцита показывает на принадлежность их к одной структурной группе.

Наблюдения же за постепенным изменением окраски и форм кристаллов от аустинита до конихальцита позволяют предполагать вероятное существование полного изоморфного ряда аустинит — конихальцит через купроаустинит и сташицит.

Наши исследования подтверждают предположение авторов «Системы минералогии» (Дэна и др., 1954) о существовании изоморфного ряда аустинит—конихальцит.

Высокие содержания меди в аустините позволяют считать его медистой разновидностью. Купроаустинит в литературе не был описан.

Аустинит и купроаустинит встречены в окисленных рудах.

Установлены следующие взаимоотношения аустинита с другими минералами: 1) лимонит→купроаустинит→аустинит; 2) лимонит→куп-

роаустинит→конихальцит→аустинит; 3) лимонит→сташицит→аустинит.

Арсенаты цинка и кальция образуются в конечные стадии развития зоны окисления.

Конихальцит—$CaCu[AsO_4|OH]$

Сташицит—$Ca\ (Cu,Zn)\ [AsO_4|OH]$

В Узбекистане конихальцит и его цинксодержащая разновидность—сташицит впервые найдены Э. А. Дунин-Барковской в 1956 г. на свинцово-цинковом месторождении Лачинхана в Угамском хребте. Это вторая находка в мире (Дунин-Барковская, 1962). Позже конихальцит установлен в кварц-гематитовой жиле с самородным золотом, секущей скарны в Угамском хребте, и на медно-флюоритовом месторождении Дудесай в Каржантау (Дунин-Барковская, 1959), а также в Кургашин-

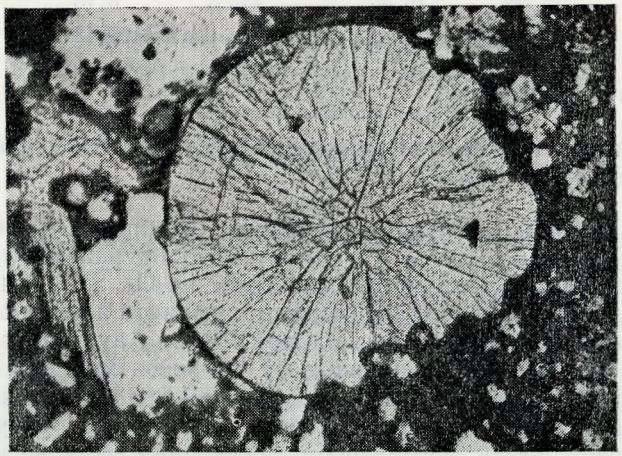


Рис. 6. Разрез почки конихальцита в кварц-лимонитовой породе (месторождение Лачинхана, прозрачный шлиф, николи—, ув. 64).

кане в Кураминском хребте (Голованов, 1965) и Тасказгане в Кызылкумах (Кромская, 1970).

Конихальцит встречен в очень малых количествах, за исключением Лачинханы, где он широко распространен.

Сташицит в Лачинхане образует кристаллические корки и розетки желтовато- и светло-зеленого цвета. Отдельные кристаллы имеют чечевицеобразную форму с округлыми и сглаженными гранями (рис. 5).

Диаметр почек и шаров конихальцита и толщина кристаллических корок сташицита имеют размер до 0,5—0,2 *мм*.

Блеск натечных корок и почек с поверхности глянцевый, шаров — матовый, а кристаллических корок — стеклянный. Минерал полупрозрачный, зеленый (табл. 3).

Почки конихальцита имеют радиально-лучистое тонковолокнистое строение (рис. 6), что обусловливает четко выраженную крестообразную

Рис. 7. Крестообразное погасание волокон почки конихальцита, (месторождение Лачинхана, прозрачный шлиф, николи х, ув. 64).

фигуру погасания (рис. 7). Интерференционная окраска минерала цвета павлиньего хвоста. При включенном анализаторе каждая почка состоит из чередующихся полос желтого, малинового и голубого цвета второго порядка.

Конихальцит растворяется в HCl. При прокаливании его в закрытой трубке выделяется вода и окраска минерала изменяется до темно-коричневой.

В минералогической литературе известны два анализа конихальцита: из Май-Таса и Кызылэспе в Казахстане, и один сташицита — из месторождения Медзянка в Польше.

В образцах конихальцита из Лачинханы присутствует от 2,86 до 8,15% ZnO, что намного выше, чем в сташиците из Медзянки. От конихальцита к сташициту постепенно увеличивается содержание Zn^{2+}, который изоморфно замещает Cu^{2+} в решетке конихальцита (лаборатория МГ УзССР, аналитик Т. Т. Мухова):

Компонент	Конихальцит обр. 840	обр. 545	Сташицит обр. 557	обр. 557б	обр. 557а
CaO	20,00	18,50	20,55	20,27	20,83
MgO	0,07	0,09	0,57	0,57	0,50
CuO	29,49	30,70	22,18	15,08	12,35
PbO	–	0,06	0,45	0,58	0,46
ZnO	3,01	2,86	8,15	16,30	17,36
CdO	—	—	0,10	—	—
As_2O_5	40,82	40,21	41,25	40,64	42,17
SO_3	0,41	–	0,13	0,20	0,20
P_2O_5	0,22	1,57	1,03	0,87	0,91
Al_2O_3	0,47	0,32	0,20	0,20	0,15
$+H_2O$	4,00	4,80	4,00	4,50	4,10
$-H_2O$	—	—	—	0,10	0,10
SiO_2	0,10	0,10	0,50	0,50	0,30
Fe_2O_3	1,02	1,07	0,11	0,21	0,20
CO_2	0,60	—	—	—	—
Сумма	100,21	100,28	99,22	99,92	99,63

Количество ионов в пересчете на 1/2

(CaO+MgO+CuO+ZnO)

Ca	0,955	1,0	0,875	1,0	0,96	1,0
Mg	0,005		0,005		0,04	
Cu^{+1}	0,040		0,12		—	
Cu^{+2}	0,9	1,0	0,91	1,0	0,735	1,0
Pb	—		—		0,005	
Zn	0,1		0,09		0,258	
Cd	—				0,002	
As	0,95	1,0	0,93	1,0	0,945	1,0
S	0,01		—		0,004	
P	0,01		0,06		0,041	
Al	0,03		0,01		0,010	
O	3,91	4,0	3,86	4,0	3,98	4,00
OH	0,09		0,14		0,02	
OH	1,00		1,00		1,00	

Примечание. Обр. 840 — почки и шарообразные агрегаты ярко-зеленого цвета, 545 — натечные корочки изумрудно-зеленого цвета, 557а и 557б—светло-зеленые кристаллические корочки.

На кривой нагревания конихальцита имеется небольшой экзотермический эффект с максимумом при 450°С, предшествующий выделению кристаллизационной воды при 660°. Потеря веса при прокаливании в интервале 580—720° составляет 5% (рис. 8).

Рентгенометрический анализ конихальцита и сташицита показал полную сходимость линий с эталоном. Незначительные отклонения свя-

заны с промежуточным положением сташицита в изоморфном ряду конихальцит-аустинит. Главные линии рентгенограмм первого и второго

Таблица 3

Физические свойства конихальцита и сташицита

Свойства минерала	Месторождение Лачинхана (Дунин-Барковская, 1962)			Месторождение Дудесай (Дунин-Барковская, 1959)
	конихальцит обр. 840	конихальцит обр. 545	сташицит обр. 557	конихальцит обр. 390
Форма выделений	Почки, шары	Натечные корки	Кристаллические корки и почки	Почки
Цвет	Зеленый	Изумрудно-зеленый	Желтовато-зеленый	Желтовато-зеленый
Твердость	4,5	4,5	5	5
Уд. вес	4,1	4,0	4,15	4,15
Преломление				
Ng	1,794	1,783	1,794	1,812
Nm	1,771	1,769	1,775	—
Np	1,749	1,747	1,749	1,787
Ng—Np	0,045	0,046	0,045	0,025
Плеохроизм	От желтовато-зеленого до зеленовато-голубого	От зеленого до зеленовато-голубого	От желтовато-зеленого до зеленовато-голубого	От желто-зеленого до светло-зеленого

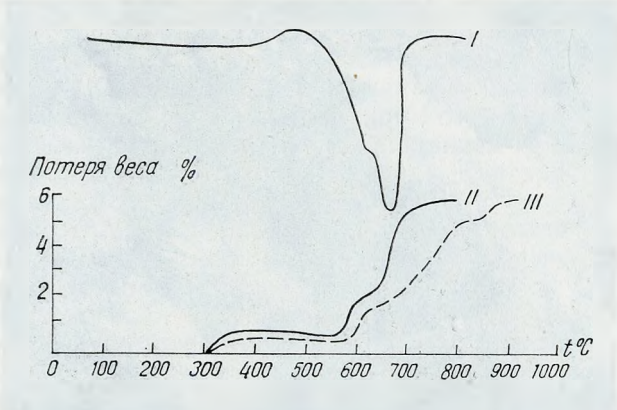


Рис. 8. Кривые нагревания конихальцита (*I*), потери веса при нагревании конихальцита (*II*) и сташицита (*III*) (месторождение Лачинхана).

минералов соответственно следующие: 1) 3,084—3,133 (7—9); 2,818—2,861 (10); 2,538—2,595 (9); 1,592—1,605 (9); 2) 3,12 (9); 2,82 (10); 2,60 (9); 1,725 (9); 1,612 (10).

Рис. 9. Почки конихальцита на цинксодержащем оливеннте в окисленных рудах месторождения Лачинхана, ув. 5.

Рис. 10. Кристаллы кальцита и арагонита на натечной корке конихальцита (месторождение Лачинхана, ув. 2).

Конихальцит и сташицит встречены в Лачинхане в интенсивно выщелоченных окисленных рудах. Конихальцит покрывает корочками гидроокислы железа, азурит и цинксодержащий оливенит. На поверхности его нарастают розетки арагонита и кальцита (рис. 9, 10). Почковидный конихальцит нарастает на медистом галлуазите. Минералы находятся в ассоциации с азуритом, оливенитом, конихальцитом, арагонитом, кальцитом, галлуазитом, адамином и гидроокислами железа.

Минерал образовался в поздние стадии формирования зоны окисления так же, как и наблюдалось Ф. В. Чухровым (1951) в Кызылэспе и другими исследователями в различных месторождениях.

Миметезит—$Pb_5[(AsO_4)_3|Cl]$

Миметезит встречается сравнительно часто, но в небольших количествах. Известен в рудных месторождениях Кураминского хребта: в Такели (Пилипенко, 1932; Арапов, 1935; Вольфсон, 1936; Наследов, Либман, 1933), Табошаре (Дюгаев, 1935; Королева, 1941), Лашкереке (Вольфсон, 1934, 1935), Накпае (Исмаилов, 1958), Кансае, (З. М. Протодьяконова); Чаткальского хребта: Саргардоне (И. Н. Говоров), Коксу (И. П. Заревич); в Западном Узбекистане: Учкулаче (Г. М. Чеботарев), Зирабулак-Зиаэтдинских горах (Бадалова, 1966).

Минерал изучен на месторождениях Такели М. И. Моисеевой, в Кургашинкане — И. М. Голованoвым (1959, 1965); в Лачинхане — Э. А. Дунин-Барковской и в Саргардоне — И. Н. Говоровым.

Миметезит слагает зернистые, порошковатые, пористые массы и скопления кристаллов. Кристаллы представлены мельчайшими игольчатыми пучками (Кургашинкан, Лачинхана), или кристаллами дипирамидально-призматической формы длиной от 0,1 (Кургашинкан), 0,5 (Такели) до 1,5 *мм* (Лачинхана) с преобладанием граней призмы, плохо выраженной дипирамидой, базопинакоидом (Саргардон), или гексагональными призмами (Учкулач).

По данным И. Н. Говорова, окраска миметезита из Саргардона варьирует от желтовато-зеленой до оранжевой за счет примеси Cr_2O_3 в количестве от 0,06 до 0,41%.

Твердость минерала 3—3,5; удельный вес 7,15 (Кургашинкан). Минерал медленно растворяется в разбавленных кислотах. Перед паяльной трубкой легко плавится, с содой дает королек свинца.

В прозрачных шлифах обладает высоким рельефом и низким двупреломлением. Заметен слабый плеохроизм в желтых тонах. Кургашинканский миметезит аномально двуосный — $2V=5—7°$.

Химические анализы показали постоянную примесь в минерале фосфора в форме пироморфитовой молекулы, которая в природных условиях образует с миметезитом непрерывную серию миметезит-пиромор-

фит. Содержание P_2O_5 выше в миметезите Кургашинкана, что связано с наличием гидротермального апатита в измененных породах этого района. Свинец частично замещается кальцием за счет примесей хлорапатитовой молекулы. Интересно несколько повышенное содержание Zn в миметезите из Такели; в существующих руководствах примесь Zn в миметезите не отмечается. Небольшие примеси Sb, Cr и S изоморфны с As.

Компонент	*Кургашинкан обр. 4050*	*Лачинхана обр. 1*	*Такели обр. 4116*	*Саргардон обр. 2*	*Саргардон обр. 4*
PbO	74,64	71,42	67,31	73,46	71,58
ZnO	—	0,49	2,83	—	—
CuO	—	—	Сл.	—	—
CaO	—	1,20	1,93	0,11	0,59
MgO	—	0,07	0,78	—	—
MnO	—	—	0,00	—	—
As_2O_5	19,80	19,78	22,96	23,18	23,04
P_2O_5	2,36	1,60	0,22	0,20	1,11
Sb_2O_5	—	—	0,10	—	—
Fe_2O_3	—	—	—	0,22	0,18
Cr_2O_3	—	—	0,19	0,09	0,39
U_3O_8	—	—	—	0,20	0,32
SO_3	0,90	0,54	0,18	—	—
SiO_2	—	0,40	—	0,64	0,59
Cl	2,30	2,17	2,78	2,17	1,73
Прочие	—	1,95	—	—	—
Сумма	100,00	99,62	99,23	100,19	99,53
$-O=Cl_2$	—0,52	—0,49	—0,63	—0,49	—0,39
Итого	99,58	99,13	98,65	99,70	99,14
Лаборатория	ИГ и Г АН УзССР	МГ УзССР	Средазцветметразведка		
Аналитик	Е. Ф. Касьянова		Т. Т. Мухова	Л. В. Туманова	М. Е. Казакова
Автор	Голованов 1959, 1965	Дунин-Барковская, 1962	М. И. Моисеева	И. Н. Говоров	

Спектральные анализы показали значительное количество в минерале примесей, из них постоянны Cu, Ag, Cr, Zn, V и Mo (за исключением миметезита из Лачинханы), а также Mg, Ca, Al, Si, Mn, Fe. В единичных пробах обнаружены La, Ce, Y; в Кургашинкане и Накпае — Be, Co, Ni, в Лачинхане — Ga. Из редких элементов в миметезите Кургашинкана, по данным И. М. Голованова, установлены: Se —70 *г/т*; Tl — 14; Te, Ge, Ga, Zn — следы. Установлено высокое содержание Au — 100,0 *г/т* и низкое Ag — 47 *г/т*. В миметезите Саргардона имеется (И. Н. Говоров) примесь Mo в количестве 300 *г/т*.

Рентгенограмма миметезита из Лачинханы показывает хорошую сходимость с эталоном. К числу главных линий относятся: 3,34 (6); 3,00 (10); 2,90 (8); 1,98 (6); 1,887 (6); 1,561 (6); 1,544 (5); 1,334 (5); 1,321 (6); 1,070 (7). Параметры решетки для того же образца следующие: a_0 — 10,18 Å; c_0 — 7,34 Å; $c_0 : a_0 = 0{,}721$.

Миметезит образовался в зоне окисления мышьяково-полиметаллических (Такели, Коксу), собственно полиметаллических (Кургашинкан, Накпай, Лачинхана) и вольфрамовых (Саргардон) месторождений. В первых источником мышьяка является арсенопирит, во-вторых—блеклые руды теннантитового состава. Миметезит — характерный минерал промежуточных стадий формирования зоны окисления. Подобно прочим минералам зоны гипергенеза, можно выделить: миметезит замещения, образующий каемки вокруг первичных сульфидных минералов, и миметезит отложения в виде кристаллических агрегатов, формирующих друзы мелких кристалликов и корочек на церуссите. Минерал образуется позже церуссита, англезита, плюмбоярозита, но раньше вульфенита, коронадита и каламина (Кургашинкан, Учкулач).

Свабит—$Ca_5[F \mid AsO_4)_3]$

Свабит известен в Гаве (Чаткальский хребет) на территории КиргССР, сопредельной с Узбекистаном (Утехин, 1961). Минерал весьма редкий и найден, кроме Гавы, лишь в Швеции и США. Образует хорошо ограненные кристаллы призматического габитуса с шестигранными сечениями, размером 0,3—5,5 *мм*. Удельный вес 3,49.

Оптические свойства свабита следующие: одноосный, отрицательный, No = 1,705; Ne = 1,699; No—Ne = 0,006.

Химический состав минерала (вес. %): As_2O_5 — 46,96; P_2O_5 — 0,21; SiO_2 — 0,80; Fe_2O_3 — 0,47; B_2O_3 — 1,50; MgO — 1,90; CaO — 42,46; Na_2O—0,02; K_2O—0,02; F —0,25; Cl —1,80; $+H_2O$ —1,83; $-H_2O$ —0,40; CO_2 — 1,75; SO_3 — 0,00; сумма — 100,17; $O = F_2$ — 0,11; $O = Cl_2$ — 0,41; итого 99,65.

По химическому составу свабит соответствует существенно гидроксил-хлорсодержащей разности. Приведенный анализ пересчитан на формулу из расчета на 8 катионов по методу, предложенному И. Д. Борнеман-Старынкевич. При пересчете исключено 0,47 Fe_2O_3, введена поправка на ашарит, кальцит, доломит. Структурная формула минерала получила следующий вид:

$$(Ca_{5,068}Na_{0,004}K_{0,003})_{5,075}[(As_{2,885}P_{0,021}Si_{0,094})_{3,000}(O_{11,93}OH_{0,07})_{12,00}]\times$$
$$\times(OH_{0,78}Cl_{0,27}F_{0,07})_{1,12}.$$

Рентгенограмма впервые снята Г. А. Ковалюк в лаборатории ВСЕГЕИ. К числу главных линий относятся: 2,91(10); 2,84(10); 1,993(6); 1,871(9); 1,811(6).

На кривой нагревания свабита отображено 6 пиков, из них 1 и 2 соответствуют потере воды во вторичном водном арсенате (?), 3 — потере воды в свабите, 4 — обезвоживанию примеси ашарита, а 5 и 6 — моменту разложения примеси доломита и кальцита (рис. 11).

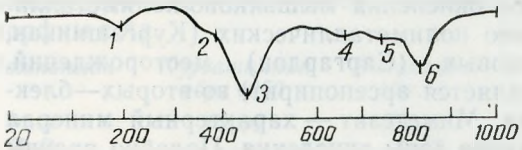


Рис. 11. Кривая нагревания свабита из Гавы (Утехин, 1961).

Свабит в Гаве приурочен к магнезиальным скарнам. Он тесно ассоциирует с клиногумитом, хондродитом, людвигитом, гранатом, диопсидом и более поздними — магнетитом, ашаритом, карбонатом и лимонитом. Карбонат вместе с ашаритом корродирует с краев зерна свабита и развивается в них по трещинкам.

ВОДНЫЕ АРСЕНАТЫ

Леграндит—$Zn_3[AsO_4]_2 \cdot 2{,}5\ H_2O$

Леграндит установлен В. Н. Флоровской, И. И. Шафрановским и Г. П. Поповым (1941) в Западной Каптархане (Такели), в Кураминском хребте. В 1956 г. этот минерал обнаружен М. И. Моисеевой в Западном Такели.

Леграндит выделяется в виде полупрозрачных короткостолбчатых кристалликов канареечно-желтого цвета размером до 7 *мм*. Блеск стеклянный, твердость 4,5.

Под микроскопом в шлифах бесцветный, $+2V=65°$, $r>v$. Спайность едва заметная в направлении (100), удлинение отрицательное, $Np=1{,}707$; $Nm=1{,}720$; $Ng=1{,}737$; $Ng-Np=0{,}030$.

Кристаллы были замерены на гониометре и подвергнуты рентгеновскому исследованию методом вращения. Параметры решетки $c=10$ Å.

Спектральный анализ леграндита из Западного Такели показал следующие результаты: n%—Zn, As; ∾ 1%—Ca; 0,n%—Ag, Mg, Al, Si, Pb, Fe, 0,0n%—Cu, Cd, Sb, Mo, Mn; 0,00n% — Ti, V.

Леграндит развивается в пустотах среди бурого железняка, скородита, каламина и церуссита. Минерал образовался в последние стадии формирования зоны окисления.

Скородит—Fe^{3+} $[AsO_4]\cdot 2H_2O$

Питтицит—F^{3+}_{20} $\left[(OH)_{24}\,|\,(AsO_4, PO_4, SO_4)_{13}\right]\cdot 9H_2O$

В литературе имеются многочисленные указания о нахождении скородита в различных месторождениях Узбекистана (Баталов, 1941; Дюгаев, 1935; Романов, 1935; Бадалова, 1966; Наследов, Либман, 1933; Уклонский, 1940; Касымов, 1969), но изучен только на двух месторождениях — Бричмулле (Татарский, 1937) и Такели (Вольфсон, 1936; Моисеева, 1969).

Скородит слагает плотные массы сливного сложения (Такели), зернистые, рыхлые, мажущие руки скопления и натечные формы (Брич-

Таблица 4

Химический состав скородита, вес. %

Компонент	Бричмулла							Такели (Сассыксай)
	зернистый темно-зеленый	плотный зеленый	зеленый	рыхлый светло-зеленый, обр. 66	белый мажущий	белый, обр. 82	желто-коричневый	бурый
Fe_2O_3	37,25	37,41	36,16	30,86	32,50	30,24	38,03	38,68
Al_2O_3	—	—	—	—	—	0,82	—	0,30
Bi_2O_3	0,26	—	0,41	0,00	0,52	—	0,16	—
FeO	1,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—
MgO	—	—	—	—	0,02	0,00	—	—
CaO	—	—	—	—	0,09	0,88	—	—
PbO	—	—	—	—	0,00	—	—	3,74
$K_2O + Na_2O$	—	0,00	0,11	2,12	4,20	1,66	0,18	—
As_2O_5	45,65	46,23	43,42	41,66	45,60	38,96	44,16	39,29
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	0,17
SO_3	—	—	—	0,69	—	1,46	0,44	1,40
S	—	—	—	5,73	—	—	—	—
H_2O	14,87	15,60	18,45	13,13	15,97	14,62	15,83	—
Нераств. ост.	3,47	0,18	2,32	6,14	0,00	11,56	0,71	15,72
Сумма	102,58	99,42	94,87	100,33	98,90	100,20	99,51	99,30
Аналитик	—	—	—	—	О. П. Бояршинова	М. В. Ковязина	—	Т. Т. Мухова
Автор	—		В. Б. Татарский (1937)					Данные М. И. Моисеевой

мулла). Состоит из мелких зерен размером от нескольких микронов до 0,02—0,03 *мм* и сферолитиков — 0,05—0,08 *мм*. В отдельных участках проявляется колломорфная текстура. В пустотах плотного массивного скородита имеются редкие кристаллики размером до 0,25 и 0,5—1,0 *мм* дипирамидального габитуса.

Окраска скородита разнообразная: в Бричмулле — темно-сине- и светло-зеленая, бурая и белая, в Такели — фисташково-зеленая, оливково-бурая и бурая. Излом полураковистый, удельный вес 3,07—3,19 (Бричмулла).

Оптические свойства скородита приводятся ниже — из Бричмуллы: зеленый зернистый; Ng—1,812±0,007; Nm — 1,797±0,007; Np — 1,786± ±0,004; Ng—Np—0,026; (Татарский, 1937); сине-зеленый, плотный Nm — 1,791±0,001; из Такели — плотный фисташково-зеленый; Ng — 1,812; Nm — 1,785; Np — 1,770; Ng—Np—0,042; (Вольфсон, 1936).

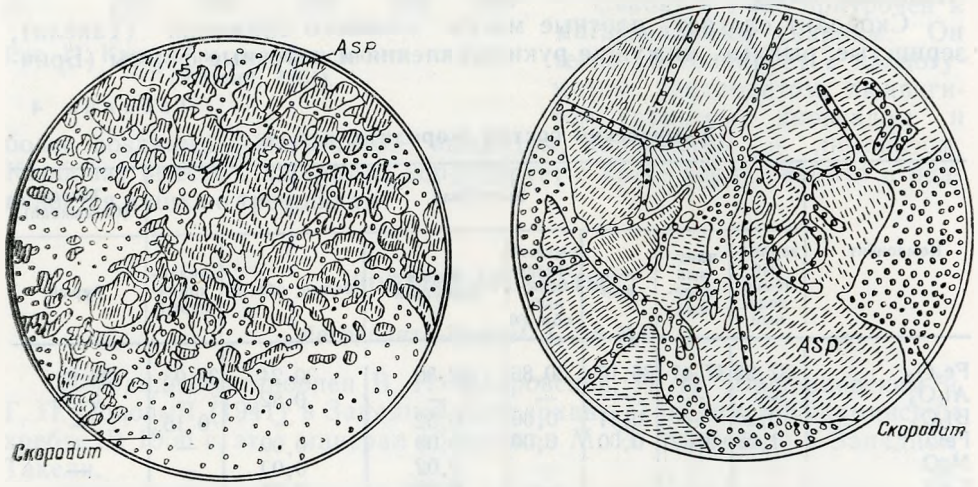


Рис. 12. Раскрошенная (слева) и петельчатая (справа) структура замещения арсенопирита скородитом (месторождение Сассыксай из Такелийской группы, Кураминский хр., прозрачный шлиф, ув 135).

Химический состав скородитов близок к теоретическому. В бричмуллинском скородите отмечается примесь Bi. В небольших количествах Al замещает Fe^{+3}, а P⟶As (табл. 4).

Скородит—типичный гипергенный минерал, образуется в зоне окисления в результате разложения арсенопирита. В Такели это главный минерал окисленных руд. Здесь представлены две разновидности скородита: метасоматическая и переотложенная. Скородит первой разновидности в различной степени замещает арсенопирит с образованием петельчатых и раскрошенных структур со следами колломорфных образований (рис. 12). Переотложенный скородит слагает жилки, тончайшие просечки, налеты и корки толщиной до 8 *см* в серицитизированных вмещающих породах. В мелких пустотах скородит образует друзочки игольчатых кристалликов.

Характерна тесная парагенетическая ассоциация скородита с бедантитом, который образовался позже, о чем свидетельствует нахождение его корочек на скородите. Скородит замещается миметезитом, ярозитом и бурым железняком. В Такели минерал распространяется на глубину 10—15 *м*. Во всех остальных месторождениях Кураминского хребта распространен незначительно. Он образует тонкие каемочки вокруг зерен арсенопирита, корочки и примазки.

В Бричмулле значительная часть арсенопирита превращена в скородит двух типов. Первый тип — скородит зернистый, образуется непосредственно по арсенопириту. В начальной стадии он пронизывает арсенопирит по сети трещин. Образуется по схеме

$$FeAsS + 2O_2 + 2H_2O \longrightarrow FeAsO_4 + 2H_2O + S.$$

В дальнейшем скородит растворяется и переотлагается за счет циркулирующих кислых растворов в плотные разности, имеющие вид типичных натечных форм — второй тип (Татарский, 1937).

Скородит довольно легко переходит в бурые железняки, аморфный «питтицит» и ярозит.

В золоторудных месторождениях Западного Узбекистана скородит относится к числу типичных минералов зоны окисления. Он слагает корочки и скопления. Ассоциирует с ярозитом, питтицитом, гидроокислами железа, алунитом и гипсом (Бадалова, 1966; Касымов, 1969).

Питтицит — минеральное образование неопределенного состава. По данным В. Б. Татарского (1937), питтицит Бричмуллы представляет собой разновидность скородита, находящуюся в тонкой коллоидной смеси с лимонитом и ярозитом:

Компонент	*Обр. 25*	*Обр. 59*	*Обр. 35*	*Обр. 36*
As_2O_5	40,97	40,17	38,10	32,96
Bi_2O_3	0,73	0,84	0,40	0,22
Fe_2O_3	29,41	31,35	33,07	32,41
Al_2O_3	—	0,60	—	—
CaO	5,84	3,35	3,67	7,71
MgO	—	0,52	0,69	1,17
K_2O+Na_2O	0,20	0,21	0,36	0,55
SO_3	0,56	0,48	0,71	0,38
S	0,02	0,01	0,17	—
SiO_2	5,19	5,19	3,72	2,34
H_2O	16,92	17,11	18,62	22,05
Сумма	99,84	99,83	99,51	99,79

Аналитики Ю. Н. Книпович О. П. Бояршинова. Лаборатория ЛГУ

Питтицитоподобные образования широко развиты в Бричмулле, Такели, в ничтожных количествах встречаются в остальных месторождениях в виде плотных однородных масс коричневого и темно-коричневого цвета с раковистым изломом и смолистым блеском. Под микроскопом аморфный и весьма неоднородный.

Рентгенометрические исследования показали кристаллическое строение питтицитов. Решетки исследованных разностей скородита и питтицита тождественны.

Эритрин—$Co_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$

Эритрин установлен на никель-графитовом месторождении Тасказган в Центральных Кызылкумах (Кромская, 1971) и на нескольких месторождениях Кураминского хребта: Актепе, Туранглы (Вольфсон, 1936; Уклонский, 1940; Винниченко, 1945), Курусае (по М. И. Моисеевой), Гаве (Наследов, Либман ,1933; Вольфсон, 1935), Чокадамбулаке (Багрова, 1966), Янгикане (по З. М. Протодьяконовой).

Минерал слагает порошковатые и плотные агрегаты. В шлифах обнаруживается листоватое строение плотных разностей.

Цвет малиново-красный, твердость около 2, блеск шелковистый, растворяется в кислотах и дает положительную реакцию на Co и As. При нагревании его в закрытой трубке выделяется вода.

Спектральным анализом в эритрине из Актепе и Янгикана, кроме ведущих элементов As, Co и частично Ni (Актепе), установлены примеси Cu, Ag, Zn, Mg, Ca, Al, Ti, Si, Pb, Bi, Fe (сл.—0,n%), а в актепинском также Be, Sr, Y, Yb.

Эритрин — гипергенный минерал, образуется за счет разложения кобальтина и диарсенидов кобальта (хлоантит-смальтина, скуттерудита и саффлорита).

Аннабергит—$Ni_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$

Минерал отмечен М. И. Моисеевой на месторождении Ni-Co-Ag формации Актепе в Кураминском хр. Встречается в виде оливково-зеленых порошкообразных налетов.

В шлифах обнаруживаются игольчатые индивиды, слагающие радиально-лучистые сростки и сферолитики размером 0,05—0,1 *мм*. Минерал сильно плеохроирует от бесцветного до оливково-зеленого.

Образуется в зоне окисления за счет разложения арсенидов никеля. Ассоциирует с эритрином и лимонитом.

Тиролит – $Ca_2Cu_9[(OH)_{10}|(AsO_4)_4] \cdot 10H_2O$

Тиролит установлен Э. А. Дунин-Барковской на свинцово-цинковых месторождениях Верхний Парак и Лашкерек (Кураминский хр.), Лачинхана (Угамский хр.), в меднорудных проявлениях Богу-Челпека (Каржантау), Анаульгане, Акчасае, Шавасе (Чаткальский хр.).

Тиролит относится к числу редких минералов. Он образует ра-

диально-лучистые сростки пластинчатых кристаллов размером не более 1 *мм* и землистые корочки.

Окраска минерала яркая, зеленовато-голубая, блеск перламутровый, твердость 2, удельный вес 3,2.

Минерал двуосный отрицательный, угасание прямое, удлинение положительное. Показатели преломления: Np = 1,686—1,690; Ng = 1,730 (Лачинхана). Плеохроизм заметный: по Ng — голубовато-зеленый, по Np — бледно-голубой.

Химический состав, определенный спектральным анализом, следующий: n% — Cu, Ca, As; около 1% — Si, Al, Sb; 0,n% — Mg, Fe; 0,0n% — Pb, Ga.

На рентгенограммах тиролита отмечаются сильные линии: из Анаульгана — 2,948(10) и 2,698(6); из Богу-Челпека — 2,948(10), 2,686(9).

Минерал встречается в ассоциации с галлуазитом, лимонитом, брошантитом, конихальцитом. В ряду последовательности выделения минералов тиролит Лачинханы занимает крайнее положение.

В медно-золоторудных кварцевых жилах Акчасая тиролит ассоциирует с ярозитом, скородитом, малахитом, азуритом. Он образуется непосредственно по блеклой руде или нарастает корочками на скородите, лимоните и кварце. Землистый тиролит замещает кальцит по трещинам спайности с возникновением полных и частичных псевдоморфоз по кальциту.

Фармакосидерит—(?)— $KFe_4^{3+}[(OH)_4]|(AsO_4)_3 \cdot 6-7H_2O$

По данным Ф. И. Вольфсона (1936), фармакосидерит встречается совместно со скородитом в окисленных мышьяковых рудах Гайнаккана в серицитизированных породах. Минерал не диагностирован.

Миксит—$Cu_{12}Bi[(AsO_4)_6(OH)_6] \cdot 9H_2O$

Миксит обнаружен Т. С. Тимофеевой в окисленной руде мышьяково-висмутового месторождения Устарасай в Пскемском хр., отмечается также в Нижнеакташском свинцово-мышьяково-висмутовом месторождении, в 5 *км* севернее г. Ангрена (Николаева и др., 1972) и в золото-серебряных рудопроявлениях Канджольского рудного поля (В. М. Турлычкин).

Миксит образует радиально-лучистые, игольчато-волокнистые, сноповидные и криптокристаллические округлые выделения размером 1—1,5 *мм* (Нижний Акташ) — 0,1 *мм* (Устарасай), игольчатые кристаллы и сферолитовые звездочки до 1,5 *мм* в поперечнике (Канджольское рудное поле). Блеск шелковистый, окраска голубовато-зеленая

(Нижний Акташ), изумрудно-зеленая (Канджольское рудное поле), желтоватая (Устарасай). Минерал хрупкий, спайность совершенная, микротвердость 162—267 *кг/мм*^{2} (Нижний Акташ), удельный вес 3,82.

В прозрачных шлифах погасание минеральных агрегатов волнистое или веерообразное. Плеохроизм отчетливый от слабо-голубоватого и почти бесцветного по Np до голубовато-зеленого по Ng, угасание косое, ∠ с Ng=30—32°, удлинение положительное, минерал двуосный, Np= =1,745; Ng=1,833, Ng—Np=0,088.

В концентрированных HNO_3 и H_2SO_4 миксит растворяется, оставляя бесцветный ажурный остов, в разбавленных кислотах растворяется быстрее. Миксит из Нижнеакташского рудопроявления содержит 11,5% Bi (рентгеноспектральный анализ), а также в качестве главных элементов — Cu и As и примеси: 0,n%—Pb, Zn, Mo; 0,0n%—Y; 0,00n%— Yb, Zn и 0,000n% — Be (полуколичественный спектральный анализ).

Рентгенограммы миксита из Нижнеакташского рудопроявления показали его сходство с эталоном. Главные линии рентгенограммы следующие: 12,1(10); 3,59(7); 2,97(5), 2,72(5); 2,48(8).

Минерал образуется в зоне окисления месторождений, содержащих в первичных рудах Bi, As и Cu. В Устарасае выделяется в пустотах среди бурого железняка, в Канджоле встречен с бисмутитом, в Нижнеакташском рудопроявлении — с конихальцитом, бедантитом, азуритом, кварцем, гидроокислами железа и окислами марганца.

ВАНАДАТЫ

БЕЗВОДНЫЕ ВАНАДАТЫ С ДОПОЛНИТЕЛЬНЫМИ АНИОНАМИ

Деклуазит—Pb(Zn,Cu)[OH | VO_4]

Деклуазит — редкий минерал, выявлен Э. А. Дунин-Барковской в Угамском хребте на вульфенитовых рудопроявлениях Сиджак и Хазартеке, Pb—Лачинхане и Свинцово-ванадиевом. Образует крупные выделения в Хазартеке и является одним из главных минералов Свинцово-ванадиевого рудопроявления.

Деклуазит образует хорошо ограненные кристаллы размером до 2 *мм*, гнезда диаметром 2—3 *см*, состоящие из тесно сросшихся таблитчатых кристаллов размером 1,5—2,5 *мм* (Хазартеке), корочки, прожилки толщиной до 3 *мм* (Свинцово-ванадиевое и Сиджак) и натечно-колломорфные образования шириной 2—3 *мм* (Сиджак).

Кристаллы двух габитусов: пирамидальные, состоящие из комбинации трех различно ориентированных ромбических призм, и таблитчатые — из комбинации пинакоидов, ромбических призм и дипирамид (рис. 13).

Окраска деклуазита темно- и буровато-коричневая. Блеск у кристаллических разностей алмазный, а у колломорфных — жирный.

Деклуазит растворяется в концентрированной HCl с окрашиванием ее в красновато-бурый цвет. Покрывается белой пленкой в отличие от ванадинита, который вспучивается, резко увеличивается в объеме и превращается в белую хлопьевидную массу. Деклуазит дает четкую реакцию на цинк.

По составу исследованные образцы относятся к крайнему почти безмедистому члену изоморфного ряда деклуазит-мотрамит.

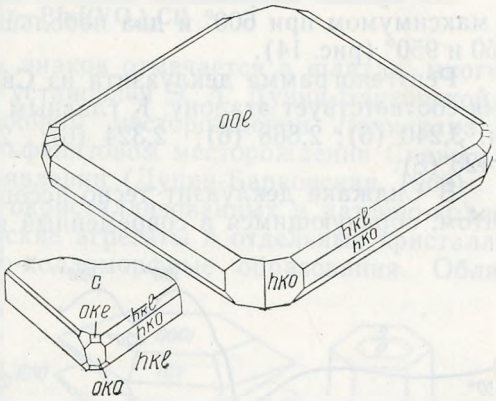


Рис. 13. Кристаллы деклуазита таблитчатого облика из Хазартеке, Угамский хр.

В составе минерала Cu и Cd изоморфны с цинком, а As, Sb и S — с ванадием, SiO_2, Al_2O_3, MgO и CaO связаны с механическими включениями.

Компонент	*Хазартеке*		*Свинцово-ванадиевое рудопроявление*
	обр. 592	*обр. 1*	*обр. 55а*
ZnO	21,69	18,85	22,40
Fe_2O_3	0,11	0,10	0,40
CuO	0,06	0,40	0,15
PbO	51,07	52,20	50,63
V_2O_5	22,40	21,50	22,00
As_2O_5	0,05	—	0,07
P_2O_5	—	—	0,00
SO_3	0,48	0,41	0,20
$+H_2O$	3,20	3,40	2,50
$-H_2O$	0,60	0,00	0,26
SiO_2	0,10	1,50	0,25
Al_2O_3	0,07	0,40	0,10
CaO	0,40	0,60	0,20
MgO	0,03	0,36	0,08
MnO	—	0,03	0,56
TiO_2	—	0,02	0,00
Сумма	100,26	99,85	99,80

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории МГ УзССР, аналитик Т. Т. Мухова. Обр. 592—сросток пластинчатых кристаллов деклуазита, 55а — хорошо ограненные кристаллы.

В деклуазите из Хазартеке спектральным анализом обнаружены Au (0,00п%) и во всех образцах — Mo (0,00п%), Cd (0,04—0,08).

На кривой нагревания имеется глубокий эндотермический эффект с максимумом при 600° и два небольших экзотермических эффекта при 750 и 950° (рис. 14).

Рентгенограмма деклуазита из Свинцово-ванадиевого рудопроявления соответствует эталону. К главным линиям рентгенограммы относятся: 3,240 (6); 2,868 (6); 2,324 (6); 2,122 (7); 1,667 (10); 1,581 (7); 1,423 (8).

В Сиджаке деклуазит тесно ассоциирует с ванадинитом и вульфенитом, образующимся в современный период в цинксодержащей глинке типа цинальсита. Наблюдались случаи формирования псевдоморфоз деклуазита по призматическим кристаллам ванадинита и нарастания натечного деклуазита на его желваки (Дунин-Барковская, Троненок, 1972). В Свинцово-ванадиевом рудопроявлении деклуазит и ванадинит вкраплены в кальцитовые прожилки, пронизывающие зону дробления в известняке. Деклуазит иногда слагает мономинеральные прожилки (Свинцово-ванадиевое рудопроявление) и гнезда (Хазартеке). Минерал образуется после вульфенита и ванадинита в гипергенных условиях.

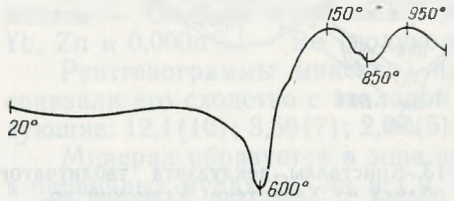


Рис. 14. Кривая нагревания деклуазита из Хазартеке, Угамский хр.

Везиньеит—$BaCu_3[OH|VO_4]_2$

Минерал установлен C. R. Guillemin (1955) одновременно в образцах из Фридрихсроде (Тюрингия), с Урала и из Агалыка (УзССР). Его характеристика приводится в сводке Э. М. Бонштедт-Куплетской (1956).

Везиньеит представлен мелкими псевдогексагональными пластинками, представляющими собой полисинтетические двойники (до 0,5 *мм* в диаметре). Цвет зелено-желтый, темно-оливково-зеленый, блеск стеклянный, видна отчетливая спайность по плоскостям уплощения, твердость 3—4, удельный вес 2,05.

Минерал двуосный отрицательный, —2V = 60°, Np перпендикулярно спайности, Ng параллельно удлинению. По отношению к двойниковой плоскости угол погасания 10°. Показатели преломления: Ng = 2,08; Nm — 2,07; Np — 2,04.

Главные межплоскостные расстояния: 3,20; 2,71; 2,29; 3,56; 1,92 Å.

Везиньеит — гипергенный минерал. Вероятно, распространен более

широко, так как во многих ранее изученных ванадатах иногда в значительных количествах отмечались Ba и Cu.

Ванадинит—$Pb_5[(VO_4)_3Cl]$

Ванадинит в виде единичных знаков отмечается в шлихах многих районов; в коренных выходах он установлен Э. А. Дунин-Барковской в Угамском хребте в свинцово-цинковом месторождении Лачинхана, в значительных количествах на вульфенитовом месторождении Сиджак и на Свинцово-ванадиевом рудопроявлении (Дунин-Барковская, 1969).

Минерал встречается в виде окристаллизованных и натечно-колломорфных разностей. Кристаллические агрегаты и отдельные кристаллы наблюдаются чаще, чем натечно-колломорфные образования. Облик

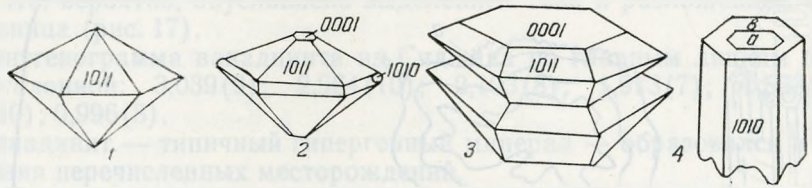


Рис. 15. Формы кристаллов ванадинита из Хазартеке.

кристаллов призматический и дипирамидальный. Для первых характерно развитие гексагональной призмы в комбинации с пинакоидом или с усеченной гексагональной пирамидой.

В Сиджаке кристаллы имеют длину 0,3—0,5 *см*, до 1,5×4 *см*. Характерны монокристаллы и параллельные сростки нескольких призматических кристаллов (рис. 15), многие из них зонального строения (4—5 зон). Периферийные зоны иногда состоят из многочисленных мелких параллельных кристалликов, имеющих одну общую ориентировку.

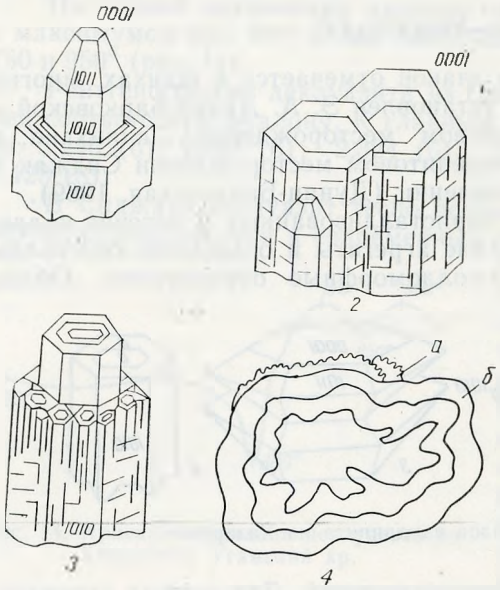
Грани ванадинита покрыты вицинальным узором продольной и паркетообразной формы. В Свинцово-ванадиевом рудопроявлении призматические кристаллы зонального строения с гладкими гранями, длиной 0,1—3 *мм* и дипирамидальные в комбинации с укороченной призмой. Грани пирамиды часто усечены плоскостью пинакоида (0001).

Натечно-колломорфный ванадинит встречен в Сиджаке в виде желвакообразных выделений и почковидных образований шириной до 3 *см* и длиной до 10 *см* (рис. 16).

Кристаллы ванадинита Сиджака бурые различных тонов. Кристаллы зонального строения имеют ядро темно-бурого цвета, периферийные зоны более светлые. На Свинцово-ванадиевом рудопроявлении призматические кристаллы окрашены в буровато-желтый и оранжевый цвет.

Внутренняя зона кристаллов темная, внешняя светлая, почти бесцветная, иногда полупрозрачная. Дипирамидальные кристаллы желтые, иногда совершенно бесцветные, прозрачные. Окраска натечно-колломорфного ванадинита серовато-желтая, зеленовато-серая, серая и бурая. Блеск у кристаллических разностей алмазный, у колломорфных — жирный.

Химический состав ванадинита близок к теоретическому.



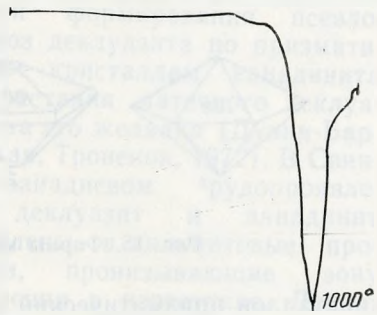


Рис. 16. Кристаллы ванадинита из Сиджака:

1—зональный кристалл, *2*—сростки призматических кристаллов, *3*—сложный зональный кристалл, *4*—колломорфный ванадинит по церусситу (*б*), корка кристаллического ванадинита (*а*).

Рис 17. Кривая нагревания ванадинита из месторождения Сиджак.

Отмечаются примеси As, P, Mo, S, Si изоморфные с V и Ca—с Pb. В колломорфном ванадините изоморфных примесей больше, чем в окристаллизованном.

Компонент	*Обр. 1135*	*Обр. 1136*	*Обр. 55*
CaO	0,90	0,40	0,10
MgO	0,07	0,10	0,09
ZnO	—	—	0,56
PbO	76,78	77,13	77,12
V_2O_5	14,40	18,90	19,00
As_2O_5	1,25	0,69	0,08
P_2O_5	3,40	0,28	0,04
MoO_3	0,07	0,02	—
SO_3	0,20	0,17	0,17
SiO_2	0,45	0,15	0,10
Cl	2,72	2,47	2,20

Прочие	0,21	0,13	0,32
Сумма	100,45	100,44	100,78
$O=Cl_2$	0,61	0,56	0,49
Итого	99,84	99,88	100,28

Примечание. Обр. 1135 — колломорфные желваки зеленовато-серого цвета, Сиджак; 1136 — столбчатые кристаллы бурого цвета, Сиджак; 55 — дипирамидальные кристаллы светло-желтого цвета, Свинцово-ванадиевое рудопроявление. Анализы выполнены в ЦХЛ Главгеологии УзССР Т. Т. Муховой.

Кроме ведущих элементов, спектральным анализом выявлены примеси Ba, Cu, Ti, Mn, Ag — 0,0n—0,00n%.

Кривая нагревания ванадинита характеризуется небольшим экзотермическим эффектом при 970° и глубоким эндотермическим при 1000°, что, вероятно, обусловлено выделением газа и разложением ванадата свинца (рис. 17).

Рентгенограмма ванадинита из Сиджака по главным линиям близка к эталонной: 3,039(9); 2,964(10); 2,103(8); 1,973(7); 1,563(10); 1,335(10); 0,996(8).

Ванадинит — типичный гипергенный минерал — образовался в зоне окисления перечисленных месторождений.

В Сиджаке ванадинит находится в парагенезисе с деклуазитом, лимонитом, церусситом, алюмосиликатной глиной типа цинальсита. Колломорфный ванадинит метасоматически развивается по мелкозернистому церусситу и покрывается коркой окристаллизованного ванадинита и деклуазита. Деклуазит образует псевдоморфозы по кристаллическому ванадиниту. Отмечены случаи нарастания мельчайших кристаллов вульфенита на стенках жеоды колломорфного ванадинита.

В Угамском хр. ванадинит встречен в кальцитовых прожилках в ассоциации с деклуазитом (Свинцово-ванадиевое рудопроявление). В Сиджаке налегающие на известняки лессовидные образования пропитаны вдоль зоны разлома красноватой глинкой. Наиболее крупные и целые кристаллы ванадинита встречены в этой глинке среди обеленных лессов и в контакте их с известняками.

Ванадинит так же, как и вульфенит (Дунин-Барковская, Троненок, 1972), образовался в современных условиях в результате циркуляции поверхностных вод вдоль четвертичных разломов. Зональное строение кристаллов указывает на постепенный характер отложения вещества. Источником ванадия, по-видимому, являются осадочные карбонатные породы, содержащие 0,001% V.

Из сопредельных районов ванадинит отмечался на месторождении Южная Дарбаза (Янишевский, Разумная, 1938) в форме мелких зеленых кристаллов, рассеянных в глинистой массе вблизи вульфенитовых жил. Ванадинит отложился после вульфенита и кальцита.

ВОДНЫЕ ВАНАДАТЫ

Фольбортит—$Cu_3[VO_4]_2 \cdot 3H_2O$

Кальциофольбортит $(Cu,Ca)_3[VO_4]_2 \cdot 3H_2O$

По данным Х. Штрунца (1966), «идентичность и соответственно обоюдное сродство кальциофольбортита — тангеита и фольбортита — узбекита еще не вполне выяснено».

Мы отмечаем некоторое различие между фольбортитом и узбекитом и в связи с этим описываем их раздельно.

Минерал известен во многих районах Средней Азии. Впервые описывался в работах И. А. Антипова (1908), Д. И. Щербакова (1924), И. Д. Курбатова (1926), И. Д. Курбатова, В. А. Каргина (1927), А. Е. Ферсмана (1928) и др. по Туямуюну и Карачагыру; В. А. Зильберминца, М. В. Самойло (1934), Я. Д. Готмана (1937) из ванадиевого месторождения Агалык в г. Каратюбе, С. Т. Бадалова — с северного склона Нуратинского хребта, Е. А. Коньковой — из Кызылкумов.

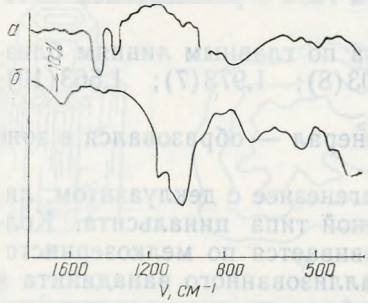


Рис 18. Инфракрасный спектр поглощения фольбортита:

а — эталон, *б* — фольбортит из Кызылкумов.

Он встречается в виде плотных корочек, скоплений пластинчатых кристаллов, радиально-лучистых агрегатов и округленных выделений в форме «бляшек»

Цвет минерала оливково-зеленый, лимонно-желтый, блеск стеклянный, на поверхности спайности перламутровый: хрупкий, твердость около 3, удельный вес 3,52 (Нуратау).

По составу фольбортит соответствует кальциофольбортиту, Отмечается значительная примесь бария, вероятно, за счет везиньеитовой молекулы.

Компонент	*Туркестанский хребет (Антипов, 1908)*	*Волокнистый ванадат (Ненадкевич, 1926)*	
CaO	20,40	22,40	22,69
CuO	29,45	32,70	33,29
V_2O_5	41,03	37,65	38,45
H_2O	4,55	4,47	3,90
Fe_2O_3 / Al_2O_3	2,80	1,02 / 0,61	0,10 / 0,50
SiO_2	1,10	0,98	0,20
MoO_3	0,23	—	—
Сумма	99,56	99,83	99,68

На кривой нагревания фольбортита фиксируются два эндотермических эффекта и один экзотермический при температуре 500°С, характерный для всей группы водных окислов ванадия.

Инфракрасный спектр поглощения фольбортита соответствует эталонному (рис. 18).

Рентгенограммы фольбортита из Кызылкумов и Казахстана близки. Главные линии рентгенограммы: 7,00(10); 2,99(9); 2,55(9); 2,38(10); 2,05(6); 1,790(6ш); 1,678(7ш); 1,508(9); 1,200(7); 1,022(9).

Фольбортит — гипергенный минерал. В Кызылкумах приурочен к зоне окисления черных ванадийсодержащих углеродисто-кремнистых сланцев. В парагенезисе с фольбортитом встречаются малахит, хризоколла, узбекит и другие ванадаты и окислы ванадия.

Узбекит—$Cu_3[VO_4]_2 \cdot 3H_2O$

Узбекит впервые установлен И. Д. Курбатовым (1926) в Карачагыре, позже — в Агалыке (Курбатов и Волков, 1927; Готман, 1937), С. Т. Бадаловым отмечен в Темиркабуке (Нуратау) и Е. А. Коньковой — в Кызылкумах.

Минерал встречается в форме дитригональных сростков или образует шарообразные скопления, состоящие из отдельных пластинчатых кристалликов, поставленных на ребра. Размеры этих образований достигают 1 *мм*.

Твердость узбекита около 3, цвет темно-зеленый, блеск алмазный. Минерал двуосный отрицательный. Показатели преломления для узбекита из Агалыка, по определению Н. М. Меланхолина, следующие $Np' = 1{,}978$; $Ng' = 2{,}025$ (Готман, 1937). Плеохроизм слабый.

По химическому составу узбекит соответствует водному ванадату меди с небольшой примесью кальция.

Компонент	*Из Агалыка (Готман, 1937)*	*Из Карачагыра (Курбатов, Игнатова, 1926)*	*Из Карачагыра (Курбатов, Каргин, 1927)*
CaO	3,14	0,31	—
CuO	42,14	44,69	30,37
MnO	—	—	0,44
PbO	—	—	0,15
Al_2O_3	6,92	—	4,45
Fe_2O_3	0,06	1,40	4,81
SiO_2	1,29	1,17	19,21
SO_3	0,44	—	—
V_2O_5	30,19	37,71	26,42
$-H_2O$	—	0,53	0,53
$+H_2O$	6,07	12,82	12,98
Нераств. ост.	5,61	—	—
Сумма	95,86	99,53	100,26

Отмечается значительное колебание в минерале содержания воды, из-за чего некоторые исследователи выделяют разновидность α- и β-узбекита. Пересчет на молекулярный состав двух видов узбекита дал следующие формулы: из Карачагыра «заборчики» — $3RO \cdot V_2O_5 \cdot 3H_2O$—α-узбекит; из Карачагыра «бляшки» — $3RO \cdot V_2O_5 \cdot 4H_2O$—β-узбекит; из Агалыка — $3CuO \cdot V_2O_5 \cdot 2H_2O$. Присутствие глинозема, кремнезема и особенно нерастворимого остатка связано с примесью других минералов.

В результате спектральных анализов, кроме установленных химическим путем элементов, обнаружены ничтожные количества Mg, Zn, Sr, Ba, Ti, Mn, Ni.

Рентгенограмма узбекита по ведущим линиям в значительной мере отличается от фольбортитовой (Cu-излучение):

I	*d/n*	*I*	*d/n*
8	3,15	4	2,08
10	3,08	7	1,710
9	2,58	7	1,59
		Сл.	1,35
		Сл.	1,22

Узбекит встречается в зоне окисления ванадиеносных углеродисто-кремнистых сланцев в виде корочек, друзочек, сферолитов и примазок в ассоциации с фольбортитом, хьюэтитом, пинтадоитом и другими ванадиевыми минералами.

Гамагарит—$Ba_2(Fe,Mn)\ [VO_4]_2 \cdot 0{,}5H_2O$

Минерал выявлен в Агалыке (Зильберминц, 1935; Готман, 1937; Холодов, 1968; Зильберминц, Самойло, 1934). Выделяется в виде иголочек и призматических агрегатов. Цвет темно-коричневый, твердость 4,5—5, удельный вес 4,62.

Минерал двуосный, показатели преломления: Np=2,016; Nm=2,040; Ng=2,130. Плеохроирует от красно-коричневого до соломенно-желтого.

Хьюэтит—$CaH_2[V_6O_{17}] \cdot 8H_2O$

Хьюэтит установлен Е. А. Коньковой в Кызылкумах. Распространен ограниченно. Выделяется в виде спутанно-волокнистых масс и пластинчатых скоплений. Цвет бронзово-красный, блеск шелковистый, хрупкий, твердость низкая.

В проходящем свете в шлифах оранжевый, с сильным плеохроизмом от оранжево-желтого до темно-красного. Оптически двуосный отрицательный, Ng>1,780; Np ≈ 1,780.

Спектральным анализом в минерале установлены следующие элементы: n%—V, Ca; около 1%—Na, Fe, Al; 0,n%—Mo; 0,0n%—Mg, Cu, Ba, Sr; 0,00n%—Ni, Mn, Ti.

На рентгенограмме наблюдаются основные линии: 7,62(10); 3,47(8); 3,13(9); 2,23(7); 1,72(5) близкие к эталону хьюэтита.

Хьюэтит выделяется по трещинам в углеродисто-кремнистых сланцах на сажистых сульфидах ванадия и на корвусите. Отмечаются прорастания хьюэтита с гипсом.

Россит—$Ca[V_2O_6] \cdot 4H_2O$

Россит отмечен Е. А. Коньковой в 1954 г. среди ванадиеносных углеродисто-кремнистых сланцев нижнего палеозоя в Кызылкумах. Из сопредельных районов встречен в ванадиевом рудопроявлении Северо-Восточной Ферганы (Ченцов, 1959).

Минерал слагает землистые и плотные массы желтовато-оранжевого цвета, блеск стеклянный, твердость низкая, хрупкий, имеется спайность. Двуосный положительный, Ng>1,78; Np ∾ 1,720. Медленно растворяется в воде. Дает качественные реакции на Ca, V и воду.

Россит слагает плотные корочки на буром железняке на выходах кремнисто-углеродистых сланцев.

Пинтадоит—$Ca[V_2O_7] \cdot 9H_2O$

Пинтадоит предположительно отмечен Е. А. Коньковой в 1957 г. в Кызылкумах среди нижнепалеозойских углеродисто-кремнистых ванадиеносных сланцев, а из сопредельных районов И. Г. Ченцовым (1959) — в ванадиевом рудопроявлении северо-восточной части Ферганской долины. Изучен слабо.

Кызылкумский пинтадоит образует зеленые выцветы по трещинам в кремнистых сланцах в ассоциации с фольбортитом.

Минерал медленно растворяется в воде. Раствор дает положительную реакцию на V и Ca.

Таллиевый карнотит—$(K,Tl)_2(UO_2)_2[V_2O_8] \cdot nH_2O$

В Кызылкумах И. Г. Смысловой впервые обнаружен природный калиево-таллиевый уранил-ванадат, который является промежуточным соединением в изоморфном ряду: $K_2(UO_2)_2[V_2O_8] \cdot 3H_2O$ — $Tl_2(UO_2)_2[V_2O_8] \cdot nH_2O$.

В минерале калий частично замещен таллием. По структуре и оптическим свойствам минерал аналогичен обычному карнотиту. Содержание Tl достигает в отдельных образцах 8—10% (Смыслова, 1972).

Таллиевый карнотит выделяется в виде рыхлых и слабоуплотненных желваков размером от 1 *мм* до 3 *см*, сложенных микрокристаллическими пластиночками. В желваках кварц-гетитового состава минерал выполняет пустотки и микротрещинки, выделяясь в виде почковидных агрегатов радиально-лучистого и концентрически-зонального строения.

Микроскопическими и электронно-микроскопическими исследованиями установлено, что таллиевый карнотит образует тончайшие пря-

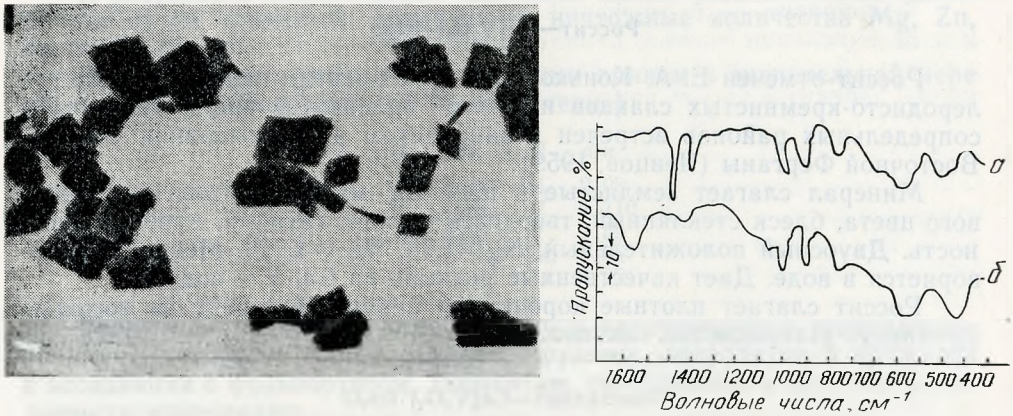


Рис. 19. Таблички таллиевого карнотита. Электронная микрофотография, ув. 5000.

Рис. 20. Инфракрасные спектры поглощения таллиевого (*а*) и обычного (*б*) карнотитов.

моугольные и ромбические чешуйки (рис. 19). Цвет исследуемого минерала желтый, зеленовато-желтый, удельный вес 4,74.

В HCl таллиевый карнотит растворяется не как типичный ванадат: в начале реакции образуется белый мучнистый осадок, исчезающий после добавления H_2O_2.

Оптические свойства: минерал двуосный отрицательный, 2V=38°, Np=c, Nm сечет острый угол пластинок пополам. Показатели преломления: Np=1,753; Nm=1,929; Ng=1,954; Ng—Np=0,201.

Параметры элементарной ячейки, определенные методом микродифракции от ориентированных пластинок следующий: a_0=10,19; b_0=8,42 Å. Рентгеноструктурным анализом (В. А. Шитов, ВСЕГЕИ) в таллиевом карнотите установлена структура обычного карнотита.

Инфракрасный спектр поглощения (Л. Г. Кузнецова, ВСЕГЕИ) описываемого минерала совпадает с обычным карнотитовым (рис. 20). Некоторый сдвиг полос главной области поглощения (700—1000 $см^{-1}$)

в сторону более низких частот обусловлен дефицитом воды в таллиевом карнотите.

При сопоставлении химического состава таллиевого карнотита с обычным и теоретическим отмечаются повышенные содержания в первом таллия, дефицит калия, а также некоторый избыток ванадия.

Компонент	*Таллиевый карнотит (из Кызылкумов)*	*Обычный карнотит*	*Теоретический состав (Соболева и Пудовкина, 1957)*
K_2O	8,00	8,80	10,44
Tl_2O	4,13	0,03	—
Na_2O	0,26	0,30	—
CaO	0,14	0,24	—
MgO	0,16	0,14	—
Al_2O_3	Сл.	Сл.	—
Fe_2O_3	1,18	0,56	—
SiO_2	0,35	0,03	—
TiO_2	Сл.	Сл.	—
V_2O_5	21,92	22,77	20,16
P_2O_5	0,24	0,03	—
UO_3	60,73	63,60	63,41
$+H_2O$	1,33	1,66	—
$-H_2O$	0,65	0,65	5,99
Сумма	99,09	99,68	100,00

Аналитик Н. И. Ветрова (ВСЕГЕИ)

В. И. Вернадский (1909) отмечал, что Tl — спутник Li, K, Rb, Cs, концентрируется в минералах и является изоморфным заместителем щелочных металлов. Поэтому при пересчете химического анализа учитывалась возможность изоморфизма Tl^+ и K^+, ионные радиусы которых равны соответственно 1,40 и 1,33 Å.

Формула таллиевого карнотита рассчитана кислородным методом по зарядам (Булах, 1967). При пересчете формулы из результатов химического анализа исключены Fe_2O_3 и SiO_2, наличие которых обусловлено механической примесью в исследуемом минерале гетита и кварца. Полученная формула имеет следующий вид:

$$(K_{1,44}\,Tl_{0,17}\,Na_{0,07}\,Ca_{0,02}\,Mg_{0,04})_{1,74}\,(UO_2)_{1,83}\cdot$$
$$[(V_{2,05}\,P_{0,03})_{2,08}\,O_{8,00}]2H_2O.$$

Таллиевый карнотит установлен в нижнепалеозойских углеродисто-кремнистых сланцах, в переходной зоне каолинитовой коры выветривания триас-юрского возраста на глубине 80—90*м*. Он ассоциирует с карнотитом, тюямунитом, отенитом, торбернитом, корвуситом, фольборитом и долореситом, которые развиваются на минералах древней коры выветривания — каолините, алуните, гетите и др.

СИЛИКАТЫ

ОСТРОВНЫЕ СИЛИКАТЫ С ИЗОЛИРОВАННЫМИ ТЕТРАЭДРАМИ

SiO_4 группа фенакита

Фенакит—$Be_2[SiO_4]$

В Узбекистане фенакит обнаружен только в акцессорных количествах: в виде единичных зерен он известен в Чаткальском хребте — в Баркраке (по В. А. Народной) и Саргардоне (Аполлонов, 1969), в Западном Узбекистане в пегматитах Кетменчи (Кромская, 1964).

В пегматитах Баркрака фенакит образует отдельные удлиненные и изометричные зерна размером от 0,0n до 0,2 *мм*; единственное гнездо фенакита встречено в полевошпат-слюдисто-флюоритовом прожилке среди скарнов. В Саргардоне фенакит наблюдается в виде единичных длиннопризматических кристаллов, ксеноморфных зерен, иногда радиально-лучистых сферолитов с характерным крестообразным погасанием. Отдельные кристаллы хорошо огранены. Кроме граней призмы, наиболее развиты грани ромбоэдров $(12\bar{3}2)$ и $(11\bar{2}3)$, встречаются скипетровидные кристаллы. В результате двойникования по $(10\bar{1}0)$ некоторые зерна фенакита приобретают штриховку вдоль длинной оси и мозаичное угасание в поперечных разрезах.

В Кетменчи минерал встречается в виде зерен неправильной формы или частично ограненных кристаллов ромбического облика с гладкими, ровными гранями пирамиды размером 0,3—0,6 *мм*.

Физические свойства минерала обычные. Фенакит в Саргардоне бесцветный, в Баркраке наряду с бесцветным встречаются светло-желтоватые разности, прозрачный, блеск стеклянный, иногда жирный, твердость 7,5—8,0, спайность несовершенная, хрупкий, излом раковистый, удельный вес 3,00 (Баркрак) и 3,15 (Кетменчи).

Минерал оптически одноосный положительный. У некоторых зерен фенакита из Саргардона обнаруживается небольшой угол оптических осей. Слабо плеохроирует в бледно-желтоватых тонах. Значения показателей преломления близки к теоретическим:

Место взятия	*Ne*	*No*	*Ne — No*	*Автор*
Саргардон	1,674	1,658	0,016	Аполлонов, 1969
Баркрак	1,673	1,654	0,019	по В. А. Народной
Кетменчи	1,669	1,653	0,016	Кромская, 1964

Химический анализ акцессорного фенакита из Кетменчи с небольшой примесью альбита, кварца и бурого железняка показал следующие результаты (вес.%). SiO_2 — 55,20; BeO — 40,39; MgO — 0,86; CaO —

0,12; Al_2O_3 — 2,13; Fe_2O_3+FeO — 0,37; Li_2O — 0,16; Na_2O — 0,52; $\pm H_2O$ — 0,20; сумма — 99,25 (лаборатория МГ УзССР, Кромская, 1964). В фенаките из Саргардона обнаружено 40,78% BeO (Аполлонов, 1969). По данным спектральных анализов, в минерале находится постоянная ничтожная примесь Mn, Cu, Ga, Ge, Ti.

Рентгенограммы фенакита из разных мест различаются незначительно за счет тонких особенностей их химического состава, но все они близки к эталонной:

Баркрак	*Кетменчи*	*Саргардон*
3,671 (9)	3,599 (3)	3,671 (10)
3,126 (10)	3,146 (6)	3,008 (10)
2,536 (10)	2,526 (5)	2,527 (10)
2,380 (8)	2,377 (9)	2,368 (8)
2,208 (10)	2,198 (7)	2,190 (10)
2,093 (8)	2,095 (8)	2,087 (9)
1,666 (8)	1,670 (7)	1,661 (7)
1,279 (10)	1,277 (10)	1,271 (10)
1,228 (7)	1,227 (9)	1,221 (7)
—	—	1,184 (7)

В генетическом отношении выявлено два типа фенакита: связанный с грейзенами и с пегматитовыми жилами. В Саргардоне вкрапленность размером 2—4 *мм* приурочена к слюдисто-флюоритовым жилам грейзенового типа, секущим скарны и карбонатные породы, в которых он ассоциирует с мусковитом, флюоритом, топазом, диаспором и акцессорными: бериллом, хризобериллом, эвклазом и бертрандитом.

В Баркраке фенакит встречен в прожилке мощностью 5—7 *см*, секущем скарновую породу везувиан-пироксенового состава. Установлена следующая последовательность образования бериллиевых минералов: берилл⟶фенакит⟶гельвин.

В Кетменчи фенакит обнаружен в грейзенизированных участках отдельных пегматитовых жил, залегающих среди слюдяных гранитов. Акцессорный фенакит образовался в гидротермальную стадию формирования пегматитовых жил и является одним из поздних бериллиевых минералов.

Виллемит—$Zn_2[SiO_4]$

Виллемит обнаружен М. И. Моисеевой в кварц-барит-флюорит-полиметаллическом месторождении Кенкол в Кураминском хребте.

Минерал образует бесцветные прозрачные пластиночки длиной 0,5—2 *мм*, часто собранные в радиально-лучистые пучки. Блеск стеклянный, в ультрафиолетовом свете сильно люминесцирует в зеленых тонах. В шлифах прозрачный, одноосный положительный. Показатели преломления следующие: No=1,692; Ne=1,722; Ne—No=0,030;

Спектральным анализом в качестве главных элементов обнаружены Zn и Si, а в виде примесей — Fe, Al (0,n%); Mn, Ca, Mg (0,0n%); Cu, Ag, Be, Ti, Ge (0,00n%).

Межплоскостные расстояния ведущих линий на рентгенограмме виллемита из Кенкола аналогичны эталонным: 3,498(8); 2,827(8); 2,639(9); 2,323(8); 1,861(9); 1,422(10); 1,365(8); 1,336(8); 1,004(8).

Виллемит встречен в зоне окисления месторождения Кенкол, где он образует радиально-лучистые вростки в натечном кварце и не связан с остальными окисленными рудными минералами.

В обычных условиях формирования зоны окисления образуется другой силикат цинка — каламин. Для образования виллемита требовались особые условия, которые могли возникнуть после возникновения месторождения в момент трансгрессии моря в меловой период и проникновения агрессивных морских вод вдоль рудного разлома, вскрытого к этому времени эрозией. Разложение силикатов вмещающих пород под влиянием щелочных морских вод способствовало выделению ортокремниевой кислоты, от взаимодействия с цинком которой получается виллемит.

Эвкриптит—$LiAl[SiO_4]$

Минерал установлен И. П. Заревич в пегматитах Науки в Западном Узбекистане в виде тонких удлиненных пластинок, образующих вростки в альбите. В шлифе бесцветный, двупреломление низкое, погасание прямое. Эвкриптит образуется в результате разложения сподумена при натриевом метасоматозе.

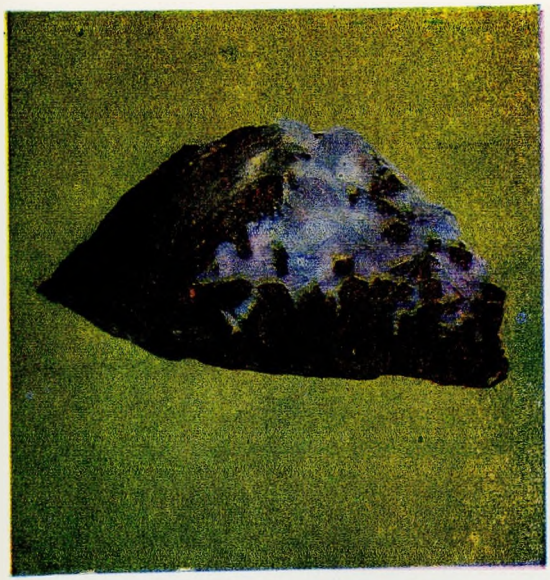
Группа оливина

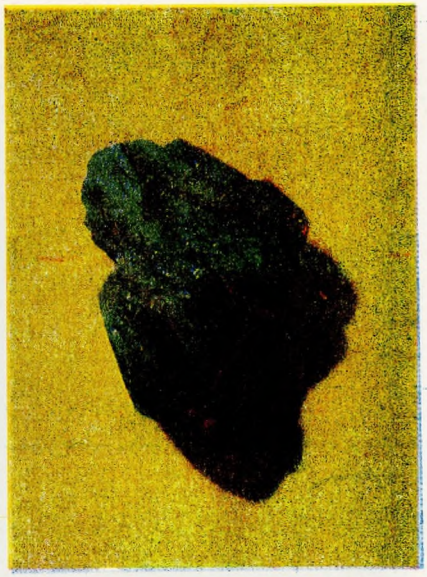
Форстерит—$Mg_2[SiO_4]$

Форстерит известен в Кураминском хребте — Кургашинкане (по З. А. Королевой), Курусае (Моисеева, 1969), Джангалыке и Кансае (Жариков, 1959) и в Западном Узбекистане в Нуратинских горах — Лянгаре (Абдуллаев, 1939, 1947; Сахоненок, 1967, Римская-Корсакова и др., 1959), Зирабулакских горах — Тыме и Кызкургане (Мацокина, 1953), Яхтоне, Тиллягульсае, Аккургане, Камангаране (Кучукова, Исмаилов и др., 1971).

Минерал встречается в виде мелких зерен размером сотые и десятые доли миллиметра, в единичных случаях — более крупных — до 1—2 *см*. Цвет темно-бурый и зеленоватый.

В шлифах минерал прозрачный, бесцветный или зеленовато-желтый с высоким рельефом и шагреневой поверхностью, двуосный положи-





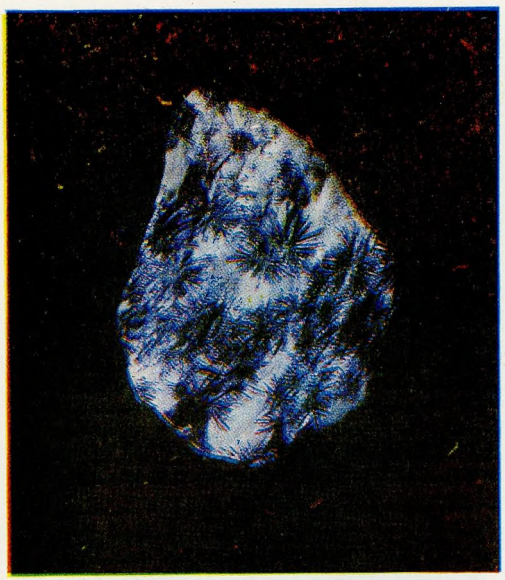
Пироксен в кварце из Лянгара. Коллекция М. И. Исмаилова. Ум. в 4 раза.

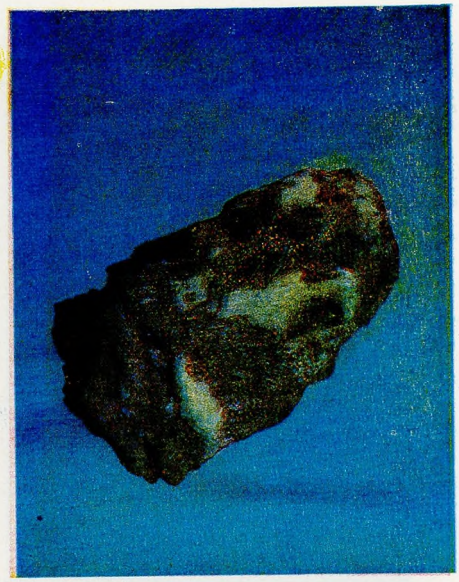
Кристаллы аквамарина. Минералогический музей ТашГУ. Нат. вел.

Кристаллы изумруда из Западного Узбекистана. Коллекция М. Р. Еникеева. Ум. в 2 раза.

Дюмортьерит из Акташа. Минералогический музей ТашПИ. Ум. в 2 раза.

Родонит из Султануиздага. Коллекция С. Т. Бадалова.



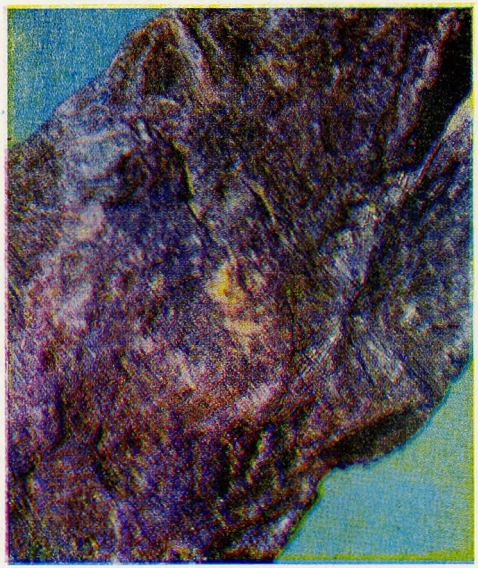


Турмалиновые солнца в кварце. Кураминский хр. Минералогический музей ТашПИ. Ув. в 2 раза.

Везувиан. Минералогический музей ТашГУ. Нат. вел.

Гранат-везувиановый скарн. Минералогический музей ТашГУ. Нат. вел.

Гранат из Лянгара. Коллекция М. И. Исмаилова. Ум. в 2 раза.



Эпидот. Минералогический музей ТашГУ. Нат. вел.

Гранат в кварце из Лянгара. Коллекция М. И. Исмаилова. Ум. в 2 раза.

Гранатовый скарн из Кураминского хребта. Коллекция экспедиции Химгеолнеруд. Ум. в 4 раза.

Везувиан из Кураминского хр. Минералогический музей ТашГУ. Нат. вел.

тельный. Отмечается небольшое колебание оптических констант в связи с различной изоморфной примесью железа:

Место взятия	*Ng*	*Nm*	*Np*	*Ng — Np*	*+ 2V*	*Автор*
Курусай	1,670	1,651	1,635	0,035	96°	Моисеева, 1969
Западный Карамазар	1,680	1,659	1,646	0,034	86—88	Жариков, 1959
Лянгар	1,683	1,664	1,649	0,034	83—85	Сахоненок, 1967
Кызкурган	1,686	—	1,643	0,043	—	Мацокина, 1953

Состав минерала из Курусая и Кызкургана определен спектральным анализом. Ведущие элементы: Si и Mg; примеси— Al, Ca, Fe, Mn, Ti (0,00n—0,n%). В форстерите из Кызкургана выявлена также примесь Ni, Cu, Pb, Ag, Zn, Sn, Sb, (0,00n—0,n%).

Форстерит — характерный минерал магнезиальных скарнов, образовавшихся на контакте палеозойских доломитов с интрузиями гранитоидного состава. В них он ассоциирует с диопсидом, гроссуляром, флогопитом, шпинелью, минералами группы гумита, тремолитом, бруситом, силикатами бора и кальцитом.

Минерал под влиянием гидротермальных растворов легко замещается серпентином. При этом образуются офикальцитовые и серпентин-форстеритовые породы.

В районе Курусая, Джангалыка, Кансая в Кураминском хребте известны мощные зоны дедоломитизированных пород (50—200 *м*), прослеживаемые по простиранию до 2—5 *км*, с рассеянной вкрапленностью форстерита и других магнезиальных силикатов (кальцифиры). Окатанные гальки таких пород обнаружены М. И. Моисеевой в базальных конгломератах шурабсайской свиты (P_1) в Такели (Кураминский хребет).

Оливин — $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$

Минерал изучен слабо. В работах обычно даются отрывочные сведения по микроскопической характеристике минерала (Висьневский, 1941; Хамрабаев, Гамалеев, 1957; Свириденко, 1958; Хамрабаев, 1958; Воловикова, 1958; Троянов, Бороздин, 1969; Мушкин, 1966; Хамрабаев, Гамалеев, Муминов, Баранов, 1967), отмечается лишь его наличие в качестве породообразующего минерала некоторых основных и ультраосновных пород.

Оливин встречается в виде хорошо образованных короткопризматических кристаллов и округлых зерен размером 0,5—1,5 *мм*, редко достигающих 0,5—3 *см*. Цвет желтовато-зеленый.

Под микроскопом в проходящем свете оливин бесцветный, редко зеленоватый, без плеохроизма. Двуосный отрицательный, угол оптиче-

ских осей колеблется от 70 до 90°. В дайках кимберлитоподобных слюдяных пикритов в Северном Нуратау оливин имеет следующие оптические константы: Ng=1,713; Nm=1,695; Np=1,685; —2V=80—90° (Троянов, Бороздин, 1969).

Оливин — главный породообразующий минерал пикритовых порфиритов (60—70%). В Северном Нуратау небольшие тела пикритовых порфиритов образуют «цепочку», вытянутую в северо-западном направлении на расстояние 15 *км*. В Южной Фергане пикритовые порфириты встречаются в форме единичных линзовидных тел (Гамалеев, Хамрабаев, Муминов, Баранов, 1967; Троянов, Бороздин, 1969). На южном склоне Чаткальского хребта оливин в качестве породообразующего минерала развит в оливиновых трахибазальтах (11%), в зоне Куакольского разлома в эруптивной брекчии и в лампрофирах, слагающих краевые части симметричных сложных даек (Мушкин, 1965).

Реликты оливина установлены в серпентинитах Кызылкумов и Султануиздага, в дайках диабазов и габбровых массивах Чаткальского и Кураминского хребтов и в прослоях основных эффузивов.

Оливин — минерал магматического происхождения, в вышеотмеченных изверженных породах ассоциирует с авгитом, энстатитом, гиперстеном, клиноэнстатитом, основным плагиоклазом и магнетитом.

Большая часть оливина нацело разложилась и о его существовании заключают по форме зерен и продуктам его изменения (серпентин, хлорит, магнетит, карбонат, тальк).

Mn-фаялит—$(Fe,Mn)_2$ $[SiO_4]$

Для минералов ряда фаялит — $Fe_2[SiO_4]$ и тефроит — $Mn_2[SiO_4]$ существует непрерывный изоморфный ряд. В зависимости от содержания фаялитовой молекулы выделяется ряд минералов. К фаялиту принято относить разности, содержащие 95—100% фаялитовой молекулы, к манган-фаялиту — 95—80% (Минералы, т. III, вып. I, 1972).

Mn-фаялит известен в двух пунктах: на южном склоне Кураминского хребта в пределах Чаркасарского гранитного массива (Гинзбург, Лисицына, Садикова, 1962) и в гранитных породах Туюкского массива в центральной части Чаткальского хребта (Крискович, 1971).

В Чаркасарах Mn-фаялит образует короткостолбчатые кристаллы без четко выраженных граней, имеющих в поперечных и продольных срезах веретеновидные контуры. Кристаллы крупные, размером от 1—2 до 80 *см*. В Туюке Mn-фаялит встречается в виде крупных (3—5 *см*) призм в шлифах и мелких зерен (до 3 *мм*).

В свежем изломе минерал буро-зеленый, чуть желтоватый, блеск жирный, излом раковистый. Удельный вес 4,30 (Чаркасары), твердость 5—6.

В шлифах прозрачный, светло-зеленый, не плеохроирующий, с резкой шагреневой поверхностью, спайность совершенная по (010) и по (001) и несовершенная по (110).

По содержанию основных компонентов минерал относится к Mn-фаялиту, с небольшой примесью форстеритовой, а в Туюке,— кроме того, ларнитовой и виллемитовой молекул.

Компонент	*Чаркасарский массив, Кураминский хр.*	*Туюкский массив, Чаткальский хр.*
SiO_2	28,98	28,83
TiO_2	—	0,50
Al_2O_3	0,00	Сл.
Fe_2O_3	4,41	5,28
FeO	57,17	54,83
MnO	7,77	8,50
MgO	1,05	1,05
CaO	0,10	0,30
ZnO	—	0,98
Сумма	99,48	99,82
Уд. вес	4,30	—
Ng	1,851	1,848
Nm	—	
Np	1,813	1,810—1,812
—2V	48°	50°
Mn_2SiO_4	11,0	12,6
Fe_2SiO_4	86,1	83,0
Mg_2SiO_4	2,6	2,7
Ca_2SiO_4	0,2	0,5
Zn_2SiO_4	—	1,2

	Число анионов из расчета на 4 (0)		*на 3 катиона*	
Fe^{+2}	1,65	2,03	1,59	2,00
Fe^{+3}	0,11		0,07	
Mn^{+2}	0,22		0,25	
Mg	0,05		0,05	
Ca	—		0,01	
Zn	—		0,03	
Si	1,00		1,00	

Аналитик	А. Т. Садикова	Л. Б. Корниенко
Авторы	Гинзбург и др., 1962	Крискович, 1971

Спектрально установлена примесь в минерале из Чаркасар Al, Cu, Ti.

В рентгенограмме фаялита из Чаркасар в числе главных линий выявлены: 3,52(8); 2,83(9); 2,49(9); 1,520(7); 1,775(10); 1,096(7). Параметры элементарной ячейки Mn-фаялита из того же пункта следующие: a_0 — 4,83; b_0 — 10,46; c_0 — 5,94 kx.

Фаялит — очень редкий минерал в гранитных породах. В Кураминском хребте он приурочен к шлировидным пегматоидным телам, залегающим в висячем боку пологих аплитовых даек в аляскитовом граните Чаркасарского массива. Шлиры округлой формы, размером от нескольких сантиметров до 5 *м*, сложены кварцем, микроклином, фаялитом и в подчиненном количестве альбитом, ортитом, биотитом, ильменитом, магнетитом, гематитом, фергуссонитом, циртолитом и торитом.

В Чаткальском хребте Mn-фаялит встречен в аналогичных кварц-фаялито-полевошпатовых шлирах, локализованных в гранит-порфирах апикальной зоны Туюкского интрузива (верховье ручья Заксай, бассейн р. Касана). Шлиры иногда протягиваются полосами 15—20 *м* и мощностью 0,5—1,5 *м* и приурочены к пологим участкам кровли массива. Кроме того, редкие зерна фаялита найдены в самих гранит-порфирах.

Mn-фаялит довольно легко изменяется под воздействием гидротермальных растворов, замещаясь агрегатом кварца, магнетита, жедрита, феррофаялита и гематитом.

Fe-фаялит (таласкит)—$(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg)_{<6}[SiO_4]_3$

Феррифаялит выявлен И. В. Гинзбургом, Г. А. Лисициной и др. в Чаркасарском гранитном массиве, И. Е. Сморчковым в Аштском гранитном массиве Кураминского хребта и Н. Н. Крискевич в Туюкском гранитном массиве в центральной части Чаткальского хребта.

За феррифаялит И. В. Гинзбург с соавторами принимают стабильную разновидность фаялита, возникновение которой обусловлено переходом Fe^{2+} в Fe^{3+}, похожую на таласкит (Никитин, 1936), но отличающуюся от него более высоким содержанием Fe_2O_3 (в 2—3 раза). «Феррифаялит не минерал, но и не смесь явных минералов, поэтому он называется минералом условно» (Гинзбург и др., 1962).

Форма кристаллов феррифаялита точно повторяет форму кристаллов Mn-фаялита, на месте которого он возник, но спайность оказывается иной. Она развита в трех направлениях, пересекающихся под углом 60°.

Микротвердость 572—744 *кг/мм*^{2} (5,1—5,8 по шкале Мооса). Минерал обладает средней электромагнитностью (восприимчивость $57{,}7 \cdot 10^{-6}$ *см*^{3}/*г*), парамагнитный.

Феррифаялит непрозрачен и только в очень тонких срезах местами просвечивает темно-бурым цветом, в полированных шлифах темно-серый, с отражательной способностью меньшей, чем у магнетита. Минерал то слабо анизотропен, то близок к изотропному. N = 1,926—1,957. Удельный вес 3,90 (Чаркасары).

Химический состав феррифаялита непостоянен, особенно в отношении содержания FeO и Fe_2O_3.

Компонент	Чаркасары обр. 3	Чаркасары обр. 4	Ашт обр. 6	Таласкит из Гиссара
SiO_2	30,48	29,02	30,18	29,87
TiO_2	0,07	0,06	Сл.	0,08
Al_2O_3	0,37	—	0,74	—
Fe_2O_3	32,19	47,18	45,74	12,07
FeO	26,77	12,53	15,14	54,88
MgO	0,10	0,70	0,28	2,54
MnO	7,96	7,55	5,49	0,02
CaO	0,82	0,77	0,40	0,20
ZnO	—	—	0,35	—
Na_2O	0,14	—	—	0,71
K_2O	0,08	—	—	0,08
$-H_2O$	Нет	0,46		—
$+H_2O$	0,80	2,07	1,92	—
Сумма	99,78	100,34	100,24	100,45

Примечание. Обр. 3,4—Fe-фаялит в крупнозернистых шлирах в аляскитовом граните, 6—Fe-фаялит в крупнозернистых шлирах в гранитном массиве. Аналитик Е. И. Ломейко (Гинзбург и др., 1962, по Е. И. Сморчкову); таласкит из кварц-полевошпатовых шлиров в гранитоидах (Никитин, 1936).

Спектральным анализом в феррифаялите установлена примесь Zn, Cu, Mo (Чаркасары) и Zn, Cu, Sc, Pb (Ашт).

Рентгенограммы феррифаялита из Чаркасар показали, что значение межплоскостных расстояний и интенсивность линий близки к оливиновым, но не вполне соответствуют фаялитовым. Mn-фаялит, прокаленный до 600° и 800°, дал дифракционную картину, соответствующую таковой природного феррифаялита, который при 800 и 900° превращается в смесь гематита и кремнезема. На основе порошкограммы вычислены параметры ячейки, равные: a_0 — 4,71; b_0 — 10,5; C_0 — 6,10 Кх (Чаркасары).

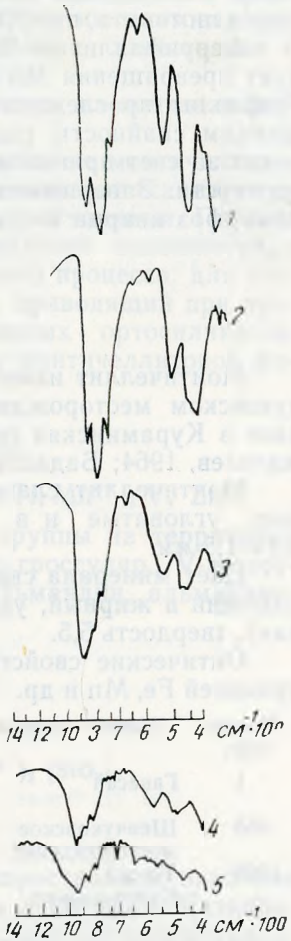


Рис. 21. Кривые инфракрасного спектра поглощения:

1—форстерита; 2—Mn-фаялита; 3, 4—феррифаялита; 5—фаялита, прокаленного до 600°С (Гинзбург, Лисицына и др. 1962).

Принадлежность феррифаялита к минералам группы оливина подтверждена исследованиями в лучах инфракрасного спектра. Спектры поглощения форстерита, Mn-фаялита, Fe-фаялита, прокаленного при 200° и 400°, и феррифаялита в целом близки (рис. 21).

На дифференциальной кривой нагревания феррифаялита из Чар-

касар наблюдается два эффекта: при 300°, соответствующий дегидратации лимонита, при 700° — образованию гематита.

Феррифаялит из Чаркасар, Туюка и Ашта представляет собой продукт превращения Mn-фаялита. В шлифах превращение Mn-фаялита в Fe-фаялит прослеживается полностью. Замещение начинается по трещинкам спайности, распространяясь на весь кристалл. Распад происходит за счет привноса кислорода воздуха в открытой системе близ поверхности. Завершающей стадией распада является образование псевдоморфоз кварца и гематита по феррифаялиту (Гинзбург и др., 1962).

Группа монтичеллита

Монтичеллит—$CaMg[SiO_4]$

Монтичеллит известен в районе Гавасая (Чаткальский хр.), в Шевчуковском месторождении Кансайского рудного поля и в Кургашинкане в Кураминских горах (Бадалов, Голованов, Хожателев, 1958; Хожателев, 1964; Бадалов, 1965; данные З. М. Протодьяконовой).

Монтичеллит слагает мелкозернистые агрегаты. Зерна изометричные, угловатые и в виде вытянутых шестиугольников, размером 0,1—1,5 *мм*.

Цвет минерала светлый, серовато-зеленый, блеск стеклянный, переходящий в жирный, удельный вес 3,01 (Шевчуковка); 3,19 (Кургашинкан), твердость 5,5.

Оптические свойства монтичеллита несколько колеблются за счет примесей Fe, Mn и др.

Номер обр.	*Место взятия*	*Ng*	*Nm*	*Np*	*Ng—Np*	*—2V*	*Автор*
1	Гавасай	1,660	—	1,646	0,014	—	Хожателев, 1965
955	Шевчуковское месторождение	1,653	—	1,644	0,009	—	По З. М. Протодьяконовой
1025	То же	1,652	—	1,640	0,012	—	
—	Кургашинкан	1,670	1,663	1,660	0,010	76	Бадалов, Голованов, 1958

Химический состав монтичеллита из Кургашинкана отличается повышенным содержанием Mg, Fe^{3+} и H_2O за счет примеси форстеритовой молекулы, серпентина и мартита (вес.%): SiO_2 — 37,30; Fe_2O_3 — 3,90; MnO — 0,08; MgO — 24,93; CaO — 33,80; H_2O — 0,42; сумма — 100,42. Аналитик Е. Ф. Касьянова (Бадалов, Голованов, 1958).

Межплоскостные расстояния рентгенограммы из Кургашинкана соответствуют эталонным: 2,63(10); 1,807(9); 1,592(7) (Бадалов, Голованов, 1958); из Кансая 2,61 (10); 1,800 (10); 1,582 (9) (по З. М. Протодьяконовой).

На перечисленных месторождениях монтичеллит приурочен к скарнам. В Гавасае мелкозернистая монтичеллит-сперрит-мелилитовая порода развивается на контакте дедоломитизированных известняков с габбро-диоритами.

В Кургашинкане монтичеллитовый скарн залегает на контакте сиенито-диоритовых интрузивов с доломитами девона.

На Шевчуковском месторождении мономинеральные монтичеллитовые и граничащие с ними пироксен-везувиановые скарны локализуются между интрузивным массивом гранит-порфира и известняками. По вопросу о генезисе минерала большинство исследователей склоняются к мнению, что это продукт своеобразного контактового процесса, для состава которого весьма характерен недостаток SiO_2, приводящий при прочих равных условиях к образованию насыщенных ортосиликатов. Д. С. Коржинский (1940) относит породы геленит-монтичеллитовой фации к образованиям сравнительно малых глубин.

Группа граната — $A_3B_2[SiO_4]_3$

где A—Ca, Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+} ; B—Al, Fe^{3+} , Cr^{3+} , Ti, Mn^{3+} , V, Zr.

В результате изучения минералогии данной группы на территории Узбекистана выделен следующий ряд минералов: гроссуляр, V-гроссуляр, гроссуляр-андрадит, андрадит, шорломит, альмандин, альмандин-спессартин, пироп-альмандин.

Гроссуляр — $Ca_3Al_2\ [SiO_4]_3$

V-гроссуляр — $Ca_3(Al,V)_2\ [SiO_4]_3$

Гроссуляр-андрадит — $Ca_3(Al,Fe^{3+})_2\ [SiO_4]_3$

Андрадит — $Ca_3Fe_2^{3+}\ [SiO_4]_3$

Минералы гроссуляр-андрадитового ряда распространены наиболее широко. Крупные мономинеральные скопления их известны в Чаткало-Кураминских горах и Западном Узбекистане в скарново-полиметаллических, скарново-магнетитовых и скарново-шеелитовых месторождениях. В Южном Узбекистане распространены меньше.

Впервые гранаты упоминаются в работах И. В. Мушкетова (1870) и Г. Д. Романовского (1884). На широкое распространение их обратили внимание первые исследователи Узбекистана — С. Ф. Машковцев (1928, 1935); Б. Н. Наследов (1935); И. В. Дюгаев (1935); Ю. А. Арапов (1936); Ф. И. Вольфсон (1935); А. Б. Баталов (1940); З. А. Королева (1941); Е. А. Карпова (1944); Х. М. Абдуллаев (1947 и др.). В последующие годы большим коллективом исследователей изучен хими-

ческий состав гранатов, уточнены генетические типы и взаимоотношения с сопровождающими минералами.

Номенклатура гранатов андрадит-гроссулярового ряда была разработана многими исследователями. Нами была принята установка А. П. Грудева (1964), согласно которой в основу названия минерального вида положено содержание андрадитовой составляющей. Он предложил выделить три главные разновидности кальциевых гранатов: гроссуляр, содержащий от 0 до 35% андрадитовой молекулы, гроссуляр-андрадит — от 35 до 65%, андрадит и шорломит — >65°. Описываемые минералы чаще всего встречаются совместно, и без тонких исследова-

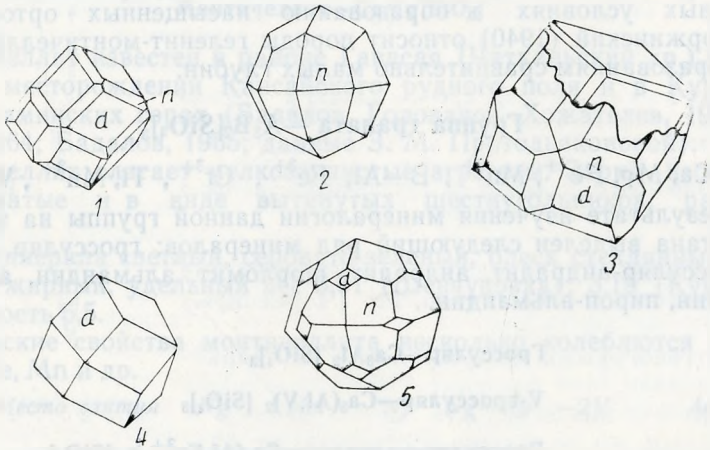


Рис. 22. Формы кристаллов граната гроссуляр-андрадитового ряда:

1—3—из Лянгара (Мясников, 1951; Римская-Корсакова, 1956), *4—5*—из Накпая (Исмаилов, 1958).

ний отнести их к тому или иному виду невозможно, в связи с чем приводится их общая характеристика.

Гранаты выделяются в виде сплошных сливных масс, зернистых агрегатов и хорошо образованных кристаллов и их сростков. Размер кристаллов колеблется от десятых долей до 2—3 *мм*, в единичных случаях достигает 1—3 *см*. Самые крупные кристаллы граната (до 10—15 *см*) — встречаются в Лянгаре (Мясников, 1951) в виде ромбододекаэдра, тетрагонтриоктаэдра и комбинаций этих двух форм (рис. 22).

На кристаллах граната из Лянгара наблюдалась в процессе роста смена формы (110) в ядре на (211) во внешней огранке (Сахоненок, Римская-Корсакова, 1964).

Окраска граната самая разнообразная. Гроссуляр более светлый — белый, светло-зеленый, светло-желтый, розовый, но встречается коричневый и серовато-бурый. Андрадит и гроссуляр-андрадит окрашены в коричневые, желтые и зеленые цвета разных оттенков. Гранаты Западного Узбекистана имеют четко выраженный более яркий красноватый оттенок за счет повышенного содержания в них альмандинового и спессартинового компонентов. В сливных гранатах окраска обычно распределяется равномерно, а в кристаллах — часто зонально, в центре более густая, в периферических частях — более светлая. В некоторых кристаллах резко окрашенные зоны многократно чередуются.

Сливные гранаты непрозрачные, кристаллические — от прозрачных до просвечивающих, блеск стеклянный, твердость 6,5—7. Удельный вес гранатов колеблется в пределах 3,51—4,03, что свидетельствует об изменении состава минерала от чисто гроссулярового до андрадитового с примесью пиральспитовых молекул.

Месторождение	*Удельный вес*	*Автор*
	Кураминские горы	
Пирмираб	3,86; 4,03	М. И. Моисеева
Курусай I	3,59; 3,70; 3,76; 3,86	
Курусай II	3,60; 3,61; 3,62; 3,63; 3,67 3,69; 3,76; 3,85; 3,88; 3,90	
Курусай, участок Лагерный	3,63; 3,72; 3,80; 3,90	
Шевчуковское	3,73, 3,95	З. М. Протодьяконова
Накпай	3,70	Исмаилов, 1958
Перевальное	3,603; 3,610; 3,631; 3,713 3,729; 3,737; 3,786; 3,822; 3,849; 3,846; 3,863; 3,888	Болдырева, 1966
	Чаткальские горы	
Майдантал	3,702;,3,59	Поваренных, 1951
Караарча	3,53	Еникеев, 1958
	Нуратинские горы	
Лянгар	3,678; 3,701	Мясников, 1951
Темиркабук	3,65; 3,59; 3,53	Бадалов, 1951, 1957
	Зирабулакские горы	
Ингичка	3,687; 2,585	Н. В. Лиценмайер

Гранаты с удельным весом до 3,70 заметно более светлые (гроссуляры), а более тяжелые — обычно коричневые, зеленые и ярко-желтые.

В шлифах в проходящем свете гранаты большей частью бесцветные. Наиболее темные разности (андрадиты) слабо-розоватые, желтоватые, зеленоватые. Сливные гранаты нормально оптически изотропны и границ между отдельными зернами не видно. Кристаллические раз-

ности, как правило, аномально анизотропны со слабым двупреломлением (0,002—0,009), обнаруживается сложное секториальное и зональное двойникование. Первые состоят из нескольких пирамид с общей вершиной в центре кристалла, вторые типичные для андрадита, располагаются параллельно граням кристалла.

Погасание зон прямое. Отдельные зоны отличаются друг от друга показателями преломления, разница достигает 0,065, что свидетельствует о значительном различии в их химическом составе (Римская-Корсакова и др., 1964). Показатели преломления колеблются от 1,730 до 1,890, т. е. в пределах значений между гроссуляром и андрадитом.

Месторождение	*N*	*Автор*
Накпай	1,751	Исмаилов, 1958
Ангрен	1,760	Петров, Рубанов, 1960
Карамазар	1,730; 1,870	Жариков, 1959
Перевальное	1,754; 1,757; 1,782; 1,822; 1,828; 1,890	Болдырева, 1966
Майдантал	1,810; 1,830	Поваренных, 1951
Караарча	1,735	Еникеев, 1948
Койташ	1,745; 1,764; 1,765	Королева, Баталов, 1941
Ингичка	1,763; 1,753; 1,738; 1,755	З. А. Королева
Лянгар	1,776; 1,742; 1,778; 1,756; 1,760; 1,750; 1,726; 1,746; 1,748; 1,762; 1,748; 1,659; 1,752; 1,766; 1,780; 1,778; 1,752; 1,774; 1,763	Н. В. Лиценмайер Абдуллаев, 1947; Мясников, 1951; Римская-Корсакова и др., 1964
Темиркабук	1,752; 1,744; 1,740; 1,741; 1,732	Бадалов, 1951, 1957
Чаштепе	1,734	Мацокина, 1952

В гранатах гроссуляр-андрадитового состава с преобладанием гроссуляровой молекулы (60—80%) из скарново-шеелитовых месторождений Лянгар, Койташ и Яхтон с пониженным содержанием CaO значения параметра кристаллической решетки a_0 и ее объем уменьшаются от 11,875 до 11,701Å (Исмаилов, Скачкова, 1971).

Химический состав гранатов изучен довольно хорошо. Имеются 108 полных химических анализов образцов из 32 объектов, освещающих состав гранатов различных генетических типов из всех регионов (табл. 5).

Анализы пересчитаны на формулы из расчета на 12 кислородных единиц (табл. 6) и на минальный состав (табл. 7). По составу гранаты соответствуют гроссулярам и андрадитам и промежуточному члену — гроссуляр-андрадиту.

Сравнительные данные анализов гранатов по отдельным регионам и генетическим типам позволяют выявить определенные закономер-

ности. Так, в скарново-шеелитовых месторождениях Западного Узбекистана развит гроссуляр, содержащий от 59,2 до 91,7% гроссуляровой молекулы, в среднем 68,0%. В скарново-полиметаллических месторождениях Кураминского хребта гранат представлен гроссуляр-андрадитом, андрадитом и реже гроссуляром. По данным пересчета 37 полных химических анализов, средний состав граната из полиметаллических месторождений соответствует андрадиту, содержащему 67,0% андрадитовой молекулы. В скарново-магнетитовых месторождениях Чаткало-Курамы резко преобладает андрадит (в среднем, из 32 анализов, 73,3% андрадитовой молекулы). В золоторудном месторождении Чадак гранат представлен андрадитом (в среднем 89,2% андрадитовой молекулы).

Материалы по гранатам Узбекистана подтвердили выявленную ранее связь между составом гранатов и типом рудоносности (Карпова, Ивашенцев, 1954; Соболев, 1964; Исмаилов, 1969).

Отмечается повышенное содержание спессартиновой и альмандиновой молекул в гранатах из шеелитовых месторождений Западного Узбекистана (в среднем 3,8 и 5,1%) по сравнению с гранатами скарново-полиметаллических (2,4 и 1,1%) и скарново-магнетитовых месторождений (1,6 и 3,7%) Курамы. Выявлено несколько более высокое содержание пироповой молекулы в гранатах из полиметаллических месторождений Кураминских гор.

По данным спектральных анализов, в гранатах Кураминского хребта имеется постоянная примесь Cu, Ag, Zn, Ga, Ge, Pb, V, As.

В гранате из золотого месторождения Пирмираб содержится в среднем 26 *г/т* германия, из скарново-магнетитового Чокадамбулак — 7, из скарново-шеелитовых месторождений Западного Узбекистана: Лянгар — 13, Койташ — 8, Ингичке — 22 (Моисеева, 1969; Багрова, 1967; Кучукова и др., 1971).

Гранаты скарново-магнетитовых месторождений Чаткало-Курамы и роговиков Западного Узбекистана содержат 2000 *г/т* олова (Мышиккол), 146 (Чимган), 225—1330 (Каракыз-Анаульган), 315 (Лянгар), 310 (Койташ), 1200 (Каратюбе) (Каххаров, 1959, 1969; Исмаилов, 1971). В гроссуляре из роговиков Темиркабука содержится 1300 *г/т* SnO_2 (Бадалов, 1957).

По сравнению с Кураминскими гранаты Западного Узбекистана и Чаткала характеризуются повышенной оловоносностью. В гранатах Чаткала отмечен бериллий (0,006—0,115%) (Каххаров, 1969). Единичные пробы показали наличие серебра в гранатах из скарново-полиметаллических месторождений — 104 *г/т* (Моисеева, 1969). В гранатах из Лянгара и Койташа (Исмаилов и др., 1971) содержание галлия близко кларку — 15 и 13,5 *г/т*.

В Чаткало-Кураминском регионе гранаты гроссуляр-андрадитового ряда принимают участие в следующих образованиях.

Химический состав гранатов

Номер обр.	Месторождение	Рудная формация	Характеристика минерала	Компо			
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
							I. Кураминский
							Грос
1327	Центральный Кансай	Скарново-полиметаллическая	Мономинеральный скарн	38,70	Сл.	18,74	2,90
1	Кансай		Аномально-анизотропный гроссуляр в скарне	33,60	0,00	27,58	2,07
1а	Перевальное			37,76	0,56	15,61	7,99
2	Накпай		Светло-коричневый гроссуляр в скарне	38,98	0,55	18,80	4,32
855	Ташбулак		Гроссуляр в скарне	34,26	0,20	27,35	4,42
866				34,64	0,13	29,57	4,90
2703				35,44	0,20	25,56	4,24
							Гроссуляр-
5787	Туранглы	Скарново-железорудная	Сливной биметасоматический скарн	39,18	0,10	12,60	11,87
5683	То же			37,23	0,00	8,28	19,80
752	Курусай II	Скарново-полиметаллическая		36,70	0,12	7,15	21,32
5540	Курусай, Промежуточное			37 29	0,17	7,46	20,44
5584	Курусай, „Водокачка“			37,50	0,45	15,03	9,64
3	Центральный Кансай			35,64	0,20	13,74	10,52
4	Окуртау, Акташ		Трубчатая скарновая залежь	36,98	0,10	9,51	19,09
5				35,36	0,05	8,71	21,46
							Андра
6	Туранглы	Скарново-железорудная	Бурый андрадит в скарне	34,11	—	1,75	32,65
7				37,20	0,00	0,05	29,14
5556	Туранглы	Скарново-железорудная	Прожилок желтого андрадита в биметасоматическом скарне	35,55	0,00	1,48	27,87
5788	Центральный Кансай	Скарново-полиметаллическая		36,37	0,08	3,24	25,57

Таблица 5

гроссуляр-андрадитового ряда

ненты						Аналитик	Автор
FeO	MnO	MgO	CaO	прочие	сумма		
хребет							
суляр							
0,80	2,35	0,80	34,90	0,52	99,71	—	Попов, 1960
0,82	0,57	1,50	31,16	0,68	97,98	В. Е. Кутейников	Арапов, 1936
1,16	0,14	0,22	36,40	—	99,84	Г. М. Юрова	Болдырева, 1966
0,00	0,05	0,37	36,56	—	99,63	М. И. Исмаилов	Исмаилов, 1958
1,14	1,17	0,86	30,00	—	99,40	—	Н. Н. Королева
0,71	0,95	0,66	30,60	—	102,16	—	
0,71	0 36	0,92	30,95	—	98,38	—	
андрадит							
1,29	0,75	0,70	32,31	0,66	100,16	—	Тарасов, 1967
0,36	0,78	0,40	33.09	0,24	100,18	—	
2,52	1,28	1,25	29,66	—	100,00	Р. А. Тюменева	Моисеева, 1956
0,64	0,64	0,45	32,62	0,26	99,97	—	Тарасов, 1967
0,50	1,80	0,59	33,68	0,92	100,11	—	
1,19	0,06	3,70	35,20	—	100,25	—	Попов, 1960
—	0,74	0,47	34,72	—	100,61	Р. Е. Якубович	Вольфсон. 1952
—	1,88	0,45	32,20	—	100,11	В. М. Сендерева	
дит							
0,83	1,10	0,58	28,71	0,75	99,73	—	Поярков, 1941
1,04	0,79	0,22	30,20	2,49	101,13	—	
0,43	1,50	0.64	31,26	1,44	100,17	—	Тарасов, 1967
0,57	0,90	0,50	32,38	0,60	100,21	—	

Номер обр.	Месторождение	Рудная формация	Характеристика минерала	Компо			
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
970	Чокадамбулак	Скарново-железорудная	Биметасоматический скарн	36,00	0,15	4,57	23,98
1091				35,00	0,12	0,60	30,46
1344				35,02	0,31	2,00	28,26
474				34,12	сл	4,18	28,68
641				35,28	сл	3,40	28,12
84741				36,06	—	0,54	29,09
85219				34,74	—	0,72	29,56
7180	Аткулак			37,22	0,15	1,67	24,44
6а	Курусай I	Скарново-полиметаллическая	Гнезда андрадита в трубчатой скарновой залежи	35,96	0,01	2,31	28,16
787	Курусай II			36,42	0,01	3,31	25,56
327	Курусай I			36,92	0,00	1,83	28,40
11а	Северный Джангалык		Гнезда и вкрапленность желтого андрадита в жилообразной скарновой залежи	35,72	0,02	1,54	28,80
8	Западный Джангалык		Гнезда желтовато-зеленого андрадита в трубчатой скарновой залежи	34,39	0,00	2,92	28,68
9	Центральный Кансай		Андрадит в трубчатой залежи	35,55	—	2,26	27,36
10	Западный Кансай		То же	34,00	—	3,27	28,68
794	Окуртау, Шевчуковское		Кристаллы красновато-коричневого андрадита в трубчатой скарновой залежи	35,64	0,30	4,96	27,80
30	Окуртау, Акташ		Скарн	37,28	—	1,26	26,34
762	Главная рудная зона Алтынтопкана			33,60	0,00	2,68	29,92
2а	Алтынтопкан, Перевальное			34,18	0,22	1,27	28,93
4160				32,20	0,10	1,25	30,52
11				35,03	0,22	3,45	27,50
12	Главная рудная зона Алтынтопкана			32,26	0,21	2,71	22,90

ненты						Аналитик	Автор
FeO	MnO	MgO	CaO	прочие	сумма		
1,40	0,20	0,60	33,20	—	100,10	Е. Ф. Касьянова	Багрова, 1965
0,54	0,08	0,25	33,10	—	100,15		
0,37	0,10	0,80	33,30	—	100,16		
0,72	0,42	0,00	32,00	—	100,12		Есимов, 1945
1,08	0,10	0,00	31,90	—	99,88		
0,42	0,24	0,50	32,21	—	99,06	—	Мясников
0,36	0,21	0,20	33,27	—	99,06	—	
1,46	0,90	0 50	29,87	3,37	99,58	Т. И. Суконкина	Каххаров, 1958
0,00	0,67	0,61	32,23	0,03	99,98	Т. Т. Мухова	Моисеева, 1956
0,00	0,63	0,52	32,40	0,03	98,88		
0,00	1,33	1,50	29,99	0,04	100,01		
0,00	0,65	1,50	31,50	0,27	100,00		
0,00	1,87	Сл.	31,82	—	99,67	Р. Е. Якубович	Вольфсон, 1952
1,44	0,50	0,35	32,40	—	99,86	—	Попов, 1960
0,00	0,33	Сл.	33,93	—	100,21	Р. Е. Якубович	Вольфсон, 1952
0,72	1,54	0,22	29,00	—	100,18	Т. Т. Мухова	Протодьяконова, 1957
1,44	1,42	0,41	31,43	—	99,58	—	Соболев, 1964
0,00	1,00	0,00	32,28	—	99,48	П. Л. Прихидько	В. К. Мельниченко
0,55	0,46	0,25	33,05	—	98,91	Г. М. Юрова	Болдырева, 1966
0,00	1,41	0,86	32,60	1,19	99,13	Т. Т. Мухова	М. Р. Еникеев
0,22	0,86	0,53	32,33	0,47	100,61	—	Королева и др., 1961
0,99	3,35	1,45	31,03	1,09	99,99	—	Баталов, 1941

Номер обр.	Месторождение	Рудная формация	Характеристика минерала	Компо			
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
72585	Алтынтопкан, Мышиккол		Плотный андрадит в биметасоматическом скарне	34,64	0,27	3,96	26,88
72589				34,04	0,27	3,04	28,35
13	Янгикан	Скарново-медно-молибденовая	Друзы анизотропного андрадита в скарне	35,10	0,00	1,06	30,41
271	Пирмираб	Кварц-карбонат-золоторудная	Гнезда и линзы андрадита в скарнированной кальцитовой жиле	34,20	0,10	1,51	31,93
51-ш		Кварц-карбонат-золоторудная		35,25	0,00	0,36	30,78
161-ш				35,00	0,02	3,18	28,11
27043	Ташбулак	Скарново-полиметаллическая	Андрадит в скарне	39,14	0,40	3,79	20,61
27245				34,14	0,13	1,74	28,22
27244				33,83	0,17	3,76	27,39
27634				36,04	0,20	4,24	24,35
36192	Мышиккол			36,88	0,27	3,09	22,25
28033				34,00	0.12	4,90	24,63
36180а				34,51	0,13	4,30	24,63
							II. Чаткальские
							Грос
14	Караарча	Скарново-железорудная	Гроссуляр в скарне	40,42	0,14	21,79	0,81
15	Чимган			37,24	0,00	15,98	8,54
57	Чимган			36,52	0,25	8,71	16,64
							Гроссуляр-
16	Мынбулак, хр. Каржантау			36,76	0,00	10,11	15,98
17	Майдантал			37,20	—	10,06	17,71
18				37,24	—	11,25	15,74
229	Сюреньата			36,68	0,45	8,15	19,57
							Андра
19	Чимган		Андрадит в скарнах	35,96	0,00	3,42	23,64
20				34.76	0,25	6,04	21,80

ненты						Аналитик	Автор
FeO	MnO	MgO	CaO	прочие	сумма		
0,00	0,36	1,32	31,52	1,30	102,25	—	Королева и др., 1961
0,22	0,79	1,05	31,61	0,41	99,72	—	
0,40	0,00	0,10	33,04	—	100,11	—	Вольфсон, 1952
0,00	0,56	0,57	30,34	0,22	99,43	Т. Т. Мухова	Моисеева, 1969
0,00	1,78	0,07	30,97	—	99,21		
0,11	1,57	0,23	31,02	—	99,24		
1,14	0,88	1,38	30,70	—	98,04	—	Н. Н. Королева
—	3,40	1,08	29,50	—	98,21	—	
0,39	2,12	0,54	29,30	—	97,50	—	
0,00	1,28	1,41	29,87	—	97,39	—	
1,08	1,44	2,24	31,24	—	98,49	—	
0,00	0,59	1,42	32,97	—	98,63	—	
0,22	0,59	1,06	34,54	—	99,98	—	
горы							
суляр							
—	0,00	0,00	37,40	—	100,56	—	Еникеев, 1948
0,64	0,58	0,00	35,00	1,62	99,60	—	Шестаков, 1941
0,95	0,34	0,65	34,20	1,50	99,76	—	То же
андрадит							
1,10	0,74	0,00	34,60	0,54	99,83	—	Гумарова, Поярков и др., 1941
2,59	—	0,23	31,96	0,20	99,95	—	
0,21	—	0,18	34,76	—	99,38	Б. А. Сосновский	Поваренных, 1952
0,54	0,12	0,00	33,32	0,54	99,37	Е. Ф. Касьянова	Исмаилов, Соколова, 1971
дит							
0,76	0,84	1,01	33,40	1,72	99,75	—	Шестаков, 1941
2,37	0,08	0,28	32,00	2,08	99,66	—	

Номер обр.	Месторождение	Рудная формация	Характеристика минерала	Компо			
				SiO_2	TiO_4	Al_2O_3	Fe_2O_3
21	Мынбулак, хр. Каржантау	Скарново-железорудная	Андрадит в скарнах	36,52	—	3,48	25,34
22				39,60	0,00	2,64	27,81
336				36,68	0,19	4,16	25,69
322				36,54	0,15	3,73	26,84
326				34,80	0,12	4,14	26,68
337				35,88	0,18	3,45	27,05
329				35,02	0,15	2,88	27,69
68	Кумышкан (Западный участок)			36,52	0,12	3,09	29,70
							III. Западный Грос
97	Ингичке	Скарново-шеелитовая	Гроссуляр в биметасоматическом скарне	39,40	0,14	22,19	1,52
810			Секущее скарновое тело	38,85	0,06	21,38	2,30
9а			Межпластовое скарновое тело	41,70	0,05	20,24	2,30
796			Секущее скарновое тело	38,70	Сл.	20,41	3,81
12а							
52			Эндоскарн	38,17	0,03	20,30	4,25
			Скарн	36,68	Сл.	22,23	3,12
23				36,36	0,32	22,28	4,63
24				35,40	—	20,26	3,75
25				36,80	—	19,00	3,76
26				36,56	—	18,71	4,04
Л-4243	Лянгар			38,92	0,48	20,36	3,13
Л-4497				38,85	0,10	19,12	5,00
Л-4286				42,06	0,31	19,04	2,20
Л-4346				40,00	0,17	19,11	6,40
27				36,40	0,00	17,86	9,72
29				38,29	0,40	19,28	5,44
30				39,10	0,32	17,57	5,29
31				39,64	0,16	19,09	5,02
32			Роговик	39,30	0,57	18,20	3,30
К-565	Койташ		Скарн	38,00	0,89	18,79	5,00
К-564				38,34	0,87	19,58	4,90
К-2992				38,72	0,77	18,73	4,09
406				38,61	0,70	18,87	6,26

ненты						Аналитик	Автор
FeO	MnO	MgO	CaO	прочие	сумма		
0,74	0,37	0,07	31,60	1,58	99,70	—	Гумарова, Поярков и др., 1941
0,56	0,34	0,07	28,40	0,16	99,58	—	
0,50	0,05	0 30	32,84	0,62	101,03		
0,36	0,12	0,00	32,32	0,66	100,72		
0,47	0,07	0,00	32,64	0,57	99,49		
0,14	0,05	0,44	32,24	0,71	100,14		
0,43	0,54	0,00	32,28	0,27	99,26		
0,65	0,07	0,00	28,80	0,67	99,62		
Узбекистан							
суляр							
1,23	0,38	0,17	34,74	0,38	100,15	О. П. Бояршинова	Лиценмайер, 1966
1,48	0,88	Сл.	34,12	0,66	100,23		
1,90	0,18	1,00	33,13	0,05	100,65		
2,18	0,92	0,20	32,47	0,64	99,47	М. Г. Стукалова	
3,55	1,70	0,25	31,68	0,33	100,27	Е. Б. Кулакова	
3,23	1,42	1,45	28,20	4.06	100,39	Т. И. Суконкина	Абдуллаев, Абрамович, др., 1949
3,09	7,64	0,39	23,30	—	99,41	А. В. Миловский	Абдуллаев, 1947
3,85	8,65	0,12	37,40	0,20	98,21	—	Справочник, 1964
2,24	0,94	0,72	34,40	0,80	99,20	—	Абдуллаев, 1947
4,42	3,41	0,23	31,14	0,24	98,75	—	Справочник, 1956
1,69	0,56	0,00	34,30	0,26	99,70	Е. Ф. Касьянова	Исмаилов, Скачкова, 1971
2,52	0,91	1,45	32,03	0,54	100,02		
2,52	0,05	1,54	32,00	0,17	99,89		
3,60	3,92	1,36	25,20	0,21	99,97		Нечелюстов, 1941
—	4,07	0.57	31,60	—	100,22	—	
2,24	1,28	Сл.	33,12	0,78	100,51	В. С. Мясников	Мясников, 1951
1,99	2,48	0,32	32,14	1,06	100,27	Хованский	
2,68	4,92	0,10	30,64	—	99,92	—	
2,22	0,06	1,39	34,80	—	100,23	В. С. Мясников	
2,34	0,32	0,00	34,20	0,26	99,80	Е. Ф. Касьянова	Исмаилов, Скачкова, 1971
2,45	0,25	0,00	33.20	0,22	99,81		
2,09	0,70	0,00	34,60	0,19	99,89		
1,69	0,41	0,34	32,72	—	99,82		Королева, Баталов, 1941

Номер обр.	Месторождение	Рудная формация	Характеристика минерала	Компо			
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
124	Койташ	Скарново-шелитовая	Скарн	40,05	0,62	17,79	5,00
33				37,00	—	15,67	7,41
357	Каратюбе			38,68	Сл.	20,09	1,67
34				38,02	Сл.	20,92	4,83
151	Каратюбе, Аксай			37,44	0,18	16,41	5,54
35	Каратюбе, Тюрякуль			36,80	0,00	19,00	3,76
450	Чаштепе			37,60	—	15,20	7,87
							Гроссуляр-
10а	Ингичке	Скарново-шелитовая	Скарн	40,05	0,05	14,78	9,40
36	Лянгар			37,60	—	15,20	7,87
37	Койташ			34,60	—	17,36	9,72
							Андра
30а	Чаштепе, Зеравшанский хр.			35,85	—	2,40	27,50
31а			Кальцит-гранатовая жилка в известняке	35,42	—	0,71	30,03

Примечание. В числе прочих установлены следующие компоненты (вес. %): 0,24; 5540 — п. п. п. — 0,26; 5584 — п. п. п. 0,92; 6 — п. п. п. 0,75; 7 — P_2O_5 0,27; п. п. п. 0,05, CO_2 2,81, H_2O 0,15; 7188 — K_2O 0,15, Na_2O 0,27, P_2O_5 0,05, CO_2 2,63; 6а — 0,03, P_2O_5 0,19, п. п. п. 0,25; 12 — K_2O 0,42, Na_2O 0,12, P_2O_5 — Сл. CO_2 4,28, H_2O Na_2O 0,05, P_2O_5 0,20, п. п. п. 0,16; 271 — P_2O_5 0,22; 15 — H_2O 0,36, п. п. п. 1,26; — H_2O 0,12; п. п. п. 1,60; 20 — H_2O 0,12, п. п. п. 1,96; 22 — H_2O 0,24; п. п. п. — 0,97; Сл. H_2O 0.10, п. п. п.—0,56; 9а — P_2O_5 0,01, H_2O 0,04, 796 — P_2O_5 0,04. H_2O 0,09; P_2O_5 Сл. H_2O 0,30, п. п. п. 2,82; 24 — H_2O 0,20; 25 — H_2O 0,80; 26 — H_2O 0,24; 28— — H_2O 0,18; 33 и 34 — п. п. п. 2,34 и 0,54; 151 — P_2O_5 1,06, H_2O 0,26; п. п. п. 3,20; п. п. п. 1,10.

Гроссуляр и гроссуляр-андрадит находятся среди безрудных биметасоматических скарнов, с андрадитом в этих же скарнах тесно ассоциирует магнетит (Туранглы, Чокадамбулак, Чашлы, Чимган, Сюреньата и др.). В биметасоматических скарнах гранаты образуют самые крупные скопления. Они слагают мономинеральные плитообразные залежи мощностью 0,5—3 до 10 *м*, редко до 60 *м*, прослеживаемые по простиранию от сотен метров до нескольких километров. Гранатовые скарны занима-

ненты						Аналитик	Автор
FeO	MnO	MgO	CaO	прочие	сумма		
2,80	0,57	0,78	32,70	0,18	100,54	Е. Ф. Касьянова	Королева, Баталов, 1941
3,13	0,33	0,94	34,60	2,36	101,44	—	Ушаков, Федоренко, 1941
3,69	1,78	0,47	32,90	—	99,28	—	Кучукова, 1953
0,29	Сл.	0,86	34,40	0,54	99,86	—	
2,86	0,61	1,81	30,00	4,52	99,37	—	Поярков, 1941
2,24	0,94	0,72	34,40	1,54	99,20	—	
4,31	0,92	0,69	33,30	—	99,89	—	Абдуллаев, Мацокина, 1952
андрадит							
3,55	7,75	0,87	23,05	0,21	99,93	Т. Т. Мухова	Лиценмайер, 1966
4,31	0,92	0,69	33,30	—	99,89	—	Абдуллаев, 1947
—	4,07	0,57	31,60	—	99,72	—	
дит							
1,11	0,39	0,11	31,70	—	99,06	—	Абдуллаев, Мацокина, 1952
0,57	0,23	0,31	32,40	—	99,67	—	

в обр. 1327 — $K_2O + Na_2O$ 0,30; 1 — п. п. п. 0,68; 5787 + п. п. п. 0,66; 5683 — п. п. п. — 2,22; 5556 — п. п. п. 1,44; 5788 — п. п. п. 0,60; 7180 — K_2O 0,16, Na_2O 0,23, P_2O_5 P_2O_5 0,03; 327 — P_2O_5 0,04; 11а — ZnO 0,27; 4160 — ZnO 0,05, п. п. п. 1,14; 11—Na_2O 0,27; 72585 — K_2O 0,32, Na_2O — 0,00, P_2O_5 0,98, п. п. п. 0,00; 72582 — K_2O 0,00, 57 — H_2O 0,24, п. п. п. 1,26; 16 — H_2O 0,08, п. п. п. 0,46; 17 — п. п. п, 0,20; 19 — 97 — K_2O—Сл. Na_2O — Сл. P_2O_5 — 0,03, H_2O 0,10, п. п. п. 0,25; 810 — K_2O Сл. Na_2O_5 п. п. п. 0,51; 12а — K_2O 0,11, Na_2O 0,17, H_2O 0,05; 52 — K_2O 0,87, Na_2O 0,07, п. п. п. 0,22; 28, 29, 30, 31 — H_2O 0,18, 0,46, 0,42, 0,39; 406 — H_2O — 0,22; 124 — 35 — P_2O_5 0,54, H_2O 0,40, п. п. п. 0,60; 10а — P_2O_5 0,06, H_2O 0,15; 21 — H_2O 0,48,

ют определенное положение в метасоматической колонке, располагаясь между эпидозитами и пироксеновыми скарнами. Гнезда граната обычно развиты в пироксеновых скарнах и эпизодитах.

В трубчатых жилообразных скарново-полиметаллических телах инфильтрационного типа гранат андрадитового и в меньшей степени гроссулярового состава слагает гнезда, линзы, прожилки и вкрапленность.

Таблица 6

Кристаллохимические формулы граната гроссуляр-андрадитового ряда

Номер обр.	Месторождение	Ca	Mg	Mn	Fe··	ΣR··	Al	Fe···	ΣR···	Si	Ti	ΣSi
					I. Кураминский хребет							
					Гроссуляр							
1327	Центральный Кансай	2,90	0,09	0,15	0,05	3,19	1,71	0,17	1,88	3,00	—	3,00
1	Кансай	2,60	0,18	0,04	0,05	2,87	2,51	0,12	2,63	2,60	—	2,60
1а	Перевальное	3,04	0,02	0,01	0,08	3,15	1,46	0,46	1,92	2,95	0,03	2,98
2	Накпай	3,00	0,04	—	—	3,04	1,70	0,25	1,95	2,97	0,03	3,02
855	Ташбулак	2,45	0,10	0,07	0,07	2,69	2,46	0,25	2,71	2,61	0,01	2,62
866		2,43	0,07	0,06	0,04	2,60	2,57	0,27	2,84	2,56	0,005	2,565
2703		2,54	0,10	0,02	0,05	2,71	2,30	0,24	2,54	2,74	0,01	2,75
					Гроссуляр-андрадит							
5787	Туранглы	2,72	0,20	0,05	0,08	3,05	1,17	0,70	1,87	2,98	0,02	3,00
5683		2,87	0,04	0,05	0,03	2,99	0,77	1,20	1,99	3,00	—	3,02
752	Курусай II, участок 2	2,69	0,15	0,09	0,17	3,10	0,72	1,08	1,81	3,00	—	3,00
5540	Промежуточное	2,84	0,05	0,04	0,04	2,97	0,71	1,24	1,95	3,00	—	3,02
5584	„Водокачка“	2,83	0,06	0,12	0,03	3,04	1,40	0,57	1,97	2,96	—	2,96
3	Центральный Кансай	3,03	0,24	0,01	0,08	3,36	1,29	0,64	1,93	2,86	0,01	2,87
4	Акташ	2,96	0,05	0,04	—	3,05	0,90	1,10	2,00	3,00	—	3,00
5		2,82	0,05	0,13	—	3,00	0,86	1,32	2,18	2,89	—	2,89
					Андрадит							
6	Туранглы	2,61	0,07	0,07	—	2,75	0,47	2,08	2,55	2,89	—	2,89
7		2,85	0,08	0,11	0,03	3,07	0,15	1,78	1,93	3,02	—	3,02
5556		2,84	0,06	0,04	0,04	2,98	0,32	1,60	1,92	3,05	—	3,05
5788	Центральный Кансай	2,89	0,06	0,06	0,04	3,05	0,32	1,60	1,92	3,03	0,005	3,005
970	Чокадамбулак	2,94	0,07	0,01	0,09	3,11	0,44	1,50	1,94	2,99	—	2,99
1091		3,00	0,03	—	0,03	3,06	0,06	1,93	1,99	2,97	0,01	2,98
1344		2,98	0,10	—	0,02	3,10	0,21	1,78	1,99	2,94	0,02	2,96
474		2,87	—	0,03	0,05	2,95	0,41	1,81	2,22	2,86	—	2,86
641		2,86	—	0,01	0,07	2,94	0,33	1,77	2,10	2,95	—	2,95
84741		2,92	—	0,02	0,03	2,97	0,05	1,85	1,90	3,05	—	3,05
85219		3,04	—	0,02	0,02	3,08	0,07	1,90	1,97	2,97	—	2,97
7180	Аткулак	2,49	0,06	0,06	0,10	2,71	0,18	1,63	1,81	3,28	0,01	3,29
7188		2,43	0,02	0,09	0,12	2,66	0,20	1,73	1,93	3,22	—	3,22
6а	Курусай I	2,88	0,07	0,04	—	2,99	0,24	1,76	2,00	3,00	—	3,00
327		2,67	0,18	0,08	—	2,93	0,18	1,78	1,96	3,00	—	3,00
787	Курусай II, участок I	2,97	0,06	0,04	—	3,07	0,33	1,63	1,96	3,08	—	3,08
11а	Северный Джангалык	2,93	0,02	0,02	0,04	3,01	0,09	1,91	2,00	2,99	—	2,99
8	Западный Джангалык	2,87	—	0,13	—	3,00	0,28	1,82	2,10	3,00	—	3,00
9	Центральный Кансай	2,91	0,05	0,04	0,10	3,10	0,23	1,72	1,95	2,98	—	2,98
10	Западный Кансай	2,82	0,01	0,04	0,03	2,90	0,31	1,75	2,06	3,11	—	3,11
794	Шевчуковское	2,58	0,03	0,15	0,05	2,81	0,41	1,70	2,70	2,98	0,02	3,00
30	Акташ	2,89	0,04	0,01	0,06	3,00	0,16	1,84	2,00	3,03	—	3,03

Номер обр.	Месторождение	Ca	Mg	Mn	Fe··	ΣR··	Al	Fe···	ΣR···	Si	Ti	ΣSi
762	Главная рудная зона Алтынтопкана	3,06	—	0,07	—	3,13	0,27	2,00	2,27	2,73	—	2,73
2а	Перевальное	3,03	0,03	0,03	0,03	3,12	0,13	1,88	2,01	2,93	—	2,93
4160		2,92	0,11	0,10	—	3,13	0,12	2,00	2,12	2,83	—	2,82
11		2,88	0,07	0,06	0,01	3,02	0,35	1,72	2,07	2,93	0,01	2,94
12	Алтынтопкан	2,57	0,20	0,26	0,08	3,11	0,30	1,60	1,90	3,00	0,01	3,01
72585	Мышиккол	2,75	0,16	0,02	—	2,97	0,38	1,66	2,04	2,99	0,01	3,00
72589		2,83	0,13	0,06	0,02	3,04	0,34	1,78	2,12	2,87	0,02	2,89
13	Янгикан	2,98	0,01	—	0,02	3,01	0,10	1,92	2,02	3,00	—	3,00
271	Пирмираб	2,77	0,05	0,04	—	2,86	0,15	2,04	2,19	2,92	—	2,92
51-ш		2,76	0,01	0,13	—	2,90	0,04	1,92	1,96	3,03	—	3,03
161-ш		2,80	0,03	0,11	—	2,94	0,32	1,79	2,11	2,96	—	2,96
27043	Ташбулак	2,72	0,17	0,06	0,07	3,02	0,36	1,29	1,65	3,22	0,02	3,24
27245		2,72	0,13	0,25	—	3,10	0,18	1,82	2,00	2,94	0,01	2,95
27244		2,69	0,07	0,15	0,03	2,94	0,37	1,77	2,14	2,90	0,01	2,91
27634		2,70	0,17	0,09	0,00	2,96	0,42	1,55	1,97	3,03	0,01	3,04
36192	Мышиккол	2,80	0,28	0,10	0,07	3,25	0,30	1,40	1,70	3,08	0,015	3,095
28033		2,97	0,17	0,04	0,00	3,18	0,48	1,56	2,04	2,88	1,005	2,885
36180а		3,08	0,13	0,04	0,01	3,26	0,42	1,55	1,97	2,88	0,005	2,885
	II. Чаткальские горы											
	Гроссуляр											
14	Карааарча	3,02	—	—	—	3,02	1,94	0,05	1,99	2,99	0,01	3,00
15	Чимган	3,00	—	0,03	0,04	3,07	1,50	0,50	2,00	2,97	—	—
	Гроссуляр-андрадит											
57		3,00	0,08	0,02	0,06	3,16	0,85	1,04	1,89	2,99	0,01	3,00
16	Мынбулак, хр. Каржантау	3,00	—	0,05	0,06	3,11	0,97	0,99	1,96	2,99	—	—
17	Майдантал	2,77	0,02	—	0,17	2,96	0,88	1,08	1,96	3,00	—	—
18		2,98	0,02	—	0,01	3,01	1,06	0,94	2,00	2,99	—	—
229	Сюреньата	2,93	0,00	0,00	0,03	2,96	0,78	1,20	1,98	3,00	0,03	3,03
	Андрадит											
19	Чимган	3,00	0,12	0,02	0,05	3,19	1,50	0,34	1,84	3,02	—	—
20		2,90	0,03	—	0,17	3,10	0,60	1,38	1,98	2,95	0,01	2,96
21	Минбулак	2,85	0,01	0,03	0,05	2,93	0,35	1,60	1,95	3,07	—	—
22		2,50	0,01	0,02	0,03	2,55	0,25	1,72	1,97	3,24	—	3,24
321	Сюреньата	2,85	0,00	0,01	0,03	2,89	0,57	1,48	2,05	3,01	0,01	3,02
336		2,90	0,03	0,00	0,03	2,96	0,40	1,59	1,99	3,01	0,01	3,02
322		2,87	0,00	0,00	0,02	2,89	0,38	1,68	2,06	3,01	0,005	3,015
326		2,94	0,00	0,00	0,03	2,97	0,42	1,70	2,12	2,93	0,005	2,935
337		2,87	0,05	0,00	0,01	2,93	0,32	1,72	2,04	3,00	0,01	3,01
329		2,92	0,00	0,04	0,03	2,99	0,28	1,76	2,04	2,96	0,01	2,97
68	Кумышкан, Западный участок	2,58	0,00	0,00	0,04	2,62	0,32	1,86	2,18	3,04	0,005	3,045

Номер обр.	Месторождение	Ca	Mg	Mn	Fe··	ΣR··	Al	Fe···	ΣR···	Si	Ti	ΣSi
					Ш. Западный Узбекистан							
					Гроссуляр							
97	Ингичке	2,82	0,01	0,02	0,08	2,93	1,96	0,08	2,04	3,00	—	—
810		2,83	—	0,06	0,09	2,98	1,92	0,02	1,94	2,97	—	—
9а		2,68	0,11	0,01	0,11	2,89	1,78	0,20	1,90	3,08	—	—
796		2,70	0,02	0,06	0,14	2,92	1,86	0,22	2,08	2,98	—	—
12а		2,58	0,03	0,11	0,22	2,94	1,82	0,24	2,06	2,99	0,00	2,99
52		2,89	0,17	0,09	0,21	2,86	2,04	0,18	2,22	2,90	—	—
23		1,96	0,05	0,51	0,20	2,72	2,06	0,26	2,36	2,87	—	—
24		2,23	0,01	0,59	0,26	3,24	1,92	0,23	2,23	2,84	—	—
25		2,92	0,05	0,06	0,15	3,18	1,77	0,23	2,00	2,91	—	—
26		2,65	0,02	0,23	0,29	3,19	1,75	0,24	1,99	2,91	0,01	2,92
Л-4243	Лянгар	2,81	—	0,03	0,10	2,94	1,84	0,10	1,94	2,98	0,03	3,01
Л-4497		2,62	0,18	0,07	0,17	3,04	1,73	0,29	2,02	2,96	0,005	2,965
Л-4286		2,60	0,13	0,00	0,16	2,89	1,71	0,13	1,84	3,11	0,01	3,12
Л-4346		2,08	0,15	0,25	0,23	2,71	1,73	0,36	2,09	3,06	0,01	3,07
27		2,61	0,07	0,26	—	2,94	1,64	0,56	2,20	2,87	—	—
28		2,72	0,02	0,14	0,13	3,10	1,60	0,44	2,04	2,96	—	—
29		2,74	—	0,08	0,14	2,96	1,74	0,31	2,05	2,95	0,02	2,97
30		2,73	0,04	0,17	0,13	3,07	1,64	0,31	1,95	2,98	0,02	3,00
31		2,58	0,01	0,33	0,17	3,14	1,76	0,29	2,05	2,90	0,01	2,91
32		2,86	0,16	—	0,14	3,16	1,64	0,20	1,88	3,01	0,03	3,04
К-565	Койташ	2,82	0,00	0,02	0,15	2,99	1,73	0,28	2,01	2,94	0,005	2,945
К-564		2,73	0,00	0,01	0,16	2,90	1,78	0,28	2,06	2,95	0,01	2,96
К-2992		2,86	0,00	0,05	0,13	3,04	1,70	0,24	1,94	2,98	0,04	3,02
406		2,67	0,03	0,03	0,11	2,84	1,70	0,36	2,06	3,00	—	—
124		2,66	0,09	0,03	0,18	2,97	1,61	0,28	1,89	3,06	0,03	3,09
33		2,94	0,10	0,02	0,20	3,26	1,46	0,44	1,90	2,95	—	—
357	Каратюбе	2,78	0,05	0,11	0,10	3,04	1,84	0,10	1,94	3,02	—	—
34		2,82	0,09	—	0,01	2,94	1,88	0,28	2,16	2,93	—	—
151	Каратюбе, Аксай	2,56	0,22	0,03	0,21	3,02	1,54	0,36	1,90	2,98	0,01	2,99
35	Каратюбе, Тюрякуль	2,86	0,08	0,06	0,15	3,15	1,78	0,22	1,98	2,89	—	—
450	Чаштепе	2,81	0,08	0,05	0,18	3,12	1,40	0,46	1,86	3,00	—	—
					Гроссуляр-андрадит							
10а	Ингичке											
36	Лянгар	2,82	0,08	0,06	0,28	3,24	1,41	0,47	1,88	2,97	—	—
37	Койташ	2,65	0,07	0,27	—	2,99	1,65	0,57	2,22	2,84	—	—
					Андрадит							
30а	Чаштепе	2,93	0,01	0,03	0,07	3,04	0,24	1,73	1,97	3,00	—	—
31а		2,95	0,03	0,04	0,04	3,03	0,06	1,92	1,98	—	—	—

Таблица 7

Минальный состав гранатов гроссуляр-андрадитового ряда (мол. %)

Номер обр.	Месторождение	Гроссуляр	Андрадит	Пироп	Спессартин	Альмандин	Сумма Mg-Fe-Mn-компонентов
	I. Кураминский хребет						
	Гроссуляр						
1327	Центральный Кансай	81,7	9.0	2,9	4,8	1,6	9,3
1	Кансай	84,7	6,3	5,9	1,3	1,8	9,0
1а	Перевальное	76,0	21,3	0,6	0,5	1,6	2,7
2	Накпай	85,0	13,3	1,7	0,0	0,0	1,7
855	Ташбулак	78,2	13,3	3,4	2,6	2,5	8,5
866		79.2	14,6	2,5	2,2	1,5	6,2
2703		81,0	13,0	3,6	0.8	1,6	6,0
	Гроссуляр-андрадит						
5787	Туранглы	51,1	37,9	6,9	1,8	2,3	11,0
5683		35,0	61,8	1,2	1,3	0,7	3,2
752	Курусай II (уч. 2)	20,1	66,3	4,6	3,5	5,5	13,6
5540	Промежуточное	32,0	63,3	1,8	1,5	1,4	4,7
5584	„Водокачка“	29,7	62,9	2,3	4,0	1,1	7,4
3	Центральный Кансай	30,1	53,4	13,9	0,1	2,5	16,5
4	Акташ (Окуртау)	40,0	57,7	0,8	1,5	0,0	2,3
5		30,7	63,3	1,9	4,1	0,0	6,0
	Андрадит						
6	Туранглы	2,0	91,8	2,6	3,6	0,0	6,2
7		4,3	88,4	2,7	3,6	1,0	7,3
5788	Центральный Кансай	11,0	83,5	2,0	2,1	1,4	5,5
970	Чокадамбулак	21,7	72,5	2,4	0,4	3,0	5,8
1091		2,5	95,5	0,8	0,2	1,0	2,0
1344		9,3	86,9	2,8	0,2	0,8	3,8
474		18,2	79,1	0,0	1,0	1,7	2,7
641		6,8	90,5	0,0	0,2	2,5	2,7
8474		0.0	98,6	0.0	0,5	0,9	1,4
85219		1,5	96,4	0,8	0,5	0,8	2,1
7180	Аткулак	5,3	86,1	2,4	2,4	3,8	8,6
7188		0,0	91,0	1,0	3,5	4,5	9,0
6а	Курусай I	7,7	88,3	2,5	1,5	0,0	4,0
327		0,0	91,0	6,0	3,0	0,0	9,0
787	Курусай II, участок 1	13,2	83,4	2,0	1,4	0.0	3,4
11а	Северный Джангалык	0,0	92,5	6,0	1,5	0,0	7,5
8	Западный Джангалык	8,2	87.2	0,0	4,6	0,0	4,6
9	Центральный Кансай	6,0	88,1	1,5	1,1	3,3	5,9
10	Западный Кансай	11,0	84,0	0,0	0,9	4,1	5,0
794	Шевчуковское	18,5	75,3	0,8	3,6	1,8	6,2
30	Акташ	4,2	92,0	1,5	0,5	1,8	3,8

Номер обр.	Месторождение	Гроссуляр	Андрадит	Пироп	Спессартин	Альмандин	Сумма Mg-Fe-Mn-компонентов
762	Алтынтопкан (Главная рудная зона)	12,0	87,0	0,0	1,0	0,0	1,0
2а	Перевальное	4,3	92,3	1,0	1,1	1,3	3,4
4160		6,1	87,6	3,5	2,8	0,0	6,3
11		10,2	85,1	2,2	2,0	0,5	4,7
12	Алтынтопкан	0,0	85,0	6,6	8,4	0,0	15,0
72585	Мышиккол	9,6	84,1	5,5	0,8	0,0	6,3
72589		10,1	83,0	4,4	2,0	0,5	6,9
13	Янгикан	0,0	95,1	0,5	3,4	1,0	4,9
271	Пирмираб	4,7	92,3	1,6	1,4	0,0	3,0
51-ш		0,6	94,1	1,5	3,8	0,0	5,3
161-ш		10,9	84,2	1,0	3,7	0,2	4,9
27043	Ташбулак	26,7	63,0	5,6	2,2	2,5	10,3
27245		0,0	87,8	4,6	7,6	0,0	12,2
27244		10,7	80,8	2,4	5,2	0,9	8,5
27634		12,2	78,9	5,9	3,0	0,0	8,9
36192	Мышиккол	0,0	85,3	9,0	3,3	2,4	14,7
28033		16,7	76,1	5,8	1,4	0,0	7,2
36180а		14,5	79,4	4,3	1,3	0,5	6,1
	II. Чаткальские горы						
	Гроссуляр						
14	Караарча	97,7	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0
15	Чимган	72,2	25,2	0,0	1,2	1,4	2,6
	Гроссуляр-андрадит						
57	Чимган	45,2	49,4	2,5	0,8	2,1	3,4
16	Мынбулак, хр. Каржантау	45,8	50,3	0,0	1,5	2,4	3,9
17	Майдантал	41,2	52,2	0,8	0,0	5,8	6,6
18		51,6	47,2	0,2	0,0	0,4	0,6
229	Сюреньата	37,8	60,7	0,0	0,3	1,2	1,5
	Андрадит						
19	Чимган	10,3	83,3	4,0	0,8	1,5	6,3
20		23,7	69,5	1,1	0,2	5,5	6,8
21	Мынбулак	15,2	81,9	0,3	1,0	1,6	2,9
22		10,7	87,9	0,3	0,8	1,3	2,4
321	Сюреньата	27,0	71,5	0,0	0,3	1,2	1,5
336		17,7	79,9	1,2	0,1	1,1	2,4
322		17,2	81,7	0,0	0,3	0,8	1,1
326		19,8	78,9	0,0	0,2	1,1	1,3
337		15,0	82,6	2,0	0,1	0,3	2,4
329		12,1	85,7	0,0	1,3	1,0	2,3
68	Кумышкан, Западный участок	14,4	83,9	0,0	0,2	1,5	1,7

Номер обр.	Месторождение	Гроссуляр	Андрадит	Пироп	Спессартин	Альмандин	Сумма Mg-Fe-Mn-компонентов
	III. Западный Узбекистан						
	Гроссуляр						
97	Ингичке	91,7	4,1	0,7	0,9	2,6	4,2
810		88,4	6,4	0,0	2,0	3,2	5,2
9а		85,4	6,5	3,7	0,4	4,0	8,1
796		81,4	11,1	0,8	2,0	4,7	7,5
12а		75,4	12,4	0,9	3,7	7,6	12,2
52		81,6	2,2	5,7	3,3	7,2	16,2
23		57,1	15,1	1,7	18,4	7,4	27,5
24		64,8	4,0	0,3	18,2	12,7	31,2
25		80,6	11,4	1,5	1,9	4,6	8,0
26		71,0	12,0	0,7	7,2	9,1	17,0
Л-4243	Лянгар	86,2	9,0	0,0	1,2	3,6	4,8
Л-4497		67,2	14,5	5,5	2,0	5,3	12,8
Л-4286		82,4	6,5	5,7	0,1	5,3	11,1
Л-4346		59,2	19,0	5,3	8,7	7,8	21,8
27		60,0	28,9	2,2	8,9	0,0	11,1
28		67,6	22,6	0,5	4,9	4,5	9,9
29		78,2	12,5	0,0	2,7	6,6	9,3
30		73,5	15,4	1,2	5,6	4,3	11,1
31		64,3	14,8	0,4	10,8	5,7	16,9
32		84,7	10,4	0,0	0,0	4,9	4,9
К-565	Койташ	79,3	15,0	0,0	0,7	5,0	5,7
К-564		79,2	15,0	0,0	0,5	5,3	5,8
К-2992		81,6	12,4	0,0	1,5	4,5	6,0
406		74,0	15,2	3,2	1,3	6,3	10,8
124		74,0	18,0	3,0	6,0	3,6	12,6
33		74,0	18,0	3,0	6,0	3,0	12,0
357	Каратюбе	83,8	7,0	1,8	3,8	3,6	9,2
34		81,5	14,4	3,3	0,0	0,6	3,9
151	Каратюбе, Аксай	68,8	16,6	7,4	1,2	6,5	15,1
35	Каратюбе, Тюрякуль	79,4	11,1	2,5	2,0	5,0	9,5
450	Чаштепе	63,3	22,8	2,6	2,0	9,3	13,9
	Гроссуляр-андрадит						
36	Лянгар	62,1	24,7	2,5	1,9	8,8	13,2
37	Койташ	65,0	17,5	2,2	8,4	6,9	17,5
	Андрадит						
30а	Чаштепе	1,9	94,1	0,5	1,0	2,4	3,9
31а		0,5	96,9	1,2	0,5	1,4	3,1

Андрадит образует гнезда, линзы и вкрапленность в кальцитовых жилах золотого месторождения Пирмираб в Кураминском хребте.

Гроссуляр в роговиках Алтынтопкана, Чалаты и Накпая слагает прослойки, линзочки и вкрапленность в кальците в ассоциации с диопсидом и волластонитом (Жариков, 1959; Исмаилов, 1956, 1961).

Взаимоотношения гранатов с другими минералами следующие: в биметасоматических скарнах они относятся к числу наиболее ранних минералов, в скарнах инфильтрационного типа выделяются после пироксена. Гранат — устойчивый минерал. При полностью разложенном пироксене и волластоните он часто сохраняется. В связи с последующими гидротермальными процессами гранат замещается кварцем, кальцитом, эпидотом, магнетитом, гематитом, сфалеритом и галенитом. Особенно характерно замещение андрадита магнетитом для скарново-магнетитовых месторождений.

Температура гомогенизации газово-жидких включений в гранатах из биметасоматических скарнов Курусая 600—700°, а в гранатах из инфильтрационных скарнов — 450—560° (Сазонов, Элинсон, 1962, 1966).

В Западном Узбекистане гроссуляр широко распространен в скарново-шеелитовых месторождениях и роговиках (Лянгар, Койташ, Ингичке, Угат, Чаштепе, Яхтон, Тым, Джилао и др.). Подчиненное значение имеют андрадит и андрадит-гроссуляр. Роговики представляют собой тонкозернистые породы, массивные или полосчатые, образовавшиеся за счет термального метаморфизма глинистых пород. Они слагают пластообразные и линзообразные залежи и гнезда среди мраморизованных известняков и сланцев мощностью до нескольких десятков метров. Гроссуляр ассоциирует с диопсидом, волластонитом, плагиоклазом, кальцитом, цоизитом, тремолитом, везувианом, скаполитом, сфеном.

Скарны протягиваются вдоль контактов с интрузивными массивами, иногда с роговиками в виде прерывистых пластообразных и линзообразных тел, прослеживаемых на протяжении нескольких километров. Часто встречаются межпластовые тела и линзы, простирающиеся на сотни метров, и скарновые жилы и прожилки в известняках. Гроссуляр замещает пироксен и содержит его пойкилитовые вростки, а сам замещается эпидотом, везувианом, полевыми шпатами, кварцем, биотитом, кальцитом, хлоритом и рудными минералами.

В Южном Узбекистане, по данным С. Т. Бадалова и И. М. Голованова, гранат содержится в скарнах Сангардака.

Ванадиевый гроссуляр — $Ca_3(Al, V)_2[SiO_4]_3$ обнаружен С. Т. Бадаловым (1951, 1957) в Западном Узбекистане в Темиркобуке в виде мелких ромбододекаэдрических кристаллов размером не более 2 *мм*. Цвет зеленый, в центре зерен более темный, по краям светло-зеленый, блеск стеклянный, твердость 7, удельный вес 3,53. Показатель преломления $N = 1,741$.

Содержание молекулы голдманита в гранате колеблется от 1,03 до 15,1%.

Компонент	*Обр. 40*	*Обр. 1*	*Обр. 210*	*Обр. 48*
SiO_2	39,16	39,35	39,62	39,76
Al_2O_3	16,39	20,34	21,43	21,28
V_2O_3	4,52	0,53	0,31	0,48
Cr_2O_3	1,01	—	—	—
Fe_2O_3	3,13	2,60	1,48	1,38
FeO	—	1,48	0,64	1,50
MnO	—	0,04	0,03	0,04
MgO	3,30	1,00	0,20	0,42
CaO	31,96	34,12	36,22	34,66
Сумма	99,47	99,43	99,88	99,52
N	1,741	1,752	1,740	1,744
d	3,530	3,65	3,44	3,40
Количество ионов в пересчете на 12 (O)				
Si	3,01	3,02	3,00	3,02
Al	1,48	1,86	1,90	1,90
V^{3+}	0,27 } 1,97	0,08 } 2,08	0,02 } 2,00	0,02 } 2,00
Cr	0,05	—		
Fe^{3+}	0,17	0,14	0,08	0,08
Fe^{2+}	—	0,09	0,04	0,09
Mg	0,36 } 3,0	0,11 } 2,97	0,02 } 2,98	0,04 } 2,98
Ca	2,64	2,77	2,92	2,81
Минальный состав				
Гроссуляр	60,5	82,5	90,2	87,9
Андрадит	10,0	8,3	4,6	4,4
Альмандин	—	3,4	1,5	1,0
Пироп	11,0	3,3	0,7	5,0
Спессартин	—	0,1	—	0,1
Голдманит	15,1	1,8	1,0	1,6

Спектральным анализом обнаружено, что содержание V и Cr больше в центральных темно-зеленых участках минерала. Рентгенометрические исследования показали его тождественность гроссуляру.

Ванадиевый гроссуляр встречен в кварцевых жилах, залегающих на контакте с черными ванадиевыми кварц-графитовыми роговиками.

Шорломит — $Ca_3(Al, Fe^{3+}, Ti)_2[(Si,Ti)O_4]_3$

Шорломит и меланит представляют собой титансодержащие разности андрадита, в которых Ti замещает Si и Fe^{3+}. В первом содержится 5% TiO_2, а во втором от 1 до 5% (Дир, Хауи и др., 1965).

Шорломит установлен М. И. Моисеевой в 1951 г. на месторождении Кургашинкан в Кураминском хребте и дополнительно исследован С. Т. Бадаловым (1965). Он выделяется в виде изометрических кристаллов размером от 1—2 *мм* до 2—4 *см*. Минерал черный, в тонких осколках просвечивает зеленовато-бурым цветом, блеск смолистый, твердость около 6,5.

Оптические свойства шорломита обычные: слабо плеохроирует в зеленовато-бурых тонах, изотропный.

Химический состав минерала следующий (%): SiO_2 — 32,8; TiO_2 — 9,10; Al_2O_3 — 0,20; Fe_2O_3 — 22,74; FeO — 4,67; MnO — 0,47; MgO — 1,09; CaO — 28,33; сумма — 99,40 (аналитик П. Л. Прихидько). Анализ пересчитан на кристаллохимическую формулу из расчета на 12 молекул кислорода: $\left(Ca_{2,59}Mg_{0,13}Mn_{0,03}Fe^{2+}_{0,33}\right)_{3,08}\left(Fe^{3+}_{1,46}Al_{0,22}Ti_{0,34}\right)_{1,82}\left[\left(Si_{2,77}\times\right.\right.$ $\left.\left.\times Ti_{0,23}\right)_{3,00}O_{12}\right]$.

Шорломит образует вкрапленность в щелочных пегматоидных жилообразных телах, залегающих в девонских доломитах близ контакта с сиенитовым массивом. Ассоциирует с ортоклазом, диопсидом, а из акцессорных — с цирконом и апатитом. Описанные пегматоидные образования генетически связаны с интрузией сиенитов в Алмалыке, в самих сиенитах, по данным Г. Х. Клиблея, обнаружен акцессорный шорломит. Парагенетическая связь шорломита со щелочными породами в природе обычна (Соболев, 1964; Кухаренко и Богдасаров, 1962).

Альмандин — $Fe^{2+}_3Al_2[SiO_4]_3$

Альмандин впервые установлен на территории Узбекистана в 1875 г. Н. Б. Барбот-де-Марни в Султануиздаге, в восточной части Шейх-Джейли. На эту же находку в своих работах ссылаются И. В. Мушкетов (1877) и В. Вебер (1913). В дальнейшем И. И. Бездека (1929); Н. П. Петров (1930), Я. С. Висьневский (1940), В. А. Корнетова (1949) также отмечали наличие граната в метаморфических сланцах Султануиздага.

В последующие годы выявлено широкое распространение альмандина в метаморфических сланцах Узбекистана. Минерал отмечался А. Ф. Соседко (1932) в сланцах Алтынтау в Центральных Кызылкумах, С. Т. Бадаловым (1950) на северном склоне Нуратау в Темиркобукском районе, П. И. Саловым (1954) среди сланцевых ксенолитов в интрузивных породах Кетменчи и И. Х. Хамрабаевым (1958) в Кошрабате в горах Актау.

В 1929 г. в Султануиздаге было добыто 50 *т* 80%-ного гранатового концентрата, обладающего высокими абразивными свойствами («Сырьевые ресурсы Узбекистана», 1942; Коптев-Дворников, 1930).

Акцессорный альмандин обнаружен в самом Кошрабатском интрузиве и дайках Северного Нуратау (Даутов, Чеботарев, Мансуров, 1971).

Альмандин встречается в виде хорошо образованных единичных кристаллов и их агрегатов, чаще всего в виде ромбододекаэдров и реже тетрагонтриоктаэдров размером от долей до 2—3 *мм,* редко 1—2,5 *см.*

Цвет минерала вишнево-красный, иногда с черным отливом, мясо-красный, буровато-красный, розовый и светло-коричневый. Твердость 7—8, хрупкий, удельный вес 4,06—4,25 (табл. 8).

Альмандин при освещении ртутной лампой приобретает черную окраску и металловидный блеск (Уклонский, 1941).

Существует непрерывный изоморфный ряд от альмандина до пиропа и от альмандина до спессартина. В анализированных минералах преобладает альмандиновая молекула, содержание пироповой молекулы в гранате из метаморфических сланцев и роговиков непостоянное — от 6,3 до 27,0%. При возрастании степени метаморфизма увеличивается содержание пироповой молекулы (Другова, Глебовицкий, 1965 и др.). Постоянно присутствуют в небольших количествах спессартиновая (2,5—9,2%), иногда андрадитовая, гроссуляровая и гипотетическая скиагитовая молекулы (табл. 7).

Спектральным анализом в гранатах из метаморфических сланцев Темиркобука обнаружена в небольших количествах примесь V, Cu, Ni, Li, в акцессорном альмандине —Ni, V, Mo, Zr, Cu, Ga, Be, Sr, Ba; Sc; Y, Yb, (0,000n—0,n%).

Альмандин известен как акцессорный минерал изверженных пород. Он содержится в граносиенитах Кошрабатского интрузива и в дайках того же состава в виде редкой, равномерно рассеянной вкрапленности. Гранат с краев замещается полевым шпатом.

Альмандин широко развит в регионально метаморфизированных сланцах Узбекистана. Он приурочен к силурийским метаморфическим сланцам Каратау, Актау, Каратюбе, Алтынтау и Султануиздага, протягивающихся в северо-западном направлении в общей сложности более чем на 600 *км.* Альмандин в них встречается от единичных вкрапленников до крупных линзообразных тел мощностью 10—40 *м* (месторождения Кахрал, Дарвазтау в г. Султануиздага). Он ассоциирует с мусковитом, биотитом, амфиболом, шпинелью, эпидотом, андалузитом, ставролитом, силлиманитом, кварцем, турмалином и др.

Альмандин известен в сланцевых ксенолитах Кошрабатского и Кетменчинского интрузивов (Хамрабаев, 1958; Салов, 1954) и среди контактово-метаморфических роговиков кварц-полевошпатово-слюдистого состава, окаймляющих Кошрабатский интрузив. В них альмандин корродируется биотитом, полевыми шпатами и кварцем (Даутов и др., 1971).

Химический состав

Компонент	Темиркабук. Нуратинский хр.		Султануиздаг (Дарбазатау, Кахрал)		Северный Нуратау,		
	обр. 2	156	x	xx	1274	1500	129
SiO_2	36,72	36,16	36,87	34,60	36,60	37,10	37,10
TiO_2	0,92	1,44	—	—	0,12	0,17	0,11
Al_2O_3	18,17	16,34	19,13	21,07	18,59	20,17	19,86
Fe_2O_3	4,07	7,04	—	—	4,00	1,15	1,18
FeO	29,15	28,36	37,80	34,68	32,60	32,40	34,22
MnO	3,35	1,14	2,85	1,36	1,47	1,40	1,54
MgO	4.61	5,21	1,56	1,72	4,10	4,05	2,60
CaO	2,70	4,60	1,93	5,07	1,54	2,42	2,26
Na_2O	—	—	—	—	0,18	0,23	0,20
K_2O	—	—	—	—	0,25	0,20	0,17
Сумма	99,69	100,29	100,14	98,50	99,45	99,29	99,24
Лаборатория	ИГиГ АН УзССР		—	—	Трест Самаркандгео		
Аналитик	Е. Ф. Касьянова						
Автор	С. Т. Бадалов		Климовских, 1939		Даутов, Чеботарев, Мансу		
					Количество ионов		
Si	2,97	2,93	3,03	2,76	2,99	2,99	2,99
Ti	0,05 } 3,02	0,08 } 3,01			0,01 } 3,00	0,01 } 3,00	0,01 } 3,00
Al	1,72	1,56	1,86	1,98	1,78	1,92	1,92
Fe^{3+}	0,25 } 1,97	0,42 } 1,98			0,24 } 2,02	0,08 } 2,00	0,08 } 2,00
Fe^{2+}	1,98	1,92	2,60	2,79	2,22	2,19	2,31
Mn	0,22	0,07	0,20	0,09	0,12	0,20	0,19
Mg	0,56 } 2,98	0,62 } 3,01	0,19 } 3,16	0,20 } 3,51	0,51 } 2,97	0,48 } 2,87	0,32 } 3,01
Ca	0,22	0,40	0,17	0,43	0,12	0,20	0,19
					Минальный состав		
Альмандин	60,4	54,3	84,3	84,5	69	73	75
Спессартин	7,4	2,5	6,5	3,0	3	3	4
Пироп	18,5	20,8	6,3	6,5	17	16	11
Гроссуляр	—	—	2,9	6,0	—	4	6
Андрадит	8,2	13,2	—	—	—	4	2
Скиагит	5,5	9,8	—	—	5	—	2
d	4,06	4,10	4,25	—	4,12	4,13	4,09
N	—	—	—	—	1,809	1,802	1,803

Примечание. Обр. 2,156, x, xx — альмандин из метаморфических сланцев; 4340 — из роговиков; обр, x-1047, x-833, x-835, ш-207 — из гранат-кордиеритовых, фиболитов.

Таблица 8

альмандина, вес. %

Кошрабат	Юго-западная часть Гиссарского хребта					
4340	х—1047а	х—833а	х—835	ш—207	х—254г	х—368
38,06	37,23	37,01	37,42	38,40	38,50	41,02
0,25	0,12	0,25	0,16	0,23	0,50	0,45
16,72	20,64	20,81	19,82	18,303	20,33	18,96
6,80	—	0,41	—	2,82	0,98	0,10
27,00	32,33	31,96	32,01	29,10	22,99	26,58
1,28	3,02	1,77	4,20	3,60	0,78	0,33
6,70	3,38	3,04	4,47	4,53	4,40	4,55
2,15	2,10	2,80	1,40	2,58	10,68	6,18
0,12	0,20	0,32	0,26	—	0,05	0,10
0,35	0,12	0,10	0,20	—	0,10	0,22
99,43	99,14	98,47	99,94	99,56	99,31	98,49
логия	МГ УзССР					
ров, 1972	Покровский, 1974 (по А. В. Хохлову и О. А. Шнип)					
в пересчете на 12 (0)						
2,99 } 3,00 0,01 }	3,05	3,00 } 3,01 0,01 }	3,01 } 3,02 0,01 }	3,12 } 3,13 0,01 }	3,02 } 3,05 0,03 }	3,23 } 3,26 0,03 }
1,58 } 2,06 0,48 }	1,92 —	2,00 } 2,02 0,02 }	1,90 —	1,75 } 1,87 0,12 }	1,88 } 1,94 0,06 }	1,74 —
1,80 0,19 } 2,99 0,81 0,19	2,15 0,22 } 2,98 0,42 0,19	2,18 0,12 } 2,84 0,37 0,25	2,16 0,28 } 3,00 0,54 0,42	1,99 0,25 } 3,01 0,54 0,22	1,51 0,06 } 2,98 0,51 0,90	1,74 0,02 } 2,83 0,55 0,52
и физические константы						
49	72,5	73,8	69,6	66,3	50,7	59,0
3	7,4	4,1	9,2	8,3	1,7	0,7
27	13,8	12,5	17,4	18,0	17,3	18,0
—	6,3	8,2	3,8	—	27,3	16,2
8	—	1,4	—	7,4	3,0	0,3
13	—	—	—	—	—	—
4,08	—	—	—	—	—	—
1,801	—	—	—	—	—	—

1274, 1500 — альмандин из интрузива граносиенита и дайки того же состава, 129, биотит-силлимонитовых гнейсов и гранат-биотитовых сланцев, х-254, х-368 — из ам-

Альмандин — характерный минерал гнейсов и кристаллических сланцев докембрийского метаморфического комплекса, широко развитого в юго-западной части Гиссарского хр. (Покровский, 1974; Хохлов, 1970, Шнип, 1966). В гнейсах и сланцах альмандин в небольшом количестве выделяется в виде мелких зерен размером 0,2—0,6 *мм*, иногда попадаются довольно крупные (до 8 *мм*) корродированные порфиробласты, часто почти полностью замещенные мелкозернистым агрегатом кварца, плагиоклаза, слюды и магнетита.

По химическому составу минерал отвечает пироп-альмандину. Содержание в них пироповой молекулы 12,5—18,0%, альмандиновой — 50,7—73,8%, остальных — до 10% (табл. 7).

Рассматриваемый минерал находится в гнейсах и сланцах в парагенетической ассоциации с кордиеритом, силлиманитом, биотитом, андалузитом, ставролитом и плагиоклазом олигоклаз-андезинового состава.

В амфиболитах и роговообманковых гнейсах альмандин встречается в виде мелких (до 1 *мм*) зерен — 10—12%, а в амфиболитизированных эклогитах — 30%.

В нижнепалеозойских кристаллических сланцах гранат встречается часто, обычно очень мелкий (до 0,5 *мм*), от единичных зерен до 10%. Только в одном пункте в Яккабагских горах обнаружены гранат-слюдистые сланцы, в которых он образует крупные (до 15 *мм*) порфиробласты, составляющие до 40% объема породы (Покровский, 1974).

По данным Д. А. Сахор, терригенный альмандин в виде розовых прозрачных ромбододекаэдрических кристаллов находится в неогеновых песчаниках Наукаты, образовавшихся за счет разрушения метаморфических пород Кураминского хребта.

Альмандин-спессартин — $(Fe,Mn)_3Al_2[SiO_4]_3$

Первые указания на присутствие граната в пегматитах Султануиздага имеются в работах Барбот-де-Марни (1875) и И. В. Мушкетова (1877). Позже многочисленными исследователями выявлено постоянное присутствие граната в пегматитах и аплитах Султануиздага, Алтынтау, Нуратинского хребта, Зирабулакских, Зиаэтдинских и Каратюбинских гор и наличие его в качестве постоянного акцессория в гранитах Западного Узбекистана и Чаткала.

Минералогические сведения имеются в сравнительно многочисленных работах (Курбатов, 1933; Бадалов, 1952; Ибадуллаев, 1958; Хамрабаев, 1958; Кулик, 1962; материалы В. А. Корнетовой, К. Урунбаева и О. М. Римской-Корсаковой).

Спессартин выделяется в виде хорошо образованных кристаллов размером от долей миллиметра до 3—5 *см* в форме ромбододекаэдра, реже тетрагонтриоктаэдра и изометричных зерен.

Таблица 9

Химический состав альмандин-спессартина, вес. %

Компонент	Гранат из пегматитов					Гранат из гранитоидов	
	Нуратинские горы			Каратюбинские горы	Султан-уиздаг	Нуратинский хребет	Чаткальские горы
	Темиркобук	Джайлау				Актаусский массив	Акчинский массив
SiO_2	36,92	36,60	36,78	37,36	36,66	37,07	37,90
TiO_2	—	0,26	0,20	0,10	Сл.	0,17	0,50
Al_2O_3	20,76	31,32	21,13	20,00	21,66	21,13	20,70
Fe_2O_3	—	0,30	0,18	3,74	0,31	0,53	1,75
FeO	21,22	23,63	24,37	20,00	15,77	23,79	17,95
MnO	17,90	16,35	14,47	18,60	25,42	15,06	13,50
MgO	2,00	0,45	0,69	0,02	0,13	0,44	2,40
CaO	0,90	0,74	1,49	0,00	0,40	1,07	2,60
Na_2O	—	0,26	0,24	—	—	0,26	0,75
K_2O	—			—	—	0,22	1,04
$\pm H_2O$	—	0,35	0,21	—	—	0,37	—
Сумма	99,70	100,39	99,99	100,68	100,35	99,86	99,09
Лаборатория	ИГиГ АН УзССР	—	—	Узглавгеология	—	ИГиГ АН УзССР	ИГиГ АН УзССР
Аналитик		—	—	—	—	И. И. Лихойдова	Т. И. Суконкина
Авторы	Бадалов, 1952	Кулик, 1962		Ибадуллаев, 1958	Корнетова, 1962	Азимов и др., 1970	К. Урунбаев
Количество ионов в пересчете на 12 (O)							
Si	3,01	2,99	2,94	2,99	3,04	2,91	3,07
Ti	—	0,01 } 3,00	0,02 } 2,96	0,01 } 3,01	—	0,01 } 2,92	0,03 } 3,10
Al	2,00	2,07	2,05	1,97	2,08	2,07	1,98
Fe^{3+}	—	0,02 } 2,09	0,01 } 2,06	0,20 } 2,17	—	0,03 } 2,10	0,10 } 2,08
Fe^{2+}	1,43	1,62	1,68	1,40	1,08	1,65	1,22
Mn	1,23	1,13	1,01	1,31	1,75	1,05	0,92
Mg	0,24 } 2,98	0,05 } 2,88	0,08 } 2,91	— } 2,71	0,01 } 2,87	0,05 } 2,84	0,29 } 2,66
Ca	0,08	0,06	0,13	—	0,03	0,09	0,23
Минальный состав							
Альмандин	48,2	56,9	58,1	53,5	36,2	58,6	41,6
Спессартин	41,1	39,3	34,7	45,0	59,2	36,6	32,0
Пироп	8,1	1,7	2,7	—	0,5	1,7	10,0
Гроссуляр	2,6	2,1	4,5	3,1	—	3,1	—
Андрадит	—	—	—	1,0	—	—	16,4

Цвет розовый, розовато-красный, красно-бурый, темно-бурый, буровато-розовый и вишнево-красный, непрозрачный, лишь слегка просвечивает в краях.

Отдельные кристаллы граната в пегматитовых жилах Лянгара имеют зональное строение: их центральная часть почти черного цвета, внешняя зона — коричневато-бурого.

Твердость 7,5, хрупкий, излом неровный, блеск стеклянный. Удельный вес 3,9—4,27 в зависимости от состава: красно-бурые кристаллы из пегматитовой жилы г. Алтынтау — 4,27 (Курбатов, 1933), розовые и коричневые из пегматитов Кетменчи — 3,9—4,1 (Салов, 1954), розовато-красные из Темиркобука — 4,24 (Бадалов, 1950).

Обычно минерал изотропный, лишь в единичных случаях проявляется аномальная анизотропия. Показатель преломления красно-бурого граната из пегматитовой жилы Алтынтау — 1,832 (Курбатов, 1933); темно-красного из пегматитовой жилы Лянгара — 1,847 (Абдуллаев, 1947).

Химические анализы показали значительное колебание состава граната. Постоянно преобладает альмандиновая и спессартиновая молекулы, причем только в одной пробе преобладает спессартин. В подчиненном количестве присутствуют пироповая и часто гроссуляровая и андрадитовая молекулы (табл. 9).

Акцессорные гранаты содержат редкие земли — 0,09—0,17% TR_2O_3. Спектральным анализом выявлены примеси небольших количеств: V, Zr, Cu, Pb, Ag, Zn, Sn, Ga, Ge, Be, Sr, Ba, Sc, P, Y, Yb. Особенно характерна в альмандин-спессартине примесь Sn, Ge и Ga в г. Нуратау.

Межплоскостные расстояния в рентгенограммах отвечают промежуточной спессартин-альмандиновой разности. Величина элементарной ячейки равна 11,564±0,0045 Å, т. е. промежуточная между альмандином (11,540) и спессартином (11,607) (Бадалов, 1952).

Альмандин-спессартин характерен для пегматитов (Западный Узбекистан). Как акцессорный минерал обнаружен в гранитоидах Западного Узбекистана и Чаткала.

В пегматитах гранат образует вкрапленники в кварце и полевом шпате величиной от нескольких миллиметров до размера грецкого ореха, часто в ассоциации с турмалином.

В магматических породах альмандин-спессартин представлен мелкими бисеровидными кристалликами розового, красноватого и темно-коричневого цвета от десятков до нескольких сотен граммов на тонну, реже меньше.

Пироп-альмандин — $(Mg,Fe)_3Al_2[SiO_4]_3$

Гранат пироп-альмандинового состава встречен в брекчиевидных кимберлитоподобных слюдяных пикритах Северного Нуратау. Он приу-

рочен к многочисленным ксенолитам углистых сланцев, включенных в пикрит (Троянов, Бороздин, 1969). Никакие диагностические данные не приводятся.

Группа гидрогранатов

Гидрогроссуляр — $Ca_3Al_2[(SiO_4), (OH_4)]_3$

Гидрогроссуляр установлен в Кураминском хребте М. И. Моисеевой (1962, 1969) на золоторудном месторождении Пирмираб.

Минерал встречается часто, но в небольших количествах, в виде хорошо ограненных кристалликов ромбододекаэдрической формы размером 0,5—1,5 *мм* или в виде каемок, обрастающих кристаллики гроссуляра.

Гидрогроссуляр водяно-прозрачный, белый, светло-зеленый и редко светло-розовый. Блеск стеклянный, твердость около 7, удельный вес 3,35—3,40.

Минерал аномально оптически анизотропный, в скрещенных николях обнаруживается четкое зональное строение. Показатель преломления отдельных зон 1,714—1,728.

Химические анализы белых и водяно-прозрачных кристалликов показали идентичность их состава. Содержание воды еще в двух пробах минерала равно 0,5 и 1,0%.

Компонент	*Пирмираб*		*Примечание*
	обр. 51а-ш	*обр. 80-ш*	
SiO_2	38,40	38,50	Вкрапленность белых и водяно-прозрачных кристалликов гидрогроссуляра в кальцит-волластонит-ксонотлитовой жиле
TiO_2	0,02	0,02	
Al_2O_3	21,80	21,90	
Fe_2O_3	1,11	0,70	
FeO	0,00	0 00	
MnO	0,56	0,32	
MgO	0,94	0,72	Лаборатория треста „Средазцветметразведка", аналитик Мухова (Моисеева, 1962 и 1969).
CaO	35,76	35,90	
$\pm H_2O$	1,49	1,56	
Сумма	100,08	99,62	

Приведенные анализы пересчитаны на кристаллохимические формулы из расчета на 12 молекул кислорода, получивших следующий вид:

Обр. $51_а$-ш: $(Ca_{2,85}Mg_{0,10}Mn_{0,03})_{2,98}(Al_{1,90}Fe^{3+}_{0,06})_{1,96}(Si_{2,85}H_{0,19})_{3,04}$.

Обр. 80-ш: $(Ca_{2,86}Mg_{0,08}Mn_{0,02})_{2,96}(Al_{1,92}Fe^{3+}_{0,04})_{1,96}(Si_{2,86}H_{0,19})_{3,05}$.

Гидрогроссуляр — гидротермальный минерал. Он образует вкрапленность в кварц-кальцит-волластонитовых золоторудных жилах в ассо-

циации с волластонитом, ксонотлитом, диопсидом, отлагаясь в угловатых промежутках между их радиально-лучистыми пучками. Под влиянием последующих гидротермальных процессов он замещается кальцитом.

Группа циркона

Циркон—$Zr[SiO_4]$

Циртолит

Циркон — распространенный акцессорный минерал изверженных пород. Содержится в гранитоидах Западного Узбекистана от единичных зерен до 1 *кг/т;* в породах Чаткало-Кураминского региона — 150—200 *г/т* (Хамрабаев, 1968; Козырев, 1968, 1972; Урунбаев, 1970). В качестве кластогенного минерала отмечается в осадочных породах.

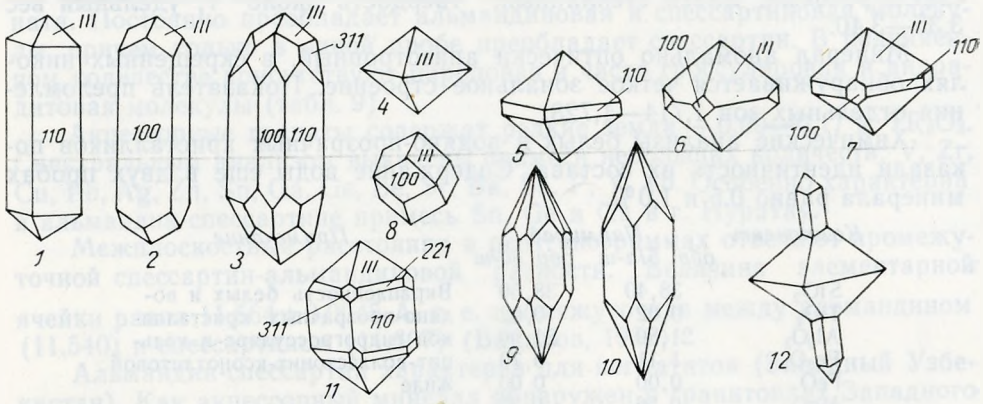


Рис. 23. Форма кристаллов циркона из гранитоидных пород Узбекистана:

1—3—призматического габитуса, *4—7*—дипирамидального, *8*—изометрического, *9—10*—игольчатого, *11*—дипирамидально-призматического, *12*—сросток с ксенотимом (Азимов, 1970; Урунбаев, 1970).

В коре выветривания Ангрена содержание циркона достигает 900 *г/т* (Николаева, 1967). Встречается в фосфоритах Каракалпакии (Баскаков и др., 1964).

В изверженных породах кристаллы циркона обычно хорошо ограненные, реже корродированные, со сглаженными ребрами и вершинами. По габитусу можно выделить следующие группы кристаллов: призматические, в которых наибольшими размерами обладают вытянутые грани призмы (110) и меньшими грани дипирамиды (III) (рис. 23, *1*); дипирамидально-призматические, в которых в равной степени развиты грани обоих типов (рис. 23, *2, 11*); кристаллы с гранями двух призм (110) и

(100) и дипирамиды (рис. 23, *3*) и дипирамидальные кристаллы с преобладанием грани дипирамиды и с подчиненным развитием граней призмы или их отсутствием (рис. 23, *4—7*). Встречаются изометричные кристаллы (рис. 23, *8*), игольчатые, в которых хорошо развиты грани дипирамиды (311) (рис. 23, *9—10*), двойники и сростки с ксенотимом (рис. 23, *12*).

Размеры кристаллов 0,0п—0,п *мм*, но встречаются и более крупные — до 4—6 *мм*, редко больше. В Каратюбинском интрузиве отмечаются как мелкие, так и крупные кристаллы, отличающиеся по облику, окраске и степени прозрачности (Хамрабаев, 1958).

Таблица 10

Оптические свойства циркона

Место взятия образца	Характеристика минерала	Ne	No	Ne—No	Автор
Чаткало-Кураминский регион, гранитоидные массивы	Дипирамидально-призматические кристаллы	1,976	1,922	0,054	Урунбаев, 1971
	Метамиктные разности	1,970	—	—	
	Позднемагматический циркон	1,957	1,922	0,035	
Кураминский хр. Самгарский интрузив кварцевого порфира	Дипирамидально-призматические светло-розовые, желтые и бесцветные кристаллы	1,949	1,906	0,043	Елисеева, 1958
		1,932	1,876	0,052	
		1,970	1,907	0,062	
		1,962	1,900	0,061	
		1,978	1,925	0,056	
Кураминский хр., Бабайтагский гранитоидный массив	Длиннопризматические кристаллы розового и желтого цвета	1,957	1,922	0,035	Козлова, 1960
	Короткопризматические кристаллы, метамиктные	1,767	—	—	
Кураминский хр., Шайданский гранитный массив	Циртолит	1,805	1,772	0,033	Елисеева, 1957
		1,838	1,827	0,011	
Кураминский хр., Чаркасарский гранитный массив	Метамиктный циртолит	1,877	1,876	0,001	Лисицина, 1960
		1,812	—	—	

Цирконы бесцветные или окрашены в розовый, красный, желтый, сиреневый, коричневый и бурый тона. Прозрачный, иногда полупрозрачный, мутный. Имеются разности с зональным распределением окраски за счет чередования мутных и прозрачных зон. Блеск стеклянный, в изломе жирный. Твердость около 7, удельный вес циркона из Кошмансайского массива 4,57 (Хамрабаев, Урунбаев, 1968).

В шлифах под микроскопом циркон прозрачный, иногда темноокрашенные разности плеохроируют от розового и зеленоватого по N_o до жел-

то-бурого по Ne. В зональных кристаллах анизотропные зоны чередуются с изотропными, метамиктными. Отмечается значительное колебание показателей преломления и двупреломления циркона и циртолита (табл. 10).

Рентгенограммы циркона из грейзенов Гавы (Кураминский хр.) соответствуют эталонным. К числу главных линий, по данным Р. И. Черновой, относятся: 3,298—3,336 (9—10); 2,506—2,548 (7—9); 1,716—1,725 (8—10).

Химический состав циркона близок к теоретическому. Циркон содержит обычные примеси — Hf, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, P, TR, U, Nb, Ta. Рентгеноспектральным анализом в цирконах из гранитоидных массивов Чаткало-Кураминского региона и Западного Узбекистана определено содержание TR, Th, U, Nb, Ta, Hf, Pb (Козырев, Ежков и др., 1968; Урунбаев, 1970; Азимов, 1970; Хамрабаев, 1958, 1969; Хамрабаев, Урунбаев, 1968). Результаты анализов приводятся ниже (%).

Элемент	*Чаткальские горы*	*Кураминский хр.*	*Западный Узбекистан*
La	0,012 (8)	0,3 (2)	0,52 (5)
Ce	0,26 (7)	0,26 (5)	0,74 (6)
Pr	0,1 (1)	0,1 (1)	0,10 (3)
Nd	0,21 (7)	0,2 (2)	0,5 (5)
Sm	0,1 (1)	0,1 (1)	0,13 (3)
Gd	0,1 (1)	—	0,061 (5)
Tb	—	—	0,0035 (1)
Dy	0,2 (1)	0,1 (1)	0,13 (3)
Y	0,60 (7)	1,49 (9)	0,50 (6)
Th	0,69 (8)	0,84 (6)	—
U	0,146 (7)	0,98 (8)	0,15 (2)
Nb	0,39 (4)	0,1 (2)	0,01 (1)
Ta	0,01 (1)	0,01 (2)	—
Hf	0,18 (9)	0,70 (9)	0,07 (8)
Pb	0,010 (2)	0,01 (1)	—

Примечание. В скобках число проанализированных проб.

Компонент	*Циркон из гранодиоритов Акчинского массива (C)*	*Циртолит из аляскитов Чадакского массива (P_2)*	*Циртолит из аляскитов Чаркасарского массива (P_2)*
ZrO_2	65,36	58,46	63,83
SiO_2	31,44	28,77	31,20
Al_2O_3	0,14	2,06	0,53
Fe_2O_3+FeO	0,34	5,19	0,70
MnO	Сл.	Сл.	0,06
MgO	0,31	0,14	0,15
CaO	1,12	0,73	1,66
P_2O_5	0,62	0,60	0,85

ΣTR_2O_3	0,35	1,66*	0,40
U_3O_8	Сл.	0,33	0,25
Nb_2O_5	—	0,34	—
Ta_2O_5	—	0,05	—
П.п.п.	0,56	2,03	0,66
Сумма	100,24	100,46	100,39
Лаборатория	ИГиГ АН УзССР	ИГЕМ	
Аналитик	В. В. Прасалова	К. И. Сокова	
Автор	Урунбаев, 1970	Сморчков, 1957	

* Экстракт: La—0,02, Ce—0,03, Nd—0,03, Gd—0,17, Tb—0,02, Dy—0,68, Er—0,34, Y—0,34, Sm—0,0,3%.

В цирконе в десятых и сотых долях процента содержится гафний, который замещает цирконий. Наиболее высокое содержание гафния отмечается в акцессорном цирконе из гранитоидных массивов Кураминского хребта и некоторых массивов Западного Узбекистана.

Величина отношения Zr : Hf в цирконе из различных типов магматических пород Чаткало-Кураминского региона (Костерин, 1960; Урунбаев, 1970) увеличивается при переходе от основных к кислым и щелочным породам, а также к более глубинным фациям.

В цирконе постоянно присутствуют редкие земли также в качестве изоморфных примесей (обычно десятые доли процента, реже до 2—3% в циртолите). Иттрий отмечен почти везде. Его содержание колеблется от сотых долей до 4—5%, обычно 0,5—1%. Постоянные примеси Y и P в цирконе можно объяснить наличием структурного распада твердого раствора ксенотима. В цирконе и циртолите также постоянно присутствуют: Th(0,n—2%), U(0,0*n*—0,*n*%), иногда в циртолите до 3%; реже — Nb, Ta, Sc. Наличие примесей Ca, Fe, Al, Mg, Sr, P обусловлено микровключениями апатита, магнетита, полевых шпатов и др. Часто отмечается Pb радиогенного происхождения. По соотношению изотопов свинца Pb^{207} и Pb^{208} определяется абсолютный возраст цирконов (млн. лет): из аляскитовых гранитов Богджасая (Кураминский хр.)—162; Куюндинского массива (Чаткальский хр.)—260; гранодиоритов и гранит-аплитов Кызылсая (Кураминский хр.) — 240 и 178.

В парагенезисе с цирконом встречается целый ряд акцессориев: сфен, анатаз, апатит, ортит, ильменит, магнетит, флюорит, оранжит, пирит, гранат, монацит, торит, фергусонит, ксенотим, колумбит, пирохлор, гадолинит. Обычно он образует вростки в биотите, альбите, кварце.

Типоморфные особенности акцессорного циркона характерны для различных пород. В неизмененных и малоизмененных гранитоидах обычно встречаются прозрачные цирконы, окрашенные в светло-желтые

и розовые тона. В гибридных гранитоидах субвулканических фаций, пегматитах и жильных гранитах появляются бурые и красно-коричневые полупрозрачные и прозрачные цирконы. Отмечается изменение окраски циркона в различных по возрасту массивах: в протерозойских гранитах он лилового цвета, а в герцинских — розового.

Заметно меняются морфологические особенности кристаллов: в протерозойских гранитах они преимущественно гиацинтового типа, а в более молодых морфология их разнообразнее. В грейзенизированных гранитах чаще встречаются корродированные кристаллы со сглаженными ребрами и вершинами. Они образованы комбинацией граней (100) и (111), более сложные комбинации отсутствуют. Кристаллы описываемого минерала из каледонских гранитов Чаткала представлены сложными формами обычно изометричного габитуса, а из варисских гранитов — призматического (Ляхович, 1967; Воловикова, 1958).

В Чаткало-Кураминском регионе кристаллы циркона с наибольшим коэффициентом удлинения характерны для глубинных частей интрузива, а в приконтактовых фациях встречаются более изометричные (Козырев и др., 1972). Облик циркона зависит от степени изменения гранитоидов: в гибридных преобладают кристаллы с меньшим коэффициентом удлинения, чем в неизмененных (Воловикова, 1958).

Циртолит — разновидность циркона с повышенным содержанием TR, U, Th, H_2O, установлен в гранитоидных массивах многих регионов (Сморчков, 1957; Елисеева, 1957; Хамрабаев, 1958; Воловикова, 1958; Козлова, 1960; Урунбаев, 1970). Содержание циртолита в древних гранитоидах незначительное, но повышается в более кислых и поздних разностях, например, аплитах (Хамрабаев, 1958; Сморчков, 1958).

Кристаллы циртолита имеют укороченно-призматический габитус, или дипирамидальный, иногда уплощенные формы, размер 0,1—0,5 *мм*, иногда до 1 *мм*, блеск жирный, цвет желтовато-бурый, коричневый, непрозрачный. Минерал обычно матамиктный, иногда зональный. Характерны плеохроичные дворики вокруг циртолита.

Генезис циркона магматический, однако возможно и постмагматическое образование циртолита, так как он связан с процессом альбитизации магматических пород предшествующей грейзенизации.

Торит-Th [SiO_4]

Оранжит

Ураноторит—(Th,U) [SiO_4]

Торит и его разновидности выделяются в виде призматических и дипирамидальных кристалликов размером 0,07—1 *мм*. Преимущественно развиты грани (110), (100) и (111). По габитусу можно выделить игольчатые, таблитчатые и изометричные кристаллы.

Торит бурый, красновато-зеленовато-бурый, буро-черный, оранжит — ярко-оранжевый, зеленовато-оранжевый; ураноторит часто пятнистый или зонально окрашен — в центре темный, по периферии светлый.

У торита и его разновидностей излом раковистый, блеск жирный, смолистый, в краях просвечивает. На поверхности зерен очень часто встречаются красно-бурые корочки гидроокислов железа.

Удельный вес черного, красновато-коричневого торита — 4,8; торит-оранжита —5,6 (Урунбаев, 1971).

Показатели преломления прозрачного торит-оранжита из Чаткало-Кураминского региона: No — 1,660; Ne — 1,716 (Урунбаев, 1971), из Чаркасарского гранитного массива: No —1,719; Ne —1,723 (Лисицына, 1960). Минерал изотропный. О составе торита и его разновидностей можно судить по данным анализов, приведенных ниже.

Место взятия минерала	*Th*	*U*	*Y*	*Ce*	*La*	*Zr*	*Nb*	*Hf*	*Pr*	*Pb*	*Вид анализа*
Чаркасарский массив (Лисицына, 1960)	Много	1—15%	2—5	—	—	1—10	2	—	—	—	Рентгенохимический
Гранодиориты и аплиты юго-западной части Чаткальского хр. (Воловикова, 1958)	>15—20	1—5	1—3	1,0	0,2	5—15	—	0,5	0,1	—	
Самгарский интрузив, Карамазар (Елисеева, 1958)	>10	3—5	3—0,5	—	—	1—5	—	—	—	0,2	
Липариты и кварцевые порфиры Чаткало-Курамы (Урунбаев, 1971)	>10	2,6	0,56	0,5	0,1	—	—	—	—	—	Рентгеноспектральный

В оранжите из грейзенов Гавы (Кураминский хр.) установлено 43,2% Th (данные Р. И. Черновой).

Абсолютный возраст торита и его разновидностей приведен ниже (определен свинцовым методом, ИГЕМ).

Минерал	*Место взятия*	*Абс. возраст (млн. лет)*	*Автор*
Торит	Богджасайский массив аляскитового гранита	138 158 156	Сморчков, Беспалова, Батырева, 1955; Нарбут и др., 1959

	Чаркасарский массив аляскитового гранита	176	
	Чадаксай, массив аляскитового гранита	190	
Ураноторит	Чаркасарский массив аляскитового гранита	153	Нарбут и др., 1959
	Чадаксай, массив аляскитового гранита	147	
	Ашабинский гранит	143	
	Красные граниты шайданского типа	143	
Оранжит		133	
	Кызылсай, аплит	178	
Торит-оранжит	Чаткал, кварцевый диорит	284	
	Чаткал, гранодиорит	274	

Торит и его разновидности являются обычными акцессорными минералами в гранитоидах Чаткало-Кураминского региона. Они выделяются после плагиоклазов и темноцветных, но раньше калишпата и кварца. В ассоциации с торитом и его разновидностями встречаются следующие акцессории: фергусонит, циртолит, ортит, магнетит, ильменит, иногда флюорит. Часто ассоциируют с биотитом.

ОСТРОВНЫЕ СИЛИКАТЫ С ДОБАВОЧНЫМИ АНИОНАМИ

Группа силлиманита

Силлиманит — $Al_2O[SiO_4]$

Силлиманит относится к весьма распространенным минералам в Западном и Южном Узбекистане и довольно редок в Чаткало-Кураминском регионе. Образует игольчатые, спутанно-волокнистые, радиально-лучистые и таблитчатые агрегаты.

Оптические свойства минерала близки к теоретическим (табл. 11). Минерал двуосный положительный, с четкой спайностью по призме, угасание прямое, удлинение положительное. В шлифах бесцветный, иногда бледно-зеленый с слабым плеохроизмом.

Силлиманит встречается в различных геологических условиях: как акцессорный магматический минерал в метаморфических породах и в качестве кластофильного минерала — в осадочных. Как редкий акцессорный минерал силлиманит отмечен О. В. Вершковской в гранодиоритах Кураминского хребта в районе Наугарзана в количестве 0,03—14,52 *г/т*, в сиенитах и пермских малых интрузиях Алмалыка (Покровский, 1958; Гранитоиды Узбекистана, 1970).

В метаморфических породах силлиманит входит в состав кварц-гранат-силлиманитовых роговиков, слагающих ореолы вокруг Синтабского и Темиркобукского интрузивов в Западном Узбекистане (Хамрабаев, 1958).

Кварц-силлиманитовые сланцы, по данным П. И. Салова, встречаются в виде ксенолитов среди гранодиоритов в Зирабулакских горах. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта в породах докембрийского метаморфического комплекса силлиманит связан с гнейсами.

В гнейсах игольчатый силлиманит (фибролит) образует неправильные и линзовидные скопления (5—30%), ориентированные параллельно гнейсовидности, а в самих гнейсах отмечается чередование полос, обогащенных кордиеритом, силлиманитом и биотитом с существенно кварц-

Таблица 11

Оптические свойства силлиманита

Место взятия	Характеристика минерала	Np	Nm	Ng	Ng–Np	Автор
Алтынтау, Центральные Кызылкумы	Волокнистые агрегаты силлиманита в краевой части пегматитовой жилы	1,658	—	1,679	0,021	Курабатов, 1935
Зирабулакские горы	Ксенолиты кварцево-силлиманитовых сланцев среди гранодиоритов	1,654	1,667	1,681	0,027	Отакузиев, 1966
Западный Узбекистан	Обломочные зерна в породах мела-палеогена	1,657	—	1,678	0,021	Баскаков, 1959
	Обломочные зерна в меловых отложениях	1,660 1,664	— —	1,678 1,680	0,018 0,016	Бабаев, 1959
Буроугольное месторождение Ангрен	Обломочные зерна в юрских угленосных отложениях	1,660	—	1,681	0,021	Петров, Рубанов, 1960

плагиоклазовыми, иногда появляются порфиробласты (1,5 *мм*) или стяжения силлиманита. Силлиманит замещает более ранний биотит до полных псевдоморфоз (Покровский, 1971, 1974).

В Центральных Кызылкумах минерал в краевых частях некоторых пегматитовых жил в тесном срастании с топазом, замещает микроклин и андалузит, ассоциирует с турмалином, мусковитом, кварцем, альбитом, замещается мусковитом.

Силлиманит присутствует в качестве редкого кластофильного минерала в юрских угленосных отложениях Ангрена (Петров, Рубанов, 1960), мела-палеогена Западного Узбекистана (Баскаков, 1959; Бабаев, 1959).

Андалузит — $Al_2O[SiO_4]$

Хиастолит

Андалузит значительно распространен в отдельных регионах Узбекистана. В сланцах и роговиках Западного Узбекистана он слагает кристаллы призматической формы с квадратными сечениями размером от 0,2—2 до 5—6 *см* и призматически зернистые агрегаты. Кристаллы часто содержат мельчайшие частицы графита, располагающиеся в определенном порядке и образующие в поперечном разрезе крест, а в продольном — полосы, параллельные удлинению (хиастолит).

Во вторичных кварцитах андалузит образует агрегаты кристаллов призматической формы длиной около 2 *см*, с ромбическими сечениями, мелкозернистые агрегаты, размер зерен 0,06—0,2 *мм*, радиально-лучистые скопления и сферолиты. В пегматитах минерал находится в виде шестоватых скоплений.

Цвет розовый, серый, темно-серый, белый с голубоватым оттенком, мясо-красный, твердость 6,5—7, удельный вес минерала из Майзака 3,18—3,25 (Отакузиев, 1965, 1966), из Темиркобука 3,188 (Бадалов, 1950). Спайность совершенная, блеск стеклянный.

Минерал двуосный отрицательный с большим углом оптических осей (80—84°). Характеризуется высоким рельефом, двупреломление низкое, удлинение отрицательное. Некоторые зерна характеризуются интенсивным пятнистым плеохроизмом от бесцветного до розового (Акташ и Алтынтау) (табл. 12).

Химический состав андалузита из Зирабулак-Зиаэтдинских гор близок к теоретическому. Присутствие щелочей связано с различной степенью его серицитизации.

Компонент	*Лапас*	*Дарбазакыр*		*Мейзак*	
	обр. 1695	*обр. 1715*	*обр. 1298*	*обр. 1611*	*обр. 1609*
SiO_2	38,11	37,80	38,16	37,68	38,85
Fe_2O_3	0,70	1,08	0,83	0,69	0,53
FeO	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01
TiO_2	0,00	0,10	0,06	0,07	0,04
Al_2O_3	58,10	56,45	58,52	59,33	59,12
MnO	0,10	0,18	0,08	0,11	0,04
CaO	0,56	0,90	0,72	0,65	0,30
MgO	0,21	0,36	0,30	0,22	0,16
Na_2O	0,32	0,63	0,45	0,10	0,25
K_2O	1,19	1,31	0,25	0,47	0,18
H_2O	0,62	0,62	0,36	0,52	0,35
П.п.п.	0,30	0,48	0,23	0,21	0,25
Сумма	100,21	99,84	99,98	100,16	100,08

Примечание. Аналитики Е. Ф. Касьянова (обр. 1695), Р. Алиева (1715, 1298) и Н. Я. Куракина (1611, 1609).

Рентгенограмма андалузита из Майзака соответствует эталонной. К числу главных линий относятся: 4,5 (8); 3,98 (7); 2,80 (9); 2,30 (6); 2,18 (10); 1,46 (10).

Андалузит встречается как акцессорный в магматических породах, минерал метаморфических пород, пегматитов, вторичных кварцитов и

Таблица 12

Оптические свойства андалузита

Месторождение	Характеристика минерала	Np	Nm	Ng	Ng–Np	Автор
	Кураминский хр.					
Кальмакыр	Редкая вкрапленность в окварцованных породах	1,638	—	1,642	0,004	Королев, 1940
Ангрен	Обломочные зерна в юрских отложениях	1,639	—	1,644	0,005	Петров, Рубанов, 1960
	Западный Узбекистан					
Древний Лапас (Зирабулак-Зиаэтдинские горы)	Кристаллы андалузита в кварц-андалузит-серицитовых сланцах	1,642	1,650	1,658	0,016	Отакузиев, 1966
Дарбазакыр (Зирабулак-Зиаэтдинские горы)	Андалузит в кварц-тремолит-серицит-углисто-андалузитовых сланцах на контакте с Карнабским интрузивом	1,638	1,650	1,655	0,017	
Майзак (Зиаэтдинские горы)	Андалузитовые сланцы в биотитовом роговике	1,638	1,650	1,653	0,015	
Койташ (Северный Нуратау)	Андалузит-плагиоклаз-биотитовый роговик на контакте с Койташским интрузивом	1,628	—	1,638	0,010	Эшпулатов, 1966
Алтынтау (Центральные Кызылкумы)	Андалузит в кварц-слюдистой оторочке вокруг пегматитовой жилы	1,632	—	1,642	0,010	Курбатов, 1935
Нуратау	Андалузит-слюдисто-кварцевые сланцы флишоидной толщи	1,634	1,641	1,646	0,012	Бадалов, 1950

кластофильный минерал осадочных пород. В качестве редкого акцессорного минерала отмечается в гранитоидных массивах Западного Узбекистана (Гранитоиды Узбекистана, 1971).

В роговиках, окружающих массивы гранитоидных интрузивов в Западном Узбекистане (Кошрабатский, Устукский, Каратюбинский, Темиркабукский, Койташский, Актауский и др.), встречаются мелкоузловатые

андалузитовые, кварц-биотитовые, андалузит-кордиеритовые, силлиманитовые сланцы, переходящие иногда в крупноузловатые кварц-графит-андалузитовые сланцы. В них «узлы» и «очки» состоят из андалузита (10—15%). В сланцах на контакте с роговиками обнаружены прослои шириной до 10 *см* и более, обогащенные андалузитом.

В Зирабулак-Зиаэтдинских горах среди кварц-андалузит-серицитовых сланцев лудлова встречаются линзы андалузитовых сланцев длиной 250 *м* мощностью 8 *м* (Лапас). В Дарбазакыре (Северный Карнаб) кварц-тремолит-углисто-андалузитовые сланцы приурочены к северному контакту Карнабского интрузива и прослеживаются на расстоянии 3,5 *км* (Отакузиев, 1966).

Андалузит в сланцах и роговиках в различной степени серитизирован.

В юго-западных отрогах Гиссарского хр. описываемый минерал входит в состав пород протерозойского и нижнепалеозойского метаморфических комплексов. В первом андалузит-биотитовые, ставролит-биотитовые и слюдистые кристаллические сланцы пространственно тяготеют к верхам разреза (Сузытауский блок). В сланцах отмечаются ксенобластовые выделения андалузита (3—4%). Более поздняя генерация отмечена в окварцованных участках в асоциации с мусковитом.

В нижнепалеозойских кристаллических сланцах андалузит встречается довольно часто (3—20%) в виде таблитчатых или округлых выделений (до 0,6 *мм*) в парагенезисе с олигоклазом, биотитом, альмандином, кордиеритом.

Андалузит в значительной степени замещен серицитом (Покровский, 1974).

В некоторых пегматитовых жилах Алтынтау (Центральные Кызылкумы) имеются мелкие шестоватые скопления андалузита в виде параморфоз по силлиманиту длиной 5 *мм*. Он часто замещается серицитом, кварцем и альбитом (Курбатов, 1935).

Андалузит значительно распространен во вторичных кварцитах Акташа в Каржантау, единичные находки отмечаются в Аксакате, Ургазе, Шаугазе, Гушсае. В Акташе на Ашиякском участке массив лейкократовых гранитов окружен поясом корунд-андалузит-серицитового кварцита с реликтовой структурой кварцевого порфира шириной 50—500 *м*. Андалузит в кварцитах образует вкрапленность, желваки, гнезда и прожилкообразные скопления. Строение желваков концентрически зональное: в центре располагается корунд, в середине — андалузит, на краях — диаспор и дюмортьерит (Глинка, Топольницкий, 1929; Рушковский, 1937; Прянишников, 1937; Зубрилина, 1958; материалы М. Э. Поярковой, М. Н. Слюсаревой, М. И. Моисеевой, В. П. Борискина и др.).

Тонкие и редкие просечки андалузита встречаются в окварцованных породах Калканаты (Дюгаев, 1935) и Кальмакыра (Королев, 1940).

В качестве кластофильного минерала андалузит отмечается по всему разрезу юрских угленосных отложений Ангрена (Петров, Рубанов, 1960) и меловых Западного Узбекистана (Бабаев, 1959).

Дистен (кианит) — $Al_2O[SiO_4]$

Дистен относится к числу малораспространенных минералов в Узбекистане. Он голубого и серовато-белого цвета, твердость 5,5—7, спайность совершенная по (100) и хорошая по (010). В шлифах обычно бесцветный, но иногда окрашен в фиолетово-синий цвет и четко плеохроирует по схеме: Np — светло-синий, Nm — фиолетово-синий, Ng — кобальтово-синий (Акташ). Обладает высоким рельефом и спайностью в двух направлениях. Двуосный отрицательный, погасание косое — ∠c Ng—28—35°.

Место взятия обр.	*Характеристика минерала*	*Ng*	*Np*	*Ng—Np*	*<cNg*	*Автор*
Ангрен	Окатанные зерна в юрских угленосных отложениях	1,728	1,716	0,012	30°	Николаева, 1967
		1,726	1,716	0,010	—	Петров, Рубанов, 1960
Нуратау	Зерна в флишоидной толще	1,730	1,717	0,013	30—35°	Арустамов, 1958
Калканата	Окатанные терригенные зерна в осадочных породах среднего и верхнего девона	1,732	1,724	0,008	—	Абрамович, 1968

Дистен — минерал метаморфических пород — обнаружен в ограниченном количестве в сланцах нижнепалеозойского метаморфического комплекса в юго-западных отрогах Гиссарского хребта в бассейне р. Шартрута, где он образует многочисленные (25%), крупные (до 4×12 *мм*) серицитизированные порфиробласты в слюдистых сланцах (Покровский, 1974).

Отдельные зерна дистена размером 0,1 *мм* отмечаются в силурийских метаморфических сланцах на г. Нуратау (Арустамов, 1958). В гранитоидах кызылсайского типа в междуречье Ашаба-Чадак (Елисеева, 1960) и в диоритовых порфиритах Алмалыка (Айзенштат, 1967) дистен отмечается в качестве редкого акцессорного минерала. В алунито-диаспоровом месторождении Акташ (хр. Каржантау) в редких случаях он образует параморфозы по андалузиту. Полуокатанные зерна встречаются в юрских отложениях Ангрена почти по всему разрезу (Петров, Ру-

банов, 1960; Николаева, 1967). Редкие бесцветные угловато-окатанные терригенные зерна дистена отмечаются в составе осадочных пород среднего и верхнего девона гор Калканата (Абрамович, 1968). В меловых породах Западного Узбекистана дистен описан как редкий обломочный минерал (Бабаев, 1959; Баскаков, 1959).

Муллит—$Al[Al_x Si_{2-x} O_{5,5-0,5x}]$

Муллит известен в каолино-буроугольном месторождении Ангрен в Кураминском хребте (Абубакиров, Парпиев и др., 1961). Образует густой войлок или тонкие призматические иголочки длиной сотые и тысячные доли миллиметра.

Оптические свойства муллита следующие: удлинение положительное, погасание прямое, Ng—Np = 0,004—0,005.

По данным Абубакирова и Парпиева, муллит образовался за счет обжига каолина при подземных пожарах.

Группа топаза-ставролита

Топаз—$Al_2[SiO_4]$ $(F,OH)_2$

Топаз — характерный минерал грейзенов Алмабулака, Кенкола, Гавы в Кураминском хребте (Моисеева, 1969), Чаркасара (Лисицына, Омельяненко, 1961), вольфрамово-грейзенового месторождения Саргардон в Чаткальском хребте (Аполлонов, 1969), гор Актау в Центральных Кызылкумах (Соседко, 1932; Курбатов, 1935). Как редкий акцессорный минерал встречается в некоторых гранитоидных массивах Чаткала и Западного Узбекистана (Азимов и др., 1970; Козырев и др., 1972).

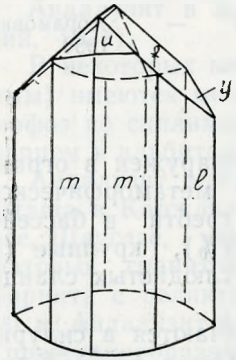


Рис. 24. Кристалл топаза из грейзенов Актау (Кызылкумы) (Курбатов, 1935).

Топаз выделяется в виде призматических кристаллов размером от 0,1—0,5 до 2 *мм* (Гава), иногда образующих радиально-лучистые сростки (Чаркасары). В Саргардоне, кроме таблитчатых кристаллов и зерен неправильной формы, встречаются красивые белоснежные сферолиты диаметром до 1 *см*, состоящие из тончайших очень хрупких волокон, внешние окончания которых ограничены хорошо образованными головками (Аполлонов, 1969).

В горах Актау в грейзенах изредка выделяются мелкие хорошо образованные кристаллы, в которых наиболее развиты грани призматической зоны (рис. 24).

В шлифах топаз бесцветен. Имеет совершенную спайность по (001), прямое угасание, положительное удлинение. Показатели преломления близки к теоретическим.

Место взятия обр.	*Генетический тип*	*Ng*	*Np*	*+2V*	*Автор*
Чаркасары (Кураминский хр).	Грейзены	1,627	1,610	55	Лисицына, Омельяненко, 1961
Алтынтау (Кызылкумы)	Пегматитовые жилы	1,634	1,626	—	Курбатов, 1935
Саргардон (Чаткальский хр.)	Грейзены	1,620	1,612	54–56	Аполлонов, 1969
Северная Фергана	Кайнозойские молассы	1,625	1,616	—	Вертунов, 1956

У минерала довольно постоянный химический состав. Al замещается Fe^{3+} и Mg, а Ca, Na, K, вероятно, входят в состав газово-жидких включений.

Компонент	*Саргардон*	*Чаркасары*	*Компонент*	*Саргардон*	*Чаркасары*
SiO_2	32,24	34,93	$+H_2O$	2,90	2,15
TiO_2	0,02	—	$-H_2O$	0,30	0,70
Al_2O_3	52,74	52,34	F	14,50	15,20
Fe_2O_3	0 08	0,46	Сумма	105,53	105,78
CaO	1,24	—	$O=F_2$	6,10	6,38
MgO	0,12	—	Итого	99,43	99,40
K_2O	1,35	—	Автор	Аполлонов, 1969	Лисицына, Омельяненко, 1961
Na_2O	0,04	—			

Спектральные анализы топаза из Гавы и Кенкола показали примеси Na, Cu, Mg, Ca, Ti, Mn, Fe, иногда Be, Ba, Ga, Ge, Sn, Bi, Pb.

Топаз в грейзенах Чаркасарского лейкократового гранитного массива в Кураминском хребте слагает зоны кварц-топаз-мусковитового и кварц-топазового состава мощностью 5—30 *см*, содержащие 20—25% топаза (Лисицына, 1961). Минерал в Саргардоне образует вкрапленность и короткие просечки в кварце. Он тесно ассоциирует с флюоритом и мусковитом, реже с бериллом. Выделился после вольфрамита и молибденита, замещается мусковитом и апатитом (Аполлонов, 1969).

В горах Актау мелкие вкрапления топаза находятся в зальбандовой оторочке пегматитовых жил размером не более 2 *мм*. Он тесно ассоциирует с касситеритом, кварцем, мусковитом, альбитом (Курбатов, 1935). В остальных грейзеновых полях топаз распространен ограниченно.

Единичные зерна акцессорного топаза установлены в некоторых гранитоидных массивах Курамы (Елисеева, 1957) и Западного Узбеки-

стана (Азимов и др., 1970). Необычно высокое содержание его (в среднем 1679 *г/т*) отмечено в Баркракском массиве и Аккапчигайском и Чаткальских горах (Козырев и др., 1972).

Ставролит — $FeAl_4Si_2O_{10}(OH)_2$

Ставролит — редкий минерал. Установлен в качестве породообразующего в ставролитовых роговиках, прилегающих непосредственно к интрузиву в Нуратинских горах к северу от Темиркабукского интрузива (Абдуллаев, Арустамов, Баскаков, 1947; Эшпулатов, 1964). Минерал выделяется в виде призматических кристаллов (0,5 *мм*) и зерен голубоватого цвета. В шлифах золотисто-желтый, плеохроирующий в тех же тонах. Ng=1,558; Np=1,547; Ng—Np=0,011 (Нуратинские горы). Ставролит ассоциирует с биотитом, кварцем, мусковитом, плагиоклазом, андалузитом.

Ставролит встречен в юго-западных отрогах Гиссарского хр. (Сусыстауский блок) в верхней части докембрийского метаморфического комплекса в ставролит-биотитовых кристаллических сланцах. Он образует в них редкие (до 3%) мелкие зерна неправильной формы (до 0,5 *мм*), ассоциирующие с биотитом, мусковитом, андалузитом и, реже, кордиеритом (Покровский, 1974).

В качестве терригенного минерала известен в юрских песчаниках, перекрывающих залежи бурого угля на месторождении Ангрен (Петров, Рубанов, 1960), и в осадочных породах среднего девона в Калканате (Абрамович, 1968). Зерна удлиненной и угловато-окатанной формы. В шлифах нежного лимонно-желтого цвета со слабым плеохроизмом, двуосный положительный. Погасание прямое, цвета интерференции низкие Np=1,737; Ng=1,754 (Ангрен).

Группа зуниита

Зуниит — $Al_{12}[(OH,F)_{18}SiO_4]\ [Al(SiO_4)_4]Cl$

Зуниит известен на месторождениях алунитовых вторичных кварцитов — в Аксакате и Зинон-Тереклинский зоне, протягивающейся от ур. Майдантал по Равашсаю на западе до бассейна р. Терекли в Чаткальских горах (по Пономаревой; Р. А. Мусину; Борискин, 1968) и в Кураминском хребте в Гушсае на Ачисайском участке (по Д. А. Сахор).

В Аксакате зуниит встречается в виде кристаллов тетраэдрического облика и идиоморфных зерен с характерными треугольными и гексагональными сечениями, размером 0,1—0,2 *мм*, в Зинон-Тереклинской зоне в виде комбинации двух тетраэдров размером 0,04—0,4 *мм*. Кристаллы бесцветные, часто прозрачные, блеск стеклянный, микротвердость 320—620, средняя 465 *кг/мм* (Зинон-Терекли).

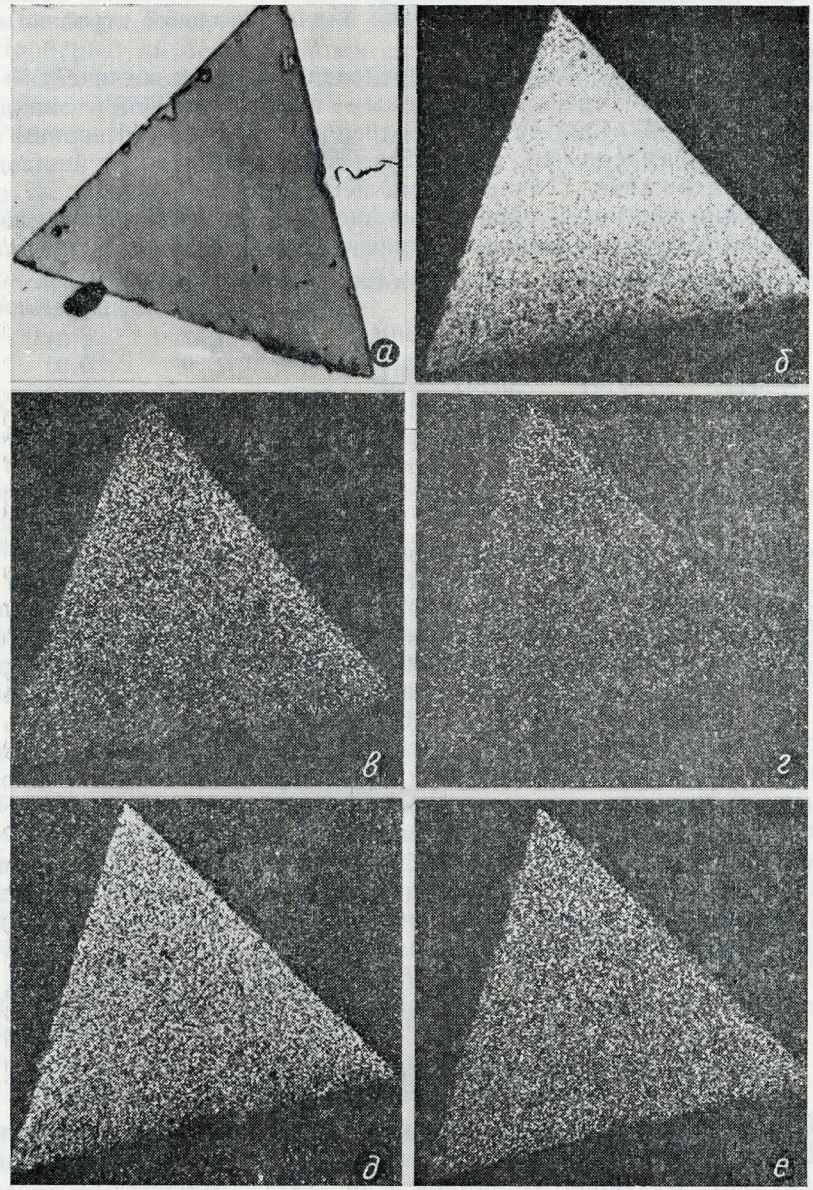


Рис. 25. Растровые картины поверхности зуниита в поглощающих электронах e^+ (*а*) и распределение элементов в характеристических рентгеновских лучах:
б — AlK_α, *в* — SiK_α, *г* — FK_α, *д* — OK_α, *е* — ClK_α. Поверхность сканирования 3000×300 *мкк*².

В шлифах зуниит прозрачный бесцветный, изотропный. Обладает заметной спайностью по (111), изредка видно зональное строение кристаллов, N = 1,610 (Зинон-Терекли).

Состав зуниита из Аксакаты определен обычным химическим анализом, а из Зинон-Тереклинской зоны — на рентгеновском микроанализаторе типа М-46 «Cameca» как среднее из замеров по 11 зернам (аналитик Ш. Х. Игамбердыев) (рис. 25). Результаты анализа приводятся ниже. По содержанию главных компонентов состав зуниита из обоих месторождений обычен. В зуниите из Аксакаты отмечается повышенное содержание фосфора и заметное окисного железа.

Компонент	*Аксаката*	*Зинон-Терекли*	*Компонент*	*Аксаката*	*Зинон-Терекли*
SiO_2	29,00	24,24	K_2O	0,37	0,08
TiO_2	0,05	0,06	P_2O_5	2,90	0,05
Al_2O_3	52,02	57,53	F	—	5,23
Fe_2O_3	0,84	0,01	Cl	—	2,27
MgO	—	0,01			
Na_2O	0,39	0,41	H_2O (по разности)	14,52	—
Сумма			100,09	—	89 89

Спектральным анализом в минерале из Аксакаты выявлены примеси — As, Ga (0,*n*%); Ba (0,0*n*%); V, Ag, Cu, Ge, Zr (0,00*n*%). Рентгенометрическое исследование зуниита из Аксакаты показало хорошую сходимость с эталоном. К числу главных линий относятся 2,674 (10); 2,001 (7); 1,641 (10); 1,396 (8); 1,346 (6); 1,179 (7).

Зуниит — гидротермальный минерал, характерный для вторичных кварцитов. В Аксакате он образует вкрапленность в алунит — пирофиллитовых и мономинеральных кварцитах, в Зинон-Тереклинской зоне рассеянную вкрапленность, скопления и прожилки (до 5%). В Гушсае зуниит встречается в виде тонких просечек в алунитовых вторичных кварцитах. В перечисленных пунктах зуниит ассоциирует с кварцитом, алунитом, серицитом, каолином, пирофиллитом и примесями пирита, гематита, диаспора, флюорита, рутила, сфена, циркона.

Группа гумита

Норбергит—$Mg_2[SiO_4]Mg(F,OH)_2$

Норбергит известен в районе скарново-вольфрамового месторождения Лянгар в Нуратинском хр. (данные О. М. Римской-Корсаковой; Сахоненок, 1967; Кучукова, Исмаилов и др., 1971). Минерал рыжевато-бу-

рого цвета встречается в виде округлых и эллипсоидальных зерен размером не более 0,5 *мм*.

Норбергит двуосный положительный, угол $+2V=51—57°$, плеохроирует от желтоватого по Ng до светлого оранжево-желтого по Np; Ng=1,593; Nm=1,573; Np=1,568.

Рентгенограмма норбергита соответствует эталонной. К числу главных линий относятся — 3,080 (8); 2,644 (7); 2,248 (9); 1,731 (10); 1,495 (7).

Норбергит в ассоциации с клиногумитом, тремолитом, форстеритом, флогопитом и шпинелью встречается в магнезиальных скарнах в переходной зоне между тремолитовым скарном и неизмененным доломитом. Норбергит замещает форстерит.

Хондродит—$2Mg_2[SiO_4]Mg(F,OH)_2$

Хондродит — редкий минерал. Встречен в Западном Узбекистане в Яхтоне, Тиллягульсае (Кучукова, Исмаилов и др., 1971) и в Кураминском хребте в Мышикколе (Королева и др., 1966; Болдырева, 1966), представлен призматическими кристаллами с полисинтетическими двойниками и зернистыми агрегатами.

Минерал двуосный положительный с большим углом 2V=90°, Ng=1,620—1,640; Nm=1,600—1,620; Np=1,600; ∠c Ng=26° (Мышиккол).

Хондродит приурочен к магнезиальным скарнам. В Мышикколе он замещается магнетитом; в Яхтоне и Тиллягульсае ассоциирует с людвигитом, форстеритом, серпентином, магнетитом и диопсидом.

Гумит—$3Mg_2[SiO_4]Mg(F,OH)_2$

Гумит обнаружен О. М. Римский-Корсаковой в магнезиальных скарнах месторождения Лянгар (Нуратинский хребет). Единичные зерна встречены в Яхтоне, Камангаране, Тыме, Тиллягульсае, Аккургане (Кучукова, Исмаилов, Джамалетдинов, 1971).

Описываемый минерал отличается от норбергита большим углом оптических осей: $+2V=80°$ и более высокими показателями преломления: Ng=1,657; Nm=1,640; Np=1,628.

Гумит ассоциирует с норбергитом, шпинелью, флогопитом, диопсидом.

Клиногумит—$4Mg_2[SiO_4]Mg(F,OH)_2$

Клиногумит обнаружен в Лянгаре (Сахоненок, 1967), Яхтоне, Камангаране, Аккургане (Кучукова, Исмаилов и др., 1971). Изучен на месторождении Лянгар.

Оптические свойства минерала из Лянгара обычные, но несколько колеблются (Сахоненок, 1967).

Номер обр.	*Ng*	*Nm*	*Np*	*Ng—Np*	*+2V*
2/4646	1,649	1,630	1,623	0,026	70—73
3/4646	1,665	1,654	1,640	0,025	76—77
4/4646	1,682	1,671	1,647	0,035	70—71

Рентгенограмма клиногумита соответствует эталонной. К числу главных линий относятся: 2,768 (8); 2,539 (5); 2,253 (10); 1,740 (10); 1,477 (5); 1,343 (7).

Клиногумит образует редкую вкрапленность в магнезиальных скарнах в ассоциации с норбергитом, гумитом, форстеритом и диопсидом.

Группа датолита

Датолит — $CaB[SiO_4](OH)$

На территории Узбекистана датолит известен в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (Холопов, 1962) и в Алмалыке в Кураминском хребте (Бадалов, Мухтарова, Туресебеков, 1966; Бадалов, Туресебеков, 1966). Более широко развит в сопредельных территориях Таджикистана и Киргизии — в Чаткало-Кураминских горах в районе Джангалыка, Чокадамбулака, Ташбулака, Перевального, Гавы (Отрощенко, Клемперт, Хорват, 1966).

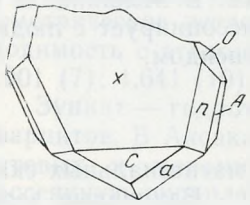


Рис. 26. Кристалл датолита из альбит-пренит-карбонатного прожилка (Алмалык) (Бадалов и др., 1966).

В Алмалыке датолит образует таблитчатые кристаллы размером до 2—3 *мм* в длину и 1 *мм* в ширину, в которых наиболее развита грань пинакоида (рис. 26). С. Т. Бадалов и др. считают, что датолит такого габитуса образовался в низкотемпературных условиях. Прожилки датолита из спессартитов характеризуются мелкозернистым строением.

Для датолитов из скарнов характерны мелкие плохо ограненные кристаллы, реже встречаются хорошо развитые кристаллы боченковидно-кубического габитуса. В жильных образованиях, залегающих в известково-кремнистых сланцах, датолит призматического габитуса (Отрощенко и др., 1966).

Минерал бесцветный и белый, бледно-зеленый, голубоватый, желтый, редко встречаются полупрозрачные разности голубовато-серого цвета.

Блеск стеклянный, иногда с жирным отливом. Удельный вес датолита из скарнов 2,80—2,90; из прожилок в сиенито-диоритах и спессартитах — 2,95 и 2,966 соответственно. Спайность выражена весьма слабо. Твердость от 4,5 до 5,5.

Минерал в шлифах бесцветный, двуосный отрицательный. Отмечаются незначительные колебания показателей преломления и значений угла 2V.

Минерал	*Ng*	*Nm*	*Np*	*Ng—Np*	*∠cNp*	*—2V*	*Автор*
Датолит из гранитоидов	1,672	—	1,627	0,045	3°	67°	Холопов, 1962
Датолит-пирит-цеолитовые прожилки	1,670	—	1,624	0,046	—	—	Бадалов и др., 1966
Прожилки датолита в спессартите	1,670	1,653	1,625	0,045	—	72—74	Кравченко, 1961
Датолит в скарне	1,667—1,674	1,649—1,653	1,622—1,634	0,040 0,045	7	—	Отрощенко и др. 1966
Датолит из жильных образований среди известково-кремнистых сланцев	1,668	—	1,623	0,045	4	74	

Химический состав датолита отличается иногда от теоретического пониженным содержанием воды, иногда кальция, и в ряде случаев повышенным кремнезема. Для датолита из жильных образований известково-кремнистых сланцев характерно повышенное содержание Mn и Ti (табл. 13).

Спектральным анализом в датолите из скарнов обнаружены следующие элементы-примеси: Pb, Zn, Bi, Sr (0,00*n*—0,00*n*%); Ti, Mn, Cu, Ag, Be, Ni (0,00*n*%), в датолите из жильных образований в метаморфических породах: Pb, Zn, P, (0,*n*%); в прожилковом датолите из спессартита: Be, Cu, Sr, Ba (0,000*n*—0,00*n*%), в датолите, ассоциирующем с цеолитами: Al, Na (0,*n*%); Fe, Mg (0,0*n*%) и Ti (0,00*n*%) (Отрощенко и др., 1966).

Рентгенограммы датолита из Алмалыка и Юго-Западного Гиссара хорошо совпадают с эталонными. К числу главных линий относятся соответственно 3,76 (4) и 3,70 (7); 3,12 (10) и 3,08 (10); 2,85 (9) и 2,82 (9); 2,51 (6); 2,50 (7); 2,24 (6) и 2,22 (9); 1,872 (5) и 1,858 (8); 1,647 (5) и 1,631 (9) (Бадалов и др., 1966; Холопов, 1962).

Преобладающая форма выделения датолита — вкрапленность, неправильные гнездообразные скопления и прожилки.

Для датолита характерно многообразие генетических типов (Бадалов, Туресебеков, 1966). В измененных гранитоидных породах Обинав-

рузского массива датолит приурочен к стыкам зерен плагиоклаза и биотита, которые он замещает. В результате образуются неправильные зерна датолита, иногда с реликтовыми включениями в них биотита, хлорита и плагиоклаза. Датолит замещает встречающийся здесь постмагматический альбит. В прожилковых образованиях Алмалыка он находится

Таблица 13

Химический состав датолита, вес. %

Компонент	Алмалык	Кумыштаг	Чалкуйрюк-Акджилга	Чокадамбулак	Джангалык	Чаткало-Кураминские горы
SiO_2	37,20	39,90	37,67	37,31	38,21	36,91
TiO_2	—	—	Сл.	—	—	0,49
B_2O_3	22,05	20,35	21,03	21,35	20,68	21,78
Al_2O_3	0,08	0,27	0,67	0,47	0,73	0,12
Fe_2O_3	0,07	0,13	0,34	0,16	—	0,17
MnO	—	Сл.	0,01	—	—	1,14
CaO	35,20	33,46	35,06	36,51	33,80	33,68
MgO	—	0,10	—	0,07	0,55	0,14
Na_2O	—	0,10	—	—	—	—
K_2O	—	0,16	—	—	—	—
$-H_2O$	5,68	—	0,05	4,23	—	—
$+H_2O$		4,96	3,96	—	5,46	5,98
П. п. п.	—	—	—	—	—	—
CO_2	—	—	0,81	—	—	—
Сумма	100,28	99,43	99,60	100,10	99,43	100,41
Аналитик	Е. Ф. Касьянова	—	—	Л. Л. Галкина	Н. М. Саяпина	
Лаборатория	ИГиГ АН УзССР		САИГИМС			
Автор	Бадалов и др., 1966	Отрощенко, 1965		Клемперт, 1964	Отрощенко и др., 1966	
Количество ионов из расчета на 4 (O)						
Ca	2,01	1,94	2,03	2,14	1,90	1,90
B	2,02	1,90	2,02	2,01	1,87	1,98
Si	1,98	2,16	2,10	2,04	2,01	1,94
OH	2,01	1,79	1,49	1,54	1,91	2,10

в виде неправильных редких зерен в ассоциации с альбитом, пренитом и карбонатом.

В скарновых зонах датолит I генерации замещает пироксен, гранат, эпидот, выполняет интерстиции между зернами этих минералов и содержит идиоморфные включения везувиана и раннего кварца (Отрощенко и др., 1966).

Датолит II генерации образуется в результате переотложения более раннего. Он слагает небольшие жилки и гнезда. Иногда наблюдается частичное или полное преобразование его в агрегатах халцедоновидного кварца и кальцита (Утехин, 1961).

В спессартитах отмечаются прожилки датолита с редкими выделениями кальцита. Стенки открытых полостей устилаются мелкими кристаллами датолита. В прожилках среди сиенитов Алмалыка датолит располагается по зальбандам, центральная часть сложена натролитом. Между датолитом и цеолитом находятся мелкие кристаллики пирита.

В жильных образованиях среди известково-кремнистых сланцев датолит также слагает зальбанды, а прозрачный кварц, кальцит и манганокальцит — их центральную часть.

Гадолинит — $Y_2Fe^{2+}Be_2[SiO_4]_2O_2$

Гадолинит в Узбекистане впервые установлен в Кураминском хребте И. Е. Сморчковым и Н. Н. Батыревой (1956, 1957). Отмечается в Чаткало-Кураминском регионе (Лисицына и др., 1965; Козырев, 1967; Урунбаев, 1971); Ингичке (Лиценмайер, 1967) и некоторых других пунктах Зирабулакских гор (Ибадуллаев и др., 1972).

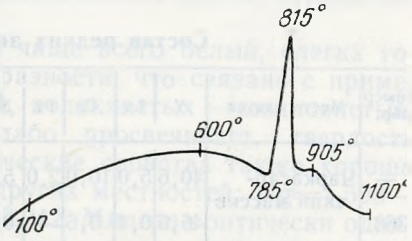


Рис. 27. Кривая нагревания гадолинита из пегматитов Зирабулакских гор (Ибадуллаев, 1972).

Минерал выделяется в виде неправильных зерен буровато- и зеленовато-черного цвета. Блеск смолистый, излом раковистый, прозрачный, хрупкий. Микротвердость 790 *кг/мм*^{2} (Западный Узбекистан); $+2V=75—85°$; $N=1,779$ (Чаткал); N — 1,780 (Ингичке); N — 1,767—1,785 (Зирабулакские горы).

Удельный вес гадолинита из Чаткала 4,86, из Западного Узбекистана 4,05—4,15.

Кривая нагревания отличается резким экзотермическим пиком при 815°С, что, по-видимому, соответствует переходу минерала из метамиктного состояния в кристаллическое (рис. 27).

Обычно гадолинит метамиктный, но после прокаливания при 1100°С становится анизотропным.

Рентгенограмма прокаленного гадолинита из Зирабулакских гор соответствует эталонной. К числу главных линий относятся: 3,17 (8); 2,83 (10); 2,58 (10); 1,878 (6); 1,762 (6); 1,674 (8).

Компонент	*Гадолинит из керамических пегматитов Зирабулакских гор (Ибадуллаев и др., 1967)*	*Гадолинит из лейкократовых гранитов Чаткальского хребта (Сморчков, 1956)*
SiO_2	23,92	23,01
Al_2O_3	0,06	1,87
Fe_2O_3	—	5,57
FeO	11,22	7,87
CaO	2,40	0,87
MgO	0,56	1,25
MnO	0,28	—
BeO	10,53	8,76
ThO_2	0,60	—
ΣTR_2O_3	50,18	47,15
Na_2O	—	3,68
Сумма	99,75	100,03

Химический состав гадолинита близок к теоретическому. В качестве изоморфных примесей присутствуют Al, Ca, Mg, Mn, Th. Состав редких земель комплексный (табл. 14).

Таблица 14

Состав редких земель в гадолините, вес. %

Номер обр.	Место взятия	Y	La	Ce	Pr	Nd	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	U	Th	Tt	Автор
—	Чаркасарский массив	40,6	5,0	10,0	2,0	5,0	0,5	0,3	—	0,3	—	—	—	—	Сморчков, 1957
368		46,6	0,4	0,6	—	0,2	0,1	0,8	0,1	0,5	0,3	0,13	0,77	1,05	Козырев, 1967
2226	Иерташский массив	50,1	0,7	0,5	0,1	0,3	—	0,5	—	0,7	0,4	0,3	0,7	—	Урунбаев, 1971

Гадолинит встречается в пегматитах и преимущественно в лейкократовых разностях гранитов (от 3 до 70 *г/т*).

Обычно он ассоциирует с самарскитом, фергусонитом, монацитом и другими редкоземельными минералами.

Группа спёррита

Спёррит—$Ca_5[SiO_4]_2CO_3$

Спёррит установлен в 1950 г. в районе Гавасая в Чаткальских горах (Бадалов, Голованов, Хожателев, 1958; Хожателев, 1964).

Минерал обнаружен в шлифах в виде зерен округлой формы размером 0,05—0,1 *мм*, бесцветный, заметна спайность в двух направлени-

ях, по отношению к которой угасание косое, двуосный отрицательный — $2V = 38°$; $Ng = 1,678$; $Nm = 1,673$; $Np = 1,640$; $Ng—Np = 0,038$.

Спёррит встречается в ассоциации с мелилитом и монтичеллитом и обычно развивается за счет замещения монтичеллита. В Гавасае совместно с парагенными минералами образует скопления среди скарнов близ контакта с изверженными породами.

Таумасит — $CaSiO_3 \cdot CaCO_3 \cdot CaSO_4 \cdot 14H_2O$

Минерал, весьма редкий в природе, обнаружен в Узбекистане в 1956 г. на площади Кургашинкан-Алмалыкского рудного поля (Бадалов, 1956; Исмаилов, 1956; Голованов, 1965). Несколько раньше он найден и описан в сопредельном районе Таджикской ССР — Кансайском рудном поле в Окуртау (Протодьяконова, 1955; Попов, 1958, 1961).

Минерал образует плотные и поперечно-волокнистые, реже мелкозернистые сахаровидные скопления. Как исключение, на Кургашинкане встречены мелкие кристаллики в пустотках среди жильного таумасита (Голованов, 1965), они имеют форму гексагональных призм, ограниченных пинакоидом.

Физические свойства обычные. Цвет чаще всего белый, слегка голубоватый, отмечены красные и черные разности, что связано с примесями. Блеск плотных разностей матовый, волокнистых — шелковистый, переходящий в стеклянный. Минерал слабо просвечивает, твердость 2,5—3, удельный вес 1,859—1,901. Оптические свойства также хорошо согласуются с данными по минералу из других местностей: $Ng = 1,503—1,508$; $Np = 1,466—1,472$; $Ng—Np = 0,035—0,042$. Минерал оптически одноосный отрицательный.

Таумасит легко разлагается в кислотах с выделением углекислоты; при выпаривании раствора образуется гель SiO_2. Дает положительную реакцию на серную печень. При нагревании его в закрытой трубке выделяется много воды.

Имеющиеся химические анализы показывают некоторые колебания в содержании основных компонентов в разных образцах, но в целом состав близок к теоретическому. Минерал из Накпая содержит немного MgO, а из Кургашинкана, кроме того, и MnO.

Компонент	*Накпай обр. 643*	*Кургашинкан, обр. 4186*	*Шевчуковка, обр. 770*	Центральный *Кансай, б/н*
SiO_2	10,38	9,76	9,30	9,46
CaO	26,40	27,00	27,50	27,00
MgO	0,47	0,43	—	—
MnO	—	0,21	—	—
SO_3	12,55	12,93	13,85	13,50
CO_2	7,33*	7,20	7,09*	6,85
H_2O	42,87	43,00	42,26	43,04
Сумма	100,00	100,53	100,00	99,85

Аналитик Автор	Исмаилов, 1956	П. Л. Прихидько Бадалов, 1956	З. М. Протодьяконова	Е. Ф. Касьянова, Попов, 1958, 1961
Уд. вес	1,901	1,901	1,863	1,89
Ng	1,508	—	1,503	1,503
Np	1,469	—	1,472	1,466
Ng—Np	0,039	—	0,035	0,042

* — содержание вычислено по разности

Спектральным анализом установлена примесь — Pb, Mn, Ti, Cu, Ag, As, Mo.

Кривые нагревания близки между собой, но наблюдается заметное колебание температуры эффектов для разных образцов. Они характеризуются глубоким эндотермическим прогибом при 180—280°, связанным с потерей кристаллизационной воды и углекислоты, и экзотермическим пиком при 640—730°, обусловленным перекристаллизацией вещества (рис. 28); и в целом соответствуют стандартным (Иванова, 1961).

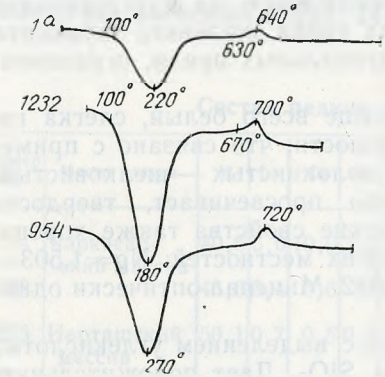


Рис. 28. Кривые нагревания таумасита:

обр. *1а* — из Кургашинкана (Бадалов, 1956), *1232* — из Центрального Кансая (Попов, 1958), 954 — из Шевчуковского месторождения (Протодьяконова, 1965)

Рентгенограмма образцов таумасита из Кансайского рудного поля (Шевчуковское) близка к эталонной. К числу главных линий относятся: 9,3(10); 3,70(9); 2,703(9); 2,490(9); 2,134(9); 1,898(7); 1,794(7).

В Кургашинканском рудном поле в скарнах минерал образует жилки, в которых он ассоциирует с пиритом, магнетитом, гранатом. Под влиянием процессов изменения он переходит в гипс и бирунит. Таумасит является одним из гипогенных минералов, завершающих гидротермальный процесс.

На участке Шевчуковское таумасит слагает прожилки или их сеть, секущие известняки и сильно измененные скарны. Кроме того, жилки таумасита наблюдались среди ксонотлита, тоберморита и апофиллита. Иногда в таумасит проникает сапонит. Намечается следующая последовательность выделения: ксонотлит → тоберморит → апофиллит → таумасит → сапонит. Судя по ассоциации и учитывая, что таумасит содержит около 45% низкотемпературной воды, его можно отнести к низкотемпературным образованиям.

В Центральном Кансае таумасит встречается в виде жилок, секущих скарнированные диоритовые порфириты, скарны и скарнированные известняки. Ассоциирует с апофиллитом и кальцитом. Здесь также наблюдались скопления, развивающиеся по ксонотлиту или в жилках серпофита, где имеются кальцит, апофиллит и низкотемпературный везувиан (Попов, 1961).

Бирунит—$8{,}5CaSiO_3 \cdot 8{,}5CaCO_3 \cdot CaSO_4 \cdot 15H_2O$

Бирунит установлен С. Т. Бадаловым и И. М. Голованов ым как новый минерал в 1955 г. на месторождении Кургашинкан Алмалыкского рудного поля (Бадалов, Голованов, 1957; Голованов, 1965; Бонштедт-Куплетская, 1959). Название дано в честь великого ученого средневекового Узбекистана Абу-Рейхана-Бируни.

Бирунит слагает волокнистые агрегаты с матовым блеском. Цвет белый, твердость 2, удельный вес 2,36, спайность совершенная.

Минерал двуосный положительный, Ng располагается параллельно удлинению волокон. Предположительно ромбический. Ng = 1,531; Np = 1,527; Ng—Np = 0,004.

Минерал растворяется в HCl с выделением геля кремнезема.

На основании полного химического анализа (аналитик П. Л. Прихидько) вычислена формула бирунита: $8{,}5CaSiO_3 \cdot 8{,}5CaCO_3 \cdot CaSO_4 \cdot 15H_2O$.

Химический состав бирунита (обр. 4129, вес. %) приведен ниже:

Компонент	*Данные анализа*	*Молекулярные количества*	*Соотношение молекулярных количеств в минерале*	*Остаток от пересчета молекулярного количества*
CaO	41,46	740	18	—
MgO	0,61	15	—	15
SiO_2	26,70	444	8,5	97
CO_2	15,51	352	8,5	—
SO_3	3,33	41	1	—
H_2O	12,17	676	15	48
Итого	99,78	2268		160

Небольшой избыток H_2O (0,86%) вместе с 5,83% SiO_2 пересчитаны на опал, так как под микроскопом он проявляется в виде тончайшей вкрапленности.

Бирунит по составу близок к таумаситу. Наиболее существенным различием является соотношение количеств воды и сульфата кальция. Удаление из бирунита около 30% воды приводит к резкому изменению соотношений входящих в минерал компонентов, сопровождающемуся

перестройкой кристаллической решетки, что вызывает появление иных, чем у таумасита, физических и химических свойств.

На кривой нагревания бирунита отмечается три резко выраженных эффекта: первый — эндотермический при температуре 120—200° — соответствующий удалению из минерала около 12% воды; второй — эндотермический при температуре 550—720° — диссоциации карбоната кальция с удалением более 15% углекислого газа, третий — экзотермический при температуре 770—870° — кристаллизации образовавшегося аморфного вещества (рис. 29).

Результаты рентгенометрического анализа бирунита, а также сравнение его с таумаситом, ксонотлитом, гипсом, кварцем и кальцитом по-

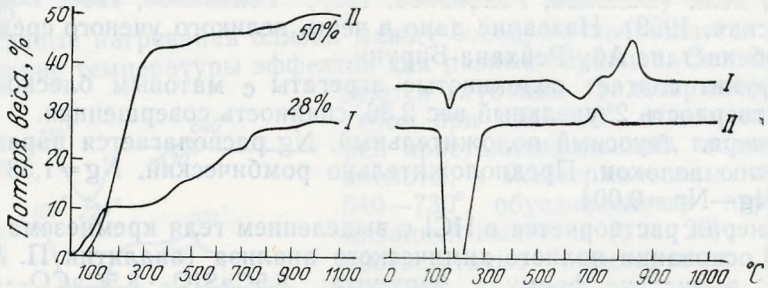


Рис. 29. Кривые нагревания и потери веса бирунита (I) и таумасита (II).

казали, что по межплоскостным расстояниям и интенсивности дифракционных линий бирунит не имеет сходства с указанными минералами. К числу главных линий относятся: 2,595 (10); 1,781 (10).

Бирунит образовался в зоне окисления полиметаллического месторождения Кургашинкан. Он слагает корки волокнистого сложения толщиной 2—3 *мм* на монтичеллитовом скарне и располагается в зальбандах прожилков таумасита. Он образовался за счет разложения таумасита в ассоциации с гипсом, кальцитом и опалом.

Бирунит вошел в списки новых минералов (Бонштедт-Куплетская, 1959; Fleischer, 1959) и в справочник «Минералы» (1972) с рекомендацией проведения повторного анализа.

Группа титанита

Титанит (сфен)—$CaTi[SiO_4]O$

Титанит встречается в виде идиоморфных кристаллов клиновидной, пластинчатой или конвертовидной формы, а также ксеноморфных чер-

веобразных зерен и тонкозернистых скоплений. Размеры зерен 0,2—0,8 *мм*, реже 1—3 до 5—8 *мм*. Для кристаллов характерны грани: (111), (001), (110).

Титанит бесцветный, медово-желтый, зеленовато-желтый, коричневый, бурый. Иногда окраска распределяется неравномерно: пятнами или зонально. Минерал прозрачный или полупрозрачный, блеск смолистый,

Таблица 15

Химический состав титанита, вес. %

Компонент	Титанит		Обр. 58 из биотитовых гранитов Чимганского массива	10 из аляскитов Саргардонского массива	2067 из двуслюдяных гранитов Карабаусского массива	8337 из диоритов Актауского массива	5060 из гранодиоритов Актауского массива
	из дайки гранит-порфира, Чаркасары, Кураминский хребет	из аплитовидных гранитов Кураминского хребта					
SiO_2	30,22	30,67	30,10	29,60	31,20	23,20	30,03
TiO_2	34,88	35,33	34,61	32,40	38,04	43,78	43,10
Al_2O_3	0,28	0,86	4,15	5,10	3,60	4,23	5,60
Fe_2O_3	2,24	1,28	1,60	1,15	2,73	2,86	3,30
FeO	0,62	0,46					
MnO	0,18	0,12	0,21	0,30	0,15	—	—
MgO	0,60	0,03	0,10	0,16	0,09	1,10	0,20
CaO	26,65	27,78	26,40	27,20	23,10	25,00	18,10
K_2O	0,41	0,15	—	—	—	—	—
Na_2O	—	0,19	—	—	—	—	—
H_2O	0,68	0,36	—	—	—	—	—
Ta_2O_5	0,13	—	0,33	0,15	0,04	0,016	0,105
Nb_2O_5	0,83	0,60	1,00	1,08	0,60	0,375	1,125
ΣTR_2O_3	2,12	1,33	1,43	2,96	—	—	—
Сумма	98,84	99,16	99,93	100,10	99,55	100,561	101,560
Лаборатория	ИГЕМ АН СССР		ИГиГ АН УзССР				
Аналитик	Н. И. Забавникова	Д. Н. Князева	В. В. Прасалова				
Автор	Сморчков, 1954	Елисеева, 1956	Данные К. Урунбаева			Данные П. Азимова	

излом неровный. Часто заметен плеохроизм по схеме: Ng — розовато-оранжевый, Nm — буровато-желтый, Np — светлый буровато-желтый до бесцветного. $Ng=2{,}0385\pm0{,}0055$; $Np=1{,}877$; $Ng-Np=0{,}1615$ (Елисеева, 1960).

Рентгенограмма титанита из грейзенов Гавы соответствует эталонной. К числу главных линий относятся: 3,243 (8); 2,963 (8); 2,570 (10); 2,263 (7); 1,493 (7); 1,418 (5) (по Р. И. Черновой).

В составе титанита постоянно присутствуют примеси Nb и Ta, которые изоморфно замещают Ca. Титаниты Узбекистана в отличие от титанитов других регионов содержат большее количество ниобия, чем тантала (Ляхович, 1968) (табл. 15).

В качестве обычной примеси присутствуют редкие земли, сумма которых не превышает 2,96% TR_2O_3, причем раннемагматический титанит отличается существенно цериевым составом редкоземельных элементов, а в позднемагматическом увеличивается содержание иттриевой группы.

Таблица 16

Состав редких земель в акцессорном титаните Чаткало-Курамы, вес. % от ΣTR_2O_3 (по К. Урунбаеву; Г. А. Лисицыной и др., 1965)

Компонент	Обр. 2514	Обр. 2519	Обр. 61	Обр. 329	Обр. 510	Обр. 48	Обр. 2122	*
ΣTR_2O_3	0,10	0,12	0,27	0,25	0,30	0,27	0,16	1,0
La_2O_3	9,5	11,6	14,04	7,93	12,78	11,26	22,60	8,7
Ce_2O_3	50,4	49,5	20,96	19,02	23,71	14,80	36,80	14,1
Pr_2O_3	8,1	6,4	6,58	5,83	5,34	7,20	5,06	1,9
Nd_2O_3	21,0	18,6	17,90	17,9	14,76	21,94	21,6	5,2
Sm_2O_3	5,4	4,4	2,53	1,89	3,56	2,08	2,4	1,4
$(Eu+Gd)_2O_3$	2,1	1,85	1,32	1,03	2,35	1,57	2,01	—
$(Tb+Y)_2O_3$	3,1	6,6	13,66	14,34	11,91	9,84	8,14	39,4
Dy_2O_3	—	—	11,75	16,70	14,65	14,0	—	5,2
Ho_2O_3	—	—	0,22	0,12	0,14	0,22	—	1,3
Er_2O_3	—	0,15	0,66	6,34	0,52	0,65	—	7,6
Tu_2O_3	—		—	—	—	—	—	0,6
Yb_2O_3	0,06	0,10	10,38	10,25	10,28	16,44	—	10,5
Lu_2O_3	—	—	—	—	0,06	—	—	0,6
Σ(общ.)	99,90	99,35	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,71
ΣCe_2O_3	96,9	93,15	63,38	53,24	72,48	58,85	91,86	31,3
ΣY_2O_3	3,1	6,85	36,62	46,76	37,52	41,15	8,14	68,41

Аналитик И. И. Лихойдова (ИГиГ АН УзССР)

Примечание. Обр. 2514, 2519 — раннемагматические титаниты из гранодиоритов и 2122 — из граносиенит-порфиров; позднемагматические титаниты: 61, 329. 510 и 48 — из гранит-аляскитов; * — титанит из Чаркасарского гранитного массива (Лисицына и др., 1965).

Но обычно Σ_{Ce} редких земель преобладает над Σ_Y. Исключением является титанит из Чаркасарского гранитного массива (Лисицына и др., 1965), в котором содержание иттриевой группы редких земель преобладает. Титаниты Западного Узбекистана значительно беднее редкоземельными элементами, чем титаниты Чаткало-Курамы. В небольшом количестве постоянно присутствуют Th и U (табл. 16).

Содержание редких земель в акцессорном титаните (%) по данным рентгеноспектрального и активационного анализов приведены ниже.

Элемент	*Чаткальские горы (13 пр.)*	*Кураминский хр. (5 пр.)*	*Западный Узбекистан (10 пр.)*
La	0,56 (10)	0,51 (5)	0,099 (6)
Ce	1,30 (11)	1,02 (5)	0,157 (9)
Pr	0,22 (9)	0,22 (3)	0,011 (1)
Nd	0,60 (11)	0,57 (5)	0,178 (5)
Sm	0,21 (9)	0,29 (5)	0,052 (3)
Eu	—	—	0,0009 (1)
Gd	0,16 (3)	0,25 (2)	0,008 (1)
Tb	—	0,1 (1)	0,0016 (1)
Dy	0,16 (3)	0,25 (2)	0,0032 (1)
Ho	—	—	0,02 (1)
Er	0,2 (1)	0,1 (1)	0,0022 (1)
Tu	—	—	0,0022 (1)
Yb	0,1 (1)	0,1 (2)	—
Lu	—	—	0,0032 (2)
Y	0,766 (13)	0,88 (3)	0,2154 (3)
Th	0,62 (9)	0,62 (5)	—
U	0,22 (4)	0,11 (5)	—
Nb	2,08 (10)	0,61 (3)	0,12 (3)
Ta	0,38 (4)	0,03 (2)	—
Автор	Елисеева, 1960; Козлова, 1960; Козырев и др., 1972; данные К. Урунбаева.	Козырев и др., 1972; данные К. Урунбаева	Данные П. Азимова; Хамрабаев, 1960

Спектральным анализом в титаните постоянно обнаруживаются следующие примеси: Fe, Al — 0,*n*%; Na, Mg, Mn, Nb, P, W — 0,0*n*%; Sr, V, Sn — 0,00*n*%, а также Ba, Cu, Pb, Mo, Ta, Yb, Zr, Sc, Be, Hf (Хамрабаев, 1958, 1960; Каххаров, 1958; Кушмурадов, 1967; Лиценмайер, 1967; материалы М. И. Моисеевой, П. Азимова, К. Урунбаева). По содержанию тех или иных элементов-примесей титанит может служить индикатором некоторых типов минерализации. Так, оловосодержащий титанит отмечается в горах Каратюбе и в Ингичке, где имеется касситеритовая минерализация (Хамрабаев, 1958; Лиценмайер, 1967). В Чалате титанит содержит повышенное количество вольфрама (0,0*n*—0,*n*%) (Каххаров, 1958).

Титанит — широко распространенный акцессорный минерал магматических пород и пегматитов, менее характерен для скарнов, грейзенов, роговиков, гидротермальных жил, в качестве терригенного минерала встречается в осадочных породах.

В магматических породах выделяется магматический и постмагматический титанит (Хамрабаев, 1958; Исамухамедов, 1955; Ляхович, 1968; Азимов, 1966; Урунбаев, 1971). Эти две генерации обычно хорошо

различимы: магматический титанит образует идиоморфные, хорошо ограненные кристаллы, окрашенные в темные тона, ассоциирующие с апатитом, ортитом, ильменитом, неизмененным биотитом. Постмагматическому титаниту свойственна более светлая окраска, кроме кристаллов, он образует червеобразные выделения, лапчатые агрегаты, мучнисте мелкозернистые скопления, часто располагается по трещинам спайности в измененном биотите (рис. 30); ассоциирует с мусковитом, хлоритом, кальцитом, образует каемки вокруг титаномагнетита. В постмагматическом титаните, в отличие от магматического, увеличивается содержание редких земель.

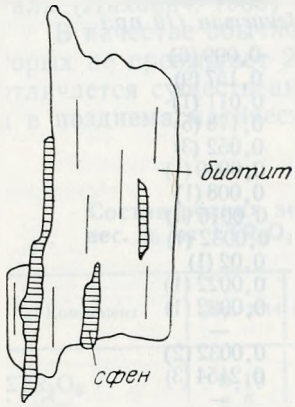


Рис. 30. Червеобразные выделения титанита вдоль трещин спайности в биотите из грейзенов Гавы (Кураминский хр.)

Таким образом, типоморфными особенностями титанита являются физические свойства (цвет), форма выделений и содержание изоморфных примесей, количества которых возрастают в постмагматической разновидности.

Образование постмагматического титанита обусловлено разрушением породообразующих минералов изверженных пород и высвобождением при этом кальция и титана (Хамрабаев, 1958; Моисеева, 1969; Покровский, 1958). В осадочных породах титанит встречается очень часто как терригенный минерал.

При изменении титанит лейкоксенизируется.

Группа дюмортьерита

Дюмортьерит—$(Al,Fe)_7O_3[BO_3][SiO_4]_3$

Впервые в Узбекистане дюмортьерит установлен в Акташском алунит-диаспоровом месторождении в хр. Каржантау. Минерал под названием «синий агальматолит» отмечен в Акташе еще Н. В. Мушкетовым в 1875 г. В 1923 г. определен А. С. Уклонским как дюмортьерит, а впоследствии С. Ф. Глинка проанализировал и описал его (Глинка, 1927; Глинка, Топольницкий, 1929; Уклонский, 1934; Чеканинский, 1934; Корвацкий. 1935; Рушковский, 1937). В последние годы дюмортьерит из Акташа изучали С. Е. Прянишников (1937), М. Н. Слюсарева и М. Э. Пояркова, М. И. Моисеева и В. П. Борискин. Указания об акташском дюмортьерите (близ кишлака Сайлык) имеются во всех минералогических учебниках.

Валуны серицитового кварцита с дюмортьеритом найдены в Северной Фергане около кишлака Гава (Попов, Воробьев, 1940), в коренном

залегании (Опарсай) установлен Р. И. Черновой в той же самой парагенетической ассоциации.

Единичные зерна дюмортьерита отмечались М. И. Моисеевой и В. П. Борискиным в протолочных пробах из вторичных кварцитов Шаугаза в Алмалыке.

Игольчатые агрегаты дюмортьерита образуют радиально-лучистые сростки, сферолиты и спутанно-волокнистые массы.

Длина иголочек колеблется от десятых долей до 2—3 *мм*. Реже наблюдаются призматические кристаллики длиной 0,1—0,5 *мм* с хорошо выраженной спайностью вдоль удлинения.

Минерал синего, серовато-голубого, розовато-сиреневого, бледно-розового и сиреневого цвета. Блеск стеклянный, твердость высокая — около 7, удельный вес 3,221 (Гава).

Оптические свойства: — 2V=38—40°, угасание прямое, плеохроизм интенсивный с максимальной адсорбцией света по удлинению (Np). Плеохроичные цвета непостоянны даже в одном шлифе: от светло-голубого, кремового и розовато-сиреневого до фиолетового, синего и светло-коричневого. Имеются двойники. Показатели преломления дюмортьерита из Акташа следующие: Ng — 1,690; Nm — 1,686; Np — 1,671; Ng — Np = 0,019.

Химический состав дюмортьерита близок к теоретическому. Некоторое колебание состава связано с примесью кварца и диаспора.

Компонент	*Акташ*		*Гава*
	обр. 1	*обр. 2*	*
SiO_2	28,31	26,38	41,69
TiO_2	0,55	0,27	0,40
B_2O_3	4,69	4,60	4,19
Al_2O_3	64,59	67,05	50,44
H_2O	1,99	1,36	3,34
Сумма	100,13	99,66	100,23
Автор	Глинка, 1929		Попов, Воробьев, 1940

Спектральным анализом установлено большое число примесей: Cu, Li, Na, K, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, Ga, Sc, Y, Yb, Ti, Zr, Ge, Pb, V, Nb, P, As, Sb, Bi, Cr, Mn, Fe, Ni — от сл. до 0,*n*%.

Рентгенограмма дюмортьерита из Акташа хорошо сходится с эталоном. К числу главных линий относятся: 5,859 (8); 2,087 (10); 1,334 (7); 1,296 (8).

Кривая нагревания дюмортьерита имеет два четко выраженных эндотермических эффекта при 165 и 550° (рис. 31).

Дюмортьерит приурочен ко вторичным кварцитам, к его серицитовым разностям. В Акташе он слагает гнезда размером от нескольких

сантиметров до 1 *м*, которые часто представляют собой скопления сферолитов. В Опарсае дюмортьерит образует небольшие скопления и беспорядочно ориентированные призматические кристаллики. Минерал на обоих месторождениях ассоциирует с серицитом, турмалином, диаспором, корундом и андалузитом, замещает диаспор и турмалин, а сам за-

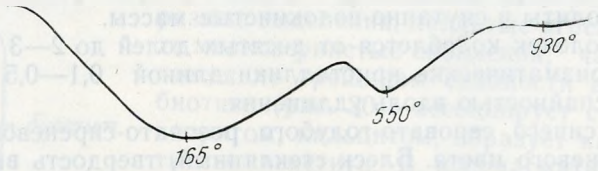


Рис. 31. Кривая нагревания дюмортьерита из Опарсая (Гава).

мещается в различной степени серицитом. Образование дюмортьерита связано с фумарольной деятельностью палеозойских вулканов.

ОСТРОВНЫЕ СИЛИКАТЫ С ИЗОЛИРОВАННЫМИ ПАРАМИ ТЕТРАЭДРОВ

Группа мелилита

Мелилит—$(Ca,Na)_2$ (Al,Mg) $[(Si,Al)_2O_7]$

Мелилит обнаружен Б. Л. Хожателевым в 1950 г. в районе скарново-магнетитового месторождения Гавасай (Бадалов, Голованов, Хожателев, 1958; Хожателев, 1964; Бадалов, 1965).

Минерал образует мелкие угловатые кристаллы с почти квадратным поперечным сечением размером 0,05—0,1 *мм*. Он выполняет промежутки между зернами монтичеллита и тесно ассоциирует со спёрритом. Мелилит образует значительные скопления на контакте доломитов с магматическими породами.

Эвклаз—$BeAl[SiO_4](OH)$

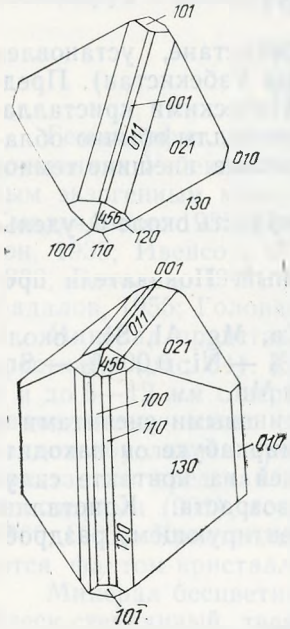
Эвклаз — редкий минерал, обнаружен В. Н. Аполлоновым (1968, 1969) в акцессорных количествах в жилах вольфрамового месторождения Саргардон в Чаткальском хр. Слагает мелкие зерна (0,1—0,2 *мм*) и кристаллические корки. Кристаллы имеют короткопризматический габитус с почти квадратным поперечным сечением, совершенную спайность по (010) и несовершенную по (001), отличаются прекрасной огранкой и штриховкой вдоль оси «с». Измерение кристаллов на гониометре показало присутствие следующих простых форм: *a* (100), *b* (010),

c (001), *l* (130), *m* (110), *s* (120), *n* (011), 0 (021), *p* ($\bar{1}01$). Довольно обычна ранее неизвестная грань (456) (рис. 32). Средний размер кристаллов 1—10 *мм*.

Минерал бесцветный и прозрачный. Только в случае, когда эвклаз прорастает тонкоигольчатым турмалином, он становится непрозрачным и приобретает грязно-зеленый оттенок. Удельный вес 3,131.

Оптические свойства эвклаза: двуосный положительный $+2V=49—50°$, $Ng=1,672$; $Nm=1,655$; $Np=1,652$; $\angle c\,Ng=44—45°$. В разрезах, нормальных к (010), наблюдается двойниковое строение.

Химический анализ эвклаза из Саргардона после внесения поправки на примесь флюорита и слюды почти точно укладывается в стандартную формулу эвклаза (вес. %): SiO_2— 40,80; Al_2O_3 — 34,16; BeO — 16,60; Fe_2O_3+FeO — 0,25; CaO — 1,27; MnO—0,00; MgO— 0,40; K_2O — 0,14; Na_2O — 0,13; Li_2O — 0,001; P_2O_5 — 0,14; H_2O — 5,70; F — 0,80; сумма — 100,39; —F=O_2 — 0,67, итого — 99,72 (аналитик Е. П. Стрельникова).



Риз. 32. Кристаллы эвклаза из Саргардона.

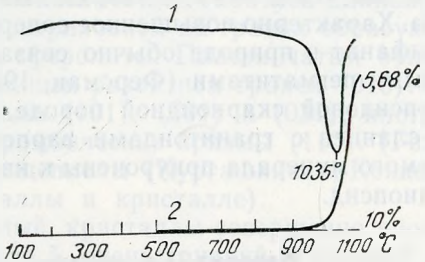


Рис 33. Кривые нагревания (*1*) и потери веса (*2*) эвклаза из Саргардона.

Спектральным анализом обнаружены в минерале примеси: V и Sn — 0,001%; Ge, Sb — 0,003%; Zn — 0,03%.

Термический анализ показал, что вся вода эвклаза высокотемпературная (рис. 33).

К наиболее интенсивным межплоскостным расстояниям относятся: 7,17 (10); 3,607 (7); 3,243 (8); 2,814 (8); 2,774 (8); 2,548 (8); 2,445 (9); 2,263 (7); 1,889 (7); 1,498 (7); 1,380 (7); 1,366 (8); 1,156 (9).

Эвклаз на месторождении Саргардон приурочен к своеобразным слюдисто-флюоритовым полосчатым апокарбонатным метасоматитам,

залегающим на продолжении кварцевых жил с грейзеновыми оторочками. Встречается в них в виде рассеянной вкрапленности мелких зерен (0,1—2 *мм*), их скоплений и кристаллических корок в трещинах среди карбонатов.

Мелифанит—$(Ca,Na)_2(Be,Al)]Si_2O_6F]$

Весьма редкий акцессорный минерал в Узбекистане, установлен С. Т. Бадаловым (1960) в Темиркабуке (Западный Узбекистан). Представлен удлиненными, сдвойникованными призматическими кристаллами тетрагональной формы размером 1×0,3 *см*. Кристаллы обычно обладают зональным строением: центральные части светлые, внешние темно-коричневые.

Физические свойства минерала следующие: твердость около 6, удельный вес 3,008, спайность совершенная по (001).

Мелифанит оптически одноосный отрицательный. Показатели преломления No=1,610; Ne=1,592.

Состав минерала следующий: >1% — Be, Ca, Mg, Al, Si; около 1% — Na, Mn; 0,*n*% — Fe, V, Sr, Cu, Ba, Cr; 0,0*n*% — Ni; 0,00*n*% — Sn, Ti, Co, Ga. Характерно повышенное содержание V и Mn.

Мелифанит в природе обычно связан с нефелиновыми сиенитами и сиенитовыми пегматитами (Ферсман, 1939). В Темиркабуке он находится в диопсидовой скарноидной породе, залегающей на контакте силурийских сланцев с гранитоидами варисцийского возраста. Кристаллы описываемого минерала приурочены к кварцу, цементирующему раздробленный диопсид.

Бавенит—$Ca_4(BeOH)_{2+x}Al_{2-x}Si_9O_{26-x}$

В Узбекистане минерал установлен в акцессорных количествах В. А. Народной в 1962 г. в Ойгаингском рудном поле в Чаткальских горах. Позднее отмечен в Саргардоне (Аполлонов, 1969).

В Ойгаинге бавенит образует тонкопластинчатые кристаллы размером до 5 *мм* и радиально-лучистые сростки диаметром 2 *см*.

Цвет белый, блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Спайность совершенная по (100) и менее совершенная по (001). Удельный вес 2,7. В шлифе бесцветный, угасание прямое, удлинение отрицательное. Двуосный положительный.

Рентгенограмма бавенита из Ойгаинга близка к эталонной. К числу главных линий относятся: 3,724 (9); 3,355 (10); 1,738 (7); 1,322 (7); 1,304 (7); 1,250 (8).

Химический состав минерала изучен спектральным анализом, показавшим, кроме основных элементов, следующие примеси: Zn — около

1%; Mn, Mg, Bi, Fe, K(0,0*n*—0,*n*%); Ti (0,0*n*%); Pb, Cu (сл. — 0,00*n*%); Ga (сл).

Бавенит в Ойгаинге встречается в незначительных количествах в магнетитсодержащих скарнах и метасоматических рудных зонах, тесно ассоциируя с флюоритом, микроклином и жильбертитом.

Группа гемиморфита (каламина)

Гемиморфит—$Zn_4[Si_2O_7](OH)_2 \cdot H_2O$

Гемиморфит довольно распространен в полиметаллических месторождениях Узбекистана, а в Кургашинкане, Учкулаче он является главным экзогенным минералом цинка (Гудалин, 1932; Пилипенко, 1932; Смольянинов, 1935; Дюгаев, 1933; Наследов, 1935; Арапов, 1935; Вольфсон, 1935; Ивенсон, 1937; Марниц, 1935; Машковцев, 1935; Чупилин, 1936; Баталов, 1941; Королева, 1941; Касымов, 1966; Чеботарев, 1965; Бадалов, 1955; Голованов, 1960, 1965; Моисеева, 1969).

Минерал представлен прекрасно ограненными кристаллами и их сростками (рис. 34). Кристаллы пластинчатого габитуса длиной от 0,2—2 и до 5—12 *мм* с вертикальной штриховкой на гранях образуют друзы радиально-лучистого строения и сферолиты. Пластинчатый облик кристаллов обусловлен преимущественным развитием граней (010). Головка кристаллов представлена диэдрами (101), (301) и (031), иногда даже моноэдрами (001), встречаются ромбические призмы (110) (Голованов, 1960, 1965). Кристаллы часто расщеплены (Кургашинкан, Кенкол), имеются фантом-кристаллы (кристаллы в кристалле).

Минерал бесцветный или белый, кристаллы совершенно прозрачные, блеск стеклянный, твердость около 5, очень хрупкий. Удельный вес 3,43 (Кургашинкан) 3,15 (Курусай). Спайность совершенная по (110).

Оптические свойства минерала обычные. В шлифах бесцветный, двуосный положительный, удлинение положительное, *c*=Ng. Незначительные колебания показателей преломления связаны с наличием изоморфных примесей.

Месторождение	*Ng*	*Nm*	*Np*	*Ng—Np*	*+2V*	*Автор*
Кургашинкан	1,634	1,618	1,614	0,020	—	Моисеева, 1969
	1,632	1,618	1,613	0,019	—	Голованов, 1965
Кенкол	1,638	1,616	1,612	0,026	—	Моисеева, 1969
Наугарзансай	1,638	1,618	1,614	0,024	—	
Курусай	—	—	—	0,016	46°	
Южная Дарбаза	—	—	—	0,022	46	Королева, 1941
Учкулач	1,630	—	1,612	0,018	—	Чеботарев, 1965

Гемиморфит без шипения растворяется в HCl, раствор дает положительную реакцию на Zn и Si, в закрытой трубке при прокаливании выделяется вода.

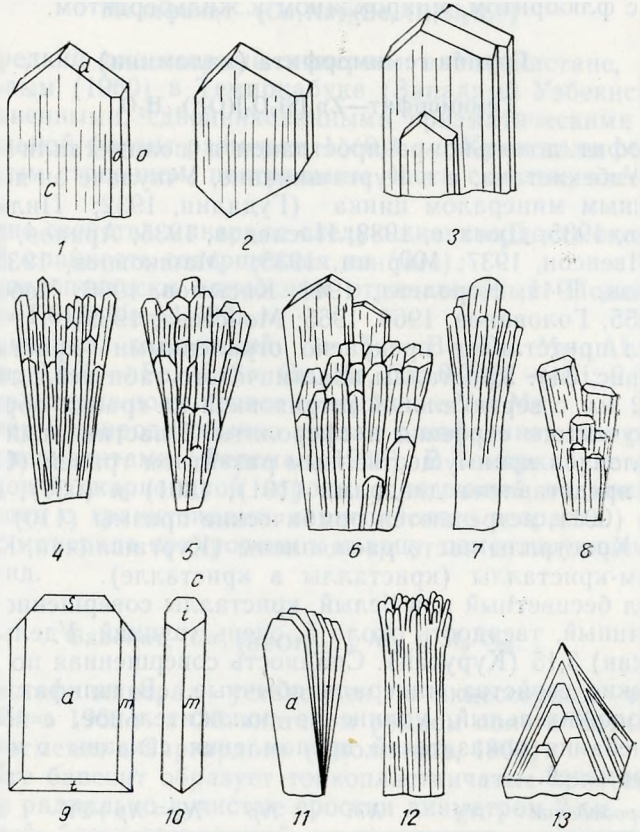


Рис 34. Формы кристаллов гемиморфита и их сростки: *1—8* — из Кенкола (по М. И. Моисеевой) *9—13*—из Кургашинкана (Голованов, 1965)

Химический состав прозрачных кристалликов гемиморфита из Кургашинкана, по данным М. И. Моисеевой, следующий (вес. %): ZnO — 67,20; SiO_2—24,65; H_2O—7,64; сумма 99,58 (аналитик П. Л. Прихидько). Состав близок к теоретическому.

Спектральным анализом в минерале в качестве постоянных примесей зафиксированы: Cu, Mg, Ca, Pb, Mn, Fe, вероятно, изоморфные с

цинком, и As, Al, изоморфные с кремнием. Отмечается наличие примеси Ge в гемиморфите Учкулача и Лачинханы (10 *г/т*). Характерно отсутствие или крайне низкое содержание в нем кадмия по сравнению со всеми остальными экзогенными цинковыми минералами (0,011% в гемиморфите Лачинханы, по данным Э. А. Дунин-Барковской).

Гемиморфит типичный минерал зоны окисления полиметаллических месторождений. Он выделяется как продукт кристаллизации из растворов и путем замещения.

В Такели он в различной степени замещает смитсонит. Скопление гемиморфита в скарновых месторождениях связано с наличием в них легко разлагаемых силикатных минералов. В окисленных рудах полиметаллического месторождения Кургашинкан, обогащенного легко разлагаемыми магнезиальными силикатами гемиморфит является главным супергенным цинковым минералом (Бадалов, 1955; Голованов, 1959, 1965).

В рудах различных месторождений минерал выделяется в виде друзочек в пустотах, сферолитов и корочек на буром железняке, гидроокислах марганца, кальците, галлуазите, хризоколле, вульфените, аурихальците и других вторичных минералах. Его образование связано с последними стадиями формирования зоны окисления.

В стратиформном месторождении Учкулач (хр. Нуратау) гемиморфит представлен отдельными кристаллами, мелкими друзами, кристаллическими корочками. В пустотах выщелачивания в рудовмещающих доломитах найдены друзы длиной до 4,5 *см*.

Бертрандит—$Be_4[Si_2O_7](OH)_2$

В Узбекистане бертрандит известен только как акцессорный минерал, обнаружен в нескольких пунктах: в одной из пегматитовых жил в Алтынтау в Кызылкумах (Курбатов, 1935), в пегматитовых жилах Науки (данные И. П. Заревич), в Ойгаинге (данные В. А. Народной) и Саргардоне (Аполлонов, 1969).

Бертрандит образует мелкие пластинчатые кристаллы, их сростки иногда радиально-лучистого строения.

Физические свойства минерала следующие: бесцветный (Саргардон), светло-розовый (Ойгаинг), прозрачный. Спайность совершенная по (001). Блеск стеклянный, по (001) — перламутровый, твердость 6, хрупкий. В шлифе бесцветный, спайность совершенная по (001) и хорошая по (110) и (010), обычны двойники. Двуосный отрицательный —2V=71°; Ng=1,614; Np=1,583—1,587; Ng—Np=0,027—0,032 (Саргардон).

Химический состав акцессорного бертрандита из Ойгаинга следующий (вес. %): BeO—41,95; MgO—0,07; CaO—0,40; ZnO—0,20; FeO+Fe_2O_3 — 0,25; Al_2O_3 — 0,20; SiO_2 — 50,50; H_2O — 6,10; SO_3 — 0,51; сум-

ма — 100,18. Анализ пересчитан на кристаллохимическую формулу из расчета на 7 (O) — $Be_{3,9}[Si_2O_7](OH)_{1,61}$.

В бертрандите из Ойгаинга, кроме основных компонентов обнаружены K, Bi(0,0*n*—0,*n*%); Ge, Mn, Pb (0,00*n*%) и Cu (сл.), а из Саргардона — Zn.

Рентгенограмма бертрандита из Саргардона близка к эталонной. К числу главных линий относятся 4,382 (10); 3,189 (10); 2,527 (10); 2,288 (8); 2,214 (9); 1,306 (8).

В генетическом отношении среди бертрандитов Узбекистана встречается два типа — связанные с пегматитовыми жилами и грейзенами. В пегматитах Ойгаинга бертрандит нарастает на стенки пустот выщелачивания среди кварца и реже на кристаллы берилла. В них он является продуктом позднегидротермального изменения берилла. Бертрандит такого происхождения в парагенезисе с бавенитом и эвклазом широко распространен в природе (Беус, 1960; Смольянинова, 1965 и др.).

В Саргардоне бертрандит, подобно фенакиту, встречен во многих апоскарновых и апокарбонатных грейзеновых жилах.

В пегматитах Науки бертрандит образует вкрапленность размером до 1 *мм* в кварце и мусковите.

Группа ильваита

Ильваит $CaFe_2^{2+}Fe^{3+}[Si_2O_7]O(OH)$

Ильваит известен в скарново-шеелитовых месторождениях — Лянгаре в Нуратинском хр. (Мясников, Флоренский, 1937; Абдуллаев, 1947; Мясников, 1951), Ингичке в Зирабулакских горах (Лиценмайер, 1967), скарново-магнетитовом — Минбулаке в хр. Каржантау (Баталов, 1950), в скарнах Макьякской зоны в юго-западных отрогах Гиссарского хр. (Исамухамедов и др., 1962), в скарново-полиметаллическом рудопроявлении Тиллякан на восточном склоне хр. Кугитанг (Бадалов, Голованов, 1962, 1963) и в Кураминском хр. на месторождении Курусай и Алтынтопкан (Моисеева, 1969; Клемперт, Суровкин, 1966; материалы Т. Н. Шадлун).

Ильваит встречается в массивных выделениях и кристаллах столбчатого габитуса размером от десятых долей миллиметра до 1—2 *см*.

Цвет минерала черный, черта буровато-черная, блеск полуметаллический, смолистый. Спайность несовершенная в двух направлениях. Микротвердость 593 (Сангардак) и 642 *кг/мм*^{2} (Тиллякан). Очень хрупкий, с неровным изломом, местами переходящим в раковистый. Удельный вес 4,00 (Алтынтопкан), 3,95 (Сангардак), 3,85 (Минбулак), 3,98 (Лянгар).

Ильваит из Сангардака и Тиллякана обладает магнитностью, что в литературе не отмечено.

В проходящем свете минерал густо окрашен и обнаруживает сильный плеохроизм: по Np — красновато-коричневый; Ng — темно-бурый до черного.

Таблица 17

Химический состав ильваита, вес. %

Компонент	Лянгар	Минбулак	Сангардак	Алтынтопкан
SiO_2	28,90	28,80	29,48	29,60
Al_2O_3	0.36	—	—	0,43
Fe_2O_3	19,39	21,10	19,70	18,99
FeO	29,66	26,32	29,70	23,71
MnO	4,74	9,08	3,47	10,92
MgO	0,32	0,22	0,87	0,27
CaO	13,40	12,60	14,80	13,43
SnO_2	0,50	—	—	—
$\pm H_2O$	2,30	2,73	2,26	2,50
Сумма	99,57	99,85	100,28	99,75
Лаборатория	—	ИГиГ АН УзССР		
Аналитик	В. С. Мясников	П. Л. Прихидько	Т. И. Суконкина	
Автор	Мясников, 1951	Баталов, 1950	Бадалов, Голованов, 1962, 1963	Клемперт и др., 1966
	Количество ионов из расчета на 6 катионов			
Si	1,98	1,99	1,99	2,00
Al	0,03 } 1,03	—		0,04 } 1,00
Fe^{3+}	1,00	1,03	1,00	0,96
Fe^{2+}	1,70	1,51	1,68	1,35
Mn	0,28 } 1,98	0,52 } 2,05	0,19 } 1,95	0,62 } 2,00
Mg	0,03	0,02	0,08	0,03
Ca	0,97	0,93	1,06	1,00
OH	1,00	1,25	1,00	1,13
Sn	0,01	—	—	—

Наиболее характерным диагностическим признаком ильваита в полированных шлифах является его очень сильное двуотражение и цветной эффект анизотропии. Окраска индивидов изменяется от темной, серо-синей и бурой до малиновой с различными оттенками. Внутренние рефлексы красновато-коричневые. Отражательная способность низкая: $R = 10\%$. Отмечается заметное различие в оттенках цвета двуотражения

и характере анизотропии для ильваитов из разных месторождений, что, вероятно, обусловлено неодинаковым содержанием в нем марганца.

Химический состав ильваитов близок к теоретическому. Отмечается постоянное присутствие в минерале марганца от 3,47 до 10,92% MnO (табл. 17), самое высокое содержание — в ильваите Алтынтопкана и Минбулака, представляющем собой марганцовистую разновидность ильваита.

Спектральным анализом выявлен ряд примесей, из них довольно постоянные Cu, Zn, Mn, Mg, Ca, эпизодические Ga, Ge, Sn, Ti, Al. Интерес представляет примесь SnO_2 в ильваите из Лянгара (0,50%), отражающая металлогеническую специфику района.

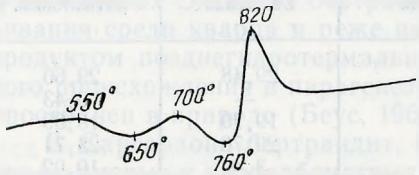


Рис. 35. Кривая нагревания ильваита из Сангардака (Бадалов, Голованов, 1963).

Рентгенограмма ильваита из Алтынтопкана и Сангардака соответствует эталонной. К числу главных линий относятся соответственно 2,698 (10) и 2,686 (9); 2,097 (10) и 2,100 (8); 1,623 (7) и 1,623 (10); 1,474 (6) и 1,462 (10).

На кривой нагревания ильваита из Сангардака отмечаются два эндотермических эффекта — при 650 и 760° и один резкий экзотермический при 820°. Возникновение эндотермических эффектов обусловлено выделением гидроксильной воды и разрушением кристаллической структуры вещества, появление сильного экзотермического пика — окислением закисного железа (рис. 35).

Выявлено два генетических типа ильваита: скарновый и гидротермальный. Первый характерен для Алтынтопкана, Курусая, Лянгара, Ингичке, оба типа — для Сангардака и Тиллякана. В Алтынтопкане ильваит приурочен к гнездам кварц-кальцитового состава в скарнах, в которых он выполняет промежутки между зернами кварца. Тонкие прожилки ильваита мощностью 2—3 *мм* секут пироксеновый скарн, а местами образуют псевдоморфозы по пироксену (Клемперт и др., 1966).

В скарново-полиметаллических телах Курусая ильваит образует небольшие скопления и жилки. Он замещает пироксен, гранат и магнетит и сечет их в виде жилок. Встречается также как остаток от замещения в галените и сфалерите и выполняет тонкие трещины в пирите. Минерал образовался в раннюю стадию рудоотложения в скарнах при изменении режима гидротермальных растворов в сторону более окислительных условий (данные Т. Н. Шадлун; Моисеева, 1969).

В Минбулаке ильваит ассоциирует с магнетитом, образуя совместно с ним небольшие гнездообразные тела в скарнах. Взаимоотношение его с сопровождающими минералами следующее: кварц, актинолит и магнетит образуют тонкие прожилки, рассекающие отдельные кристаллы

ильваита, или развиваются в промежутках между его зернами (Баталов, 1950).

В Сангардаке и Тиллякане ильваит в скарнах слагает небольшие гнездообразные массивные скопления среди геденбергита. Он замещает геденбергит, а сам корродируется эпидотом. Ильваит собственно гидротермального типа в жилах и прожилках находится совместно с жильными и сульфидными минералами (Бадалов, Голованов, 1962, 1969).

При гидротермальном изменении скарнов ильваит, содержащийся в них, замещается хлоритом шамозит-тюрингитового ряда.

Группа цоизита

Цоизит — $Ca_2Al_3[SiO_4]$ $[Si_2C_7]O(OH)$

Тулит

Цоизит распространен широко, но редко образует крупные скопления. Впервые отмечен И. В. Мушкетовым (1875) в виде небольших плоских кристаллов по р. Чаткал. Минералогические сведения о цоизите имеются у Я. С. Висьневского (1940) по Султануиздагу и И. Х. Хамрабаева (1958) по Каратюбе и Тамды.

Цоизит слагает мелкозернистые, реже радиально-лучистые агрегаты, состоящие из тонких призмочек длиной до 7 *мм*, чаще 0,05—0,15 *мм*, с продольной штриховкой. Блеск стеклянный, цвет грязновато-серый, зеленовато-серый, розовый. Мелкие кристаллики прозрачные. Имеющиеся немногочисленные оптические константы цоизита и его марганцовистой разновидности — тулита приведены в табл. 18.

В Султануиздаге цоизит развит в метаморфизованных основных породах, так называемых соссюритовых габбро и цоизитовых амфиболитах. В соссюритовых габбро плагиоклазы нацело замещены тонкозернистым агрегатом альбита, карбоната, цоизита и частично эпидота и клиноцоизита. Цоизит в этом агрегате образует единичные вытянутые столбчатые кристаллы. В цоизитовых амфиболитах, являющихся дальнейшим продуктом изменения соссюритовых габбро, цоизит образует линзы и гнезда, сложенные короткостолбчатыми кристалликами и лучистыми агрегатами, ассоциирующими с альбитом (Висьневский, 1940).

Цоизит часто встречается в измененных роговиках и скарнах как продукт разложения плагиоклазов среднего и основного состава, гранатов гроссулярового ряда и везувиана (Лянгар, Койташ, Кансай, Курусай и др.).

В Кураминском хр. тонкие игольчатые индивиды цоизита образуют совместно с эпидотом сростки в крупных зернах кальцита, слагающих жилки в пропилитизированных породах.

Таблица 18

Оптическая характеристика цоизита и тулита

Место взятия обр.	Характеристика минерала	Ng	Nm	Np	Ng–Np	Плеохроизм	Автор
Каратюбе	Цоизит в скарнах	1,704	—	1,698	0,006	—	И. Х. Хамрабаев, 1958
Тамды	Мелкозернистые скопления розового тулита в измененных дайках гранитоидного состава	1,709 1,694	— —	1,702 1,702	0,007 0,008	— —	
Кураминский хр., Шевчуковское месторождение	Радиально-лучистые агрегаты розового тулита в хлоритизированных скарнах	1,723	—	1,712	0,011	Ng — желтоватый Np — светло-розовый	З. М. Протодьяконова
Кураминский хр., Курусай II	Призматические кристаллики ярко-розового тулита в серицитизированном эпидозите	1,710	1,700	1,696	0,014	Ng — светло-розовый Np — малиновый	М. И. Моисеева

Таблица 19

Оптические свойства клиноцоизита

Место взятия обр.	Характеристика минерала	Ng	Nm	Np	Ng–Np	<cNg	Автор
Зирабулакские горы, Ингичке	Темно-зеленые кристаллики среди кальцита в скарнах	1,719	1,717	1,715	0,004	—	Н. В. Лиценмайер
Каратюбе	Клиноцоизит в скарне	1,703	—	1,694	0,009	—	С. И. Ибадуллаев
Нуратинский хр., Лянгар	Столбчатые кристаллики в кварцевой жиле	1,724	1,716	1,710	0,014	0–12°	О. М. Римская-Корсакова
Калканата	Обломочные зерна бледно-зеленого цвета в карбонатных породах девона	1,736	1,718	—	—	—	Абрамович, 1958

Марганцовистая разновидность цоизита — тулит — в небольшом количестве установлен М. И. Моисеевой в Курусае и З. М. Протодьяконовой на Шевчуковском месторождении в Кураминском хр. в виде кристаллических корочек, состоящих из тонких призматических кристалликов ярко-розового цвета, наросших перпендикулярно к стенке трещинки. Кристаллики прозрачные и обладают сильным стеклянным блеском. На Шевчуковском месторождении наблюдаются постепенные переходы от зеленовато-серого цоизита к розовому тулиту. Тулит приурочен к скарнам, обогащенным марганцем (инфильтрационные трубчатые и жилообразные залежи).

В Западном Узбекистане в горах Тамды тулит отмечается И. Х. Хамрабаевым (1959) в хлорит-цоизит-пренитовой породе.

Группа эпидота

Клиноцоизит—$Ca_2(Al,Fe)_3$ $[SiO_4]$ $[Si_2O_7]O(OH)$

Клиноцоизит встречается значительно реже эпидота и не образует крупных скоплений. Некоторые минералогические сведения о нем мы находим в работах Я. С. Висьневского (1940) по Султануиздагу, О. М. Римской-Корсаковой по Лянгару и Н. В. Лиценмайер по Ингичке и др.

Клиноцоизит слагает мелкозернистые скопления из изометричных зерен и короткостолбчатых микроскопических кристалликов (доли миллиметра). Кристаллики клиноцоизита длиной до 5 *мм* отмечены в скарнах Ингичке в крупнозернистом кальците. В кварцевых жилах Лянгара кристаллы клиноцоизита достигают длины нескольких сантиметров.

Я. С. Висьневский (1940) описал индивиды клиноцоизита зонального строения среди амфиболитов. Ядро этих зерен обычно сложено эпидотом.

Цвет минерала зеленовато-серый и светло-зеленый. Минерал хорошо диагностируется в шлифах благодаря высокому рельефу, низким аномальным индигово-синим цветам интерференции и косым угасаниям. Двуосный положительный, угол оптических осей большой — 77—90° (Султануиздаг) (табл. 19).

В Султануиздаге клиноцоизит является характерным породообразующим минералом амфиболитов, образовавшихся за счет метаморфизма габбровых пород. Клиноцоизит замещает в различной степени основной плагиоклаз. В конечных продуктах мелкозернистый агрегат клиноцоизита располагается между зернами амфибола (Висьневский, 1940).

В Каратюбинских и Зирабулакских горах клиноцоизит входит в состав силикатных роговиков (Абдуллаев, 1939). В небольшом количестве присутствует в скарнах как продукт разложения граната, везувиана, пи-

роксена, которые он замещает в различной степени до полных псевдоморфоз (Каратюбе). В небольшом количестве минерал сопровождает шеелитовое оруденение в Ингичке, где образует мелкие сростки кристалликов в крупнозернистом кальците.

В Кураминском хребте (Сардоб) М. Р. Еникеев отмечает клиноцоизит в тонких кварцевых жилах, секущих скарны. В рудной зоне мышьякового месторождения Западная Каптархана (Кураминский хр.) он вместе с эпидотом образует мелкие призматические сростки в кварце и кальците.

Эпидот — $Ca_2(Fe,Al)_3$ $[SiO_4]$ $[Si_2O_7]O(OH)$

Эпидот в Узбекистане широко распространен. Неоднократно упоминался первыми исследователями Средней Азии (Романовский, 1878; Мушкетов, 1875 и др.). Более подробные минералогические сведения о нем мы находим в многочисленных работах последующих лет.

Эпидот слагает зернистые агрегаты, в которых зерна изометричной формы, размером 0,05—0,5 *мм,* или радиально-лучистые, сложенные шестоватыми или игольчатыми индивидами длиной от 0,5—4 *мм* до нескольких сантиметров. Мелкие хорошо образованные призматические кристаллики эпидота (десятые доли миллиметра) образуют беспорядочно ориентированные вростки в более крупных изометричных зернах кварца и кальцита.

В Туранглы (Кураминский хр.) среди скарнов встречаются единичные кристаллики эпидота в виде двойников по (100), имеющих грани (001), (110). Все грани кристалла покрыты вертикальной штриховкой (материалы Н. Т. Винниченко). В Лянгаре в полостях гранатовых скарнов наросли тонкие удлиненные по второй оси кристаллы эпидота, в которых установлены грани (001), (100), (201), (304) и (110) (Мясников, 1951).

Минерал зеленого цвета различных оттенков — от зеленовато-желтого, фисташково-зеленого, серовато-зеленого до ярко- и темно-зеленого и изредка зеленовато-кремового и розового (Акташ). Окраска обычно распределяется равномерно, блеск сильный стеклянный, твердость порядка 6,5, удельный вес 3,36—3,50 в зависимости от содержания железа.

В шлифах эпидот бесцветный или слабоплеохроичный в зеленовато-желтых и лимонных тонах. Часто наблюдаются двойники по (100). Двупреломление высокое с яркими аномальными цветами интерференции. Значения показателей преломления, двупреломления и 2V значительно колеблются в связи с непостоянством содержания железа в минерале (табл. 20).

В. А. Жариков (1959) для Карамазара выявил следующую закономерность: «Замеры 2V эпидота показывают колебания его состава от

клиноцоизита до сильно железистого эпидота. В центральной части скарновых зон обычны сильно железистые эпидоты с 30—40% железистого компонента. Во флангах маложелезистые эпидоты». По наблюдениям автора, колебание содержания железа в эпидоте обусловлено составом замещаемых минералов. Низкая железистость эпидота во фланговых частях связана с тем, что в них эпидотом замещены только полевые шпаты, а ближе к центру — кроме того, темноцветные минералы.

Химическими анализами охарактеризован в основном эпидот из скарнов, и лишь одним анализом — из пропилитизированных пород (табл. 21). Содержание FeO значительно колеблется от 8,42% до 23% (f=0,16—0,50). Наиболее железистая разность эпидота с необычно высоким содержанием железа приурочена к скарнам Кугитангтау в Южном Узбекистане.

Многочисленными спектральными анализами, кроме элементов, входящих в формулу минерала, выявлены примеси V, Be, Sn, Cu, Ga, Ge, Sr, Sc, Ni, Co, Zr, Pb, Ag, Zn, As, Mo, W, Ba.

Эпидот из разных районов имеет своеобразный спектр элементов-примесей, характеризующих металлогенические особенности района. Так, эпидоты Западного Узбекистана почти всегда содержат Sn — от 0.00*n* до 0,*n*%, по единичным химическим определениям — 0,01—0,03% (Римская-Корсакова, 1956) и 0,05% (Мясников, 1951); Ge — от следов до 0.01%. К характерным примесям эпидотов Кураминского хребта относятся — Zn, Pb, Ag, иногда As, Sb и Mn (повышенное количество), полностью отсутствует Ge и Sn. Во всех эпидотах содержится до 0,001% Be, до 0,01—0,03% V, Cu и часто Sr, Ba.

Стронций изоморфно замещает кальций и постоянно присутствует в эпидоте из пропилитизированных пород, менее часто встречается в эпидоте из скарнов. В эпидоте из Ташбулака содержится 0,2%, а из Кансая — 0,08% (Кураминский хр.) (Бадалов, Рабинович, 1968).

Эпидот несколько концентрирует галлий: в эпидотах Кураминского хр. установлены следующие содержания галлия: из Тутлы — 54, Кандыра — 50 (Бадалов, Рабинович, 1968), Аксакаты — 55—73 (Борискин, 1968), Восточного Карамазара — 50—100 (Нечелюстов, Попова и др., 1964). В единичных пробах эпидота из Алмалыка установлено 194 *г/т* B (Бадалов, Рабинович и др., 1972).

Межплоскостные расстояния эпидотов из Актепе, Алмалыка и Кугитанга близки к эталонным.

Выявлено два генетических типа эпидота — связанный со скарнами и с пропилитизированными породами.

В скарнах Чаткало-Кураминского региона эпидот слагает пластообразные залежи мономинеральных эпидозитов, достигающих мощности 2—5 *м*, отмечается в скарнах различного состава в виде гнезд и неболь-

Таблица 20

Оптические свойства эпидота

Место взятия	Характеристика минерала	Ng	Nm	Np	Ng—Np	—2V	<cNp	Автор
Нуратинский хр., Лянгар	Эпидот из скарна	1,767	1,754	1,736	0,031	67—70°	—	Абдуллаев, 1947
	Шестоватые кристаллы в скарне	1,759 1,767	1,749 1,754	1,729 1,730	0,030 0,037	78—80	—	Мясников, 1951
		1,743	—	1,722	0,021	—	—	О. М. Римская-Корсакова
	Зернистые массы темно-зеленого эпидота в скарне	1,756	—	1,722	0,034			С. И. Ибадуллаев
Каратюбе	Столбчатые агрегаты эпидота в пустотах скарнов	1,758	—	1,720	0 038	—	—	Кучукова, 1953
Зирабулакские горы, Койтащ	Зернистые скопления желтоватого эпидота в скарнах	1,769	—	1,733	0,036	74	—	А. Б. Баталов. З. А. Королева
Юго-Западная Фергана	Кластофильный эпидот в верхнемеловых отложениях	1,768	—	1,728	0,040	90	—	Бабаев, 1951
Каржантау, Минбулак	Радиально-лучистые агрегаты в скарне	1,768	1,759	1,735	0,033	73	—	Гумарова, Поярков, Протодьяконова, 1941
Чаткальский хр., верховье р. Пскема	Игольчатые агрегаты зеленого эпидота в пустотах пегматитов	1,767 1,774	— —	1,729 1,731	0,038 0,043	— —	— —	Поваренных, 1955
Северная зона Алтынтопкана	Эпидот в скарне	1,743	—	1,721	0,022	—	—	Сквалецкая, 1958
Кураминский хр., Кургашинкан	Эпидот из кварцевой жилки в сиенито-диоритах	1,780	1,762	1,730	0,050	68	—	Моисеева, 1969

Кураминский хр., Курусай	Радиально-лучистые агрегаты зеленого эпидота в скарновых эпидозитах	1
	Призматические агрегаты эпидота в пропилитизированных породах	1 1 1
Кураминский хр., Такели	Фисташково-желтый эпидот в пропилитизированных породах	1 1
Кураминский хр., Окурдаван	Эпидот в скарне	1 1
	Эпидот в пропилитизированных породах	1
Кураминский хр., Чадак	Кальцит-эпидотовые жилки в пропилитизированных андезитовых порфиритах	1 1
Кураминский хр., Наугарзансай	Эпидот в пропилитизированных андезитовых порфиритах	1 1 1 1
Кураминский хр., Чашма	Эпидот в скарново-магнетитовых залежах	1
Кызылкумы, Тамды	Скарны	1 1

,745	1,736	1,721	0,024	88	3	Моисеева, 1969
,745	—	1,724	0,021	86	—	
,745	—	1,723	0,022	—	—	
,760	1,740	1,720	0.040	83	2	
,764	—	1,730	0,034	—	—	
,762	—	1,730	0,032	—	—	
,758	—	1,720	0,038	—	—	З. М. Протодьяконова
,760	—	1,724	0,036	—	—	
,758	—	1,728	0,030	—	—	
,763	1,759	1,732	0,031	—	—	Моисеева, 1969
,766	1,761	1,734	0,032	—	—	
,764	1,752	1,731	0,033	76	3	Мирходжаев, 1961
,760	1,748	1,729	0,031	80	3	
,768	1,753	1,731	0,037	74	4	
,776	1,756	1,732	0,044	72	4	
,743	1,736	1,724	0,09	88	3	Мирходжаев, Каххаров, 1959
,763	1,752	1,730	0,033	—	3	
,736	—	1,714	0,022	—	—	Мусаев, 1966

Химический состав

Компонент	Нуратинский хребет		Кураминский	
	Лянгар		Кальмакыр	Акташ
	обр. 1	2	43155	6
SiO_2	38,10	37,80	34,80	38,50
TiO_2	0,09	0,09	—	0,20
Al_2O_3	26,57	25,16	22,90	19,32
Fe_2O_3	8,42	11,04	13,22	16,83
FeO	0,40	0,84	0,43	0,00
MnO	0,18	0,16	—	0,22
MgO	0,25	Сл.	0,80	1,01
CaO	23,30	23,36	24,80	22,40
П. п. п.	2,34	—	3,24	—
H_2O	—	2,17	—	1,41
F	—	0,13	—	—
Cl	—	0,16	—	—
P_2O_5	—	—	—	0,23
CO_2	0,93	—	—	—
Сумма	100,58	100,91	100,19	100,12
		$-O=F_2$, $Cl_2=0,08$		
Итого		100,83		
Аналитик	П. Л. Прихидько	С. Г. Цейтлин	П. Л. Прихидько	Т. Т. Мухов
Автор	Абдуллаев, 1947	Мясников. 1951	А. Б. Баталов, М. С. Кучукова и др.	З. М. Протодьяконова
				Количество ионов
Ca	1,85 } 1,91	1,97 } 2,03	2,11 } 2,23	1,94 } 2,07
Mg	0,03	—	0,09	0,12
Mn	0,01	0,01	—	0,01
Fe^{2+}	0,02	0,05	0,03	—
Al	2,48 } 2,98	2,32 } 2,97	2,14 } 2,93	1,84 } 2,86
Fe	0,50	0,65	0,79	1,02
Si	3,00	2,97	2,76	3,11 } 3,12
Ti	—	—	—	0,01
OH	1,22	1,12	1,71	0,78
$f=\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}+Al}$	0,16	0,22	0,27	0,36

Примечания. Обр. 1, 2 — эпидот из гранат-пироксенового скарна; обр. дот из скарнов.

Таблица 21

эпидота, вес. %

хребет	Чаткальский хребет			Хребет Кугитанг
Алтынтопкан	Чимган	Минбулак	Гава	Тиллякан
66	135	1022	1455	4
36,30	41,20	36,68	36,84	35,00
0,48	0,00	—	Сл.	—
18,78	21,4	20,82	24,19	14,60
13,49	10,01	15,66	12,32	23,00
1,49	0,17	0,40	0,68	—
0,55	0,26	0,14	0,06	0,10
3,14	0,72	0,60	0,60	0,74
21,59	24,20	24,41	24,13	21,40
—	2,32	—	0,22	—
1,70	—	1,21	0,29	4,10
—	—	—	—	—
—	—	—	—	—
0,25	0,13	—	0,08	—
1,71	—	—	—	—
100,02	100,95	99,92	99,41	99,94
А. Бакланова	—	П. Л. Прихидько		Т. И. Суконкина
Баталов, 1940	Шестаков, 1941	Баталов, 1956		Бадалов, Голованов, 1965
в пересчете на 13 (O, OH)				
1,72	2,02	2,13	2,17	1,85
0,38	0,08	0,07	0,07	0,21
0,01 } 2,21	0,01 } 2,12	0,01 } 2,23	— } 2,29	0,01 } 2,07
0,10	0,01	0,02	0,05	—
1,83 } 2,66	1,98 } 2,58	2,00 } 2,96	2,30 } 3,06	1,39 } 2,79
0,83	0,59	0,96	0,76	1,40
3,00 } 3,03	3,23	2,99	3,00	2,83
0,03	—	—	—	—
0,93	1,20	0,68	0,28	2,21
0,31	0,23	0,33	0,25	0,50

43155 — эпидот из пропилитизированного сиенита; обр. 6, 66, 135, 1022, 1455, 4 — эпи-

ших скоплений. Эпидозиты обычно залегают между интрузивными породами и скарнами гранатового состава. Они образуются путем замещения интрузивных пород разного состава. Причем во фланговой части залежей замещаются только плагиоклазы, а по мере приближения к контакту — калиевые полевые шпаты, а затем темноцветные минералы.

В шлифах четко видны палимпсестовые структуры. Мономинеральные эпидозиты особенно широко распространены в Кураминском хребте: в Курусае, Туранглы, Орлиной горке, Джангалыке, Кансае и Алтынтопкане. В скарнах эпидот относится к числу наиболее поздних минералов. Он часто замещает гранат, иногда отдельные зоны в нем, везувиан, пироксен.

В кристаллах эпидота из скарнов Курусая первичные газово-жидкие включения гомогенизируют при 400—450°, а декрепитация наблюдается в интервале температур 440—460° (Сазонов, 1962).

Эпидот является характерным минералом пропилитизированных пород в Кураминском хр. Различные минеральные фации пропилитов располагаются зонально относительно рудных разломов. В них эпидот (5—15%) образует довольно равномерную вкрапленность в ассоциации с пеннином, лейкоксеном и кальцитом, развивающуюся по темноцветным породообразующим минералам и реже по полевым шпатам в ассоциации с альбитом. Эпидот слагает гнезда, состоящие из радиально-лучистых и розетковидных агрегатов, и тонкие прожилки мощностью от нескольких миллиметров до 5—10 *см* эпидот-кальцитового состава, часто с хлоритом. В них эпидот образует скопления в зальбандах и беспорядочно ориентированные вростки в более крупных изометричных зернах кварца и кальцита.

Образование эпидота генетически связано с альбитизацией плагиоклазов. Степень эпидотизации породы во многом зависит от степени альбитизации плагиоклазов и их основности: чем основнее плагиоклазы и чем больше они альбитизированы, тем больше новообразований эпидота в измененной породе.

Эпидот — очень устойчивый минерал, в редких случаях он замещается серицитом и кальцитом.

Пьемонтит—$(Ca,Mn)_2(Al,Mn,Fe)_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$

Пьемонтит встречается редко. Известен только в Кураминском хр.: Кансае (Арапов, 1935), Алтынтопкане (Жариков, 1959), Гушсае (Дунин-Барковский, 1959), Наугарзансае (Моисеева, 1969). Представлен мелкозернистыми и тонкопризматическими агрегатами радиально-лучистой и розетковидной структуры. Обладает красивым розовым и карминово-красным цветом с сильным стеклянным блеском. Твердость около 6, удельный вес 3,32 (Гушсай).

Оптические свойства минерала следующие: высокие показатели преломления, сильный плеохроизм по схеме Ng>Np=Nm в красно-фиолетовых и розово-желтых тонах, аномальные синевато-фиолетовые цвета интерференции, косое угасание. Показатели преломления пьемонтита из Алтынтопкана: Ng—1,806; Np=1,758; Ng—Np=0,048; +2V=60°, из Гушсая — Ng=1,820; Np=1,760.

Пьемонтит в Алтынтопкане образует скопления во фланговых частях мономинеральных эпидозитов (Жариков, 1959) и выделяется в пропилитизированных эффузивных породах в Наугарзансае и Гушсае в виде небольших гнезд и прожилок, где он замещает темноцветные минералы и полевые шпаты.

По сравнению с эпидотом пьемонтит имеет узко локальное развитие и приурочен к участкам, обогащенным марганцем. В поверхностных условиях он неустойчив, разлагается, замещаясь гидроокислами марганца и железа.

Ортит $(Ca,TR)_2(Fe^{3+}, Fe^{2+} Al_3)[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$

Эпидот-ортит

Th-ортит

Ортит в Узбекистане упоминается в ранних работах Е. В. Егоровой (1930), И. В. Дюгаева (1935), Б. Н. Наследова (1935), А. Л. Лисовского (1935) и др. Минерал был изучен в последующие годы.

Ортит встречается в виде кристаллов призматического, толстотаблитчатого и боченковидного габитуса, в которых преобладают грани (001), (100), (111), (101), и зерен неправильной формы. Размеры кристаллов и зерен от 0,1 до 1—2 *мм*, реже 10—15 *мм*. В пегматитах Актауского массива, по данным П. Азимова, встречены радиально-лучистые агрегаты кристаллов ортита, длина которых 4—5 *см*, а толщина 0,5—0,7 *см*.

Цвет ортита черный, темно-коричневый, темно-бурый, в краях просвечивает бутылочно-зеленым. Иногда окраска зональная: ядро черное, корка коричневая (Чангаллы), ядро темно-бурое, корка зеленовато-желтая (Каратюбе), ядро темно-коричневое, корка оранжевая (Алмалык). Блеск смолистый, раковистый и неровный. Удельный вес ортита из гранитоидов Юго-Западного Чаткала 2,9—3,2 (Воловикова, 1958), Актауского массива: ядра зонального ортита — 5,0, корки — 4,1 (материалы П. Азимова).

Ортит радиоактивный минерал: содержит Th и U, в связи с чем вокруг его зерен часто наблюдаются плеохроичные каемки шириной 18—19 *мк*.

Под микроскопом в шлифах ортит отличается пятнистой окраской. Плеохроирует по схеме: Ng — темно- или красно-бурый; Nm — зеленовато-бурый; Np — желтовато-бурый. Показатели преломления несколько колеблются.

Порода, место взятия	*Ng*	*Nm*	*Np*	*Ng—Np*	*+2V*	*Автор*
Ортит из гранитоидов Зирабулакского интрузива	1,729	1,721	1,717	0,012	—	Хамрабаев, 1958
Зональный ортит из того же интрузива, корка	1,616	—	1,607	0,009	72°	
Зональный ортит из того же интрузива, ядро	1,711	—	1,700	0,011	56°	
Ортит из того же интрузива	—	1,725	1,721	0,006	—	
Зональный ортит из альбито-кварцевой породы, корка	—	1,716	—	0,005	—	
Ядро	—	1,728	—	0,008	—	
Ортит из гранитоидов юго-западного склона Чаткальского хр.	1,740	—	1,712	0,028	—	Козлова, 1960
	1,805	—	1,783	0,022	—	

Угол с Ng=48° (Елисеева, 1958). Ортит часто метамиктный и вследствие этого изотропный.

Химический состав (вес, %) ортита близок к теоретическому.

Компонент	*Из аляскитовых гранитов Кураминского хр.*	*Из Чаркасарского массива Кураминского хр.*	*Из гранитных пегматитов Туркестанского хр.*
SiO_2	30,10	25,45	32,47
TiO_2	1,30	7,46	1,72
Al_2O_3	14,52	11,45	17,38
Fe_2O_3	4,60	6,89	4,93
FeO	12,29	12,79	9,94
MnO	1,57	1,59	—
MgO	0,34	1,48	0,67
CaO	7,77	7,70	11,51
Na_2O	0,15	0,36	0,17
K_2O	—	0,19	
$+H_2O$	0,79	} 2,12	} 0,55
$-H_2O$	0,06		
ThO_2	0,14	0,78	1,38
U_3O_8	0,01	0,08	—

Ce_2O_3	—		9,40
ΣLa_2O_3	26,09	21,37	9,49
ΣY_2O_3			0,48
F	0,02	—	—
Сумма	100,35	99,69	100,09
Лаборатория ИГЕМ Аналитик Д. К. Князева Автор Сморчков, 1958		Сморчков, 1957	ИМГРЭ И. А. Разина Семенов, 1963

Содержание редких земель 16—26%, редко 38,3%. Ортит, содержащий менее 1% TR, относится к эпидот-ортиту (из гранодиоритов Актауского массива; материалы П. Азимова). Состав редких земель в ортитах Узбекистана преимущественно цериевый, за исключением иттроортита из пегматитов Актау. Ортит часто содержит повышенные количества Th (0,78—2,5%) (табл. 22). Ортит, содержащий 5,60% ThO_2, является ториевой разновидностью.

Номер обр.	*Место взятия*	*U*	*Th*	*Y*	*Nb*	*Ta*
428	Чаткальский хр., Акчинский массив	—	0,04	0,5	—	—
2024	Бабайтагский массив	0,14	2,56	3,3	—	—
58	Чимганский массив	0,02	0 78	2,1	0,5	—
9	Саргардонский массив	0,01	0,60	2,4	1,05	0,15
1	Чаркасарский массив	0,12	1,25	2,7	—	—
8533	Актауский массив		0,01	1,2	—	—
		—	—0,4			

Примечание. Автор обр. 428, 2024, 58,9—К. Урунбаев, 8533 — П. Азимов Аналитик И. П. Тибукин. Лаборатория МГ УзССР, обр. 1—И. Е. Сморчков (ИГЕМ).

В зональных ортитах наблюдается колебание химического состава от ядра в корке: в ядре высокие содержания Fe, Mg, Ce нормальные Th, низкие —Y, в корке содержания U, Pb, Y и Th — значительно возрастают. Ниже приводится содержание указанных элементов в ядре и корке:

Проба 4003/с	*ThO_2*	*Ce_2O_3*	*$\sum Ce_2O_3$*	*$\sum Y_2O_3$*	*U*	*Pb*
Ядро	1 355	6,787	8,80	0,626	0,06	0,05
Корка	5,60	1,525	11.60	1,60	—	—

Химлаборатория ИГиГ АН УзССР, аналитик П. Л. Прихидько.

Спектральные анализы показали наличие в ортитах примесей Ti, V, Sn, Pb, Sr, Ga.

Рентгенограммы ортита из Актауского массива, Чакылкаляна и грейзенов Гавы близки к эталонным. К числу главных линий относятся

Таблица 22

Состав редких земель в ортите (аналитик И. П. Тибукин)

Компонент	Кураминский хребет, ортит из аляскитовых гранитов	Актауский массив (Западный Узбекистан)					
		ортит из гранодиоритов	из лейкократовых гранитов	из гранит-аплитов	из пегматитов	иттро-ортит из пегматитов	из пегматитов
La	23,0	0,1	1,0	3,2	7,7	8,0	5,1
Ce	55,0	0,3	4,0	9,2	16,0	10,0	10,3
Pr	6,0	—	0,1	0,8	1,9	2,0	0,8
Nd	14,0	0,1	0,8	2,6	3,5	6,0	4,6
Sm	0,9	—	0,3	0,3	0,5	1,0	0,7
Eu	0,1	—	—	—	—	0,1	—
Gd	0,6	—	—	0,2	0,1	0,6	0,4
Tb	—	—	0,1	—	—	—	0,1
Dy	0,1	—	—	0,2	—	—	0,5
Ho	—	—	—	—	—	—	—
Er	0,1	—	—	0,1	—	0,1	0,1
Yb	0,6	—	—	—	—	0,1	—
Y	—	0,08	1,0	0,12	—	10,0	—
ΣTR	26,09	0,58	7,3	16,92	29,7	38,3	22,5
Лаборатория	ИГЕМ	МГ УзССР					
Автор	Сморчков, Баринский	П. Т. Азимов (материалы)					
Примечание	от ΣTR=100%	Рентгеноспектральный анализ (вес. %)					

Компонент	Аляскитовые граниты Бешторсая	Арашанский массив. пр. 107	Акчинский массив		Аляскиты Чимганского массива, обр. 1354	Гранодиориты Сюреньатинского массива, обр. 1786	Биотитовые граниты Чимганского массива	Аляскиты Сарыгардонского массива
			обр. 463 из диоритов	обр. 486 из гранодиоритов				
La	3,8	5,6	3,0	5,0	18,0	4,0	27,15	23,65
Ce	7,2	10,3	6,0	10,0	17,0	8,0	52,65	53,15
Pr	1,7	1,2	2,0	1,0	1,7	2,0	3,48	2,55
Nd	4,2	4,3	5,0	4,0	4,2	3,0	17,15	18,45
Sm	0,8	0,6	0,65	0,8	0,8	0,5	0,31	1,55
Eu	—	0,1	—	—	—	—	—	—
Gd	0,4	0,6	—	—	0,4	0,3	0,41	0,25
Tb	—	—	—	—	—	—	0,06	0,10
Dy	0,6	0,8	—	—	0,6	—	0,04	—
Ho	—	—	—	—	—	—	0,10	0,30
Er	0,1	—	—	—	0,1	—	0,17	—
Yb	—	—	—	—	—	—	0,10	—
Y	0,65	0,54	—	—	—	—	—	—
ΣTR	19,45	24,04	17,65	20,8	38,8	7,8	22,5	25,5
Лаборатория	ЦХЛ МГ УзССР							
Автор	Козырев, 1968	Урунбаев, 1971						
Примечание	Относительно ΣTR = 100%							

3,50 (5); 3,53 (6); 3,5406 (9); 2,93 (10); 2,931 (10); 2,9185 (10); 2,69 (5); 2,715 (6); 2,7149 (8); 1,629 (6); 1,632 (8); 1,6334 (6).

В генетическом отношении выделяется несколько типов ортитов: акцессорий в магматических породах, связанный с пегматитами, грейзенами и скарнами.

В магматических породах ортит встречается довольно часто, главным образом в гранитоидах. Однако содержание его в них весьма различно: от единичных знаков до 1—1,5%. В магматических породах выделяется ранний собственно магматический и постмагматический ортит. Магматический ортит обычно кристаллизуется в виде хорошо образованных призматических и таблитчатых кристаллов. Он ассоциирует с цирконом, биотитом, плагиоклазом, апатитом, фергусонитом и сфеном.

Для постмагматического ортита характерны выделения в виде неправильных зерен, редко, крупных лучистых сростков. Ортит этого типа встречается в метасоматитах, с грейзенами в ассоциации с эпидотом, альбитом, кварцем, мусковитом, иногда бериллом. Он выделяется в межзерновых пространствах (Гава, Чаркасары).

Абсолютный возраст, определенный для ортита из интрузивных пород Зирабулакских гор (Кудукчадара), равен 196 млн. лет (свинцовый метод) (Хамрабаев, 1957).

Группа пумпеллиита

Пумпеллиит — $Ca_4(Al,Fe)_6[SiO_4]_2[Si_2O_7]_2O(OH)_3 \cdot nH_2O$

Пумпеллиит известен в Тамдынских горах (Хамрабаев, 1958; Мусаев, 1968) и в Северном Нуратау (Семенов, Касатов, Медведев, 1972).

В измененных породах пумпеллиит сложен агрегатом мелких удлиненных призматических кристалликов (0,01—0,1, редко 0,5—1,5 *мм*) и изометричных зерен. В жилках описываемый минерал слагает поперечно-шестоватые и радиально-лучистые агрегаты с индивидами длиной 0,5—3 *мм*.

Минерал буровато-желтого (Тамды) и серо-зеленого (Северный Нуратау) цвета.

Оптические свойства: в шлифах пумпеллиит сильно плеохроирует от бесцветного по Ng и Np до светло-зеленого по Nm (Нуратау) и буровато-желтого (Тамды). Минерал из Нуратау двуосный оптически положительный, Ng=1,691; Nm=1,680; Np=1,678; ∠c Ng=12—14°. Часто наблюдаются двойники. Пумпеллиит из Тамды имеет Ng—Np=0,014—0,016; <c Ng=12—18°.

Химический состав пумпеллиита из Нуратау следующий (вес. %): SiO_2 — 37,50; Al_2O_3 — 28,04; Fe_2O_3 — 0,36; FeO — 1,25; MnO — сл.; MgO — 4,33; CaO — 22,03; H_2O — 0,08; п. п. п. — 6,68; сумма — 100,27 (аналитик Ю. Н. Бутакова, ВСЕГЕИ).

На кривой нагревания пумпеллиита из Северного Нуратау фиксируются эндотермические (700—800°; 800—880°; 1200—1220°С) и экзотермический (950—990°С) эффекты, соответствующие дегидратации пумпеллиита. Суммарная потеря веса 6,5%. Последующие эффекты связаны с разложением минерала и полиморфными превращениями (рис. 36).

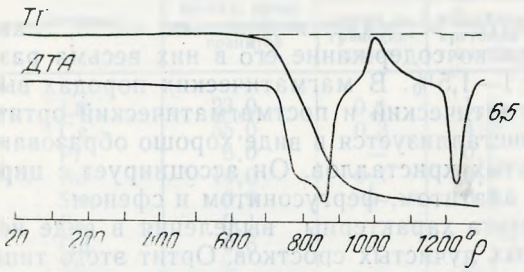


Рис. 36. Кривая нагревания и потери веса пумпеллиита из Северного Нуратау (Семенов и др., 1972).

Рентгенограмма пумпеллиита из Северного Нуратау согласуется с эталонной. К числу главных линий относятся 2,906 (100); 2,896 (100); 2,199 (70) (Семенов и др., 1972).

Пумпеллиит в Северном Нуратау приурочен к измененным ультраосновным породам — габбро и плагиоклазитам в серпентинитовых массивах. В измененных хлорит-цоизитовых и хлорит-цоизит-актинолитовых породах по габбро иногда наблюдается повышенное содержание пумпеллиита — до 15—20 и 50—90%. Тонкозернистый пумпеллиит слагает гнезда и жилообразные тела мощностью 2,5—3 *м*, длиной 18—20 *м* и сечется поперечно-шестоватыми прожилками.

В Гамдынском массиве пумпеллиит в виде жилок сечет эпидозиты, образовавшиеся за счет изменения основных эффузивных пород.

Чевкинит (?) — $Ce_4(Fe,Ti)_3[TiO_4]_2[Si_2O_7]_2$

Чевкинит отмечен К. У. Урунбаевым в шлировидных телах среди аляскитоидных гранитов и граносиенит-порфиров в Саргардонском и Чепташском массивах в Чаткальском хр.

Минерал представлен зернами неправильной формы смоляно-черного цвета, удельный вес 4,45—4,60.

Рентгеноспектральным анализом в чевкините (?) установлены: ΣTRCe—45%; ΣTRY—1,5%; Ti ~ 10%; Nb — 1,3% (МГ УзССР, аналитик И. П. Тибукин); спектральным анализом выявлены K, Fe, Mg, Mn — 1%; Sr, Al, W — 0,01—0,09%; Be, Sn — 0,00*n*%.

Пренит — $Ca_2Al[AlSi_3O_{10}](OH)_2$

Пренит известен в Кураминском хр.: в Гаве (Вольфсон, 1935), Кансае (Арапов, 1936; Даминова, 1937), Алтынтопкане (материалы В. К. Мельниченко), Пирмирабе (Аверин, 1960), Чаркасарах (Сморчков,

Омельяненко, 1960), Кучаре (материалы Р. И. Черновой) и Актепе (материалы В. А. Стрельцова и А. И. Тишкина; Моисеева, 1969).

В Чаткальском хр. А. С. Поваренных (1952) установлены крупные скопления пренита в скарнах верховьев р. Пскем среди Майдантальского гранитного плутона и И. М. Воловиковой (1958) в Шавассае среди габбровых пород.

В Западном Узбекистане пренит отмечается в Агалыке в горах Каратюбе в виде большой жеоды голубоватых кристаллов в контактовой

Таблица 23

Оптические свойства пренита

Место взятия	Характеристика минерала	Ng	Nm	Np	Ng—Np	+2V	Автор
	Кураминский хр.						
Актепе	Жилки кальцит-пренит-цеолитового состава в габбровом массиве	1,642	—	1,613	0,029	60°	Моисеева, 1969
		1,643	1,617	1,612	0,031	—	
	Чаткальские горы						
Верховья р. Пскема, Майдантал	Радиально-лучистые и шаровидные агрегаты пренита в скарне	1,642	1,623	1,614	0,028	64	Поваренных, 1952
		1,640	1,618	1,612	0,028	64	Поваренных, 1955
	Западный Узбекистан						
Тамды, Кызылкумы	Пренит в метаморфической породе	1,637	—	1,615	0,022	—	Мусаев, 1966
	Пренит-хлоритовая порода	1,633	—	1,615	0,018	—	Хамрабаев, 1958
	Южный Узбекистан						
Хандиза	Пренит в измененном габбро	1,648	—	1,615	0,033	—	Шмелев, Головченко, 1972

волластонитовой зоне (Зильберминц, 1935), в Тамдытау в метаморфической породе (Хамрабаев, 1968; Мусаев, 1966), в роговиках и скарнах Ингичке (Лиценмайер, 1967).

В Южном Узбекистане пренит известен в пределах Хандизинского рудного поля (Шмелев, Головченко, 1972).

В Актепе пренит выделяется в виде призматических кристаллов, беспорядочно ориентированных, либо слагающих радиально-лучистые сростки. Размер индивидов 0,2—0,5 *мм*. В Кучаре минерал образует сферолиты. В Майдантале представлен шаровидными и коническими телами, сложенными таблитчатыми радиально-лучистыми агрегатами.

Минерал полупрозрачный, восковидного облика, светло-зеленого, желтовато-зеленого, кремового, серовато-белого, голубоватого и белого цвета. Микротвердость 753 *кг/мм*² (Хандиза), удельный вес 3,01 (Актепе), 2,884 (Майдантал), 2,9 (Хандиза).

В шлифах бесцветный, с хорошей спайностью по двум направлениям двуосный положительный, удлинение положительное, угасание прямое (табл. 23).

Химический состав минерала из Актепе и Майдантала близок к теоретическому, а из Хандизы — железистой разности.

Компонент	*Актепе, обр. 3086*	*Майдантал*	*Хандиза*
SiO_2	43,00	42,70	42,80
TiO_2	0,00	—	0,14
Al_2O_3	25,00	24,02	22,48
Fe_2O_3	0,50	0,86	3,69
FeO	—	Сл.	0,28
MnO	Сл.	—	—
MgO	0,50	0,17	0,10
CaO	27,00	26,56	25,91
Na_2O	0,00	—	0,05
K_2O	0,00	—	0,05
$\pm H_2O$	4,07	4,50	2,52
CO_2	—	—	0,03
Сумма	100,07	98,81	98,55
Лаборатория	ИГиГ АН УзССР	НИГРИ	САИГИМС
Аналитик	Е. Ф. Касьянова	Б. А. Сосновский	Е. Н. Спиридонова
Автор	Моисеева, 1969	Поваренных, 1955	Шмелев и др., 1972

Количество ионов в пересчете на 12 (0,OH)

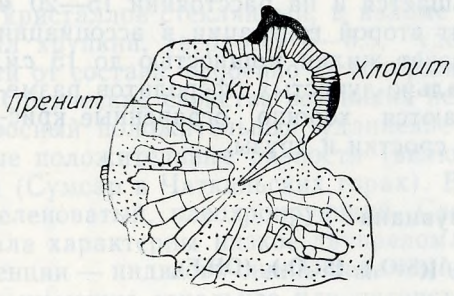
Ca	2,00 } 2,05	1,98 } 1,99	1,99 } 2,03
Mg	0,05	0,01	0,02
$Fe^{\cdot\cdot}$	—	—	0,02
Al	0,98 } 1,00	0,97	0,99 } 1,18
$Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	0,02		0,19
Si	2,96	3,05	3,08 } 3,09
Ti	—	—	0,01
Al	1,04	0,96	0,91
OH	1,86 } 12,00	1,75 } 12,00	1,10 } 12,00
O	10,14	10,25	10,90

Спектральным анализом в прените из различных объектов выявлено много примесей (%); из Хандизы — Mn — 0,*n;* V, Cu, Sr, Sc — 0,0*n;* Ni, Co, Cr, Zr, Pb — 0,00*n;* Sn, Ga, Ba, B — сл. из Актепе — Na, Mg, Ce, Ti, Mn — 0,*n;* Ag, La — 0,0*n;* Be, V — 0,00*n*; Cu, Ib, Ga — сл.; из Тамды — Mg—0,*n*; Ti—0,0*n*; Ge, Mn—0,00*n*.

Рентгенограмма пренита из Актепе по межплоскостным расстояниям близка к эталонной. К числу главных линий относятся 3,50 (9), 3,29 (10); 3,06 (8); 2,56 (9); 1,768 (7); 1,533 (7).

Пренит — гидротермальный минерал. В Актепе он приурочен к габброидному массиву, в котором выделяется в многочисленных жилках кальцит-пренитового и кальцит-пренит-цеолитового состава, мощностью 2—5 *см*, длиной не более 5 *м*. В этих жилках пренит замещает эпидот и кальцит, цеолиты в них более позднего происхождения. Они образовались после рудной минерализации.

На Пирмирабе единичные зерна пренита приурочены к эпидот-кальцитовым прожилкам, секущим пропилитизированные разности пород



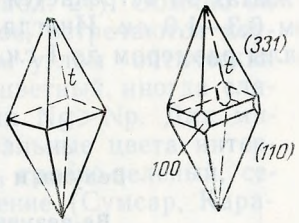


Рис. 37. Пренит-кальцит-хлоритовая миндалина в основных эффузивах Кучара, ув. 5

Рис. 38. Габитус кристаллов циприна из Чаткала (Поваренных. 1951).

(Аверин, 1960). Тонкие жилы пренита обнаружены автором в Курусае среди пропилитизированных основных эффузивов.

В Кансае и Гаве пренит замещает полевые шпаты в приконтактовых зонах гранодиоритового массива, местами отмечается в скарнах (Алтынтопкан, Кансай) как продукт их разложения (Вольфсон, 1935; Даминова, 1947).

В Кучаре пренит встречается как вторичный минерал в миндалинах основных эффузивных пород в ассоциации с кальцитом и селадонитом. Размер миндалин от 2—3 *мм* до 1 *см* (рис. 37).

В Чаткальских горах выявлены своеобразные гранат-пренит-апофиллитовые скарны мощностью 1,5—2,5 *м*, слагающие внешнюю зону. Пренит образует в них крупные сферические и боченкообразные агрегаты до 3—4 *см*. Кроме того, он избирательно замещает отдельные зоны в гранате (Поваренных, 1952).

Радиально-лучистые агрегаты пренита развиваются по плагиоклазу в габбровом массиве в Шавассае (Воловикова, 1958).

В эпидозитах Тамдинских гор пренит встречается в виде прожилок и скоплений в ассоциации с пумпеллиитом, клиноцоизитом, хлоритом (Максумов, 1968) и выделений среди измененных гипербазитов, превращенных в цоизит-пренит-хлоритовые породы (Хамрабаев, 1958; Мусаев, 1966).

Пренит в Хандизе приурочен к гидротермально измененным габбровым массивам на контакте с колчеданно-полиметаллическими рудными телами. В этих породах встречено две генерации пренита. Пренит первой генерации совместно с серицитом, хлоритом и карбонатом замещает плагиоклазы. В них он находится в виде агрегата мелких зерен (0,1—0,5 *мм*). Содержание пренита вблизи рудных тел составляет 20—25%, с удалением от них постепенно уменьшается и на расстоянии 15—20 *м* минерал совершенно исчезает. Пренит второй генерации в ассоциации с кальцитом, хлоритом, кварцем образует жилки мощностью до 15 *см*. В жилах он встречается в виде радиально-лучистых сферолитов размером 0,3—1,0 *см*. Иногда в них отмечаются хорошо ограненные кристаллы размером до 1 *см*, образующие сростки и друзы.

Группа везувиана

Везувиан – $Ca_{10}Al_4(Mg,Fe)_2[(SiO_4)_5(Si_2O_7)_2(OH,F)_4$

Be-везувиан, Ti-везувиан, циприн, вилюит

Везувиан широко распространен в Чаткало-Кураминском регионе и Западном Узбекистане. Минерал выделяется как в виде хорошо ограненных кристаллов и их сростков (Накпай, Кансай, Лянгар), так и в виде мелкозернистых агрегатов. Кристаллы короткостолбчатого (Южная Дарбаза), изометричного (Шевчуковское), дипирамидального (левобережье р. Санталаша), призматического (Кулькермес, Накпай, Кансай) и шестоватого (Чадак) габитуса, размером от десятых долей до 1—5 *мм*. Самые крупные кристаллы известны в Накпае — 3—4 *см*, Сумсаре — 6—7 *см*, Каратюбе — 3—4 *см*, 10 *см* и более (рис. 38).

Шестоватые индивиды слагают сферолиты (Кулькермес) размером 3—5 *мм* и сноповидные сростки — 0,1×0,6 *мм* (Курусай, Кулькермес). Среди кристаллов вилюита из Сумсара (Чаткальский хр.) наблюдались призматические кристаллы с гранями двух тетрагональных призм, дипирамиды и пинакоида. Характерны V-образные двойники, у которых угол между осями близок к 65° (Тимофеева, 1962). Плотные разности сложены мелкозернистыми агрегатами, состоящими из зерен изометричной (Гавасай, Ингичке) и неправильной (Накпай) формы, или призматическими кристаллами длиной до 5 *мм*, прорастающими друг друга (Гавасай).

Цвет минерала бутылочно-зеленый, желтый, желтовато-зеленый, зеленовато-серый, светло- и темно-коричневый, сиреневый. Окраска везувиана из Каратюбе, по данным спектрального анализа, вызвана примесями: зеленовато-коричневая — Ti, Y, Yb, In, зеленая — Cr, серая и сиреневая — Li (Дунин-Барковская, 1956).

Везувиан своеобразного синего и интенсивно голубого цвета (циприн) описан А. С. Поваренных (1951) с левобережья р. Санталаша (Чаткальские горы). Окраска минерала обусловлена различным сочетанием Fe^{3+} и Fe^{2+}.

Везувиан обычно непрозрачный и лишь слабо просвечивает в краях, только некоторые кристаллы из Шевчуковки прозрачны. Блеск на гранях кристаллов стеклянный, в изломе жирный. Излом раковистый. Минерал хрупкий, твердость 6—6,5, удельный вес 3,20—3,60 в зависимости от состава, особенно от содержания железа.

Оптические свойства везувиана непостоянны (табл. 24). Обычно он одноосный положительный, удлинение отрицательное, встречаются двуосные положительные разности (вилюит) с малым углом оптических осей (Сумсар в Чаткальских горах). В шлифах бесцветный, иногда слабо-зеленоватый, плеохроирующий. Схема абсорбции $Ng > Np$. Для минерала характерны низкое двупреломление и аномальные цвета интерференции — индигово-синий, табачный, коричневый, грязно-зеленый, серый, имеющие зональное или пятнистое распределение (Сумсар, Каратюбе, Кулькермес, Гавасай).

Везувиан из Гавасая и Сумсара отличается от остальных положительным характером, вероятно, в связи с бороносностью (Курбатов, 1946). Показатель преломления везувиана Западного Узбекистана с увеличением в минерале содержания титана и железа повышается (Кучукова, Исмаилов и др., 1972).

Химический состав везувиана значительно колеблется как по содержанию основных компонентов, так и примесей (табл. 25). Имеются разности, обогащенные магнием (5,42 и 7,86% MgO) в Кураминском хр. в скарново-полиметаллических месторождениях — Акташ и Шевчуковское (материалы З. М. Протодьяконовой). Повышенное содержание Mg составляет характерную геохимическую черту везувианов, сформировавшихся в магнезиальных скарнах, тогда как везувианы известняковых скарнов имеют пониженное содержание данного элемента (Шабынин, 1968).

В Западном Узбекистане (Каратюбе) описаны везувианы, обогащенные титаном (3,69% TiO_2) (Ti-везувиан) и бериллием (до 0,80—1,60% BeO) (Be-везувиан). Обычно в Be-везувианах отмечается высокое содержание F — 0,68—1,85 (Кучукова, 1955). В Чаткальских горах имеются бороносные везувианы 0,81—2,34% B_2O_3 (Сердюченко и др., 1968; Тимофеева, 1962), они обычно двуосные, положительные. Салатно-зеле-

Таблица 24

Оптические свойства везувиана

Номер обр.	Место взятия	Характеристика минерала	No	Ne	No—Ne	Уд. вес.	Автор
		I. Кураминские горы					
—	Кургашинкан	Прожилки везувиана в измененных магнезиальных скарнах	1,735	—	Низкое	3,20	Бадалов, 1965
—	Накпай	Темно-желтые кристаллы в скарнах	1,725	1,720	0,005	3,45	Исмаилов, 1958
—	Центральный Кансай	Вкрапленность везувиана в жиле серпофитового состава	1,712	—	Низкое	3,14	Попов, 1958
—	Гавасай	Плотные скопления зеленовато-серого везувиана в скарне	1,720	1,714	0,006	—	Сердюченко и др., 1968
512	Шевчуковское	Везувиан в скарне	1,715	1,711	0,004	3,35	З. М. Протодьяконова
881			1,723	1,719	0,004	3,60	
834			1,716	1,712	0,004	—	
492			1,716	1,711	0,005	—	
		II. Чаткальские горы					
—	Левобережье р. Санталаша	Скопления и кристаллы синего везувиана в скарнах	1,727	1,724	0,003	3,39	Поваренных, 1951
		III. Западный Узбекистан					
—	Тамды	Скопления везувиана в метаморфической породе	1,739	1,733	0,006	—	Мусаев, 1966
87	Горы Каратюбе	Темнобурый везувиан в мраморизованном известняке	1,725	1,721	0,004	—	Кучукова, 1955
386		Светлобурый в известняке	1,708	1,704	0,004	—	
97		Зеленый везувиан в известняке	1,706	1,702	0,004	—	
53		Грязно-голубой в скарнах	1,704	1,700	0,004	—	
18			1,700	1,696	0,004	3,36	Ибадуллаев, 1961
13	Ингичке, Зирабулак-Зиаэтдинские горы	Коричневый мелкозернистый в межпластовом скарновом теле	1,726	1,722	0,004	3,36	Лиценмайер, 1967
14		Бурый крупнокристаллический везувиан в секущем скарновом теле	1,721	1,715	0,006	3,38	
15		Зеленовато-коричневый везувиан в секущем скарновом теле	1,719	1,715	0,004	3,39	
—	Лянгар	Серовато-зеленый везувиан	1,709	1,703	—	3,426	Мясников, 1951

Таблица 25

Химический состав везувиана (вес, %)

Компонент	Кураминский хр.			Чаткальские горы			Каратюбинские горы		
	Накпай, обр. 434	Акташ, 45	Шевчуковское об. 492	Гавасай, 1	Чимган, 2	Сумсар, 3	обр. 87	386	97
Na_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
BeO	—	—	—	сл	—	—	1,00	—	0,80
MgO	4,39	7,86	5,42	3,42	4,56	3,98	1,08	1,74	3,47
CaO	36,50	36,32	37,02	35,03	35,60	35,66	37,50	36,10	35,40
MnO	—	сл	0,00	0,03	сл	—	сл	сл	0,28
FeO	1,65	1,28	—	0,93	1,15	0,65	1,72	3,70	3,13
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
B_2O_3	—	—	—	0,81	—	2,34	—	—	—
Al_2O_3	19,80	12,21	15,86	16,70	14,90	16,73	13,31	13,91	17,20
Fe_2O_3	1,40	1,82	4,52	4,92	3,05	2,28	4,55	1,30	1,12
TR_2O_3	—	—	—	0,12	—	—	—	—	-
SiO_2	35,70	39,49	34,68	35,64	37,48	35,48	37,40	37,44	36,16
TiO_2	—	0,45	0,60	1,08	0,55	0,45	2,75	3,69	0,37
H_2O	0,80	0,82	1,60	0,86	2,68	—	0,17	0,54	0,41
F	0,00	—	—	1,13	—	0,44	0,88	1,05	0,68
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,24	100,25	99,70	100,68	99,97	98,01	100,42	99,47	99,50
$-O=F_2$	—	—	—	0,47	—	0,18	0,37	0,44	0,29
Сумма	100,24	100,25	99,70	100,21	99,97	97,83	100,05	99,03	99,21
Лаборатория	ИГ и Г АН УзССР								
Аналитик	Е. Ф. Касьянова	З. Т. Катаева				Е. Ф. Касьянова			
Автор	Исмаилов, 1958	З. М. Протодьяконова		Сердюченко и др., 1963	Абдуллаев, 1947	Тимофеева, 1962	Кучукова, 1955		

Продолжение табл. 25

Компонент	Каратюбинские горы					Зирабулак-Зиаэтдинские горы, Ингичке			Нуратинские горы	
	266	58	98	53	4	13	14	15	5	6
Na_2O	—	—	0,43	0,18	—	0,55	0,16	0,17	—	—
K_2O	—	—	0,08	0,12	—	0,08	0,06	0,10	—	—
BeO	0,85	1,60	—	—	—	—	—	—	—	0,30
MgO	1,45	2,13	2,10	1,90	1,44	2,15	3,50	2,10	1,30	1,63
CaO	35,80	37,20	35,10	35,00	38,40	35,19	34,62	35,86	35,90	35,46
MnO	0,13	0,20	0,20	0,10	—	0,05	0,12	0,26	0,02	0,25
FeO	3,32	0,53	—	—	2,48	2,90	2,61	3,71	2,17	3,66
ZnO	—	—	—	—	—	0,02	0,02	0,02	—	—

Компонент	Каратюбинские горы					Зирабулакские горы, Зиаэтдинские горы, Ингичке			Нуратинские горы	
	266	53	98	53	4	13	14	15	5	6
B_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02
Al_2O_3	14,90	18,65	19,31	18,36	19,34	16,29	14,84	16,05	18,00	17,95
Fe_2O_3	1,26	2,57	2,20	3,30	1,06	0,70	1,19	1,79	2,56	1,55
TR_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SiO_2	36,68	36,04	37,20	37,10	37,48	37,06	39,24	36,50	37,48	37,00
TiO_2	2,51	сл	0,10	0,30	—	2,40	0,20	0,16	1,02	0,39
H_2O	0,79	0,20	—	—	—	1,70	1,63	1,57	—	1,35
F	1,85	0,74	—	—	—	0,90	1,38	1,30	—	1,40
П. п. п.	—	—	2,60	3,20	1,55	0,18	0,26	0,48	1,06	—
Сумма	99,54	99,86	99,31	99,86	99,82	99,99	99 84	100,11	100,0	100,96
$-O=F_2$	0,78	0,32	—	—	—	0,38	0,58	0,55	—	0,58
Сумма	98,76	99,54	99,81	99,86	99,82	99,61	99,26	99,56	100,00	100,38
Лаборатория	ИГ и Г АН УзССР		Геологическое управление УзССР		ИГ Уз Фан ССР	Главгеология УзССР			ГИН АН СССР	
Аналитик	Е. Ф. Касьянова				П. Л, Прихидько	Е. Б. Кулакова			Аносов	В. С. Мясников
Автор	Кучукова, 1955		Дунин-Барковская, 1956		Поярков 1942	Лиценмайер, 1967			А.Б. Баталов	Мясников, 1951

Примечание. Обр. 434— прожилки темно-желтого везувиана в магнезиальных скарнах, 45— желтовато-зеленый везувиан в скарнах, 492—везувиан в скарнах, 1—зеленовато-серый везувиан в скарнах, 2—короткостолбчатые призматические кристаллы зеленого везувиана в кальцитовых жилах, секущих скарны, 87,386—темно-бурый везувиан в мраморизованном известняке. 97, 266—зеленовато-серый везувиан в скарнах; 53—грязно-голубой в гранитоиде, 98—зеленовато-коричневый в эндоскарне, 53—сиреневый везувиан из эндоскарна, 13 красновато-коричневый мелкозернистый в межпластовом скарновом теле, 14—зеленовато-коричневый тонкозернистый в жилке, секущей скарны, 15—зеленовато-коричневый в жильном теле, 6—серовато-зеленый везувиан.

ный везувиан, содержащий Cr (0,0*n*% по данным спектрального анализа), встречен в скарнах гор Каратюбе (Дунин-Барковская, 1956).

Везувиан содержит обильные примеси, особенно везувиан из Западного Узбекистана. Характерные примеси везувиана Западного Узбекистана: Sn, V, Bi, Ni, Co, TR, Чаткало-Кураминских гор: Pb, As, Sb. Остальные элементы Cu, Ag, Na, Zn, Sr, Ba, Ga, Cr распределены одинаково. Содержание Ni в кульджуктауском везувиане равно 200 *г/т* (2) (Кромская и др., 1969). Везувиан из Лянгара постоянно содержит Ga

(62,5 и 18,6 (4) *г/т* (Исмаилов, Суконкина, 1962). Германий отмечается в везувианах Лянгара — 6,9 (4) *г/т* и Ингичке 10,6 (3) *г/т*; Tl — в минерале из Койташа — 0,4 (2) *г/т*. Наиболее высокое содержание Be в каратюбинских везувианах, в остальных более низкое (0,576—0,0029%).

Месторождение	*BeO*, %	*Автор*
Каратюбе	1,06 (4)	Кучукова, 1955
	0,0072–0,0360	Беус, 1959
Лянгар	0,1080	
Ойгаинг	0,054–0,252	
Четтынды	0,0029–0,5420	
Таштыы	0,576	
Бакалысай	0,0432	

Рентгенограммы везувиана близки к эталонным, но полностью интенсивность линий не всегда совпадает. К числу главных линий относятся: Накпай — 2,7169 (6); 2,5593 (6); 2,4497 (5); 1,6037 (10) (Исмаилов, 1958); Кулькермес — 2,6324 (9); 2,4906 (8); 2,3640 (2); 1,5926 (10) (Бадалова, 1956); Центральный Кансай — 2,686 (8); 2,518 (8); 2,425 (2); 1,616 (10) (Попов, 1958); Ингичке — 2,748 (9); 2,604 (8); 2,455 (5); 1,622 (10) (Лиценмайер, 1967).

Параметры элементарной ячейки везувиана из Ингичке следующие: обр. 15—a=15,59 Å; обр. 13—a=15,575 Å; c=11,661 Å; обр. 13—c=11,664 Å (Лиценмайер, 1966).

В Чаткало-Кураминском регионе основная масса описываемого минерала приурочена к скарнам, возникшим по более ранним магнезиальным скарновым образованиям. В Гавасае везувиан входит в состав пироксен-везувиан-андрадитовой породы, образовавшейся на контакте гранодиорита с дедоломитизированными карбонатными породами, содержащими более ранние оливин, клиногумит, плеонаст и др. В них везувиан замещает пироксен авгитового состава, а сам корродируется андрадитом (Сердюченко и др., 1968).

В Накпае везувиан образует прожилкообразные выделения и скопления в скарнах гранат-диопсидового состава на контакте осадочных пород с интрузивным массивом сиенито-диоритового состава. Везувиан ассоциирует с диопсидом, гранатом, голубым кальцитом, волластонитом, флогопитом, замещает андрадит (Исмаилов, 1958).

В Кургашинкане минерал формирует вкрапленность и прожилки среди дедоломитизированных известняков (Бадалова, 1956; Бадалов, 1965).

В Кансае везувиан на многих участках образует выделения в скарнах гранат-пироксенового состава на контакте дедоломитизированных известняков с различными интрузивными телами (Протодьяконова, 1956).

В небольшом количестве везувиан содержится в жилообразных инфильтрационных телах. Он слагает в них мелкие сноповидные агрегаты (Курусай) и беспорядочно ориентированные идиоморфные вростки в крупных изометричных зернах кальцита (Чадак) в ассоциации с андрадитом, волластонитом, Mn-геденбергитом (Моисеева, 1966).

Низкотемпературный гидротермальный везувиан известен в Центральном Кансае в серпофитовой жиле, секущей скарнированный известняк, в ассоциации с апофиллитом, таумаситом, кальцитом. Мощность жилы 0,5 *м* (Попов, 1958).

В Чаткальском хр. на контакте дедоломитизированных известняков и гранодиоритов находится мощная зона скарнов. В них наблюдаются отдельные кристаллы и скопления зеленого везувиана и циприна. Циприн занимает промежуточное положение между индивидами зеленого везувиана, местами окаймляя его в парагенезисе с кальцитом, гроссуляром, диопсидом, плеонастом и кварцем (Поваренных, 1951).

Вилюит в Чаткальских горах (Сумсар) отмечается в жилах крупнокристаллического кальцита, секущих везувиан-волластонитовые скарны (Тимофеева, 1962).

В Западном Узбекистане везувиан слагает крупные пластообразные скарново-редкометальные тела на контакте гранитоидных массивов с известняками (Лянгар, Койташ, Ингичке, Хасантюбе, Каратюбе и др.) в ассоциации с гроссуляром, волластонитом, пироксеном. Гидротермальный везувиан обнаружен в кварцевых жилах, секущих скарны (Лянгар, Койташ, Ингичке), в ассоциации с гранатом, шеелитом, амфиболом, молибденитом, кварцем (Зильберминц, Самойло, 1935; Абдуллаев, 1947; Мясников, 1951; Кучукова, 1955; Ибадуллаев, 1961; Лиценмайер, 1962; 1967; Дунин-Барковская, 1956; Кучукова, Исмаилов и др., 1972).

В Тамдынских горах везувиан — характерный минерал контактово-метаморфических пород, залегающих между гранитами и гипербазитами (Мусаев, 1966).

КОЛЬЦЕВЫЕ СИЛИКАТЫ

Группа берилла

Берилл — $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$

В Узбекистане встречен только акцессорный берилл.

Впервые обнаружен в 1874 г. Н. П. Барбот-де-Марни (1875) в крупнозернистом граните Султануиздага. В 1928 г. найден в пегматитовых жилах Алтынтау (Петросян, 1930; Шилин, 1935; Соседко, 1932). Позже выявлен в качестве акцессория почти во всех пегматитовых полях Западного Узбекистана и Чаткальских гор (Заплеталов, 1935; Курбатов, 1935; Шилин, 1935; Соседко, 1933; Щербаков, 1933; Висьневский, 1937 и др.).

Акцессорный берилл отмечен в аляскитах и аплитах Кетменчинского гранитоидного массива (Зирабулакские горы) (Бабаев, 1960), в альбитизированных зонах Актауского интрузива и в грейзенах Саргардона. В гранитоидах Западного Узбекистана берилл образует мелкие призматические кристаллы. Одиночные кристаллы идиоморфной формы встречаются в гранитах вблизи пегматитовых жил (Баркрак). В пегматитах размеры и степень ограненности кристаллов берилла часто сильно варьируют.

Берилл встречается главным образом в виде отдельных мелких кристаллов преимущественно гексагонально-призматического (от длин-

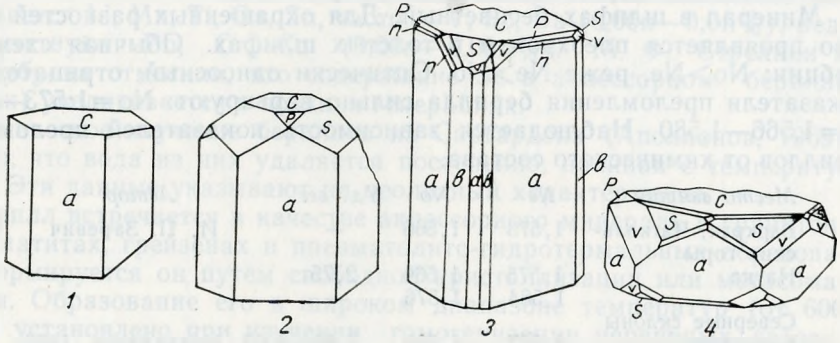


Рис. 39. Кристаллы берилла из пегматитов Султануиздага:

1, 2—толстопризматические; *3*—из пустот в клевеландите; *4*—то же, но уплощенной формы (по В. А. Корнетовой).

но- до короткопризматического) облика, иногда конусообразной и уплощенной формы (Султануиздаг), реже образуются радиально-лучистые агрегаты (рис. 39).

У берилла на некоторых месторождениях (Наука) отсутствует хорошая кристаллографическая огранка или наряду с хорошо образованными кристаллами развиваются бесформенные агрегаты (Кетменчи). Акцессорные кристаллы берилла в Саргардоне формируют сростки короткопризматических кристаллов плохой огранки. Кроме граней призмы, иногда наблюдаются грани (0001), (1011) и (1121). Часто кристаллы и их радиально-лучистые агрегаты изогнуты. В таких кристаллах много трещин, главным образом поперечных, параллельных спайности (0001), которые залечены кварцем. Изредка наблюдаются двойники.

Цвет берилла разнообразный: молочно-белый, кремовый, коричневато-желтый, желтовато-зеленый, светло-зеленый, голубовато-зеленый, синий. Иногда встречаются прозрачные разности. Цветовые различия и степень прозрачности определяются содержанием элементов-приме-

сей (Fe, Mn, Cr и др.) и газово-жидких включений. Окраска нередко распределяется по зонам. В кристаллах берилла Баркрака чередуются зоны с различной интенсивностью синей окраски. В зональных бериллах Алтынтау центральная часть белого цвета, окаймлена правильным кольцом зеленого (Заплеталов, 1935). В акцессорных бериллах Саргардона внешние прозрачные зоны красивой темно-голубой окраски, внутренние — мутные и окрашены в светлые тона желтого, зеленого и голубоватого цветов. Блеск стеклянный, твердость 7,5—8, спайность несовершенная до ясной по (0001) и по (1010), хрупкий, излом неровный до раковистого, удельный вес 2,63—2,34 в зависимости от химического состава, в частности, от содержания щелочей (Беус, 1969).

Минерал в шлифах бесцветный. Для окрашенных разностей отчетливо проявляется плеохроизм в толстых шлифах. Обычная схема абсорбции: No>Ne, реже Ne>No. Оптически одноосный, отрицательный. Показатели преломления берилла сильно варьируют: No=1:573—1,584; Ne=1,566—1,580. Наблюдается зависимость показателей преломления бериллов от химического состава.

Место взятия	*Ne*	*No*	Уд. *вес*	*Автор*
Баркрак, Чаткальские горы	1,573	1,566	—	И. П. Заревич
Наука	1,575	1,569	2,75	
	1,584	1,576	—	
Северные склоны				
Каратюбе	1,557	1,569	2,63—2,65	Ибадуллаев, 1958
Кетменчи	1,558	1,571	—	К. М. Кромская
Алтынтау	1,572	1,569	2,693	Курбатов, 1935
	1,586	1,578	2,710	
	1,581	1,578	2,834	
Султануиздаг	1,580	1,574	—	В. А. Корнетова
	1,583	1,574	—	
	1,589	1,580	—	
	1,577	1,571	—	
Южный склон Гиссарского хр.	1,566	1,570	—	Могаровский, Кормушин и др., 1969
Саргардон, Чаткальские горы	1,576	1,571	2,6—2,9	Аполлонов, 1969
Алмабулак, Кураминские горы	1,600	1,593	—	М. И. Моисеева, 1951

Химический состав акцессорных бериллов (табл. 26) значительно колеблется даже в пределах одного месторождения (Баркрак). В бериллах Баркрака и Саргардона уменьшение содержания глинозема сопровождается увеличением количества трехвалентного железа, которое, очевидно, входит изоморфно в решетку минерала (Дир, Хауи, Зусман, 1965). Эта же причина обусловливает, по-видимому, интенсивную голубую и синюю окраску высокожелезистых разностей берилла (Гинзбург, 1955; Беус, 1960 и др.).

Кроме бесщелочных бериллов ($R_2O<0,5\%$) отмечаются щелочные ($R_2O>0,5\%$). Среди них установлены натриевые (северные склоны гор Каратюбе и Кетменчи) и натро-литиевые (Наука). Повышенные содержания Li, по данным спектрального анализа, отмечаются также в акцессорных бериллах Алтынтау (около 1%); (Соседко, 1932) и Султануиздага (0,2%; по данным В. А. Корнетовой). Присутствие К характерно для щелочных разностей берилла. По данным спектрального анализа, выполненного С. А. Боровиком, содержание Rb в бериллах Баркрака не превышает 0,01—0,02. Содержание Cs в бериллах Кетменчи составляет 0,069—0,342% (Хамрабаев, 1969). Почти постоянно обнаруживается Li, Mn, Ti, Ga, Zn, часто — V, Sc, Ba (0,00n—0,0n%), редко присутствуют Pb, Cr, Co (0,00n—0,00n%). М. Ф. Стрелкин и И. В. Дуброва отметили, что содержание Sc в акцессорном берилле (Баркрак) увеличивается в поздних генерациях.

Термическое изучение бериллов из Саргардона (Аполлонов, 1969) показало, что вода из них удаляется постепенно, начиная с температуры 600°. Эти данные указывают на цеолитный характер воды.

Берилл встречается в качестве акцессорного минерала в гранитоидах, пегматитах, грейзенах и пневматолито-гидротермальных образованиях. Формируется он путем свободной кристаллизации или метасоматическим. Образование его в широком диапазоне температур (от 600 до 150°) установлено при изучении гомогенизации первичных газово-жидких включений (Ермаков, 1950).

1. Акцессорный магматический берилл в гранитоидах отмечается в Актауском, Сарыкульском, Каратюбинском, Лолабулакском, Кетменчинском, Тамдынском и других интрузивах Западного Узбекистана (Хамрабаев, 1969; Бабаев, 1960).

2. Акцессорный берилл в пегматитовых жилах Западного Узбекистана и Чаткальского хребта часто встречается в альбитизированных участках блокового микроклина.

Четко выделяются акцессорные бериллы двух типов: ранних и поздних генераций. Берилл ранних генераций в большинстве случаев имеет зеленоватую или голубоватую окраску и образует призматические хорошо ограненные кристаллы. К ранней генерации относится берилл из миарол (Баркрак) с редкими включениями полевых шпатов, кварца и слюды. По данным М. Ф. Стрелкина и И. В. Дубровой, здесь наблюдались прорастания берилла и микроклина, напоминающие графические. Берилл ранних генераций в пегматитовых жилах выделяется почти одновременно с породообразующими минералами и включен в них.

Берилл поздних генераций выделяется позже микроклина, но раньше граната, которым он корродируется, циннвальдита, пегматитового кварца и мусковита. В берилле Баркрака отмечаются включения фенакита.

Компонент	Баркрак, Чаткальские горы					Наука	Северный склон Каратюбе	
	обр. 7	9	8	23	5	33	113	27
SiO_2	63,54	65,48	65,54	65,48	63,12	62,30	65,50	66,36
TiO_2	—	—	—	—	—	0,22	—	—
Al_2O_3	20,69	17,46	19,63	18,46	22,19	19,59	17,95	17,94
Fe_2O_3	0,31	1,72	0,63	0,80	0,51	0,15	1,00	0,35
FeO	—	0,40	0,13	0,13	0,27	—	0,30	—
MnO	—	—	—	—	—	0,13	0,03	—
MgO	Сл.	0,11	0,18	0,07	0,09	1,44	0,15	0,20
CaO	0,16	0,22	0,46	0,55	0,36	0,83	0,24	0,26
BeO	14,30	13,60	12,38	13,70	12,32	11,20	13,34	13,46
Li_2O	—	—	—	—	—	0,58	—	—
K_2O	0,00	0,20	0,36	0,27	0,38	1,68	0,00	0,00
Na_2O	0,00	0,14	0,15	0,07	0,16	1,17	1,32	1,45
$H_2O^{\pm}$	1,10	0,16	0,36	0,42	0,42	—	0,20	0,15
F	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	0,01	—	—
Сумма	100,00	99,49	99,82	99,95	99,82	99,30	100,03	100,17
$-O=F_2$								
Сумма	100,0	99,49	99,82	99,95	99,82	99,30	100,03	100,17
						Количество ионов в перес		
Al	2,32 } 2,34	1,83 } 1,95	2,11 } 2,15	1,99 } 2,05	2,49 } 2,52	3,22 } 3,23	1,95 } 3,02	2,06
Fe^{+3}	0,02	0,12	0,04	0,06	0,03	0,01	0,07	
Be	3,24	3,00	2,72	2,35	2,75	2,99	2,91	2,86
Mg	—	0,03	0,04	0,01	0,01	0,21	0,02	0,02
Li	—	—	—	—	—	0,22	—	—
Fe^{2+}	— } 3,25	0,03 } 3,12	0,01 } 2,87	0,01 } 2,47	0,02 } 2,88	— } 3,94	— } 3,18	— } 3,15
Na	—	0,02	0,02	0,01	0,02	0,22	0,23	0,25
Ca	0,01	0,02	0,04	0,06	0,03	0,09	0,02	0,02
K	—	0,02	0,04	0,03	0,05	0,21	—	—
H_2O	0,33	0,05	0,11	0,13	0,13	—	—	0,04
Лаборатория	ИГН АН СССР					МГ УзССР	—	
Аналитик	В. С. Салтыкова	А. И. Пономарев		К. Соколова		Короткова	—	
Автор		М. Ф. Стрелкина, И. В. Дуброва				И. П. Заревич	Ибадуллаев, 1958	

Примечание. Обр. 7 — прозрачные кристаллы берилла в гранитоидах вблизи лы берилла в пегматитовой жиле, 5 — мелкие кристаллы берилла в микроклине и флюоритовых жилах, слабоокрашенный и голубой.

Таблица 26

тав берилла, %

Акташ, Каратюбе	Кетменчи		Алтынтау			Саргардон, Чаткальские горы	
256	5	603	А	Б	В	Г	Д
65,86	66,38	66,20	65,48	65,36	65,62	64,50	63,50
—	0,57	—	—	—	—	0,05	0,15
19,06	19,44	19,20	15,94	17,94	18,33	17 23	14,09
—	0,38	0,51	1,35	0,35	0,08	1,70	5,20
—	0,29	0,45	—	—	—		
—	—	0,04	—	—	—	—	—
—	0,27	0,37	0,15	0,20	0,05	0,50	0,90
0,80	0,30	0,80	0,24	0,26	0,14	0,56	0,98
12,99	10,88	10,60	14,34	14,46	13,90	12,87	12,65
—	—	—	—	—	—	0,024	0,002
—	0,30	0,33	0,19	0,21	0,15	0,10	0,07
0,98	0,87	1,70	0,42	0,33	0,32	0,19	0,60
—	0,00	0,26	—	—	1,56	1,76	0,70
—	—	—	—	—	—	0,23	0,25
—	—	—	1,34	1,20	—	—	—
99,69	99,68	100,28	99,45	100,31	100,52	99,69	99,85
						0,10	0,10
99,69	99,68	100,28	99,45	100,31	100,52	99,59	99,75
чете на 6 Si						То же на 11 катионов	
						Si—6,03	6,00
2,05	2,06 / 0,03 } 2,09	2,02 / 0,03 } 2,05	1,72 / 0,09 } 0,81	1,94 / 0,03 } 1,97	1,96 / 0,01 } 1,97	1,90 / 0,12 } 2,02	1,57 / 0,37 } 1,94
2,84	2,36	2,30	3,15	3,18	3,05	2,82	2,84
—	0,04	0,05	0,02	0,03	0,01	0,07	0,12
—	—	—	—	—	—	—	—
— } 3,09	0,02 } 2,62	0,03 } 2,78	— } 3,25	— } 3,31	— } 3,16	— } 2,95	— } 3,06
0,17	0,16	0,29	0,04	0,05	0,06	0,06	0,10
0,08	0,03	0,08	0,02	0,03	0,02	—	—
—	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	—	—
—	—	0,08	—	—	0,47	0,5	0,47
ИГиГ АН УзССР		—		—	—		—
—		—		—	—		—
Хамрабаев, 1958,	К. Л. Бабаев, П. И. Салов.		Н. Е. Крыгина		Курбатов, 1935	Аполлонов, 1969	

пегматитовой жилы, 9 — зональные кристаллы берилла в гранитах, 8, 23 — кристалкварце в пегматитовой жиле. 27, 256, 5, 603, А, Б, В, Г, Д — берилл в слюдисто-

Берилл поздних генераций связан с процессами альбитизации и грейзенизации. Он преимущественно белого цвета и образует, как правило, агрегаты кристаллов неправильной формы. Часто прорастает кварцем и клевеландитом, иногда колумбитом и шерлом.

На отдельных рудопроявлениях количественные соотношения акцессорного берилла ранних и поздних генераций сильно варьируют. Так, в Кетменчи больше берилла ранних генераций, тогда как в Султануиздаге он чрезвычайно редок и не типичен, а в Науке представлен почти исключительно поздними генерациями.

В апокарбонатных грейзенах и скарнах (Баркрак, Саргардон) акцессорные берилл и другие бериллиевые минералы тесно ассоциируют с флюоритом.

В более позднюю гидротермальную стадию послемагматического процесса по бериллу развиваются альбит, реже вторичный мусковит, акцессорный бертрандит (Курбатов, 1935), иногда гематит (Алтынтау). На месторождении Сутушар иногда наблюдается интенсивная каолинизация берилла.

На южных склонах Гиссарского хр. в контактово-метаморфизованных вулканогенно-осадочных породах развиты кварцевые жилы с вкрапленностью единичных кристаллов берилла в призальбандовых частях жил. В отдельных случаях иглообразные кристаллы берилла прорастают кварц. В парагенетической ассоциации с бериллом встречаются кварц, рутил, альбит, мусковит, хлорит, арсенопирит, вольфрамит (Могаровский, Кормушин, Мельниченко, Дусматов, 1969).

В Кураминском хребте отмечаются две находки берилла: у сел. Колходжа в друзах крупнокристаллического мусковита в порфиритах редкие мелкие кристаллики берилла (Наследов, 1935); в верховьях сая Алмабулак (по данным М. И. Моисеевой) в висячем боку. Редкометального разлома среди грейзенизированных кварцевых порфиров имеются пересекающиеся разобщенные кварцевые жилы мощностью 0,5—2 *см*, длиной 2—5 *м*. В них встречаются тонкие игольчатые кристаллы берилла, собранные в радиально-лучистые пучки, совместно с молибденитом, вольфрамитом, флюоритом, мусковитом и топазом.

Кордиерит — $(Mg,Fe)_2\ Al_3\ [AlSi_5O_{18}]$

Минерал изучен слабо. В Узбекистане отмечается: на северном склоне Нуратинского хребта (Абдуллаев, Арустамов, Баскаков, 1947; Арустамов, 1952) и в Юго-Западном Гиссаре (Покровский, 1974; Головин, 1966).

В Северном Нуратау кордиерит является породообразующим минералом роговиков (кварц-кордиеритовых), залегающих непосредственно на контакте с интрузивом. В шлифах водяно-прозрачный — $2V = 34°$,

Ng=1,540; Np=1,534; Ng—Np=0,006. Хорошо выражены полисинтетические двойники. Местами отмечаются обильные включения графита, вокруг которых развиваются лимонно-желтые плеохроичные дворики.

По данным А. В. Покровского (1974), кордиерит — характерный минерал гранат-кордиеритовых, кордиерит-силлиманитовых гнейсов докембрийского метаморфического комплекса и нижнепалеозойского в юго-западной части Гиссарского хр. В первом кордиерит встречается в виде неправильных зерен (0,1—1,5 *мм*) от нескольких процентов до 70%, но в результате последующих процессов он полностью пинитизирован и не сохранился даже в виде реликтов. В нижнепалеозойских кристаллических сланцах кордиерит составляет до 10% объема, образуя в них мелкие (0,3—0,6 *мм*) неправильные выделения, иногда с секториальными двойниками, с периферии и по трещинам замещенные пинитом. Оптические свойства минерала следующие: Ng=1,588—1,599, Np=1,539—1,546; Ng—Np=0,009—0,013; —2V=74—86°. Встречается он в парагенетической ассоциации с биотитом, альмандином, андалузитом и силлиманитом.

В контактово-метаморфизованных кристаллических сланцах и гнейсах нижнего палеозоя в Байсунской и Южно-Гиссарской зонах кордиерит обычно образует неправильные выделения размером до 2 *мм*, а в сланцах эндоконтактовой зоны Вахшиварского массива (Сурхантау) встречены довольно крупные (до 2—x7 *см*) его порфиробласты с непостоянными оптическими свойствами, обусловленные парагенезисом. Так, в ассоциации с силлиманитом они следующие: Ng=1,553; Np=1,542; Ng—Np=0,011; —2V=75°, а в ассоциации с биотитом: Ng=1,548; Np=1,539, Ng—Np=0,09, —2V=80°. Кордиерит в метаморфизованных сланцах и гнейсах ассоциирует с биотитом, альмандином, силлиманитом, роговой обманкой.

Группа турмалина

Сложный и изменчивый химический состав турмалинов обусловлен широко проявленным в них изо- и гетеровалентным изоморфизмом. По составу выделяются следующие виды: железистый турмалин — шерл; магнезиальный — дравит; щелочной, обычно обогащенный алюминием и литием — эльбаит и другие более редкие разности. Г. П. Барсановым и М. Е. Яковлевой (1964, 1965, 1966) при выделении указанных минералов приняты следующие границы в содержании ведущих компонентов: для шерла 0—14% MgO и 7—24% суммы окислов хромофоров ($Fe^{\cdot\cdot}$, $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ Mn, Ti), для дравита соответственно 6—15% и до 7,5%. Турмалин эльбаитового состава подразделяется на две основные разновидности: 1) окрашенные в розовые и красные цвета разной интенсивности — рубеллит и бесцветный — ахроит, содержащие не более 2% MgO и не

более 2,6% суммы окислов хромофоров; 2) окрашенные в зеленый цвет — верделит и в синий — индиголит, содержащие около 2% MgO и 2—8% суммы окислов хромофоров.

Из перечисленных минералов в Узбекистане установлены шерл, дравит, эльбаит, ванадиевая и титановая разновидности дравита и титановая разновидность шерла, содержащие более 1,5% TiO_2. Наиболее широко распространены шерл, редко встречается дравит и еще реже эльбаит.

Шерл-$Na(Fe,Mg)_3Al_6$ $[Si_6O_{18}]$ $[BO_3]_3$ $(OH)_4$

Ti-турмалин

В изучении шерла принимало участие много исследователей, ссылки на которых даются в последующем тексте. В сводной статье по турмалинам Средней Азии приведены химические анализы, но без выделения отдельных минералов, входящих в эту группу, и намечены генетические типы (Отрощенко и др., 1971).

Акцессорный магматический турмалин бутылочно-зеленый с коричневатым оттенком, красно-бурый и черный. В пегматитах шерл более разнообразной окраски — черный, синий, темно-зеленый, зеленый, бурый и зеленовато-бурый. Реже встречаются полихромные разности: сине-зеленые (Наука), сине-черные (Алтынтау, Султануиздаг). На некоторых месторождениях (Наука) окраска в шерле распределяется пятнами.

В скарнах встречаются черные и бурые шерлы (Сюреньата, Гава), в гидротермальных жилах — черные часто с буроватым и зеленоватым оттенком. В шлифах в полихромных разностях один конец призмы окрашен в оливково-зеленый цвет, а другой — в синий. В поперечных сечениях часто отмечается зональное и пятнистое распределение окраски.

Блеск стеклянный, твердость 7—7,5, удельный вес зависит от состава: 3,18 (Такели), 3,2 (Каратюбе), 3,09—3,17 (Кетменчи).

В магматических породах шерл образует мелкие вытянутые призматические кристаллики длиной 0,5—1,5 *мм* с характерными треугольными сферическими сечениями. На гранях призмы отчетливо выражена вертикальная штриховка.

В пегматитах характер выделений турмалина весьма многообразен, распределение его в большинстве случаев неравномерное. По данным С. С. Курбатова (1935), Л. Л. Шилина (1935), А. Ф. Соседко (1935), К. Л. Бабаева (1960), В. А. Корнетовой, А. С. Поваренных (1955), И. П. Заревич и др., часто встречаются одиночные призматические кристаллы до 5 *см* длиной и до 3 *см* в поперечнике (Кетменчи в Зирабулакских горах и Каратюбе), сростки кристаллов, «турмалиновые

солнца», спутанно-игольчатые агрегаты и неправильной формы зерна. В Каратюбинских горах в пегматитах, залегающих в сланцах, наблюдаются более мелкие кристаллы бурого турмалина. На месторождении Наука встречается турмалин различного габитуса: тонкие призматические кристаллы и радиально-лучистые «солнца» в контактовых зонах пегматитов со сланцами; неправильной формы зерна в агрегатах совместно с мелкозернистым сахаровидным альбитом и кварцем. В пегматитах Султануиздага встречаются небольшие и крупные кристаллы размером до 20×10 *см* веретенообразной, конусообразной и столбчатой формы, а в контактовых оторочках — срастания турмалина с кварцем в виде своеобразных пойкилитовых структур. В Кетменчинском месторождении в блоковом пегматите кристаллы шерла достигают размера 10×4 *см*, тогда как в аплитовой зоне он представлен преимущественно мелкокристаллической разностью (5×1,5 *мм*). В пегматитах верховьев р. Пскема шерл состоит из тонкоигольчатых кристаллов.

В скарнах турмалин образует плотные скопления, сложенные зернами неправильной формы, реже хорошо ограненными кристаллами размером от десятых долей до 2—3 *мм*. Встречаются «турмалиновые солнца» (Сюреньата).

В кварцевых жилах шерл развит в виде игольчатых, призматических и волокнистых агрегатов, слагающих радиально-лучистые пучки, и «турмалиновых солнц» размером от 1—2 до 10 *см*. Отдельные игольчатые и призматические индивиды со сферическими треугольными сечениями образуют беспорядочно ориентированные вростки в кварце, альбите и других минералах. Встречаются микрозернистые милонитизированные разности (Такели).

Во вторичных кварцитах шерл сложен игольчатыми агрегатами, собранными в радиально-лучистые пучки и сферолиты (Акташ, Опарсай, Шаугаз в Чаткало-Кураме).

Оптические свойства шерла непостоянны. Отмечается значительное колебание показателей преломления и двупреломления: Ng=1,644—1,680, Ne=1,617—1,648, No—Ne—0,018—0,034 в зависимости от содержания Fe, Ti, Mn. Турмалин обладает сильным плеохроизмом в различных тонах, абсорбция всегда No>Ne (табл. 27).

Рентгенограмма шерла из Сюреньаты и Гавы соответствует эталонной. К числу главных линий относятся 3,48(7) и 3,518(6); 2,956(9) и 2,923(9); 2,574(10) и 2,593(10); 2,047(8); 2,053(9); 1,598(5) и 1,603(6); 1,463(6) и 1,465(5); 1,335(5); и 1,330(3).

Химический состав шерла весьма изменчив. Отмечаются значительные колебания в содержании основных компонентов — Fe, Mg, Ca и щелочей. Наиболее высокой железистостью обладают шерлы из кварцевых жил и метасоматитов, в них также более высокое содержание щелочей и титана. Разности шерла, содержащие 1,76 и 2,07% TiO_2 в

Номер обр.	Место взятия	Характеристика минерала
		I. Акцессорный маг
—	Верховья р. Карабау, южный склон Чаткальского хр.	Игольчатые выделения в лампрофирах
—		То же, в гранит-порфирах
—	Юго-западная часть Чаткальского хр.	Шестоватые кристаллы зеленовато-бурого шерла в гранитоидах
		II. Турмалин
—	Алтынтау, Кетменчи	Кристаллы синего турмалина во внутренней части пегматитовой жилы
—	Кетменчи, Каратюбинские горы	Турмалин черного и темно-зеленого цвета
—	Верховье р. Пскема, Чаткальские горы	Тонкие иголочки длиной 10—12 *мм*
—	Султануиздаг	Черный турмалин
—		
—		
—		
—		Турмалии сине-черного цвета
		III. Турмалин
—	Сюреньата	Турмалин черного цвета в магнезиальных скарнах
		IV. Турмалин в
3154	Такели, Кураминский хр.	Радиально-лучистые агрегаты черного турмалина в жиле кварц-альбит-гематитового состава
3200		
3776		
3383		Радиально-лучистые агрегаты черного турмалина в жиле кварц-альбит-гематитового состава
3184	Такели. Кураминский хр.	
1294	Кенкол, Кураминский хр.	Радиально-лучистые скопления черного турмалина в кварцевых прожилках в гранодиорите
—	Северный Нуратау, сай Джангалык	Черный турмалин
—	Зирабулакские горы	Турмалин темно-бурого и темно-зеленого цвета

Таблица 27

свойства шерла

No	Ne	No—Ne	Плеохроизм		Автор
			No	Ne	
матический турмалин					
1,659	1,629	0,030	Оливково-зеленый	Желтоватый	Мушин, 1966
1,664	1,631	0,033			
1,663	1,636	0,027			Козлова, 1960
в пегматитах					
1,657	1,625	0,032	Бледно-голубой	Бесцветный	
1,666	1,640	0,026	Коричневый	Зеленовато-синий	
1,655	1,632	0,023	Темно-бурый, почти черный	Желто-бурый	Поваренных, 1955
1,648	1,623	0,025	Коричневый	Желтоватый	
1,658	1,630	0,028	Серо-зеленый	Бесцветный	
1,654	1,622	0,032	Оливково-зеленый		
1,644	1,617	0,027		Слегка желтоватый	
1,654	1,626	0,028	Темно-синий	Светло-серый с розоватым оттенком	
в скарнах					
1,660	1,635	0,025	Темно-зеленый	Светло-коричневый	И. П. Заревич
кварцевых жилах					
1,668	1,644	0,024	Оливково-зеленый до черного		Моисеева, 1969
1,660	1,636	0,024	Темно-зеленый с синеватым оттенком	Соломенно-желтый	
1,666	1,640	0,026			
1,662	1,632	0,030	Оливково-зеленый до черного	Светло-коричневый	
1,668	1,634	0,034			Моисеева, 1969
1,656	1,628	0,028	Оливково-зеленый до черного		
1,652	1,630	0,022	Оливково-зеленый		Хамрабаев, 1958
1,655	1,633	0,022	Густой желто-зеленый	Зеленовато-бурый	

Номер обр.	Место взятия	Характеристика минерала
		V. Турмалин
1048	Кальмакыр, Кураминский хр.	Скопления и тонкие просечки в измененных сиенитах медного месторождения
—	Ингичке, Зирабулакские горы	Гнезда черного турмалина в измененном граните
—	Южно-Нуратинский Каратау	Зеленовато-бурый игольчатый турмалин в кварц-турмалиновых штокверках вдоль разлома
		VI. Терригенный
—	Ангрен, Кураминский хр. буроугольное месторождение	Терригенный обломочный турмалин в угленосных отложениях юрского возраста
—		То же
—	Калканата	Угловатые и слабоокатанные обломки в карбонатных породах девона

кварцевых жилах Зирабулакских и Каратюбинских гор, можно отнести к титановой разновидности.

Шерлы из скарнов значительно отличаются от других генетических типов более высоким содержанием MgO и CaO. Некоторые разности близки к дравиту (анализ обр. 26, 28, 182).

Шерлы из пегматитов и магматических пород близки по составу (табл. 28). Спектральным анализом в минерале обнаружено много примесей, из них к числу постоянных относятся Cu, Zn, Be, Ga, Zr, Sn (0,n—0,00n%), частых — Sr, Ba, Sc, Pb, V, Co, Ni (0,00n—0,0n%), эпизодических As, Sb, Bi, Cr, TR, Ag, Li, Rb, Nb, P (0,00n—0,n%). В шерлах из пегматитов Науки отмечена примесь Li.

Содержание некоторых редких элементов (*г/т*) следующее: Ga — 10(1) (Кальмакыр), Rb — 7 (Юго-Западный Гиссар), 10 (Кетменчи), 52 (Акташ); Cs — 8 (Акташ), 3 (Юго-Западный Гиссар), Ge — 33 (Юго-Западный Гиссар); Sn — 300 (Чаткало-Курама).

Шерл представляет собой типичный проходящий минерал, образующийся в самых разнообразных условиях. В генетическом отношении среди шерлов установлены следующие типы: акцессорный магматический, связанный с пегматитами, известковыми и магнезиальными скарнами, гидротермальными кварцевыми жилами, грейзенами, вторичными кварцитами, рудоносными метасоматитами и осадочными породами.

Акцессорный магматический шерл присутствует в большинстве гранитоидных массивов Каратюбе, Зирабулакских, Нуратинских гор и Кульджуктау (Хамрабаев, 1958; Кушмурадов, 1967; Азимов и др.,

No	Ne	No—Ne	Плеохроизм		Автор
			No	Ne	
в метасоматитах					
1,654	1,636	0,018	Густо-зеленый	Бесцветный	Бадалов, 1965
1,680	1,648	0,032	Синий		Лиценмайер, 1967
1,660	1,627	0,033	—	—	Троянов, 1967
турмалин					
1,652	1,631	0,021	Буровато-кремовый до черного	Светло-зеленый	Николаева, 1967
1,662	1,636	0,026	Черно-зеленый	Бурый	Петров, Рубанов, 1960
1,660	1,630	0,030	Темно-бурый	Бесцветный	Абрамович, 1968

1970), в юго-западных отрогах Гиссарского хр. (Холопов, 1962), в Чаткальском (Синицын, 1937; Воловикова, 1958; Козлова, 1960) и Кураминском (Елисеева, 1957; Айзенштат, 1967; Азимов и др. 1970) хребтах. Содержание шерла в магматических породах 0,1—28 *г/т*.

Шерл в пегматитах разных регионов распространен неравномерно: в Каратюбинских горах и отдельных полях Западного Узбекистана (Наука, Султануиздаг, Кетменчи) турмалин является широко распространенным минералом, незначительную роль он играет в пегматитах Алтынтау (Заплеталов, 1935; Курбатов, 1935; и др.) и Пскема — преимущественно в Анаульганском пегматитовом поле (Кайзер, 1937; Поваренных, 1955), совершенно отсутствует в пегматитовых жилах Баркрака (Ойгаингское рудное поле).

В пегматитах турмалин тесно ассоциирует с кварцем, мусковитом, полевыми шпатами, реже с лепидолитом, гранатом, апатитом, альбитом и др. Турмалин замещает калиевые полевые шпаты и плагиоклазы и содержит реликты кварца, сфена и других минералов.

В пегматитах верховьев р. Пскема тонкие игольчатые кристаллы шерла обрастают дымчатый кварц, калиевые полевые шпаты и альбит. Характерно, что иголочки шерла включены только в самые периферические части кристаллов альбита, а иногда торчат из них наружу в виде коротких черных щеточек (Поваренных, 1955).

В скарнах Узбекистана турмалин встречается довольно редко: в Койташе, Айназарате (Абдуллаев, 1947), а также в Сюреньате и Чакылка-

ляне. На месторождении Сюреньата он отмечается в пироксеновых и эпидот-пироксеновых скарнах (местами до 50%).

Взаимоотношения минералов в скарнах показывают, что турмалин выделяется после пироксена и эпидота, но раньше кварца.

Химический состав

Компонент	Шерл акцессорный магматический		Шерл из пегматитов				
	Нуратау	Кульджуктау	Нуратау		Зирабулакские горы	Каратюбинские горы	
	обр. 8357=А	9423	8041	8143	459	725	537
SiO_2	36,98	36,30	37,30	36,50	35,80	36,96	35,81
TiO_2	0,15	0,36	1,25	0,13	0,00	0,45	0,95
B_2O_3	9,98	10,88	9,95	9,70	10,09	10,52	10,40
Al_2O_3	36,98	31,99	36,67	36,39	33,80	33,08	31,94
Fe_2O_3	13,28	13,49	12,50	14,08	13,82	10,74	11,87
FeO		0,80			1,26	1,15	1,15
MnO	0,03	0,00	0,08	0,07	0,00	0,17	0,14
MgO	1,74	2,62	1,40	2,07	1,88	2,60	2,52
CaO	1,00	2,50	0,40	1,20	1,00	1,10	2,60
BeO	—	—	-	—	Сл.	—	—
Na_2O	0,17	0,20	0,10	0,08	1,68	1,33	1,33
K_2O	0,04	0,43	0,05	0,04	0,45	0,78	0,51
Li_2O	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	0,58	0,32
P_2O_5	0,08	0,07	0,00	—	—	—	—
$\pm H_2O$	0,36	0,77	0,45	0.30	—	—	—
Сумма	100,71	99,41	99,65	100,56	99,78	99.46	99,54
$-O=F_2$						0,24	0,13
Сумма						99,22	99,41
Лаборатория	ИГ и Г АН УзССР				Узгеолуправление	ИГ и ГАН	
Аналитик	Е. Ф. Касьянова					Е. Ф. Касья	
Автор	Азимов, Айзенштадт и др., 1970				Кучукова Исмаилов и др., 1971	Хамра 19	

Шерл широко развит в грейзенах Юго-Западного Гиссара в Урюклинском массиве (Головин, Клиблей, 1969) и Западного Узбекистана — в горах Каратюбе, Каратау, Кульджуктау и Синтабе (Ляшенко, 1939; Хамрабаев, 1958), редко встречается в грейзенах Кураминского хр. (Гава).

Турмалин-кварцевые гидротермальные жилы широко распространены в Чаткало-Кураминском регионе и Западном Узбекистане. В Такели в пределах гайнакканской группы мышьяковых месторождений в Кураминском хр. отмечаются жилы турмалин-кварцевого и турмалин-

шерла, вес % Таблица 28

Шерл из скарнов			Шерл из кварцевых жил					
Чаткальский хр.	Зеравшанский хр.	Чаткальский хр.	Каратюбинские горы		Зирабулакские горы		Кураминский хр.	
26	28	29	365	570	193	182	4068	1294
36,64	41,33	36,21	34,00	39,94	36,12	37,10	34,72	35,60
0,23	—	0,75	2,07	1,37	1,76	0,27	0,24	0,63
11,48	7,64	9,52	10,67	9,11	9,80	5,02	10,63	11,49
27,92	22,82	26,34	31,07	22,30	27,88	32,41	23,61	26,32
4,15	9,84	10,34	13,33	14,88	15,19	6,48	0,32	0,00
4,51	0,82	3,46	1,41	2,24	1,41	1,44	17,94	15,70
—	0,10	0,05	0,30	0,08	0,20	—	0,05	0,06
10,30	10,15	7,10	3,02	5,28	2,97	9,00	5,11	4,50
2,07	6,90	4,56	0,00	0,80	0,00	5,06	2,61	2,40
—	—	—	0,06	—	0,10	—	—	—
1,57	0,55	0,13	1,43	0,58	0,50	0,80	2,00	1,23
0,26	—	0,08	1,12	1,07	1,38	0,39	0,00	0,00
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	0,04	0,06	1,74	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,75	0,20	1,20	0,88	1,34	0,73	2,20	2,75	1,97
99,88	100,35	99,78	99,42	100,73	98,04	100,17	99,98	99,90
			0,03	0,73				
			99,39	100,00				
УзССР	САИГИМС		ИГ и Г АН УзССР				МГ УзССР	
нова	Н. И. Саяпина	Е. Ф. Спиридонова	П. Л. Прихидько				Т. Т. Мухова	
баев,	Отрощенко и др. 1971		Хамрабаев, 1958		Исмаилов 1971		Моисеева, 1969	
58								

альбитового состава в ассоциации с гематитом и единичными зернами касситерита, апатита, циркона и сфена (Дюгаев, 1934; Наследов, 1935; Вольфсон, 1936; Королева, 1941; Моисеева, 1969). Они залегают в краевой части крупного Алмабулакского гранодиоритового интрузива (C_2). Мощность жил от нескольких до 70 *см*, длина до 100 *м*. Турмалин в них слагает прерывистые линзы и гнезда. Он замещает альбит, а сам кор-

Компонент	Шерл из вторичных кварцитов	Шерл из метасоматитов				
	Каржантау, Акташ	Чаткальский хр.				Султан-уиздаг
	2929	44	x	xx	39	50
SiO_2	36,30	35,05	34,44	37,68	37,01	34,95
TiO_2	0,36	0,15	—	—	0,91	0,60
B_2O_3	9,08	10,40	8,72	8,70	8,10	9,80
Al_2O_3	30,00	32,24	26,20	28,40	23,38	35,20
Fe_2O_3	0,24	2,36	22,00	18,00	12,12	1,10
FeO	16,00	14,08			5,73	10,43
MnO	0,00	0,03	0,07	0,10	0,25	0,04
MgO	1,30	1,10	2,53	3,62	7,03	3,10
CaO	2,00	0,02	1,00	1,20	1,32	0,75
BeO	—	—	—	—	—	—
Na_2O	2,29	1,10	2,62	0,14	0,95	0,51
K_2O	0,14	0,52	0,38	0,20	1,01	0,80
Li_2O	—	0,40	—	—	—	—
F	—	0,21	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—
$\pm H_2O$	2,45	3,13	1,91	1,80	0,16	2,49
Сумма	99,87	100,79	100,05	99,84	99,97	99,67
$-O=F_2$		0,08				
Сумма		100,71				
Лаборатория	ИГ и ГАН УзССР	САИГИМС	ИГ и ГАН Уз ССР		САИГИМС	—
Аналитик	Е. Ф. Касьянова,	Н. И. Саяпина			Е. Н. Спиридонова	—
Автор	Маисеева, 1969	Отрощенко и др., 1971	Головин и др., 1969		Отрощенко, и др., 1971	

Примечание: Обр. 8357—А—темно-зеленые кристаллы в граните Актауского интрузива, 9423—турмалин в мелкозернистом граните Тозбулакского интрузива, 8041 и 8143—черный турмалин в пегматитах Актауского интрузива 459—призматические кристаллы черного турмалина в пегматитах Кетменчи, 725—короткостолбчатые черные кристаллы турмалина в пегматитах Каратюбе, 537—крупнокристаллический черный турмалин из Кумгана, 26—черный турмалин в околоскарновой породе 28—черный турмалин в магнезиальных скарнах, 29—черный турмалин в известняковых скарнах, 365—турмалин в кварцевых жилах, 570—турмалин в поздних турмалиново-кварцевых жилах, 193—турмалин черного цвета в ранних турмалиново-кварцевых жилах, 182—прожилки и вкрапленность в мраморе, 4068—черный турмалин в жиле кварц-альбит-гематитового состава в Алмабулакском гранодиоритовом массиве, 1294—прожилки кварц-турмалинового состава в Кенкольском гранодиоритовом массиве, 2929—гнезда черного турмалина среди вторичных кварцитов, 44—черный турмалин в кварцевой жиле, обр. x, xx—агрегат спутанно-волокнистого и игольчатого черного турмалина в рудном штокверке, 39—зеленовато-бурый турмалин в кварцево-турмалиновых метасоматитах, 50—черный турмалин в песчано-глинистых сланцах,

родируется биотитом. Окатанные гальки из такелийских турмалиновых жил встречаются в базальных конгломератах шурабсайской эффузивной свиты (P_1). В Кенкольском гранодиоритовом массиве (C_2) (Кураминский хр.) редкие турмалиновые жилки ассоциируют с кварцем, альбитом, кальцитом, биотитом и гематитом, мощностью от 1—2 *см* до 1 *м*.

В верховьях р. Чадака среди фельзитов минбулакской свиты (C_1—C_2) имеются жилки мощностью 2—5 *см* и гнезда черного шерла размером 1—3 *см*. В Западном Узбекистане в Каратюбе, Зирабулакских горах в гранитоидах широко развиты кварцевые жилы с турмалином (Хамрабаев, 1959). Характерной особенностью их состава является повышенное содержание титана (1,76—2,07% TiO_2).

Шерл во вторичных кварцитах в заметных количествах установлен в Акташе (хр. Каржантау) и в небольших — в Гаве (Опарсай) и Алмалыке (Шаугаз). Он приурочен к серицитовым разностям кварцитов, в которых выделяется в виде вкрапленности, мелких гнезд и жилок.

Турмалин в кварцитах сопровождается серицитом, кварцем, диаспором, который он замещает, а сам замещается дюмортьеритом и серицитом.

В Кураминском хр. известен в метасоматитах Алмалыка (Кальмакыр), Каракие и Такели, в Чаткальском хр. в Ташкескене, в Западном Узбекистане в Карнабе.

В Кальмакыре сиенито-диоритовый (C_2) массив в значительной степени турмалинизирован и биотитизирован. Турмалин замещает темноцветные минералы и выделяется в тонких просечках. В районе Гольдурана в сиенито-диоритовом массиве имеется жила турмалин-кварцевого состава мощностью 0,3 *м* (Дюгаев, 1935; Вендланд, 1938; Королев, 1940; Моисеева, 1947; Бадалов, 1965).

В Такели вмещающие гранодиориты вдоль контакта с эффузивными свитами мощностью 200 *м* турмалинизированы и биотитизированы. Турмалин совместно с кварцем замещает породообразующие полевые шпаты или выделяется в виде тончайших просечек (Моисеева, 1956).

В Каракиинском рудном поле в сланцах, андезитовых порфирах и туфах ($Д_1$) находятся кварц-турмалиновые жилообразные тела и гнезда. Содержание турмалина в породах 10—30%, а в отдельных случаях 70%. На турмалинизированные породы накладывается кварц-пирит-арсенопирит-пирротин-халькопиритовая минерализация (Глинский, 1964, 1970).

В Ташкескене турмалин — один из основных минералов предрудного изменения пород. Встречается в большом количестве в рудных штокверковых зонах среди гранодиоритов, ассоциирует с магнетитом, гематитом, ортоклазом и альбитом (Голованов, 1964; и др.).

Кварц-турмалиновые и почти мономинеральные турмалиновые прожилки развиты в контактовой зоне кварцевых диоритов с липаритовы-

ми порфирами в западной части Чаткальского хр. (Шайданский массив и др.). Аналогичные образования, иногда с гематитом, часто встречаются в Сюреньатинском гранодиоритовом массиве.

В Западном Узбекистане И. Х. Хамрабаев (1958) выделяет ранние турмалиновые породы, тяготеющие к более глубинным интрузивам, и более поздние турмалин-кварцевые жилы. Характерной чертой раннего турмалина является тесная ассоциация с пегматитовыми и грейзеновыми образованиями. Турмалиновые гранитоиды некоторых комплексов Каратюбинских, Зирабулакских, Нуратинских гор содержат до 0,30—0,40% B_2O_3. Еще большая концентрация бора отмечается в жильных фациях, аляскитах, двуслюдяных гранитах и других турмалинизированных породах, в которых турмалина содержится 10—15, а местами до 50%.

Широко развит шерл в кварц-турмалиновых штокверках, образовавшихся в зонах повышенной трещиноватости вдоль крупных разломов среди песчано-сланцевых толщ Южно-Нуратинских гор, где он ассоциирует с арсенопиритом, вольфрамитом, шеелитом, касситеритом и золотом (Троянов, 1967).

В Карнабском оловорудном месторождении в рудных зонах среди рассланцованных кварц-серицитовых пород наряду с касситеритом, реликтами альбита, калиевым полевым шпатом отмечается тонкоигольчатый зеленый турмалин. Исследования И. Х. Хамрабаева (1958) показали такую последовательность минералообразования: грейзенизация, серицитизация, отложение серого кварца с касситеритом, образование поздних турмалин-кварцевых жил.

Терригенный шерл в незначительных количествах присутствует в разнообразных осадочных и осадочно-метаморфизованных породах Западного Узбекистана в виде обломочных зерен (Седлецкий, Юсупова, 1940; Габрильян, 1949; Бабаев, 1954; Хамрабаев, 1958; Мавлянов и Гриднев, 1960; и др.).

В осадочных породах встречается также аутигенный турмалин (Бабаев, 1954, 1955; Вертунов, 1955), образующий игольчатые формы нарастания на обломочных зернах того же минерала. В осадочных карбонатных породах среднего и верхнего девона гор Калканата среди терригенных минералов развит турмалин в виде угловатых обломков и слабоокатанных призм (Абрамович, 1968).

На Ангренском каолиново-угольном месторождении (Кураминский хр.) в большинстве пород угленосных отложений среднеюрского возраста наряду с терригенными зернами обломочной формы встречается аутигенный турмалин в виде радиально-лучистых агрегатов с обильными углистыми включениями (Николаева, 1967; Петров, Рубанов, 1960).

Дравит—$Na(Mg,Fe)_3Al_6$ $[Si_6O_{18}]$ $[BO_3]_3$ $(OH)_4$

V-дравит

Дравит известен в Северном Нуратау в Темиркабуке (Бадалов, 1951), в Кызылкумах на золоторудном месторождении Мурунтау (Чеботарев, Чеботарева, 1971), в Каратюбе (Отрощенко и др., 1971), в Алмалыке на месторождении Кальмакыр (Бадалов, 1965), Дарбазе (Жариков, 1958), в Курусае (Моисеева, 1969) в Кураминских горах.

Дравит образует плотные тонкозернистые и спутанно-волокнистые агрегаты и кристаллы игольчатого и призматического габитуса (рис. 40) с тригональными и псевдогексагональными сечениями (Мурунтау).

Минерал серовато-бурого, светло-коричневого, буровато-розового, зеленовато-голубого цвета, иногда бесцветный (Мурунтау), в Алмалыке — зеленый разных оттенков. Удельный вес 3,078 (Темиркабук); 3,09 (Мурунтау).

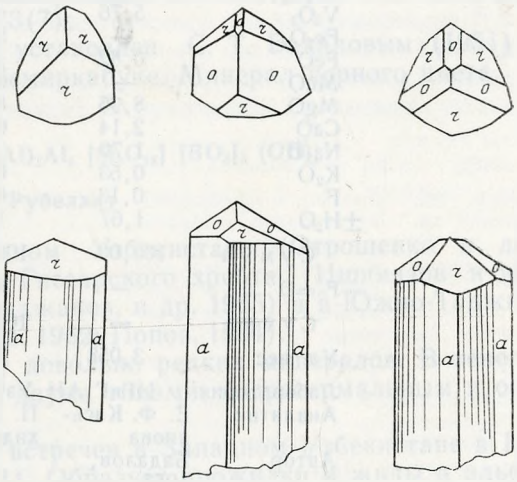


Рис. 40. Кристаллы турмалина из Темиркабука (по С. Т. Бадалову).

Дравит одноосный отрицательный. В шлифах бесцветный или плеохроирует в желтых и коричневых тонах. Показатели преломления и двупреломления несколько колеблются в зависимости от состава:

Номер обр.	*Место взятия образца*	*No*	*Ne*	*No—Ne*	*Автор*
	Дарбаза, Кураминский хр.	1,651	1,633	0,018	Жариков, 1958
2878	Кальмакыр, Кураминский хр.	1,630	1,615	0,015	Бадалов, 1965
2475	Курусай, Кураминский хр.	1,657	1,630	0,027	Моисеева, 1969
163	Темиркабук, Северный Нуратау	1,635	1,618	0,017	Бадалов, 1951
631/21	Каратюбе	1,651	1,631	0,020	Отрощенко и др., 1971
—	Мурунтау, Кызылкумы	1,626—1,643	1,618—1,622	0,018—0,021	Чеботарев и др. 1971
—	То же	1,640	1,620	0,020	Зарембо, 1968

Дравит отличается повышенным содержанием глинозема (39,37%) и низкой концентрацией окислов хромофоров (1,13%), содержание MgO — 7,52%.

Компонент	*Северный Нуратау, Темиркабук*		*Кызылкумы, Мурунтау*
	обр. 163	*обр. 206*	*
SiO_2	37,73	37,08	38,90
TiO_2	—	2,16	0,93
B_2O_3	8,68	9,42	11,18
Al_2O_3	31,88	29,66	39,37
V_2O_3	5,76	—	—
Fe_2O_3	—	5,15	0,20
FeO	0,82	1,67	—
MnO	—	0,28	0,00
MgO	8,96	8,91	7,52
CaO	2.14	0,60	0,00
Na_2O	1,70	1,38	1,32
K_2O	0,53	0,71	0,35
F	0,13	0,73	—
$\pm H_2O$	1,67	1,60	0,15
Сумма	100,00	100,31	99.92
$-F_2=O$	—	0,31	
Сумма	—	100,00	—
Уд. вес	3,058	3,078	3,09
Лаборатория	ИГиГ АН УзССР		
Аналитик	Е. Ф. Касьянова	П. Л. Прихидько	Е. Ф. Касьянова
Автор	Бадалов, 1951		Чеботарев и др. 1971

Спектральным анализом в дравите Мурунтау установлены следующие примеси: V, Cr, Sr, As (0,0n—0,n%); Zr, Ni, W, Pb, Zn, Bi (0,0n%); Ag, Be, Y, Yb, Mo, Cu, Ga, Co, Sn (сл. 0,00n%). Пробирным анализом в минерале из Мурунтау установлено 7 *г/т* Ag, золото отсутствует. В дравите Курусая присутствуют Cu, Sr, Ga, Ti, Sn, Pb, V, Mn, Fe, Cr, Ni.

Рентгенограмма дравита из Темиркабука соответствует эталонной. К числу главных линий относятся: 2,549(9); 2,030(8); 1,897(7); 1,590(8); 1,495(9); 1,447(8); 1,408(8); 1,270(9).

Дравит в Мурунтау образует ветвистые прожилки мощностью от 0,1—2 *мм* до нескольких сантиметров и гнезда, формирующие многочисленные штокверки. Отмечаются жилообразные брекчии, в которых обломки кварца цементируются дравитом. Дравит накладывается на золотоносный кварц и его просечки пересекают пирит — арсенопиритовые прожилки.

В Кураминском хр. дравит приурочен к магнезиальным скарнам (Кансай, Курусай), в которых он слагает небольшие гнезда.

На медно-молибденовом месторождении Кальмакыр дравит выделяется в жилках разного состава с рудной минерализацией.

V-турмалин (дравит) установлен С. Т. Бадаловым (1951), в Темиркабуке в Северо-Нуратинском хр. Ванадийсодержащий высокомагнезиальный турмалин (5,76% V_2O_3) слагает зальбанды кварцевых жил и скопления в роговиках. В кварцевых жилах образует небольшие скопления тонких иголочек размером до 0,8×0,2—0,5 *мм*, сросшихся с кварцем. Цвет белый, блеск шелковистый. Удельный вес 3,058. Плеохроизм по No бурый, по Ne светло-зеленый. Рентгенограмма V-дравита близка к дравитовой. Главные линии следующие: 2,546(8), 2,018(7); 1,895(7); 1,584(6); 1,495(7); 1,406(7); 1,273(7);

Ti-дравит (TiO_2 — 2,16%) установлен С. Т. Бадаловым (1951) в турмалин-кварцевых жилах в Темиркабуке. Минерал черного цвета.

Эльбаит $Na(Li,Al)_3Al_6$ $[Si_6O_{18}]$ $[BO_3]_3$ $(OH)_4$

Рубеллит

Эльбаит известен в Западном Узбекистане (Отрощенко и др., 1971), в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (Ишниязов и др., 1971), Чаткальских горах (Исакджанов, и др. 1965) и в Южно-Таджикской депрессии (Попов, Садыков, 1962; Попов, 1964).

Эльбаит относится к числу довольно редких минералов. В генетическом отношении представлен двумя типами: гидротермальным и осадочным.

Гидротермальный эльбаит встречен в Западном Узбекистане в Каратюбе (Отрощенко и др., 1971). Образует прожилки и жилы в альбитизированных гранитоидах в парагенетической ассоциации с альбитом, кварцем, апатитом, цирконом. Зерна неправильной формы и короткопризматические кристаллы зеленовато-желтого цвета.

Химический состав минерала характеризуется высоким содержанием алюминия, повышенным щелочей и низким магния и окислов хромофоров.

Данные химического анализа желтовато-зеленого эльбаита из зон альбитизации в Каратюбе (обр. 631/21) следующие (вес.%): SiO_2 — 37,20; TiO_2 — 0,08; B_2O_3 — 10,52; Al_2O_3 — 39,48; Fe_2O_3 — 0,93; FeO — 3,82; MnO — 0,97; CaO — 0,50; MgO — 0,41; K_2O — 0,17; Na_2O — 2,68; Li_2O — 0,08; $\pm H_2O$ — 2,19; F — 0,10, сумма 99,99; $-O=F_2$ — 0,44; итого 99,45; аналитик Е. Н. Спиридонова (Отрощенко и др., 1971).

Эльбаит осадочного типа (аутигенный), встречается довольно часто, но в небольших количествах. Аутигенный эльбаит находится в толще каменной соли верхнеюрской галогенной формации, залегающей на большой площади юга Средней Азии. Впервые выявлен В. С. Поповым

в Южно-Таджикской депрессии на территории Таджикистана (Попов, Садыков, 1962; Попов, 1964), а затем и в Узбекистане в юго-западных отрогах Гиссарского хр. (Ишниязов и др., 1969). Встречается в кайнозойских молассах в районе Сумсара (Вертунов, 1956) и в известняках Чаткальского хр. (Исакджанов, Мухамеджанов, 1965).

В солях эльбаит образует регенерационные наросты гребенчатой формы на терригенных зернах турмалина и одиночные длиннопризматические кристаллики, нередко увенчанные на обоих концах гранями пирамиды. Размеры наиболее крупных кристаллов достигают 0,2×0,02 *мм*.

В молассах эльбаит отмечается в виде небольших сростков и сферолитов, в известняках — призматических кристаллов.

Цвет зеленый, бесцветный (ахроит). В шлифах плеохроирует в бледных синеватых, зеленоватых и бесцветных тонах.

Место взятия обр.	*Характеристика минерала*	*No*	*Ng*	*No—Ng*	*Автор*
Сумсар, Чаткальский хр.	Сростки и сферолиты аутигенного эльбаита в кайнозойских молассах	1,646	1,620	0,026	Вертунов, 1956
Ходжамумин	Мелкие призматические кристаллы аутигенного эльбаита в каменной соли	1,633	1,621	0,012	Попов, 1964
Чаткальский хр.	Призматические кристаллы в известняках C_1	1,648	1,627	0,021	Исакджанов, Мухамеджанов, 1965

Розовый турмалин — рубеллит встречен на месторождении Наука в пегматитах. При низком содержании Mg и Fe в нем (по данным полуколичественного спектрального анализа) постоянно присутствуют Li (около 1%) и Mn (0,71%), повышено содержание щелочей и низкое количество окислов хромофоров.

Эльбаит ассоциирует с альбитом, кварцем, апатитом, цирконом.

Из минералов турмалиновой группы наиболее широко распространен шерл. Он представлен разнообразными генетическими типами. Дравит обычно связан с рудной минерализацией. Эльбаит как редкий минерал встречается в солях и метасоматитах. Рубеллит — минерал пегматитов.

Группа баотита

Аксинит $Ca_2(Fe^{2+}, Mn)Al_2[BO_3][Si_4O_{12}](OH)$

Аксинит известен в Чаткало-Кураминских горах: в оруденелых скарнах Алтынтопкана (Баталов, 1940), на водоразделе Чаткальского хр. в верховьях Караторсая (Лопатин, 1960), Ташбулаке, Чокадамбу-

лаке, Четтынды, Водораздельном (Отрощенко и др., 1970). И. Х. Хамрабаев (1958) описал аксинит из Западного Узбекистана в скарнированных пегматитах Ингичке-Боло (Каратюбинские горы) и в пегматитовой жиле Чангалы (Зирабулакские горы), В. Д. Отрощенко (1966) — в скарнах Яхтона, П. Т. Азимов (1970) — в пегматитах Зиаэтдинских гор в Кошкудукском интрузиве.

В пегматитах Ингичке-Боло и Чангалы аксинит образует плоские клиновидные кристаллы, в жиле гранит-аплита (Кошкудукский интрузив) — зерна размером 0,6—1,0 *см*, выполняющие интерстиции в крупных зернах кварца и плагиоклаза. В скарнах встречается в виде кристаллических агрегатов, реже — тонкозернистых масс. Размер зерен аксинита сильно варьирует от 0,005×0,5×3,0 *мм* до 1×1,5 *см*. Нередко образуются и более крупные индивиды — до 10×20 *см* (Яхтон). Обычно это сильно уплощенные клиновидные кристаллы со штриховкой на гранях.

Цвет аксинита фиолетовый с различными оттенками, реже светло-коричневый и желтый. Блеск стеклянный, твердость 6—7. Спайность заметная по (010). Удельный вес 2,91—3,34.

Оптические свойства минерала изменяются в зависимости от состава. В прозрачных шлифах бесцветный, имеет высокий рельеф, резко выраженную шагреневую поверхность. Окрашенные разности, особенно в толстых пластинках, обладают плеохроизмом. Минерал двуосный, оптически отрицательный.

Свойства	*Чакылкалян, Яхтон, обр. 6/187*	*Зиаэтдинские горы. Кошкудукский интрузив*	*Каратюбинские горы, Ингичке-Боло*	*Чаткальский хр., Четтенды*
Цвет	Светло-сиреневый	Кремово-коричневый	Серовато-фиолетовый	Желтовато-сиреневый
Блеск			Стеклянный	
Твердость	6,5	—	—	6,5
Излом			Раковистый	
Уд. вес	3,01	3,34	—	3,21
Ng	1,689	1,697	1,678	1,686
Nm	1,683	1,693	—	1,682
Np	1,679	1,683	1,672	1,674
Ng—Np	0,010	0,014	0,006	0,012
(—) 2V	70°	—	—	72°
Вмещающие породы	Известковые скарны	Гранит-аплит	Скарнированный пегматит	Скарны
Автор:	Отрощенко, 1966	Азимов, 1970	Хамрабаев, 1958	Отрощенко, 1966

Химический состав аксинита непостоянен из-за совершенного изоморфизма между Mn^{2+} и Fe^{2+}, реже между Mn^{2+} и Ca. Кошкудукский аксинит содержит повышенное количество BeO (0,62%).

Компонент	*Чакылкалян, Яхтон, обр. 6/187*	*Зиаэтдинские горы, Кошкудукский интрузив*	*Чаткальский хр. Четтенды*
SiO_2	41,41	41,60	41,09
B_2O_3	6,11	7,10	6,24
Al_2O_3	17,54	15,78	16,24
Fe_2O_3	1,01	1,20	1,27
FeO	5,03	10,80	1,46
MnO	7,19	2,80	9,71
CaO	20,06	18,20	20,14
MgO	1,02	0,38	2,22
BeO	—	0,62	—
Na_2O	—	0,12	Сл.
K_2O	—	0,70	—
$-H_2O$	—	—	0,44
$+H_2O$	0,20	0,52	0,91
П. п. п.	0,40	—	0,10
Сумма	99,97	99,82	99,82
Лаборатория	САИГИМС	ИГиГ АН УзССР	САИГИМС
Аналитик	Н. М. Саяпина	Е. Ф. Касьянова	Р. А. Цвет
Автор	Отрощенко, 1965	Азимов, 1970	Отрощенко, 1966
Количество ионов в пересчете на 16 (O, OH)			
Ca	2,07	1,87	2,09
Fe^{2+}	0,40 } 1,13	0,86 } 1,00	0,12 } 1,17
Mn	0,58	0,09	0,75
Mg	0,15	0,05	0,30
Al	2,00 } 2,07	1,79 } 2,01	1,84 } 1,93
Fe^{3+}	0,07	0,22	0,09
Be	—	0,14	—
B	1,01	1,16	1,01
Si	4,03	3,99	3,97

Спектроскопическим анализом установлено наличие примесей многих элементов. К числу постоянно встречающихся относятся Ti (0,0n%); Zn (0,00n—0,0n%); Cu, Pb, (0,00n%); очень часто обнаруживаются Ge, Ga, Zr, Bi, Ag (0,00n%); часто — Ba, Sn, V, Be, Y, Yb (0,00n%); реже La, Ce, As, Ni, Co, Cr; очень редко Mo, Sc (0,00n%).

Межплоскостные расстояния бериллийсодержащего аксинита и эталона почти идентичны. К числу ведущих линий относятся 3,48(8); 3,13(8); 2,79(10); 2,43(10); 1,991(6) (Азимов ,1970).

Кривая нагревания дает четкий эндотермический эффект с максимумом 913°, что свидетельствует о конституционном характере воды в минерале в виде группы (OH) (рис. 41).

Аксинит связан с пегматитами и скарнами. В неизмененных и скарнированных пегматитах Западного Узбекистана аксинит тесно ассоциирует с кварцем и альбитом. Он разъедает альбит, но сечется кварцем.

Аксинит образуется также в пегматитизированных участках жилы гранит-аплита.

В скарнах образование аксинита связано с собственно скарновым и гидротермальным процессами. В скарновом этапе он выделяется в заключительные стадии, метасоматически замещая ранее образовавшиеся минералы, предпочтительно пироксен, реже андрадит, везувиан. В некоторых скарновых полях формирует полные псевдоморфозы по пироксену. Некоторое количество аксинита образуется в более поздний гидротермальный этап, предшествуя сульфидной стадии. Аксинит этого типа содержит включения пироксена и граната, а сам замещается датолитом, эпидотом, хлоритом, кальцитом.

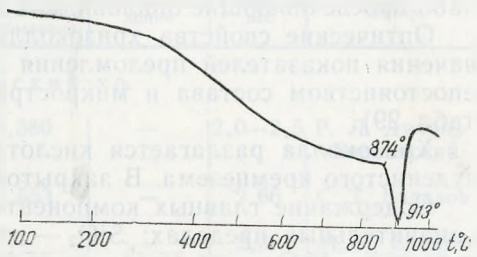


Рис 41. Кривая нагревания аксинита из Зиаэтдинских гор (Азимов, 1970).

Группа диоптаза

Хризоколла—$Cu_2H_2(Si_2O_5)(OH)_4$

Представления о природе хризоколлы противоречивы. Исследователи то параллелизуют с группой монтмориллонита, то рассматривают как рентгенокристаллические гели, то как метасиликат меди с переменным содержанием воды. Согласно наиболее поздним взглядам, хризоколла представляет собой самостоятельный минерал с крайне неупорядоченной структурой. При замещении меди алюминием (или железом) формула приобретает вид:

$$(Cu_{2-x}Al)H_{2-x}(Si_2O_5)(OH)_4.$$

При полном замещении меди алюминием формула соответствует галлуазит-каолинитовой (Чухров, Звягин, Горшков, Ермилова, Рудницкая, 1968).

Хризоколла в Узбекистане известна давно. Впервые минерал отмечен И. В. Мушкетовым (1876) в Уратюбе и Карамкуле. Последующие исследования показали довольно широкое распространение его в окисленных рудах медьсодержащих месторождений.

Хризоколла слагает плотные скрытокристаллические натечные массы. В шлифах выглядит различно: то имеет аморфное строение, то волокнистое, то мелкочешуйчатое. Иногда в одном и том же шлифе представлены все три морфологические разности. Часто обнаруживается зонально-колломорфное строение его агрегатов.

Физические свойства хризоколлы непостоянны. Цвет голубой разных оттенков, синий, зеленый, коричневый. Блеск эмалевый, стеклянный и жирный. Твердость 2—3. Удельный вес 2,20—2,80. Минерал обычно непрозрачный, только просвечивает в краях, но иногда образует слабо просвечивающие опаловидные массы.

Оптические свойства хризоколлы непостоянны. Двупреломление и значения показателей преломления значительно колеблются в связи с непостоянством состава и микроструктуры. Минерал часто аморфный (табл. 29).

Хризоколла разлагается кислотами без вскипания, с выделением студенистого кремнезема. В закрытой трубке выделяет воду.

Содержание главных компонентов в составе минерала колеблется в значительных пределах: SiO_2 — от 29,27 до 40,95%, CuO — от 24 75 до 41,86%, H_2O — от 15,44 до 27,04%, Al_2O_3 — от 0,00 до 11,40%, Fe_2O_3 — 0,17—1,33%, в коричневых разностях содержание Fe_2O_3 достигает 15,47% (обр. 2), CaO и MgO присутствуют в небольших количествах и, вероятно, замещают Cu (табл. 30).

Спектральными анализами в хризоколле обнаружены примеси, отражающие специфичность состава первичных руд. Так, в хризоколле из полиметаллических месторождений отмечается повышенная примесь Zn и Pb. В составе хризоколлы из Тасказганского никелево-графитового месторождения отмечается до 0,44% Ni (Кромская, 1969).

Формы выделения хризоколлы разнообразны. В Кальмакыре она образует корочки толщиной 2—5 *мм* с бугристой и гроздевидной поверхностью, испещренной трещинами дегидратации. Строение корочек часто довольно сложное, в них чередуются тончайшие прослоечки опала и хризоколлы, перемежающиеся с редкими пленками малахита, азурита и элита. Хризоколла выполняет тонкую трещиноватость в породе, образуя короткие просечки толщиной от долей до 2—3 *мм* и редко 1 *см*, отлагается в виде пленок в промежутках между зернами кварца, калишпата и серицита толщиной от тысячных и сотых долей миллиметра, образует примазки (данные А. В. Пуркина и М. И. Моисеевой).

В скарново-рудных месторождениях описываемый минерал слагает прожилки и корки на пироксене, нонтроните, галлуазите и других силикатах (Курусай, Туранглы, Алтынтопкан, Лянгар, Койташ и др.) (данные М. И. Моисеевой, А. Б. Баталова, З. А. Королевой, О. М. Римской-Корсаковой и др.).

На свинцово-цинковом месторождении Кургашинкан хризоколла, хотя и распространена незначительно, относится к главным супергенным минералам меди, как и каламин, являющийся на этом месторождении в зоне окисления главным минералом цинка. Преобладание рудных силикатов здесь обусловлено относительно легкой разлагаемостью

Таблица 29

Оптические свойства и удельный вес хризоколлы

Месторождение	Характеристика минерала	Средний показатель преломления	Двупреломление	Удельный вес	Автор
		Кураминский хр.			
Лашкерек	Натечные опаловидные массы голубовато-зеленого цвета	0,580	—	2,0—2,5	Р. Л. Дунин-Барковский
Кургашинкан	Голубовато-зеленые тонкие корочки	1,550	—	2,66	С. Т. Бадалов
Алтынтопкан	Стекловатая синевато-зеленая	—	—	2,33	М. Р. Еникеев
	Опаловидная небесно-голубая	—	—	2,24	В. К. Мельниченко
	Корочки голубовато-зеленые	—	—	2,25	М. Р. Еникеев
Акташ		1,542	—	—	З. М. Протодьяконова
Окурдаван	Яркая зеленовато-голубая	1,537	—	2,82	
Шевчуковка		1,527—1,544	0,017	2,47	
Южная Дарбаза	Плотные зеленовато-голубые корки	1,597	—	—	Ю. А. Арапов
Туранглы	Голубоватые эмалеподобные корки	1,597	—	2,20	Н. Т. Винниченко
Кальмакыр	Зеленая матовая	1,565	0—0,003	—	А. В. Пуркин
Гудас		1,54	—	—	М. И. Моисеева
Курусай	Волокнистые корочки синего цвета	1,612—1,615	—	—	
	Коричневая	1,565	0—0,003	—	
	Голубая	1,575	Аморфная	—	
	Голубая с жирным блеском	1,586—1,589	0,003	—	
	То же	1,584—1,589	0,005	—	
	Голубая, блеск стеклянный	1,540	Аморфная	—	
	Зеленая, блеск стеклянный	1,540	То же	—	
		Западный Узбекистан			
Темиркабук	Натечные скопления синевато-зеленого цвета	1,51	То же	2,15	С. Т. Бадалов
Агалык	Натечные образования темно-зеленого цвета	1,593—1,634	0,041	—	Я. Д. Готман
Лянгар	Корочки голубого цвета скорлуповатого строения	1,54	0,006—0,008	—	О. М. Римская-Корсакова

серпентина и других магнезиальных водных силикатов (Голованов, 1965; Бадалов, 1960).

Хризоколла по сравнению с сульфатами и карбонатами меди относится в главной массе к более поздним минералам, отложившимся в последней стадии, когда усилилась в растворах роль кремнезема за счет разложения силикатов и алюмосиликатов боковых пород. Она отчетливо замещает брошантит и малахит и отлагается обычно вблизи тех

Таблица 30

Химический состав хризоколлы

Компонент	Кальмакыр						Кургашинкан	Койташ
	обр. 132	230	*	41	73	2	3	4
SiO_2	34,20	29,27	36,80	38,80	40,95	35,36	37,61	40,95
TiO_2	0,01	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	3,76	3,77	3,77	—	—	9,11	11,40	—
Fe_2O_3	0,17	1,30	1,33	0,50	1,29	15,71	0,30	1,29
CuO	32,29	41,86	36,60	43,56	41,20	23,72	24,75	41,20
CaO	0,65	0,33	—	0,30	0,50	—	1,34	0,50
MgO	0,74	0,55	—	0,20	0,30	—	0,85	0,30
P_2O_5	0,69	3,15	0,33	—	—	0,39	—	—
$\pm H_2O$	27,04	20,00	20,32	16,24	15,44	15,78	6,40	15,44
Сумма	99,63	100,23	99,15	99,56	99,68	100,10	93,00	99,68
Лаборатория	ИГиГ АН УзССР		—	ИГиГ АН УзССР			—	ИГиГ АН УзССР
Аналитик	П. Л. Прихидько		—					П. Л. Прихидько
Автор	М. И. Моисеева		А. В. Пуркин	И. М. Голованов		А. В. Пуркин	Голованов, 1965	А. Б. Баталов, З. А. Королева

Примечание. Обр. 182 — корочки голубой хризоколлы с натечно-бугристой поверхностью, 230 — синевато-голубая эмалевидная хризоколла с пленочками элита, 1 — корочки зеленой, опаловидной хризоколлы, 41, 73, 2 — корочки темно-коричневой хризоколлы, 3 — гроздевидные скопления голубовато-зеленой хризоколлы, 4 — натечные агрегаты и мелкие почки голубоватой хризоколлы.

силикатов, которые легче других разрушаются в зоне окисления. Отмечена тесная связь хризоколлы с выветрелыми пироксенами, серицитом и серпентином, так как из них при разложении в зоне окисления легко выделяется кремнезем, фиксируемый медью в виде хризоколлы.

Хризоколла адсорбирует большое количество катионов и поэтому в значительной мере отражает состав среды, в которой она образовалась, а ее широкое распространение позволяет использовать эти примеси в качестве поискового признака.

ЦЕПОЧЕЧНЫЕ СИЛИКАТЫ

Группа пироксена

Изучению пироксенов посвящено много работ, характеризующих минералы этого семейства с различных сторон (структура, химизм, оптика и условия образования). Предложен ряд классификаций минералов этого семейства. Нами принята номенклатура пироксенов У. А. Дира с соавторами (1965), с учетом данных других исследователей.

Пироксены относятся к ромбической и моноклинной сингониям. Подгруппа ромбических пироксенов представлена минералами простой изоморфной серии (Mg, Fe) SiO_3. Взаимное замещение проявляется в пределах $Mg_{90}Fe_{10}$ — $Mg_{10}Fe_{90}$. Для выделения минералов в этом ряду приняты следующие пределы содержания ферросилита Fs: энстатит — Fs_{0-10}, бронзит — Fs_{10-30}, гиперстен — Fs_{30-50}, феррогиперстен — Fs_{50-70}, эвлит — Fs_{70-90}, ферросилит — Fs_{90-100} (Poldervaart, 1947).

Моноклинные пироксены имеют более сложный состав, общая формула моноклинных пироксенов имеет вид (Hess, 1949): $W_{1-p}(X, Y)_{1+p}Z_2O_6$, где W—Ca, Na, *X*—Mg, Fe^{2+} Mn, Ni, Li; Y—Al, Fe^{3+}, Cr, Ti; Z—Si, Al.

Из-за широкого изоморфизма между отдельными минералами отсутствуют резкие границы. Так, между диопсидом и геденбергитом существует полная смесимость. Кроме того, диопсид и геденбергит связаны непрерывными переходами с авгитом и ферроавгитом.

РОМБИЧЕСКИЕ ПИРОКСЕНЫ

Ромбические пироксены изучены слабо. Обычно они упоминаются в различных петрографических работах без диагностических данных как один из породообразующих минералов основных и ультраосновных пород. Особо отмечаются крупные кристаллы размером до 10 *см* ромбического пироксена в ассоциации с оливином в перидотит-пегматитах Карачатырской полосы Южно-Ферганского офиолитового пояса и в пределах Канской полосы того же пояса (Петрография Узбекистана, кн. 2, 1965).

Энстатит—Mg[SiO_3]

В Кураминском хр. отмечаются отдельные зерна энстатита в магнезиальных скарнах Кансая со следующими оптическими свойствами: спайность [001]⊥Nm, (+)2V=55—63° (Дюгаев, 1935).

Энстатит буровато-серого цвета встречается в Султануиздаге в виде гнезд (1×0,5 *м*) среди антофиллитовых тел. Гнезда сложены беспоря-

дочно-ориентированными кристаллами. Оптические константы минерала следующие: Np=1,662; Ng=1,678; Ng—Np=0,016. Энстатит в различной степени замещен антофиллитом.

Описываемый энстатит представляет собой остатки от замещения антофиллитом гипербазитовых пород (Кулеш, Богомольная, 1973).

Гиперстен—$(Mg,Fe)_2$ $[Si_2O_6]$

Установлен в Актепе близ перевала Камчик в Кураминском хр. и в Шавассае (Чаткальский хр.), где он является породообразующим минералом габбро. Выделяется в виде зерен размером 5—10 *мм*. С периферии часто окаймляется авгитом, ∠c Ng=0, +2V=78°, Ng—Np= =0,010 (Моисеева, 1966; Воловикова, 1958).

С. Т. Бадалов (1965) отмечает наличие кристаллов гиперстена размером 0,3—0,5 *см* на месторождениях Кургашинканской группы и Катранги.

А. Мусаев (1965) описывает ромбический пироксен, близкий к гиперстену, в лерцолитах Тамды (Кызылкумы) в виде бесцветных в шлифах зерен, часто серпентинизированных, Ng — 1,674; Np — 1,661 (+)2V=72—79°.

МОНОКЛИННЫЕ ПИРОКСЕНЫ

Подгруппа диопсид-геденбергита

Минералы диопсид-геденбергитового ряда широко распространены в Чаткало-Кураминском регионе и Западном Узбекистане.

Между минералами серии диопсид-геденбергит и геденбергит-йохансенит существует непрерывная и полная смесимость. Границы между отдельными минералами в данной подгруппе определяются по содержанию Fe, Mn.

По степени железистости, вычисляемой по формуле

$$f(\text{мол. }\%) = \frac{(Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Cr + Ti)100}{Mg + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Cr + Ti},$$

выделяются следующие минералы: 0—30% — диопсид, 30—70% — салит; 70—100% — геденбергит (Добрецов и др., 1971).

Указанная градация почти совпадает с выделением отдельных минералов в этой подгруппе по содержанию ферросилита $FeSiO_3$ (мол.%). Согласно последней установке, при выделении минералов приняты следующие содержания $FeSiO_3$ в диопсиде $FeSiO_3 < 10\%$, в салите — 10—25%, в ферросалите — 25—40%, в геденбергите 40—50%, в ферро-геденбергите $> 50\%$ (Дир и др. ,1965).

При наличии в минерале марганца он в виде $MnSiO_3$ суммируется с $FeSiO_3$. К марганцовистым пироксенам относятся разности, содержащие Mn>50. Приведенная цифра обозначает количество катионов при пересчете на 6 атомов кислорода, умноженное на 1000 (Добрецов и др., 1971).

Диопсид—CaMg [Si_2O_6]

Mn-диопсид, Cr-диопсид

Диопсид слагает мелкозернистые агрегаты, состоящие из изометричных и удлиненных зерен размером до 2—3 *мм*, в среднем 0,6—1,2 *мм*. Среди массивных разностей выделяются короткопризматические кристаллы размером 1—5 *мм*. Твердость около 6, уд. вес — 3,10—3,22. Цвет светло-, серовато-и голубовато-зеленый.

В шлифах бесцветный, угасание косое, ∠c Ng 37—43°, двуосный положительный, угол +2V=56—60°, показатели преломления колеблются в сравнительно узких пределах (табл. 31).

Диопсиды содержат небольшое количество Al_2O_3 (до 3,31%) и Fe_2O_3 (до 2,38%), $FeSiO_3$ — 2,9—13,0 мол.%, железистость f — 8—28%. По содержанию марганца выделяются: обычный диопсид (0,45—0,56% MnO) и марганцовистый диопсид (3,59% MnO, или 6,5 мол.% $MnSiO_3$; табл. 32). Химические анализы пересчитаны на структурные формулы из расчета на 6 атомов кислорода. Расчеты показали хорошую сходимость с теоретической формулой.

В Узбекистане известно несколько генетических типов диопсида. Магматический диопсид как породообразующий минерал встречается в интрузивных породах — сиенитах, сиенито-диоритах, диоритах и др. (Курусай, Кансай, Северный Джангалык, Кызата, Сарычеку в Кураминском хр.). Содержание в них пироксена 10—30%. Обычно минерал появляется в краевых фациях интрузивных массивов на контакте с доломитами (Жариков, 1959). Диопсид образует вкрапленность в некоторых дайках диабазового порфирита (Петрография Узбекистана, т. I, 1964). Таблитчатые кристаллы диопсида отмечаются как породообразующий минерал в горнблендите Султануиздага (данные А. Ф. Свириденко и др.).

Диопсид — распространенный минерал магнезиальных скарнов, образует в них вкрапленность, небольшие гнезда, линзы и пластообразные залежи. В парагенезисе с диопсидом в скарнах находятся форстерит, флогопит, везувиан, шпинель, тремолит (Курусай, Джангалык, Кансай, Кургашинкан, Чокадамбулак в Кураминском хр.; Ингичке, Лянгар в Западном Узбекистане; Гава, Сюреньата, Чимган в Чаткальских горах) (Жариков, Подлесский, 1955; Жариков, 1959; Багрова,

1966; Есимов, 1968; Римская-Корсакова, 1959; Сахоненок, 1967, Исмаилов и др., 1972).

Оптические свойства и удельные

Номер обр.	Место взятия	Характеристика минерала
		I. Курамин
1—4	Западный Карамазар	Диопсид в магнезиальном скарне
—	Карамазар	Диопсид в краевой зоне магнезиальных скарнов
—	Кансай	Диопсид во флогопит-пироксен-гранатовом скарне
42051	Перевальное	Радиально-лучистые агрегаты диопсида в биметасоматических скарнах
3123	Северный Джангалык	Диопсид в магнезиальных скарнах
—	Чокадамбулак	
—		
7	Алтынтопкан	Мангандиопсид в скарнах
		II. Чаткаль-
1057	Минбулак	Темно-зеленый диопсид в известковых скарнах
1058		Таблитчатый диопсид в скарнированном известняке
		III. Западный
235	Каратюбе	Диопсид в скарне
—	Ингичке	Диопсид в межпластовых скарновых телах
—		
—		
—	Лянгар	Скопления и вкрапленность диопсида в магнезиальных скарнах
—		
—	Водораздельная часть Северо-Нуратинского хр.	Вкрапленность хромдиопсида в кимберлитоподобном пикрите
—	Султануиздаг, Ащепынтау	Диопсид из перидотита
—		Среднезернистый массивный пироксен зеленого цвета в пироксените
—	Султануиздаг, Тебинбулакский массив	Таблитчатые кристаллы пироксена в перидотите
—		То же в горнблендите
—		
—		

Диопсид входит в состав роговиков, образовавшихся за счет контактового метаморфизма крупных интрузивных массивов с песчанисты-

ми глинистыми мергелистыми разностями известняков. Состав роговиков диопсид-гроссуляр-кальцитовый, волластонит-кальцитовый. В Ку-

Таблица 31

веса диопсида и мангандиопсида

Ng	Nm	Np	Ng—Np	∠cNg	+2V	Уд. вес.	Автор
·ский хр.							
1,702	1,679	1,673	0,029	40°	56°	—	Жариков, Подлесский, 1955
							Жариков, 1959
1,701—	—	1,672—	—	38—39	—	—	
1,703	—	1,674	—	—	—	—	
1,695	1,672	1,663	0,032	38,5	59	—	
1,700	1,679	1,672	0,028	38	57	—	Болдырева, 1966
1,696	1,673	1,666	0,030	39	58	—	Жариков, 1959
1,693	—	1,663	0,030	41	—	3,24	Багрова, 1966
1,702	—	1,673	0,029	—	60	—	Есимов, 1968
1,701	1,677	1,669	0,032	41	58	—	Жариков, Власова, 1955
·ские горы							
1,692	—	1,665	0,027	38	—	—	А. Б. Баталов
1,701	—	1,673	0,028	40	60	—	
Узбекистан							
1,700	—	1,675	0,025	47	62	—	М. С. Кучукова
1,704	—	1,675	0,029	38	56	3,22	Лиценмайер, 1967
1,704	—	1,675	0,029	38	56	—	
1,706	—	1,683	0,023	39	60	—	Миловский, 1968
1,697	1,672	1,667	0,030	38	—	—	О. М. Римская-Корсакова
1,697	1,678	1,669	0,028	43	59	—	Сахоненок, 1967
1,722	1,704	1,696	0,026	—	58—64	—	Троянов, Бороздин, 1969
1,708	—	1,682	0,026	—	55	—	Свириденко и др., 1966
1,706	—	1,677	—	39—47	55—62	—	
1,702	—	1,689	—	38	47	—	
1,702	—	1,690	—	44	52	—	
1,706	—	1,694	—	45	62	—	
1,687	—	1,659	—	44	58	—	

раминском хр. (Жариков, 1959) и Западном Узбекистане (Сахоненок, 1967; Мясников, 1951; Баскин, Мясников и др., 1937; Кучукова, Ис-

Компонент	Кураминский хр.				Чаткальские		
	Чокадамбулак		Шевчуковка	Алтынтопкан	Гава		
	1 (776)	2	3	4 (7)	5 (1478)	6(2113)	7 (1435)
SiO_2	53,50	50,98	49,55	46,34	52,32	53,02	50,60
TiO_2	0,00	0,37	0,00	—	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	1,64	3,31	0,00	1,43	0,68	0,00	0,00
Fe_2O_3	0,00	1,84	1,68	0,47	1,71	1,17	2,38
FeO	3,60	3,23	1,68	1,48	4,91	0,95	7,20
MnO	0,56	0,45	0,52	3,59	0,10	0,20	0,14
MgO	17,18	14,74	18,17	14,12	16,04	18,22	14,28
CaO	28,40	24,00	26,80	26,19	21,00	23,20	23,10
Na_2O	—	—	—	Сл.	—	1,84	0,00
H_2O	—	0,55	—	1,62	—	—	0,45
CO_2	—	—	—	5 32	—	—	—
П. п. п.	—	—	2,10	—	2,40	0,60	—
Прочие	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,88	99,47	100,50	100,56	99,16	99,20	100,25
							Количество ионов
Si	1,96 } 2,00	1,90 } 2,00	1,91	1,92 } 1,99	1,98 } 2,00	1.94	1,98
Al^{IV}	0,04	0,10	—	0,07	0,02	—	—
Al^{VI}	0,03	0,05	—	—	—	—	—
Ti	—	0,01	—	—	—	—	—
Fe^{3+}	—	0,05	0,04	0,01	0,04	0,03	0,06
Fe^{2+}	0,11 } 2,00	0,10 } 2,05	0,06	0,05	0,15	0,03	0,16
Mg	0,94	0,88	1,04 } 2,15	0,88 } 2,05	0,91 } 1,96	1,00	0,80 } 1,94
Mn	0,02	0,01	0,01	0,12	0,00	—	—
Ca	0,90	0,95	1,00	0,99	0,86	0,91	0,92
Na	—	—	—	—	—	0,26	—
$CaSiO_3$	46.0	50,8	—	49,0	43,6	46,5	46,8
$MgSiO_3$	47,4	42,0	—	41,6	46,2	51,0	40,0
$FeSiO_3$	5,7	6,5	—	2,9	9,1	2,3	13,0
$MnSiO_3$	0,9	0,7	—	6,5	0,2	0,2	0,2
f	12%	15%	8%	18%	18%	6%	27%
Лаборатория	ИГиГ АН УзССР			ИГЕМ АН СССР			ИГиГ
Аналитик				М. Н. Забавникова			Т. И. Су
Автор	Есимов, 1968		З. М. Протодьяконова	Жариков, Власова, 1955		А. Б. Баталов, Исма	

Примечание. Обр. 1 (776), 2 — пластообразные тела радиально-лучистого диоп опсид в скарнах, 5(1478), 6(2113) 7(1435)— гнезда радиально-лучистого диопсида в эк торождения; 11—крупнокристаллический светло-серый диопсид в скарнах; 12 (186) — козернистый диопсид в скарнированном роговике, 114,15 — диопсид в роговике.

сида и мангандиопсида

Таблица 32

горы		Западный Узбекистан				
Сюреньата		Ингичке, Зирабулакские горы	Каратюбе			Лянгар, Нуратинские горы
8 (ч-341)	9 (ч-234)	11	12 (186)	13 (263)	14 (289)	15
51,44	50,02	53,00	52,24	54,55	50,02	51,97
0,00	0,00	0,06	—	—	—	—
1,20	1,98	0,72	3,14	1,00	0,00	1,69
0,50	0,30	0,00	0,61	0,53	3,31	0,97
3,60	3,60	3,59	1,62	2,52	6,12	6,23
0,20	0,22	0,10	0,37	—	0,42	0,15
15,64	14,82	16,87	14,20	14,92	13,50	13,85
22,00	25,00	24,53	27,60	26,22	28,60	24,80
0,23	0,25	0,29	—	—	—	0,26
—	—	—	—	—	—	0,00
5,20	4,60	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	0,26
—	—	0,77	—	—	—	—
100,01	100,79	99,39	99,78	99,74	100,17	100,18
в пересчете на 6 (O)						
2,08	2,00	1,96 } 1,99	1,93 } 2,00	2,00	1,87	1,94 } 2,00
—	—	0,03	0,07	—	—	0,06
0,06	0,10	—	0,06	0,04	—	0,01
—	—	—	—	—	0,09	—
—	—	—	0,01	—	0,19	0,02
0,12 } 1,85	0,13 } 1,95	0,11	0,05 } 1,99	0,08 } 1,96	— } 2,20	0,19 } 2,01
0,94	0,88	0,93	0,77	0,81	0,76	0,77
—	0,00	— } 2,03	0,01	—	0,01	—
0,65	0,82	0,97	1,09	1,03	1,15	1,00
0,02	0,02	0,02	—	—	—	0,02
38,4	44,6	47,5	55,5	52,1	52,0	50,2
53,1	47,9	46,4	40,0	43,3	37,4	39,0
8,0	6,9	5,5	4,0	4,6	10,0	10,4
0,5	0,5	0,5	0,5	—	0,6	0,2
14%	13%	11%	8%	11%	28%	23%
АН УзССР		МГ УзССР	ИГиГ АН УзССР		ГИН АН СССР	
конкина Е. Ф. Касьянова		Т. Т. Мухова	Е. Ф. Касьянова		В. С. Мясников	
илов, Плаксина, 1972		Лиценмайер, 1967	М. С. Кучукова		Мясников, 1951	

сида в скарнах, 3 — светло-зеленый диопсид в магнезиальных скарнах, 4 (7) — мангандиозскарнах, 8 (ч-341), 9 (ч-234) — диопсид в магнезиальном скарне железорудного месмежпластовое скарновое тело на контакте роговиков с известняком; 13 (263) — мел-

маилов и др., 1971) в них вместе с гроссуляром, а иногда и без него, диопсид образует тонкие прослои и гнезда.

Небольшие количества мангандиопсида и диопсида встречаются в скарново-рудных трубчатых залежах в Карамазаре в Алтынтопкане (Жариков, 1959).

Хромовая разновидность диопсида отмечается М. Д. Трояновым и др. (1969) как породообразующий минерал в дайке кимберлитоподобного пикрита в предводораздельной части Северо-Нуратинского хр. Хромдиопсид в виде ксеногенных вкрапленников составляет 30—60% массы породы. Минерал зеленый до изумрудно-зеленого; $Ng' = 1{,}722$; $Nm = 1{,}704$; $Np' = 1{,}696$ (+) $2V = 68—64°$. Крупные ксенокристаллы хромдиопсида включают пойкилитовые вростки овальных зерен оливина.

Салит—$(Ca, Mg, Fe)_2 [Si_2O_6]$

Mn-салит, Fe-салит, Mn-Fe-салит

Салит и его разновидности относятся к числу самых распространенных минералов из пироксенового ряда в Кураминском хр. Они встречаются во всех пунктах проявления скарновой минерализации. В значительном количестве отмечаются на скарново-редкометальных месторождениях Западного Узбекистана и Чаткальских гор.

Салит и ферросалит несколько отличаются друг от друга по внешнему виду. Салит голубовато-зеленого цвета; удельный вес его 3,32—3,34. Он слагает радиально-лучистые и мелкозернистые агрегаты. Длина призматических индивидов 2—3 *см*, а изометричных зерен десятые доли миллиметра.

Мангансалит, ферросалит и Mn-ферросалит зеленого, грязно-зеленого, табачно- и буровато-зеленого цвета. Перечисленные разности образуют крупнокристаллические агрегаты, состоящие из призм длиной до 10—15 *см*, образующих радиально-лучистые пучки. Пироксены описываемого ряда в Кураминском хр. содержат обильные газово-жидкие включения (Карпова, 1944; Сазонов, 1962). Отмечается значительное колебание показателей преломления, находящихся в прямой зависимости от содержания в минерале Fe и Mn. Угол 2V положительный и по величине довольно постоянный для всех разностей (58—63°). Более значительные колебания испытывает $\angle cNg$ — от 37 до 47° (табл. 33).

Химические анализы показали сравнительно низкое содержание в салитах TiO_2 (до 0,79%), Al_2O_3 (до 3,00%), Fe_2O_3 до 6,46%. Содержание FeO, MgO и MnO значительно колеблется при довольно постоянном количестве CaO, близком к 50% (табл. 34). В зависимости от содержания Fe и Mn выделены разновидности по вышеуказанному принципу.

Структурные формулы сходны с теоретической.

По данным спектральных анализов, салиты Кураминского хр. содержат постоянные примеси: Zn, Pb и часто Cu, Ag отражая металлогеническое своеобразие района; салиты Западного Узбекистана, кроме Zn, часто включают Be, Sn и Ge.

Образование салита связано со скарнами разного типа. Салит, частью мангансалит и ферросалит, слагают гнезда, линзы и пластообразные залежи в биметасоматических скарнах на контакте с известняками. Мощность залежей 0,5—8 *м*, протяженность до нескольких сотен метров (Джангалык, Курусай, Пьязлы, Чокадамбулак. Главная рудная зона Алтынтопкана, Ингичке, Койташ, Лянгар, Яхтон и др.). В биметасоматических скарнах салит ассоциирует с андрадит-гроссуляром, волластонитом, эпидотом, везувианом.

Марганцовистые разности салита — характерные минералы скарновых залежей инфильтрационного типа в известняках. В Кураминском хр. они образуют гнезда в скарнах и мелкие (0,2—10 *мм*) короткопризматические вростки в крупных изометричных зернах кварца и кальцита. В тесном парагенезисе с марганцовистым салитом находится андрадит, Mn-волластонит, родонит, бустамит, везувиан, кальцит и кварц. Минерал относится к ранним образованиям. Замещается андрадитом и родонитом. В связи с последующими гидротермальными процессами пироксен легко разлагается и замещается кварцем, кальцитом, стильпномеланом и рудными минералами. Рудные минералы обычно избирательно ассоциируют с пироксенами (Курусай I, Курусай II, участок I, Северная рудная зона Алтынтопкана, Центральный Кансай, Шевчуковка, Дарбаза, Джангалык и др.).

В зоне окисления пироксены разрушаются, и за их счет образуются нонтронит, гидроокислы Fe и Mn.

Геденбергит—$(Ca, Fe)_2 [Si_2 O_6]$

Mn-геденбергит

Геденбергит — характерный минерал скарново-полиметаллических месторождений Кураминского хр. и скарново-шеелитовых Западного Узбекистана. Распространен широко.

Геденбергиты по внешнему виду не отличаются от салитов. Они также слагают лучистые агрегаты, состоящие из призматических индивидов длиной 1—2 и до 20 *см*.

Кристаллы Mn-геденбергита встречаются на месторождении Лянгар (Мясников, 1951). Размер их 15—20 *см*, габитус шестоватый и толстотаблитчатый. На них развиты грани c (001), *p* (101), *a* (100), *b* (010) и *m* (110) (рис. 42).

Таблица 33

Оптические свойства салита, мангансалита, ферросалита и манганферросалита

Номер обр.	Место взятия	Характеристика минерала	Ng	Nm	Np	Ng—Np	<cNg	+2V	Автор
		I. Кураминский хр.							
5—7	Западный Карамазар	Салит в магнезиальных скарнах	1,713	1,690	1,683	0,030	43°	54°	Жариков, Подлесский, 1955
5027	Чашлы	Мелкозернистый плотный салит на контакте ксенолита известняка с гранофиром	1,710	1,691	1,680	0,030	37	58	Мирходжаев, Кахаров, 1959
5033			1,725	1,707	1,701	0,024	42	60	
212	Курусай II	Пластообразные залежи радиально-лучистого салита в биметасоматических скарнах	1,736	1,720	1,704	0,032	—	—	Моисеева, 1956, 1969
245	Курусай, Промежуточное месторождение	То же, ферросалитового состава	1,738	1,720	1,706	0,032	—	—	
252			1,740	1,728	1,702	0,038	—	—	
1179	Курусай, участок Лагерный		1,738	1,720	1,702	0,036	43	61	
1157	Чокадамбулак	Мелкозернистый салит в биметасоматических скарнах	1,723	—	1,682	0,041	—	—	Багрова, 1966
1134		То же, мангансалитового состава	1,740	—	1,702	0,038	—	—	
1071			1,743	—	1,707	0,036	—	—	
1039	Курусай II	То же, салитового состава	1,720	—	1,682	0,038	47	—	Жариков, 1959
918—1		Салит в биметасоматических скарнах	1,734	1,712	1,705	0,029	47	—	
922			1,735	1,713	1,706	0,029	47	—	

8—9	Алтынтопкан	Мангансалит в трубчатой скарново-рудной залежи
15—16		Мангансалит в трещинной скарново-рудной залежи
17—18		Гнезда и жилки мангансалита в той же залежи
4		Мангансалит в трубчатой скарновой залежи
583—1		
6		
916—1	Курусай	То же, геденбергитового состава
28769	Перевальное	Радиально-лучистые агрегаты мангансалита в скарнированной туфобрекчии
4205		
12		
42166		
42172		
13		
28974		
107		
1		Мп-геденбергит
657	Алтынтопкан, „Колокол“	Салит на контакте с родонитовым скарном
659		
866	Курусай I	Салит в трубообразной скарновой залежи
918		
928		
921		

,734	1,712	1,705	0,029	46 – 47	59	Жариков, Подлесский, 1955
,722	1,702	1,695	0,027	44 – 45	—	
,734	1,712	1,705	0,029	—	—	
,724	1,702	1,695	0,029	44	58	Жариков, Власова, 1955
,730	1,709	1,702	0,028	46	59	
,733	1,712	1,705	0,028	47	60	
,741	1,722	1,706	0,035	47	60	
,735	1,714	1,701	0,034	46	60	Болдырева, 1966
,735	1,714	1,704	0,031	—	—	
,735	1,715	1,707	0,028	46	60	
,733	1,712	1,704	0,029	—	—	
,738	1,720	1,712	0,026	—	—	
,738	1,720	1,712	0,026	47	60	
,740	1,721	1,712	0,028	47	62	
,741	1,722	1,716	0,025	47	61	
,735	1,715	1,710	0,025	46	60	Болдырева, 1964
,722	1,703	1,696	0,026	44,5	—	Жариков, 1959
,722	1,702	1,695	0,027	44,5	—	
,726	1,705	1,698	0,028	45	—	
,727	1,706	1,699	0,028	45	—	
,728	1,707	1,702	0,026	45	—	
,725	1,705	1,699	0,026	45	—	

Номер обр.	Место взятия	Характеристика минерала	Ng	Nm	Np	Ng—Np	∠cNg	+2V	Автор
869	Курусай I	Салит в трубообразной скарновой залежи	1,727	1,706	1,699	0,028	45	—	Жариков, 1959
157	Алтынтопкан	Крупнозернистый пироксеновый скарн салитового состава	1,735	1,713	1,706	0,029	47	—	
658	Алтынтопкан, „Колокол“	Салит в центральной части трубчатой скарновой залежи	1,734	1,712	1,705	0,029	47	—	
1307	Северный Алтынтопкан	Салит в трубчатой скарновой залежи	1,734	1,713	1,706	0,028	47	—	
184			1,733	1,712	1,705	0,028	47	—	
158			1,734	1,712	1,705	0,029	47	—	
1305			1,733	1,712	1,705	0,028	47,5	—	
192			1,734	1,712	1,706	0,028	47	—	
188			1,733	1,712	1,705	0,028	47	—	
931	Курусай I		1,736	1,715	1,708	0,028	47	—	
2543	Алтынтопкан	Пироксен в скарновой залежи	1,738	1,716	1,710	0,028	47	—	
28761	Перевальное	Ферросалит	1,735	1,715	1,710	0,025	46	60	Болдырева, 1966
28703			1,740	1,720	1,714	0,026	46	60	
449	Курусай I	Гнезда манганферросалита в трубчатой скарновой залежи	1,748	1,730	1,722	0,026	—	—	Моисеева, 1969
1025	Минбулак	Крупнокристаллический пироксеновый скарн на контакте с известняками	1,730	—	1,738	0,022	44	59	Баталов, 1956
		Западный Узбекистан							
—	Ингичке	Гнезда салита в контактовых скарнах	1,722	—	1,696	0,026	40	58	Лиценмайер, 1966
—		То же	1,722	—	1,696	0,026	41	60	
—	Лянгар	—	1,728	—	1,706	0,022	44	—	Сахоненок, 1967
—	Койташ	—	1,730	1,711	1,707	0,023	—	61	А. Б. Баталов, З. А. Королева

Цвет минерала темно-зеленый, буровато- и табачно-зеленый, блеск стеклянный, твердость 6, уд. вес 3,50—3,57.

Под микроскопом в шлифах Mn-геденбергит имеет бледную зеленоватую окраску со слабым плеохроизмом. Дисперсия отчетливая $\rho > V$. Четко видны двойники по (100). Показатели преломления заметно выше остальных разновидностей описываемого ряда. Значение $+2V$

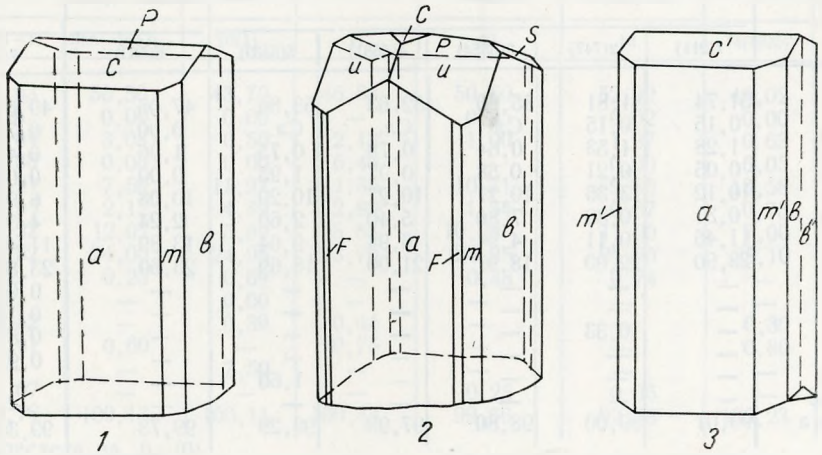


Рис. 42. Кристаллы Mn-геденбергита из Лянгара:

1 — наиболее распространенный тип; *2* — редко встречающийся; *3* — двойник пироксена по (100) (Мясников, 1951).

довольно постоянное 58—64°, в единичных случаях достигает 72° (табл. 35).

По химическому составу проанализированные разности соответствуют Mn-геденбергиту, и только один образец из Ингичке представляет собой геденбергит (Mn<50). Рассчитанные структурные формулы близки к теоретическим (табл. 36).

Геденбергиты скарново-полиметаллических месторождений и скарново-шеелитовых по химическому составу несколько различаются. Первые более магнезиальны и марганцовисты, а вторые более железисты (в скобках число проб).

Минал	*Кураминский хр.*	*Западный Узбекистан*
$CaSiO_3$	48,6 (7)	48,9 (30)
$MgSiO_3$	7,6 (7)	3,6 (30)
$FeSiO_3$	34,7 (7)	41,6 (30)
$MnSiO_3$	9,2 (7)	5,0 (30)
Железистость (%)	84	95

Химический состав салита, манганса

Компонент	Курусай					Чокадам булак	Алтын
	1(211)	2(747)	3(5554)	4(5681)	5(5539)	6(563)	7(5а)
SiO_2	51,74	51,81	55,60	52,63	53,86	47,96	49,64
TiO_2	0,15	0,15	Сл.	Сл.	Сл.	0,00	0,79
Al_2O_3	1,28	1,53	0,64	0,78	0,75	1,96	0,41
Fe_2O_3	0,05	0,21	0,58	0,97	1,95	0,00	0,00
FeO	10,12	13,36	10,27	10,27	10,20	10,08	6,90
MnO	0,31	0,30	7,80	5,40	2,60	2,24	4,33
MgO	11,46	9,11	4,94	6,94	9,64	13,89	11,49
CaO	23,90	22,00	18,97	21,00	18,69	23,60	23,80
Na_2O	—	—	—	—	—	—	0,00
K_2O	—	—	—	—	—	—	0,14
H_2O	—	0,33	—	—	—	—	0,87
CO_2	—	—	—	—	—	—	0,93
П. п. п.	—	—	—	—	1,60	—	—
Прочие	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,01	99,00	98,80	97,99	99,29	99,73	99,30
						Количество ионов в	
Si	1,97	1,99	2,16	2,04	2,09	1,85	1,96
Al^{IV}	0,03 } 2,00	0,01 } 2,00	—	—	—	0,09 } 1,94	0,02 } 1,98
Al^{VI}	0,03	0,05	0,02	0,4	0,04	—	—
Ti	—	—	—	—	—	—	—
Fe^{3+}	—	—	0,01	0,01	0,06	—	—
Fe^{2+}	0,32 } 1,99	0,45 } 1,96	0,33 } 1,65	0,35 } 1,86	0,33 } 1,77	0,32	0,24
Mg	0,65	0,53	0,28	0,40	0,56	0,80 } 2,17	0,65 } 1,99
Mn	0,01	0,01	0,26	0,18	0,08	0,07	0,15
Ca	0,98	0,92	0,75	0,88	0,70	0,90	0,95
Na	—	—	—	—	—	—	—
$CaSiO_3$	50,0	48,0	45,0	48,5	42.0	45,1	38,9
$MgSiO_3$	33,4	27,9	17,6	23,5	33,5	36,7	45,0
$FeSiO_3$	16,1	23,6	22,1	19,3	20,0	14,9	10,3
$MnSiO_3$	0,5	0,5	15,5	10,2	4,5	3,3	5,8
f	34%	46%	68%	59%	46%	33%	40%
Лаборатория	Геологическое Управление УзССР		Таджгеолуправление			ИГ и Г АН УзССР	
Аналитик	А. Р. Тюменева		—			Е. Ф. Касьянова	П. Л. Прихидько
Автор	Моисеева, 1969		Тарасов, 1967			Есимов, 1968	Жариков, 1959

Примечание. Обр. 1, 2—голубовато-зеленые радиально-лучистые агрегаты ческого табачно-зеленого салита в трубчатых скарново-рудных залежах, 6—зеленые скопления в Главной рудной зоне, 8, 9—из скарновой жилы, 10—радиально-лучис- 14— пироксен из скарнов, 15—табачно-зеленые крупнокристаллические агрегаты.

Таблица 34

лита, ферросалита и манганферросалита

хр.			Чаткальские горы	Западный Узбекистан		Чаткальские горы	Кураминский хр.
топкан		Перевальное	Минбулак	Лянгар, Нурата	Ингичке, Зирабулак	Минбулак	Шевчуковское
8(583—1)	9(А—5553)	10(1)	11	12	13	14(1025)]	15(792)
48,43	50,50	43,70	46,88	50,60	52,00	46,02	48,75
Сл.	0,00	0,00	—	0,05	0,02	0,00	—
1,84	3,08	0,50	2,12	1,00	1,37	0,63	0,00
0,88	0,00	0,00	6,46	—	0,00	6,05	0,08
6,91	7,56	11,97	11,35	10,71	9,80	13,58	15,84
8,93	2,12	4,89	2,89	1,34	0,57	0,75	4,34
5,22	12,02	5,89	5,84	10,28	11,00	7,00	7,30
23,52	24,00	24,96	23,70	24,95	24,00	25,10	22,20
сл.	0,25	0,69	—	0,48	0,74	—	—
сл.	—	0,00	—	—	—	—	—
0,52	—	0,39	0,44	—	—	0,30	—
2,41	0,60	—	0,75	—	—	0,80	—
—	—	7,50	—	—	—	—	—
1,07	—	—	—	0,25	0,03	—	—
99,76	100,13	100,11	100,43	99,66	99,56	100,23	98,51
пересчете на 6 (0)							
2,01	1,92	2,03	1,88	1,95	1,98	1,88	1,96
—	0,08 } 2,00	—	0,10 } 1,98	0,04 } 1,99	0,02 } 2,00	0,08 } 1,91	—
0,09	0,06	0,02	—	—	0,04	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,02	—	—	0,20	—	—	0,18	—
0,24 } 1,91	0,24 } 1,82	0,47 } 1,95	0,38	0,34 } 2,04	0,32	0,47	0,53
0,33	0,70	0,40	0,35 } 1,99	0,60	0,63 } 2,02	0,42 } 2,09	0,44 } 2,08
0,92	0,07	0,20	0,09	0,05	0,02	0,02	0,15
0,31	0,75	0,80	0,97	1,03	0,95	1,00	0,96
—	—	0,06	—	0,02	0,06	—	—
52,0	49,1	43,8	51,0	51,4	50,6	50,6	46,4
17,3	34,8	21,5	18,7	29,6	32,5	20,8	21,1
13,8	12,3	24,5	25,0	16,5	16,0	27,4	25,7
16,9	3,8	10,2	5,3	2,5	0,9	1,2	6,8
64%	31%	62%	66%	40%	34%	61%	61%
ИГЕМ АН СССР	ИГ и Г АН УзССР	ЛГУ	ИГ и Г АН УзССР	ГИН АН СССР	Главгеол УзССР	ИГ и Г АН УзССР	
А.И. Разживин		В. Е. Потоцкая	Е.Ф. Касьянова	В. С. Мясников	Т. Т. Мухова	Е. Ф. Касьянова	
Жариков Власова, 1955	Исмаилов Плаксина, 1972	Болдырева, 1966	А. Б. Баталов	Мясников, 1951	Лиценмайер, 1966	А. Б. Баталов	З. М. Протодьяконова

салита в биметасоматических известковых скарнах, 3, 4, 5—гнезда крупнокристаллирадиально-лучистые агрегаты в биметасоматических скарнах, 7—мономинеральные тые агрегаты из скарнированных туфобрекчий, 11— гнезда в экзоскарнах, 12, 13,—

Таблица 35

Оптические свойства геденбергита и мангангеденбергита

Номер обр..	Место взятия	Характеристика минерала	Ng	Nm	Np	Ng—Np	<cNg	+2V	Автор
—	Туранглы	Мангеденбергит в скарновой залежи	1,750	1,733	1,727	0,023	49—50°	58°	Карпова, 1944
916	Курусай I	Гнездо мангангеденбергита в трубчатой скарновой залежи	1,741	1,730	1,726	0,015	46	—	Жариков, 1959
931—1			1,740	1,723	1,716	0,024	47	—	
709			1,741	1,724	1,717	0,024	47	—	
28			1,741	1,723	1,716	0,025	47	—	Жариков, Подлесский, 1955
532			1.750	1,736	1,730	0,020	—	62	Моисеева, 1956, 1969
106	Перевальное	Гнездо мангангеденбергита в оруденелых скарнах	1,740	1,722	1,714	0.026	47	64	Болдырева, 1966
107			1,741	1,722	1,716	0,025	47	61	
—	Наследовское	Геденбергит в скарнированных туфо-конгломератах	1,757	—	1,725	0,032	47	—	Багрова, 1966
—	Ляшгар (Нуратинский хр.)	Скарново-редкометальные залежи	1,761	1,736	1,727	0,034	44—46	62	Мясников, 1951
—			1,762	1,736	1,727	0,035	43 44	62	
—	Ингичке (Зирабулакские горы)		1,751	—	1,729	—	—	—	З. А. Королева
—			1,766	1,743	1,733	0,033	44	62	Абдуллаев, 1947
			1,752	1,743	1,734	0,018	48	62	Миловский, 1963
—			1,758	1,749	1,736	0,022	46	62	
—			1,752	1,738	1,736	0,016	48	60	
—			1,752	—	1,732	0,020	—	62	
—			1,751	1,737	1,732	0,019	46	60	З. А. Королева
—			1,751	1,737	—	—	—	—	
—		Гнезда крупнокристаллического геденбергита в контактовых скарнах	1,751	1,737	1,725	0,026	49	72	Лиценмайер, 1967
			1,754	1,737	1,729	0,025	49	68	
—		Мелкозернистый геденбергит в секущих скарновых жилах	1,751	—	1,729	0,022	47	62	

В Кураминском хр. геденбергиты — характерные минералы трубчатых и жилообразных скарново-рудных залежей в известняках (Курусай, Кансай, Алтынтопкан), где они вместе с Mn-салитом и Mn-ферросалитом слагают гнезда в залежах и вкрапленность в крупных изометричных зернах кальцита и кварца. Mn-геденбергит постепенно переходит в Mn-ферросалит, который в свою очередь в Mn-салит и Mn-диопсид. Геденбергиты замещаются андрадитом и родонитом, а при наложении рудного процесса по нему развиваются стильпномелан, кварц, кальцит и сульфиды.

В Западном Узбекистане Mn-геденбергиты слагают пластообразные тела, гнезда, вкрапленности и скопления в скарново-шеелитовых залежах. Геденбергит цементируется гранатом и замещается актинолитом, биотитом, хлоритом, кварцем, кальцитом, ассоциирует с другими пироксенами, волластонитом, везувианом и др.

Проведенные параллельно с химическими рентгеноструктурные исследования пироксенов диопсид-геденбергитового ряда из некоторых скарново-рудных месторождений Узбекистана показали положительную линейную зависимость между содержанием в них FeO и MnO и обратную между Al_2O_3 и щелочами, с параметрами кристаллической решетки (a, b, c) (Исмаилов, Плаксина, 1972).

Пироксены диопсид-геденбергитового ряда	a (Å)	b (Å)	c (Å)	β (Å)	V (Å^3)
И-3975	9,850	9,028	5,254	104°46	451,1
К-5358	9,824	9,003	5,268	104°40	449,5
И-8870	9,510	9,013	5,521	104°42	450,1
И-3891	9,827	9,022	5,238	104°50	449,0
Л-2981	9,820	9,012	5,248	104°40	449,3
И-3971	9,830	9,032	5,242	104°41	450,2
Ях-5889	9,854	9,012	5,264	105°15	450,2
И-4013	9,840	9,032	5,236	104°32	449,9
И-3950	9,855	9,022	5,248	105°09	450,3
А-5553	9,793	8,911	5,251	105°25	441,7
Ч-341	9,734	8,821	2,254	105°32	439,6
Ч-234	9,734	8,931	5,254	105°29	439,0

Примечание. Параметры решетки пироксенов измерены в лаборатории Института геохимии и физики минералов АН УССР старшим научным сотрудником А. Л. Литвиным методом монокристалла. Погрешность определения для разных кристаллографических осей равна: $a = \pm 0{,}003 - \pm 0{,}010$; $b = \pm 0{,}004$; $c = \pm 0{,}001 - \pm 0{,}002$.

Минералы диопсид-геденбергитовой подгруппы из большинства скарново-полиметаллических месторождений Кураминского хр. в качестве примесей содержат Sr (100—400 *г/т*) и Ba (70—400 *г/т*) (Бадалов, Рабинович, 1970). Отмечается различное распределение некоторых при-

Химический состав геденбергита

Компонент	Кураминский хр.					
	Курусай			Перевальное	Джангалык	
	обр. 1(478)	2(500)	3(916-1)	4(1)	5	6
SiO_2	49,77	48,48	44,76	46,35	47,00	50,28
TiO_2	—	0,02	сл	0,00	сл	0,03
Al_2O_3	0,29	0,51	1,70	0,00	1,33	2,95
Fe_2O_3	0,56	0,21	сл	6,44	3,00	—
FeO	18,10	19,81	19,27	15,14	20,64	21,50
MnO	5,72	6,58	6,22	6,99	4,03	2,56
MgO	3,66	3,36	3,25	2,75	1,20	1,41
CaO	20,75	20,32	22,20	22,33	20,51	24,23
Na_2O	—	—	0,14	—	—	—
K_2O	—	—	—	—	—	—
H_2O	—	—	0,17	—	0,16	0,38
CO_2	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—
Прочие	—	—	—	—	—	—
Сумма	98,85	99,29	98,71	100,00	97,94	100,35
					Количество ионов	
Si	2,00	1,98 } 2,00	1,90 } 1,98	1,90	1,95 } 2,00	1,96 } 2,00
Al^{IV}	—	0,02	0,08	—	0,05	0,04
Al^{VI}	0,01	—	—	—	0,01	0,09
Fe^{3+}	0,02	—	—	0,19	0,09	—
Fe^{2+}	0,63	0,68	0,68	0,52	0,71	0,71
Mn	0,23 } 1,98	0,20 } 2,00	0,20 } 2,08	0,16 } 2,11	0,14 } 1,96	0,08 } 1,97
Mg	0,19	0,23	0,22	0,24	0,07	0,08
Ca	0,90	0,89	0,98	0,99	0,94	1,01
$CaSiO_3$	46,9	44,3	47,7	48,4	48,9	53,3
$MgSiO_3$	11,2	10,2	9,8	8,6	3,9	4,3
$FeSiO_3$	32,0	34,0	32,6	31,0	39,4	37,0
$MnSiO_3$	9,9	11,5	10,6	12,0	7,8	5,4
f (%)	70	81	81	85	92	90
Лаборатория	МГ УзССР	Средазцветметразведка	—	Средазцветметразведка	—	—
Аналитик	А. Р. Тюменева	Т. Т. Мухова	—	Т. Т. Мухова	—	—
Автор	Моисеева, 1969		Вольфсон, 1951	М. Р. Еникеев	Добрецов и др., 1971 (по Морковкиной)	

Таблица 36

и мангангеденбергита

	Зирабулакские горы						
	Ингичке						
7	8(И-4013)	9(И-3950)	10(И-3971)	11(И-3870)	12(3975)	13(И-3891)	14
47,19	48,03	48,28	47,02	46,98	44,76	48,24	47,16
0,01	0,00	0.00	0,00	0,00	Сл.	0,00	Сл
1,33	0.00	1,84	0,00	0,00	3,79	0,00	1,08
—	0.43	0,43	0,00	0,00	0,00	0,83	2,35
21,98	22,68	22,32	23,12	24,48	25,56	23,76	21,63
4,10	4,70	3,24	6,02	2,80	1,01	2,66	3,42
1,65	0,76	2,10	1,38	1,36	2,32	1,26	1,20
23,17	23,20	21,60	22,20	23,90	22,20	22,80	20,20
—	0,15	0,26	0,15	0,16	0,25	0,19	0,00
—	0,03	—	0,02	0,03	—	0,05	0,07
0,82	—	—	—	—	—	—	—
0,18	—	—	—	—	—	—	2,50
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
100,41	100,03	100,07	99,91	99,71	99,89	99,79	99,61

в пересчете на 6 (0)

1,94	2,00	1,99	1,96	2,00	1,97	1,95	1,84	2,00	1,99	2,02
0.06		—	0,04		—	—	0,16		—	—
0,01		—	0,04		—	—	0,02		—	0,05
—		0,01	—		—	—	—		0,02	0,07
0,76	2,03	0,78	0,75	1,96	0,80	0,85	0,88	2,05	0,82	0,78
0,14		0,16	0,11		0,20	0,10	0,03		0,10	0,12
0,10		0,04	0,12		0,08	0,09	0,14		0,07	0,08
1,02		1,02	0,94		0,98	1,06	0,98		1,00	0,79
51,1		50,8	41,2		48,2	51,2	48,6		49,6	40,6
5,0		2,2	6,4		3,4	3,5	7,1		4,0	4,0
36,7		39,0	38,0		38,0	40,8	43,2		40,6	42,3
7,2		8,0	5,7		9,6	4,5	1,1		5,8	6,3
90		95	87		92	91	86		92	92
—	ИГиГ АН УзССР									Т. И. Суконкина Кучукова, Исмаилов и др., 1971
—	Е. Ф. Касьянова									
	Исмаилов, Плаксина, 1972									

Компонент	Зирабулакские горы					
	Ингичке					
	15 (16576)	16 (2501)	17	18	19	20
SiO_2	50,30	51,73	47,10	48,00	47,90	46,72
TiO_2	0,19	0,12	0,06	0,05	0,00	—
Al_2O_3	0,00	0,78	1,80	0,12	0,18	0,19
Fe_2O_3	—	0,39	0,00	0,00	0,00	8,15
FeO	23,76	22,53	24,42	24,00	25,25	18,37
MnO	2,01	2,32	2,58	4,25	2,56	3,20
MgO	1,32	0,76	0,50	0,43	0,14	0,68
CaO	21,60	19,76	22,58	22,20	22,40	20,10
Na_2O	0,34	0,33	0,34	0,07	0,00	—
K_2O	0,31	0,10	—	—	0,00	—
H_2O	—	0,35	—	—	—	0,54
CO_2	—	1,20	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—
Прочие	—	—	0,38	0,38	0,22	1,56
Сумма	99,83	100,37	99,76	99,52	99,25	99,51
					Количество ионов	
Si	2,04	2,10	1,92 } 2,00	2,00	1,99	1,95
Al^{IV}	—	—	0,08	—	—	—
Al^{VI}	—	0,01	—	—	—	—
Fe^{+3}	—	—	—	—	—	0,27
Fe^{+2}	0,80	0,80	0,85	0,83	0,90	0,64
Mn	0,08 } 1,90	0,08 } 1,76	0,09 } 1,96	0,15 } 2,00	0,09 } 2,00	0,11 } 1,96
Mg	0,08	0,05	0,03	0,02	0,01	0,04
Ca	0,94	0,82	0,99	1,00	1,00	0,90
$CaSiO_3$	49,0	47,6	50,5	50,0	49,8	49,5
$MgSiO_3$	4,0	2,8	1,5	1,3	0,5	2,2
$FeSiO_3$	42,7	45,0	42,6	41,2	45,1	42,3
$MnSiO_3$	4,3	4,6	4,8	7,5	4,6	6,0
f (%)	92	91	96	97	99	95
Лаборатория	ИГиГАН УзССР	ИГЕМ АН СССР	—	МГ УзССР		ИГиГ АН УзССР
Аналитик	Т. И. Суконкина	Ломейко	О. П. Бояршинова	Т. Т. Мухова		П. Л. Прихидько
Автор	Кучукова, Исмаилов и др., 1971	Власова, 1958	Лиценмайер, 1967			Абдуллаев, 1947

		Нуратинские горы					
		Лянгар					
21	22	23	24	25(Л-2981)	26	27	28
47,19	49,06	48,76	47,83	48,05	46,68	48,26	46,00
0,01	—	0,18	—	0,15	—	Сл.	—
1,33	1,48	0,64	0,68	3,32	0,14	0,12	2,82
—	0,61	0,40	0,96	0,60	3,62	0,35	5,84
21,98	21,52	21,84	21,74	23,76	20,72	20,61	16,63
4,10	4,08	4,61	6,39	1,01	4,74	6,05	4,36
1,68	1,32	0,53	0,02	1,47	0,72	0,79	0,22
23,17	21,93	23,29	22,23	21,20	22,80	21,46	22,20
—	—	0,13	—	0,34	0,38	0,16	0,10
—	—	0,00	—	0,00		0,20	
—	—	—	0,30	—	—	0,18	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,71	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
99,37	100,00	100,38	100,15	99,90	99,80	100,18	98,17
в пересчете на 6 (0)							
1,94	1,98	1,99	1,98	1,80	1,94	1,98	1,90
0,06 } 2,00	0,02 } 2,00	0,01 } 2,00	0,02 } 2,00	0,16 } 1,96	0,06 } 2,00	—	0,10 } 2,00
—	0,04	0,01	0,01	—	—	—	0,03
—	0,02	0,02	0,02	0,01	0,11	0,06	0,18
0,77	0,73	0,73	0,75	0,81	0,72	0,72	0,58
0,14 } 2,03	0,14 } 1,96	0,16 } 1,97	0,22 } 1,98	0,03 } 1,95	0,17 } 2,05	0,21 } 1,99	0,15 } 1,94
0,10	0,07	0,03	—	0,09	0,04	0,05	0,01
1,02	0,96	1,02	0,98	0,91	1,01	0,95	0,99
49,5	49,0	52,4	49,3	49,2	50,8	49,0	53,0
5,1	4,0	1,6	—	4,6	2,2	2,5	0,8
37,7	40,0	37,9	38,5	43,8	38,5	37,8	37,2
7,1	7,0	8,1	11,3	1,8	8,5	10,7	8,0
90	74	96	100	90	96	95	98
	—	—	ГИН АН СССР	ИГиГ АН УзССР	ИГ УзФАН СССР	ГИН АН СССР	ИГ УзФАН СССР
	—	—	В. С. Мясников	Е. Ф. Касьянова	—	В. С. Мясников	—
З. А. Королева	Миловский, 1963	Копылов, 1966	Мясников, 1951	Исмаилов, Плаксина, 1972	Нечелюстов, 1941	Мясников, 1951	Нечелюстов, 1941

Компонент	Нуратинские горы			
	Койташ			
	29 (К-5358)	30	31 (198)	32 (218)
SiO_2	45,60	49,51	46,62	46,06
TiO_2	Сл.	0,10	0,08	0,07
Al_2O_3	3,42	3,21	—	—
Fe_2O_3	0,30	0,29	2,04	1,23
FeO	24,84	24,45	25,58	26,56
MnO	0,78	0,08	1,40	1,81
MgO	1,52	0,67	2,28	1 30
CaO	23,00	21,70	21,40	22,40
Na_2O	0,26	—	—	—
K_2O	0,00	0,00	—	—
H_2O	—	—	0,30	—
CO_2	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—
Прочие	—	—	—	—
Сумма	99,72	100,01	99,70	99,43
				Количество ионов
Si	1,88 } 2,00	1,98 } 2,00	1,95	1,93
Al^{IV}	0,12	0,02	—	—
Al^{VI}	0,04 } 2,02	0,20 } 2,02	—	—
Fe^{3+}	—	0,01	0,06 } 2,02	0,04 } 2,11
Fe^{2+}	0,85	0,82	0,90	0,93
Mn	0,02	0,00	—	0,06
Mg	0,10	0,04	0,14	0,08
Ca	1,01	0,95	0,97	1,00
$CaSiO_3$	50,6	52,0	47,2	47,9
$MgSiO_3$	4,7	2,1	7,1	3,9
$FeSiO_3$	43,0	45,8	45,5	45,2
$MnSiO_3$	1,4	0,1	0,2	3,0
f (%)	90	95	87	93
Лаборатория	ИГиГ АН УЗССР			
Аналитик	Е. Ф. Касьянова	П. Л. Прихидько		Е. Ф. Касьянова
Автор	Исмаилов, Плаксина, 1972	А. Б. Баталов, З. А. Королева	Кучукова, Исмаилов и др., 1971	

Чаштепе			Яхтон	Каратюбе
33 (197)	34 (30)	35	36 (5889)	37
50,62	47,30	47,22	53,20	50,30
—	—	—	0,00	—
—	—	—	1,97	1,30
0,89	4,17	1,24	0,60	1,64
23,10	22,96	26,54	22,68	21,90
0,68	1,05	1,00	1,23	2,00
2,39	0,82	1,69	1,51	1,27
22,30	22,90	21,57	18,80	21,60
—	—	—	0,23	0,44
—	—	—	0,00	
—	—	—	—	—
—	—	—	—	—
—	—	—	—	—
—	—	—	—	—
99,98	99,20	99,26	100,22	100,01
в пересчете на 6 (0)				
2,03	1,97	1,96	2,08	2,02
—	—	—	—	—
—	—	—	0,08	0,06
0,02	0,12	0,04	0,02	0,04
0,77	0,79	0,92	0,75	0,73
0,02 1,91	0,03 1,99	0,03 2,06	0,04 1,77	0,07 1,90
0,14	0,05	0,10	0,09	0,07
0,96	1,00	0,97	0,79	0,93
50,4	50,8	47,0	48,2	50,3
7,3	3,0	5,2	5,2	5,0
41,0	44,2	46,0	44,9	40,2
1,2	2,0	1,8	1,7	4,5
85	95	92	90	86
ИГиГ АН УзССР				
П. Л. Прихидько			Е. Ф. Касьянова	П. Л. Прихидько
Абдуллаев, Мацокина, 1952			Кучукова. Исмаилов и др. 1971	Поярков, 1942

месей в пироксенах биметасоматических и инфильтрационных скарнов В первых постоянно присутствуют V (50—500 *г/т*), Cr (50), Zr (50—500), Ga (10), а во вторых — Sn (50) (Нечелюстов и др., 1966). В пироксенах из скарново-шеелитовых месторождений содержится примесь (*г/т*): Ge — 4,87—14, Ga — 5,6, Zn — 0,01—0,20 (Лиценмайер, 1967; Кучукова, Исмаилов и др., 1971).

В пироксенах Алмалыка установлен B (12 *г/т*) (Бадалов, Рабинович и др., 1972), Западного Узбекистана и Чаткало-Кураминского региона — кроме того Be (5—130 *г/т*) (Лиценмайер, 1967; Нечелюстов, и др., 1966).

Подгруппа йохансенита

Йохансенит—Ca (Mn, Fe^{2+}) [Si_2O_6]

Ферройохансенит

Йохансенит и ферройохансенит известны в Алтынтопканском рудном поле на скарново-полиметаллическом месторождении Северной рудной зоны, где он встречается в больших количествах, и в Главной рудной зоне — в незначительных. Минералы изучены Л. В. Сквалецкой (1958), В. А. Жариковым, Д. К. Власовой (1955), М. Р. Еникеевым, В. К. Мельниченко.

Минералы по внешнему виду неразличимы. Они представлены длиннопризматическими агрегатами радиально-лучистого строения, длина призм 15—20 *см*. Цвет зеленый, темно-коричневый и почти черный. Твердость 5, уд. вес 3,498 (черный) и 3,33 (зеленый). В шлифах йохансениты светло-зеленовато-бурого цвета. Четко видна спайность, пересекающаяся под углом, близким к прямому, (+)2V=59°, угасание косое, ∠cNg=43—48°, причем темноокрашенные разности имеют больший угол погасания и более высокие показатели преломления. Отмечены простые двойники.

Номер обр.	*Характеристика минерала*	*Ng*	*Nm*	*Np*	*Ng—Np*	*∠cNg*	*+2V*
11	Зеленый крупнокристаллический в трубчатой скарновой залежи	1,712	—	1,680	0,032	43°	—
*	То же, черный	1,728	—	1,702	0,026	48	—
1305	Гнезда в трубчатой скарновой залежи	1,730	1,709	1,702	0,028	46	59°

Примечание. Обр. 11, *, 1305 ферройохансенит из Северной рудной зоны Алтынтопкана (Сквалецкая, 1958; Жариков, Власова, 1955)

Таблица 37

Химический состав йохансенита и ферройохансенита (вес. %)

Компонент	Ферройохансенит				Йохансенит
	Алтынтопкан, Главная рудная зона	Алтынтопкан, Северная рудная зона			
	обр. 771	обр. 11	обр. 507	обр. 1305	обр. 1383
SiO_2	47,64	46,98	46,40	47,44	43,96
TiO_2	0,25	—	—	—	—
Al_2O_3	1,10	—	—	0,98	6,25
Fe_2O_3	0,99	4,23	4,29	0,82	1,19
FeO	10,24	8,28	9,26	11,80	—
MnO	11,08	14,36	13,98	9,65	25,57
MgO	3,91	4,14	3,23	4,80	5,34
CaO	22,86	21,70	22,50	21,36	15,60
Na_2O	2,26	—	—	0,25	—
K_2O	0,25	—	—	0,13	—
H_2O	0,65	—	—	0,88	—
CO_2	0,61	—	—	1,13	2,09
Сумма	99,84	99,69	99,66	99,24	100,00
Количество ионов в пересчете на 6(O)					
Si	1,97 } 2,00	1,92	1,91	1,97 } 2,00	1,84 } 2,00
Al	0,03	—	—	0,03	0,16
Al	0,02	—	—	0,01	0,15
Ti	—	—	—	—	—
Fe^{3+}	0,03	0,13	0,13	0,02	0,05
Fe^{2+}	0,36 } 1,95	0,28	0,32	0,41 } 1,99	— } 2,01
Mn	0,32	0,50 } 1,06	0,48 } 1,13	0,35	0,90
Mg	0,24	0,25	0,20	0,30	0,33
Ca	0,98	0,95	1,00	0,88	0,58
Na	—	—	—	0,02	—
$CaSiO_3$	52,2	46,2	48,1	46,2	33,1
$FeSiO_3$	18,9	17,2	19,0	21,5	—
$MnSiO_3$	16,6	24,3	23,5	17,2	48,3
$MgSiO_3$	12,3	12,3	9,4	15,1	18,6
Лаборатория	Институт геологии и геофизики АНУзССР			ИГЕМ АН СССР	ИГ АН УзССР
Аналитик	П. Л. Прихидько			А. А. Разбианская	П. Л. Прихидько
Автор	Жариков, 1959 (по В. К. Мельниченко)	Сквалецкая, 1958		Жариков, Власова, 1955	Сквалецкая, 1958

Из всех проанализированных минералов один относится к йохансениту (обр. 1383), а остальные к ферройохансениту, очень близкому по составу к манганферросалиту, отличается от него повышенным содержанием Mn (табл. 37). Спектральным анализом в йохансените обнаружена примесь Zn, Pb, Cu, Ag, Sn, редко Ni и Sb.

Йохансенит и ферройохансенит встречаются в Алтынтопкане в известковых скарнах в виде гнезд и крупных блоков в трубчатых телах в ассоциации с другими марганцовистыми скарновыми минералами — родонитом, бустамитом, Mn-волластонитом.

Йохансенит и его разновидность относятся к ранним минералам, замещаемым в различной степени родонитом, андрадитом, актинолитом, а в последующие стадии по ним развиваются кварц и кальцит в ассоциации с рудными минералами.

В зоне окисления марганцовистые пироксены разлагаются, и за счет них образуются нонтронит, гидроокислы марганца и гизингерит.

Джефферсонит—Ca(Mg, Mn, Fe, Zn) [Si_2O_6]

Джефферсонит относится к числу редких минералов. Он установлен М. Р. Еникеевым (1958) в скарново-полиметаллических трубчатых телах Алтынтопкана и М. И. Моисеевой в жилообразных скарновых телах Курусая II.

Минерал выделяется в виде мелких короткопризматических кристалликов и радиально-лучистых агрегатов. Цвет зеленовато-серый, темно-коричневый, черно-зеленый, иногда почти черный. Удельный вес 3,48 (Курусай).

В прозрачных шлифах слабо окрашен в зеленовато-коричневый цвет. Четко видна спайность в двух направлениях почти под прямым углом. Оптические свойства джефферсонита из Курусая следующие: Ng = 1,738; Nm = 1,730; Np = 1,716; Ng—Np = 0,022; ∠cNg = 48°; +2V = 70°.

Химическим анализом в минерале из Алтынтопкана установлено наличие ZnO (2,30%) и CuO (0,15%). Спектральным анализом в минерале из обоих месторождений обнаружена примесь Ag (0,00—0,n%), Pb (0,n%), а из Курусая, кроме того, Be (0,00n%).

Джефферсонит приурочен к трубчатым скарново-полиметаллическим телам, в которых образует гнезда радиально-лучистого строения и короткостолбчатые вростки в крупных зернах кварца и кальцита.

Джефферсонит интересен в генетическом отношении. Наличие в нем Zn и постоянных примесей Cu, Pb и Ag является показателем генетического родства между скарновой минерализацией и наложенной на нее рудной.

Подгруппа авгита

Авгит—$(Ca, Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti, Al)_2$ $[Si,Al)_2O_6]$

Диопсид-авгит, салит-авгит, Ti-авгит

Авгит — широко распространенный минерал. В генетическом отношении выявлено два типа авгита: в магматических породах и в магнезиальных скарнах. Характеристика их дается раздельно.

Авгит — характерный породообразующий минерал магматических пород Узбекистана среднего, основного и щелочного состава. Он упоминается в многочисленных петрографических работах.

В полнокристаллических разностях авгит выделяется в виде зерен размером 3—4 *мм* неправильной и призматической формы темно-зеленого цвета. В порфиритах авгит образует вкрапленники призматической формы размером 1—3 *мм*, а в основной массе — мелкозернистые агрегаты зерен изометричной формы, выполняющих промежутки между лейстами плагиоклаза.

Оптические свойства породообразующего авгита изучены слабо. Имеется лишь несколько определений показателей преломления и значений угла 2V, обычно же приводится лишь значение двупреломления и угол погасания — $\angle cNg$ (табл. 38).

Химический состав авгита (вес. %) охарактеризован всего двумя анализами: пироксен из пластообразной залежи шонкинита Бричмуллы: SiO_2 — 48,29; TiO_2 — 0,70; Al_2O_3 — 5,43; Fe_2O_3 — 3,30; FeO — 5,31; MnO — 0,20; MgO — 11,62; CaO — 19,23; Na_2O — 0,80; K_2O — 0,71; H_2O — 0,09; CO_2 — 0,20; сумма 96,09% (Мушкин, Колесник, 1968); ферроавгит из пироксенитов Султануиздага: SiO_2 — 38,32; TiO_2 — 2,25; Al_2O_3 — 11,01; Fe_2O_3 — 12,58; FeO — 7,41; MnO — 0,14; MgO — 11,88; CaO — 13,60; Na_2O — 1,55; H_2O — 1,12; сумма 99,86% (Петрография Узбекистана, кн. 2, 1965, по А. Ф. Свириденко).

Спектральным анализом в авгите из порфирита Курусая и габбро Актепе выявлено наличие примесей Cu, Cr, V, Co, Ni, а иногда Ag, Zn, Pb, Sb, Mn. В авгите из основных пород (Кульджуктау, Султануиздаг и др.) отмечается постоянная примесь Cu (0,00n%), Cr (0,05—0,004%), Co (0,001—0,005%), Ni (0,004—0,009%) (Кромская, Баранов, 1969; Хамрабаев, 1969). Обычно по авгиту развивается комплекс вторичных минералов — актинолит, серпентин, хлорит, кальцит и эпидот.

Пироксены диопсид-авгитового и салит-авгитового состава содержатся в магнезиальных скарнах — 25—75 и 90%. Они слагают мелкозернистые агрегаты (0,01—0,60 *мм*), среди которых местами встречаются хорошо образованные кристаллы размером 0,6—5 *мм* короткостолбчатого габитуса (Кураминский хр.).

Таблица 38

Оптические свойства авгита, диопсид-авгита и салит-авгита

Номер обр.	Место взятия образца	Характеристика минерала	Ng	Nm	Np	Ng−Np	< c Ng	+ 2V	Дисперсия	Автор
			Кураминский хр.							
3221	Кансай	Диопсид - авгит в магнезиальном скарне	1,703	1,680	1,673	0,030	40°	56°	$\rho > V = 10°$ $2Vp = 61$ $2Vv = 51$	Жариков, 1959
3222=1			1,703	1,679	1,674	0,029	39—40	56	$\rho > V = 9$ $2Vp = 61$ $2Vv = 52$	
3226			1,701	1,678	1,672	0,029	39	55	$\rho > V = 9$ $2Vp = 61$ $2Vv = 52$	
3251		Салит-авгит в магнезиальном скарне	1,713	1,690	1,683	0,030	44	54	$\rho > V = 10$ $2Vp = 60$ $2Vv = 50$	
3129	Северный Джангалык		1,713	1,690	1,684	0,029	43—44	52	$\rho > V = 10$ $2Vp = 59$ $2Vv = 49$	
—	Западный Карамазар	Диопсид - авгит в эндоконтактовой зоне магнезиальных скарнов	1,702	1,679	1,672	0,030	47	52		
687	Курусай I	Реликты вкрапленников магматического зонального авгита в эндоскарнах по порфириту	1,710	1,696	1,685	0,025	51	61		Моисеева, 1969
—	Алмалык	Вкрапленники авгита в дайках лампрофиров	1,710	1,692	1,686	0,024	50	55—61		Айзенштат, 1967
			Чаткальский хр.							
—	Бассейн р. Гавы	Породообразующий авгит из габбро-сиенитов	1,726	—	1,669	0,027	50	60		Лисицына, 1960
—	Бричмулла	Авгит в шонкините	1,718	1,710	1,686	0,032		60		Мушкин, Колесник, 1968
—			1,772	1,714	1,689	0,033		67		

Минерал светло-зеленого, от серовато- до темно-зеленого цвета. Удельный вес 3,22 (Туранглы). В шлифах бесцветный. Характерна сильная дисперсия угла оптических осей, в связи с чем в разрезах, перпендикулярных плоскости оптических осей, пироксен вместо угасания приобретает аномальную фиолетовую или желто-зеленую интерференционную окраску. Дисперсия $\rho > V$. Разница в величинах угла оптических осей для красного и синего света достигает 9—10° (Жариков, 1959).

Магнезиальные скарны пироксенового состава в Кураминском хребте слагают неправильные линзы, гнезда, залежи, приуроченные к контактам доломитов с крупными интрузивными массивами сиенито-диоритового и сиенитового состава. По данным В. А. Жарикова, пироксен салит-авгитового состава приурочен к внутренним участкам, граничащим с эндоконтактовыми зонами интрузий, а диопсид-авгитового — к внешним зонам магнезиальных скарнов, слагая серпентин-пироксеновые разности.

В парагенезисе с диопсид- и салит-авгитом ассоциируют доломит, кальцит, магнетит, шпинель, везувиан, форстерит, флогопит, монтичеллит, брусит.

Титанавгит отмечен в Узбекистане в двух пунктах в связи с выходами основных пород: в Северном Нуратау и Кульджуктау. В первом титанавгит представляет собой породообразующий минерал пикритовых порфиритов (Гамалеев, Хамрабаев и др., 1967; Троянов, Бороздин, 1969), а во втором главный породообразующий минерал габбро (Кромская, 1966).

Минерал выделяется в виде короткостолбчатых и овальных зерен размером 0,1—1 *мм*, светло-коричневого (Северный Нуратау) и сиреневато-коричневого цвета слабой интенсивности (Кульджуктау). Для минерала из Кульджуктау характерен плеохроизм в сиреневых тонах. Оптические константы минерала приводятся ниже (Троянов, Бороздин, 1969, Кромская, 1966).

Порода	*Место взятия обр.*	*Ng*	*Np*	*Ng—Np*	*+2V*	*∠cNg*
Пикритовый порфирит	Северный Нуратау	1,735	1,705	0,030	58—64°	—
		1,728	1,700	0,028	54—60	—
Титанавгитовое габбро	Кульджуктау, Бельтауский массив	1,712	1,687	0,025	58	48—50°

Химический состав маложелезистой разности титанавгита следующий (вес. %): SiO_2 — 44,35; TiO_2 — 1,79; Al_2O_3 — 8,21; Fe_2O_3 — 1,53; FeO — 1,87; MnO — сл.; MgO — 14,60; CaO — 26,80; Na_2O — 0,10; K_2O — 0,18; H_2O — 0,60; сумма — 99,98 (аналитик Т. Т. Мухова, автор Кромская, 1966).

Титанавгит при последующих процессах замещается авгитом и сопровождается новообразованием сфена в качестве сброшенного продукта.

Фассаит—Ca (Mg,Fe^{3+} , Al) [(Si, Al)$_2$O$_6$]

Фассаит установлен в четырех пунктах: в Шабрезе в Чаткальском хр., Накпае, Туранглы и Мышикколе в Кураминском хр. (Еникеев, 1951; Исмаилов, 1958; Винниченко, 1945; Королев, Королева, 1966). Ука-

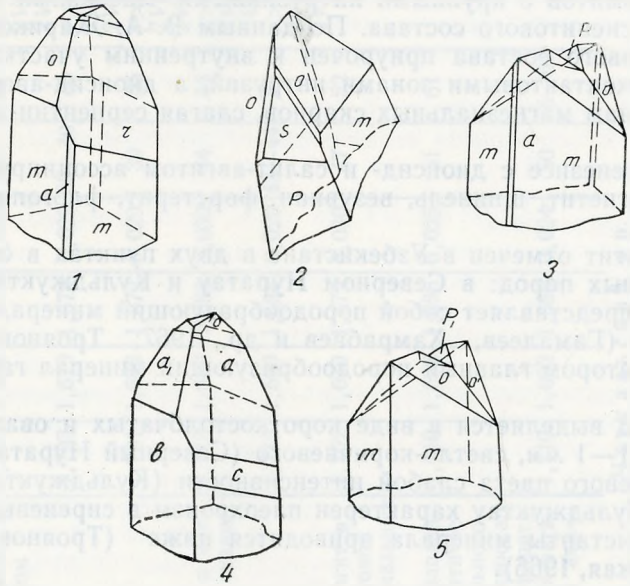


Рис. 43. Облик кристаллов фассаита:

1, 2 – из Шабреза; *3* – двойники кристалла фассаита из Шабреза, плоскость срастания (001); *4,5* – из Накпая, (Еникеев, 1951; Исмаилов, 1958).

занные исследователи относили минерал к диопсид-авгиту или лейкоавгиту, но правильнее его считать фассаитом.

Фассаит представлен столбчатыми призматическими кристаллами размером до 15 *мм* и мелкозернистыми агрегатами. Кристаллы столбчатого призматического габитуса двух типов: с хорошо развитыми гранями призмы *m* (110) и первого пинакоида *a* (100) и хорошо развитыми гранями *p* (101) и *r* (552). Двойники встречаются часто, плоскость срастания (100) (Еникеев, 1951; Исмаилов, 1958) (рис. 43).

Фассаит светлого серовато-зеленого и зеленого цвета, полупрозрачный, твердость 6. Совершенная спайность по (110), удельный вес 3,30 (Шабрез) и 3,17 (Накпай).

Таблица 39

Химический состав фассаита

Компонент	Шабрез, Чаткальский хребет	Накпай	Туранглы
		Кураминский хребет	
SiO_2	45,00	46,24	51,05
TiO_2	0,41	0,11	—
Al_2O_3	13,81	11,67	7,16
Fe_2O_3	2,60	4,69	0,56
FeO	0,65	—	0,00
MnO	0,06	0,08	—
MgO	9,27	11,59	14,48
CaO	25,20	23,60	25,63
Na_2O	1,98	—	—
K_2O	0,33	—	—
H_2O	0,72	2,15	0,66
Сумма	100,03	100,13	99,54
Лаборатория		ИГиГ АН УзССР	
Аналитик	Т. И. Суконкина	П. Л. Прихидько	—
Авторы	Еникеев, 1951	Исмаилов, 1958	Винниченко, 1945
Количество ионов в пересчете на 6 (O)			
Si	1,68 } 2,00	1,75 } 2,00	1,86 } 2,00
Al	0,32	0,25	0,14
Al	0,28	0,25	0,17
Ti	0,01	0,02	—
Fe^{3+}	0,08	0,13	0,01
Fe^{2+}	0,02 } 2,04	— } 1,90	— } 1,97
Mn	—	—	—
Mg	0,51	0,65	0,79
Ca	1,00	0,85	1,00
Na	0,14	—	—
K	—	—	—
Железистость (f)	18	12	1

Оптические свойства фассаита близки к теоретическим.

Место взятия обр.	*Характеристика минерала*	*Ng*	*Nm*	*Np*	*Ng—Np*	*∠cNg*	*+2V*
Накпай, Кураминские горы	Кристаллы в магнезиальных скарнах	1,704	1,686	1,680	0,024	40—50°	—

Шабрез, Чаткальские горы	Столбчатые кристаллы в магнезиальных скарнах	1,725	1,703	1,698	0,027	48	72°
Алтынтопкан — Мышиккол	Скопления кристаллов фассаита в магнезиальных скарнах	1,692	—	1,671	0,021	38	—

Особенности химического состава фассаита заключаются в высоком содержании в нем кальция (25%) и повышенном Al_2O_3 (7,16—13—81%) (табл. 39).

Фассаит приурочен к магнезиальным скарнам вместе с гроссуляром, везувианом, флогопитом, форстеритом и голубым кальцитом. По времени образования относится к одному из ранних минералов.

Подгруппа эгирин-авгита

Эгирин—авгит—(Na, Ca) (Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Al) [Si_2O_6]

О присутствии эгирин-авгита как породообразующего минерала в некоторых магматических породах основного и щелочного состава имеются лишь отрывочные сведения.

В Туранглы (Кураминский хр.) эгирин-авгит встречен в шлифах амфибол-пироксенового состава среди диоритов, в которых он образует крупные кристаллы (8—10 *мм*), проросшие амфиболом в одной оптической ориентировке (данные Е. Н. Ищенко, З. А. Бурлаченко).

Эгирин-авгит встречается в сиенито-диоритовом массиве Алмалыка. Его оптические свойства: $-2V=68°$; $Ng-Np=0{,}036-0{,}042$ (Айзенштат, 1967). В Кульджуктау (Кызылкумы) он отмечен как породообразующий минерал в нефелиновых сиенитах ($\angle cNg=56-61°$; $+2V=60°$), выявлен также в Бельтауском габбровом массиве (Каюмов, 1965).

Подгруппа сподумена

Сподумен—LiAl[Si_2O_6]

Сподумен обнаружен только как акцессорный минерал. Изучался А. А. Беусом (1952) в Самжоне, Кыркбулаке в Туркестанском хр. И. П. Заревич (1956) в Науке, М. Ф. Стрелкиным и И. В. Дубровой в некоторых пегматитовых жилах Баркрака (Чаткальские горы). Отмечается в пегматитах Кетменчи, Лолабулака (Хамрабаев, 1969), Алтынтау (Крыгина, 1948) и Султануиздага (Шавло, Казакевич, 1969).

Минерал слагает кристаллы и зерна различных размеров. Наблюдаются также таблитчатые кристаллы с хорошо развитой гранью (100).

В пегматитовых жилах центральной части Туркестанского хр. (Кыркбулак, Самжон) кристаллы сподумена иногда заканчиваются

вместо головки графическим сростком сподумена с кварцем. Для пегматитов (западное окончание Туркестанского хр.) характерна параллельно-шестоватая текстура.

Более поздний сподумен представлен мелкими (от 0,1 до 5 *мм*) зернами неправильной и изометричной формы, слагающими среднекристаллические агрегаты (Тро) (Беус, 1952).

Таблица 40

Оптические свойства сподумена

Место взятия	Характеристика сподумена	Ng	Nm	Np	Ng—Np	+2V	Автор
		Туркестанский хр.					
Самжон	Белый	1,665		1,653	0,012	58°	Беус, 1952
Акба	Белый мелкокристаллический	1,667	—	1,650	0,017	—	
Западный Кыркбулак	Зеленый	1,674	—	1,659	0,025	60°	
Наука	Серовато-белый, пластинчатый	1,673	—	1,657	0,016	53°	И. П. Заревич
		Кызылкумы					
Алтынтау	—	1,676	1,660	1,656	0,020	55—62°	Крыгина, 1948

Цвет сподумена серовато- и зеленовато-белый, изредка (Западный Кыркбулак) полупрозрачный зеленый, отмечается фиолетовый — кунцит (Хамрабаев, 1969). Блеск стеклянный, на плоскостях спайности шелковистый. Твердость 6,5. Наблюдается типичная для пироксенов спайность по призме под углом 86° и отдельность по (100). Этим сподумен отличается от похожих на него в штуфах полевых шпатов. Удельный вес минерала 3,15—3,21.

В шлифе минерал бесцветный: нередко наблюдаются простые и полисинтетические двойники. Оптические константы минерала значительно варьируют (табл. 40).

Химический состав сподумена приближается к теоретическому. Повышенное содержание натрия в анализируемых пробах связано с замещением сподумена альбитом (табл. 41). По данным спектрального анализа, в минерале присутствуют примеси Ga, Sn, Ge (0,0n%); Be, Mo, Ti (0,00n%).

Сподумен приурочен к пегматитовым жилам. Выделяются две генерации сподумена, из них первая является продуктом первичной кристаллизации.

Химический состав

Компонент	Месторождение			
	1	2	3	4
Li_2O	6,83	6,31	6,37	5,93
Na_2O	0,89	0,89	1,00	1,15
K_2O	0,07	0,12	0,24	0,28
Rb_2O	—	—	—	—
CaO	0,28	0,20	0,49	0,38
MgO	0,40	0,80	0,70	0,80
MnO	0,05	0,03	0,07	0,04
FeO	—	—	—	—
Fe_2O_3	0,48	0,44	0,40	0,52
Al_2O_3	26,72	28,86	26,80	27,28
SiO_2	63,34	62,42	62,80	61,60
TiO_2	—	—	—	—
П. п. п.	0,67	1,70	1,00	2,07
$H_2O\pm$	—	—	—	—
F	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—
Сумма	99,73	101,792	99,89	100,05
Лаборатория:	Министерство геологии			
Аналитик			—	
Автор	И. П. Заревич			

Количество ионов

Li	0,867		0,795		0,814		0,769	
Na	0,054		0,054		0,061		0,071	
Rb	—		—		—		—	
K	0,002	0,95	0,005	0,898	0,009	0,898	0,011	0,9029
Ca	0,007		0,006		0,016		0,013	
Mg	0,018		0,037		0,033		0,038	
Mn	0,002		0,0007		0,002		0,0009	
Fe^{2+}	—		—		—		—	
Fe^{3+}	0,011	1,005	0,010	1,010	0,009	1,009	0,012	1,042
Al	0,994		1,00		1,000		1,030	
Al	—		0,066	2,022	—		0,004	2,00
Si	2,00		1,956		1,933		1,996	
Ti	—		—		—		—	

Таблица 41

сподумена, вес, %

Наука			Средняя Азия	
5	6	7	8	9
5,63	5,79	5,14	6,76	7,54
1,05	0,96	0,82	0,72	—
0,46	0,16	0,27	—	0,54
—	—	—	0,05	0,02
0,42	0,56	0,38	0,12	0,12
0,80	0,80	1,30	0,03	0,13
0,06	0,07	0,06	0,03	0,06
—	—	—	0,05	—
0,50	0,52	0,64	—	0,80
26,80	27,98	26,86	27,63	26,20
62,50	59,52	60,40	64,56	63,50
—	—	—	0,20	0,04
1,45	3,30	3,75	—	—
—	—	—	0,46	0,15
—	—	—	0,02	0,54
—	—	—	0,08	0,26
99,67	99,66	99,62	100,71	99,90
УзССР				
			И. Ф. Фиолетова Беус А. А.	Е. Н. Егорова Уразов и др.
из расчета на 6 (0)				
0,725	0,768	0,678	0,846	0,956
0,065	0,061	0,052	0,043	—
—	—	—	0,001	0,0004
0,019	0,006	0,011	—	0,021
0,014	0,019	0,013	0,004	0,004
0,038	0,039	0,063	0,0013	0,006
0,001	0,0018	0,001	0,0007	0,0015
—	—	—	0,0013	
0,012	0,013	0,015	—	0,019
1,012	1,000	1,000	1,013	0,974
—	0,048	0,039	—	—
2,002	1,964	1,984	2,009	2,003
—	—	—	0,004	0,003
0,862	0,895	0,818	0,897	0,989
1,024	1,013	1,015		0,993
	2,012	2,023	2,013	2,003

В сподумене первой генерации местами вдоль трещин развиваются мелкозернистые кристаллы второй генерации, ассоциирующие с кварцем и мусковитом. Сподумен ассоциирует с кварцем, полевым шпатом, мусковитом, акцессорным бериллом, турмалином, апатитом.

Акцессорный сподумен пегматитовых жил центральной части Туркестанского хр. часто замещается лепидолитом (Беус, 1952). На месторождении Наука в результате натриевого метасоматоза наблюдается процесс альбитизации сподумена и образование по нему эвкриптита. Альбитизация происходит по периферии кристаллов и вдоль трещин спайности с образованием структур замещения.

На кривой нагревания альбитизированного сподумена, по данным И. П. Заревич, отчетливо проявляется эндотермический эффект с максимумом при 950°, отражающий полиморфное превращение α- в β-сподумен, но сдвинутый на 100°С влево по сравнению с неизмененным сподуменом (Иванова, 1961).

Совместно с альбитом в сподумене наблюдается эвкриптит в виде тонких удлиненных пластинок, образующих ориентированные вростки в альбите. Червеобразное срастание этих минералов имеет большое сходство с дактилотипной структурой, описанной А. И. Гинзбургом (1964). Процесс альбитизации и эвкриптизации сподумена сопровождается выносом лития.

В гидротермальный этап сподумен замещается слюдистыми минералами. Замещение сподумена слюдками обычно начиналось с периферии зерен и по трещинам.

Местами широко развиты процессы гипергенного преобразования сподумена.

Кратко резюмируем данные по пироксенам.

Моноклинные пироксены распространены широко, ромбические меньше. Наиболее крупные скопления образованы минералами диопсид-геденбергитового ряда в известковых скарнах в Чаткало-Кураминском регионе и Западном Узбекистане. В Кураминском хр. салит, Mn-салит — характерные минералы биметасоматических скарнов. Mn-диопсид, Mn-салит, Mn-ферросалит, геденбергит и Mn-геденбергит, йохансенит, ферройохансенит, джефферсонит входят в состав трубчатых и жилообразных инфильтрационных скарново-полиметаллических залежей. Состав пироксена в них крайне непостоянный и колеблется от Mn-диопсида до Mn-геденбергита. Характерно значительное обогащение пироксена из инфильтрационных залежей марганцем, извлекаемым растворами из вмещающих известняков. Особенно велико содержание марганца в скарновых залежах Алтынтопкана, где, видимо, в составе карбонатной толщи имеются линзы или прослои марганцевого карбоната типа родохрозита.

Для шеелито-скарновых месторождений Западного Узбекистана характерна большая выдержанность состава пироксена, представленного преимущественно мангангеденбергитом высокой железистости.

Диопсид входит в состав роговиков и магнезиальных скарнов. Салит-авгит слагает внутренние зоны магнезиальных скарнов, а собственно диопсид и диопсид-авгит — внешние. Фассаит — характерный минерал магнезиальных скарнов.

Литиевый пироксен — сподумен — акцессорный минерал, генетически связанный с пегматитами.

Присутствие в скарновых залежах цинксодержащего пироксена джефферсонита свидетельствует о генетическом родстве и близости между скарновым и наложенным на него рудным процессами. Постоянные примеси Pb, Ag, Zn, Cu в пироксене отображают металлогеническую специфику Кураминского хр., а примеси Sn — Западного Узбекистана.

Общей закономерностью скарново-рудных месторождений является преимущественная приуроченность оруденения к пироксенам. Эта закономерность была подмечена М. И. Моисеевой (1965), В. А. Жариковым (1959), В. А. Тарасовым (1967), М. М. Болдыревой (1966) и многими другими. Причины избирательного замещения пироксена рудными минералами объясняли по-разному — повышенной пористостью, особенностью состава и т. д., но при этом не учитывалось самое главное обстоятельство, что рудные минералы замещают не сами пироксены, а их разложившиеся разности, замещенные предварительно кальцитом и кварцем (кальцит во всех условиях наиболее благоприятен для метасоматоза).

Группа амфиболов

В структуре амфиболов отмечается большое разнообразие ионных замещений, в связи с этим химический состав минералов этой группы чрезвычайно изменчив. Общая формула амфиболов имеет следующий вид: $X_{2-3}Y_5Z_8O_{22}(OH)_2$, где X—Ca, Na, K, Mn; Y—Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Al, Ti, Mn, Cr, Li, Zn; Z—Si, Al; ионы гидроксила — OH могут частично или полностью замещаться F, Cl, O (Уоррен, 1930; Виттакер, Цусманн, Херрич, 1949, 1955).

По особенностям химического состава амфиболы принято разделять на три ряда.

1. Магнезиально-железистые. Положение X в формуле занято катионами Mg, Fe^{+2}. К ним относятся две подгруппы — ромбические амфиболы ряда антофиллит-жедрита и моноклинные — куммингтонит-грюнерита.

2. Кальциевые амфиболы. Положение X занято катионом Ca.

К ним относятся подгруппы тремолит-актинолита и роговой обманки.

3. Щелочные амфиболы. Положение *X* занято катионами Na.

К ним относятся подгруппа глаукофан-рибекита.

Магнезиально-железистые амфиболы

Антофиллит-жедритовая подгруппа (ромбические амфиболы)

Антофиллит—$(Mg, Fe^{+2})_7 [Si_8O_{22}] (OH, F)_2$

Антофиллитовый асбест

Антофиллит известен на скарново-шеелитовом месторождении Койташ в Нуратинских горах (Кучукова, Исмаилов и др., 1971), в южной части гор Султануиздаг (Кулеш, Богомольная, 1974) и в Кансае в Кураминском хр. (Вольфсон, 1951).

В Койташе антофиллит приурочен к мраморизованным известнякам, в которых образует мелкозернистые прожилки мощностью 0,2—0,4 *см* белого и желтовато-розового цвета. Удельный вес 3,03. В шлифах желтовато-белый, удлинение положительное, угасание прямое: Ng = = 1,629; Np = 1,619; Ng—Np = 0,010.

Спектральным анализом, кроме ведущих элементов, установлены примеси, Th, La, Mn, Sr, Ba, Na, Cr, Mo, W.

Выходы антофиллитовых пород в Султануиздаге прослеживаются в виде цепочки отдельных тел на расстояние 5 *км*, мощность от 15 до 250 *м*. Они приурочены к ядерной части широтной антиклинали, образованной кристаллическими сланцами и гнейсами.

Для антофиллитовых пород характерно «звездчатое» сложение и асбестоносность.

Оптические константы антофиллита следующие: Ng — 1,635; Np — 1,609; Ng—Np — 0,026.

Химический состав антофиллита из Султануиздага (вес. %): SiO_2 — 58,60; TiO_2 — 0,02; Al_2O_3 — 0,26; Fe_2O_3—0,33; FeO — 7,54; MgO — 30,60; CaO — 0,30; Na_2O — 0,10; K_2O — 0,02; $\pm H_2O$ — 0,35; F — 0,04; P_2O_5 — 0,02; сумма — 100,2. Установленный состав близок к теоретическому.

Антофиллит в Султануиздаге образуется за счет замещения гипербазитов энстатитового состава, гнезда и реликты которых рассеяны в антофиллитовых породах. Энстатит в различной степени замещается антофиллитом. В тесной парагенетической ассоциации с антофиллитом развиваются актинолит, хлорит, тальк, карбонаты.

Асбест слагает неправильные скопления за счет замещения антофиллита и меньше энстатита и жилки мощностью 2—10 *см*. По ориен-

тировке волокон различаются поперечно- и косоволокнистые жилки. Длина волокон 1—2 *мм*. Асбест ломкий, желтовато-светло-серого цвета. Распушенные волокна белые. Часто по антофиллиту развивается тальк.

Антофиллитовые породы образовались за счет метасоматического преобразования гипербазитов под влиянием гранитоидных интрузий (Кулеш, Богомольная, 1973).

Ф. И. Вольфсон (1951) указывает на присутствие антофиллита в скарнах Кансая (Кураминский хр.), в которых он замещает пироксен.

Жедрит — $(Mg, Fe^{2+})_{6-5}\ Al_{1-2}\left[Si_6\left(Si, Al\right)_2 O_{22}\right](OH)$

Жедрит известен в Кураминском хр. в Чаркасарском гранитном массиве (Гинзбург, Лисицына, Садикова, Сидоренко, 1962) и в юго-западных отрогах Гиссарского хребта в бассейне р. Урах и Кштут (Покровский, 1974). Минерал сравнительно мало распространен в Кураминском хр., слагает тонковолокнистые и игольчатые агрегаты с характерными ромбическими сечениями. Длина иголочек 0,1—5 *мм*. Преобладают волокнистые разности.

Жедрит светло-коричневого цвета, в изломе занозистый; блеск шелковистый.

В шлифах заметен четкий плеохроизм по следующей схеме: Ng — буровато-серо-зеленоватый; Np — бесцветный. Отмечаются полисинтетические двойники вдоль длинной оси минерала. Показатели преломления следующие: Ng — 1,719; Np — 1,689; угасание косое, ∠cNg до 10°.

По данным спектральных анализов, жедрит относится к высокожелезистой разности. Он содержит n% Fe, Mn, Si; 0,n% — Mg. Из элементов-примесей установлены Zn, Ca, Al — 0,0n%; Ti, Pb, Ba — 0,00n%.

Рентгенограмма исследованного минерала близка к эталону (Жедр, Франция). К числу главных линий относятся 8,29 (10); 3,10 (9); 2,57 (8); 2,495 (9).

Жедрит совместно с магнетитом приурочен к крупнозернистым, кварц-полевошпатовым шлирам пегматоидного облика, залегающим в висячих боках пологих жильных аплитовидных гранитов среди аляскитовых гранитов Чаркасарского массива (T_1). Кроме главных породообразующих минералов (кварца, микроклина и фаялита) в шлирах установлены второстепенные: альбит, биотит, ортит, ильменит, магнетит, фергусонит, циртолит, торит. Шлировидные тела округлой формы, размером от нескольких сантиметров до 5 *м*, в поперечнике достигают иногда 50 *м*.

Жедрит вместе с магнетитом образовались за счет разложения фаялита при высоком потенциале кислорода.

В Гиссарском хр. жедрит встречен в кристаллических сланцах в виде корродированных биотитом зерен размером 0,3—1 *мм* в количестве 5—20%.

В шлифах слабо плеохроирует в бледных желтовато-бурых тонах. Оптические свойства: Ng=1,679; Np=1,659; Ng—Np=0,020; ∠cNg= до 5°.

В сланцах минерал ассоциирует с альмандином, куммингтонитом, кианитом (Покровский, 1974).

Куммингтонит-грюнеритовая подгруппа (моноклинные амфиболы)

Грюнерит—$(Fe^{2+}, Mg)_7$ $[Si_8O_{22}]$ $(OH)_2$

Грюнерит отмечен в Алмалыке в Кураминском хр. (Бадалов, 1965, Покровский, 1958) и Гаве в Чаткальском хр. (данные А. Б. Баталова). В первом объекте минерал приурочен к сиенито-диоритовому массиву в виде единичных пластинок и радиально-лучистых агрегатов, обладающих плеохроизмом от бурого цвета по Ng до бесцветного по Np, Ng—Np=0,040. В Гаве встречается в скарнах в виде таблитчатых кристаллов, слагающих радиально-лучистые сростки. В шлифе бесцветный, Ng—Np=0,050; (—)2V=78°, ∠cNg=14°.

Кальциевые амфиболы

Тремолит-актинолитовая подгруппа

Тремолит—Ca_2Mg_5 $[Si_8O_{22}]$ $(OH)_2$

Тремолитовый асбест, нефрит

Тремолит значительно распространен в Чаткало-Кураминском регионе и Западном Узбекистане.

Тремолит образует плотные тонкокристаллические и мелоподобные породы (Кургашинкан), сложенные беспорядочно ориентированными шестоватыми индивидами с ромбическими сечениями, пластиночками, собранными в радиально-лучистые, сноповидные агрегаты и микросолнца, и волокнистыми разностями. Размер индивидов обычно сотые и десятые доли миллиметра, редко 1—2 *мм*.

Тремолит белого, серовато-белого и светло-зеленого цвета. Блеск шелковистый. Показатели преломления, двупреломления, угла 2V колеблются в значительных пределах, что свидетельствует о непостоянстве состава минерала (табл. 42).

Состав тремолита изучен слабо. Имеется лишь один химический анализ минерала из Главной рудной зоны Алтынтопкана. Пересчет

Таблица 42

Оптические свойства тремолита

Место взятия	Характеристика минерала	Ng	Nm	Np	Ng—Np	∠cNg	(—) 2V	Автор
				Кураминский хребет				
Кургашинкан	Скопления и прослои в магнезиальных скарнах	1,630	—	1,612	0,018	16—18°	76—80°	Моисеева, 1951
Чокадамбулак	Сноповидные агрегаты и игольчатые индивиды в магнезиальных скарнах	1,619	—	1,597	0,022	13—15	70—80	Багрова, 1966
Северная рудная зона Алтынтопкана	Гнезда игольчатого тремолита в скарнах	1,626	—	1,598	0,028	—	—	Сквалецкая 1958
Алтынтопкан, Главная рудная зона	Тонкозернистые кальцит-тремолитовые роговики среди доломитов	—	—	—	0,018—0,028	13—16	73—85	В. К. Мельниченко
Кансай, Акташское месторождение	Иголочки тремолита в известняках	1,630	—	1,606	0,024	12	84	З. М. Протодьяконова
				Чаткальский хр.				
Шабрез	Радиально-лучистые тонкопризматические кристаллы	1,628	1,616	1,602	—	18	—	Баталов, 1956
Бричмулла	Вкрапленность в мраморизованных известняках	1,628	—	1,605	0,023	16—18	—	Назирова, 1969
				Западный Узбекистан				
Тамды	Зоны тремолитизации в гипербазитах	1,635	—	1,614	0,021	12—17	—	Мусаев, 1966
Лянгар	Тремолитовый скарн, мелкозернистый, зеленовато-серый	1,638	1,625	1,614	0,024	18	88	Сахоненок 1967

анализа на структурную формулу методом зарядов из расчета на 13 катионов показал хорошую сходимость с теоретической формулой (табл. 43).

Тремолит представлен несколькими генетическими типами: связан с роговиками, магнезиальными и известковыми скарнами.

Тремолит роговикового типа известен в Кураминском и Нуратинском хребтах. В Кураминском хр. тремолит окаймляет высокотемпературные разности роговиков и развивается в контакте с дайками за счет термического метаморфизма доломита, содержащего примесь кремнезема. В Алтынтопкане наиболее обычны кальцит-тремолитовые сланцы, образовавшиеся по глинистым известнякам и доломитам. В них довольно часто встречаются тонкие почти мономинеральные тремолитовые прослои. В этих образованиях тремолит ассоциирует с клиноцоизитом, хлоритом и кальцитом, реже ортоклазом (Жариков, 1959).

В Нуратинском хр. в районе месторождений Лянгар и Чангаллы тремолитовые роговики слоистой текстуры залегают в виде пачек в мраморах. Они состоят из кварца, тремолита, пироксена, полевого шпата, биотита, серицита, сфена и углистого вещества. Тремолит рассеян в виде тонких призматических кристаллов, порфиробластов, вытянутых по сланцеватости и густо пронизанных углистым веществом (Мясников, 1951).

Тремолит в магнезиальных скарнах встречается в тех же регионах, что и роговики. В Кураминском хр. наиболее крупные скопления тремолита данного генетического типа находятся в Кургашинкане. Здесь пласты мономинеральной тремолитовой породы и тремолитизированных доломитов мощностью 1—10 *м*, вытягиваются на сотни метров в северо-восточном направлении (данные М. И. Моисеевой). В Курусае среди кальцифиров имеются пачки тремолитизированных разностей. Тремолит выделяется в них в виде беспорядочно ориентированных копьевидных индивидов длиной 1,5—2 *мм*. Содержание тремолита в известняке колеблется от 2—5 до 10%. Изредка отмечаются мономинеральные тремолитовые прослоечки мощностью до 0,3—0,5 *м* (участок Лагерный в Курусае).

В Западном Узбекистане тремолит в магнезиальных скарнах известен в Лянгаре, Яхтоне, Кызкургане, Тыме, Темиркабуке в виде мономинеральных тремолитовых пород, диопсид-тремолитовых и единичных зерен среди доломитов. С тремолитом ассоциируют кальцит, доломит, диопсид, флогопит, форстерит, шпинель, норбергит, клиногумит, пирротин, халькопирит (Сахоненок, 1967; Абдуллаев, Арустамов, Баскаков, 1947; Кучукова, Исмаилов и др., 1971).

Тремолит в небольшом количестве всегда присутствует среди известковых скарнов Чаткало-Кураминского региона и Западного Узбе-

Таблица 43

Химический состав тремолита и тремолитового нефрита, вес. %

Компонент	Алтынтопкан, обр. 803	Гавасай, 1	Руины Термеза, 2	Надгробье Тамерлана, 3
SiO_2	51,20	58,04	56,71	56,88
TiO_2	0,15	—	—	—
Al_2O_3	1,36	0,32	1,23	1,54
Fe_2O_3	1,39	—	—	—
FeO	2,16	1,23	0,92	3,46
MnO	0,85	0,00	—	—
MgO	21,50	24,95	24,62	23,39
CaO	15,20	13,60	12,98	11,49
Na_2O	0,52	0,00	—	—
K_2O	0,22	0,00	—	—
H_2O	2,54	1,12	3,74	3,14
CO_2	2,80	—	—	—
P_2O_5	0,06	—	—	—
Сумма	99,95	99,26	100,20	99,90
Количество ионов в пересчете на 13 катионов				
Si	7,54	7,80	7,71	7,66
Ti	0,01 } 7,79	— } 7,85	— } 7,91	— } 7,90
Al	0,24	0,05	0,20	0,24
Fe^{+3}	0,15	—	—	—
Fe^{+2}	0,26	0,14	0,10	0,38
Mn	0,10 } 5,21	— } 5,14	— } 5,10	— } 5,08
Mg	4,70	5,00	5,00	4,70
Ca	1,82	2,00	1,89	1,66
Na	0 14 } 2,00	—	—	—
K	0,04	—	—	—
O	21,31 } 22,00	21,63 } 22,00	21,42 } 22,00	20,84 } 22,00
OH	0,69	0,37	0,58	0,16
OH	1,81	1,00	2,82	2,65
Лаборатория	Средазцветметразведка		ИГ АН УзССР	
Аналитик	Т. Т. Мухова		П. Л. Прихидько,	И. Николаев
Автор	Жариков, 1959 (по В. К. Мельниченко)		Румянцева, Уклонский	Beck und Muschketow, 1883

Примечание. Обр. 803 — тремолит из роговиков, 1 — обломок нефрита среди озмеевикованных известняков.

кистана. Образует в них небольшие скопления, гнезда, иногда тонкие прожилки (0,3—0,5 *мм* и до 1—2 *см*), секущие скарновые тела. В Нуратинских скарнах встречаются оторочки тремолита в экзоконтактовых частях пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнов. Мощность оторочек 0,5—6 *см*. Тремолит часто замещает пироксен и реже гранат. В связи с наложением рудной минерализации по тремолиту развиваются карбонат, кварц, серпентин, тальк и рудные минералы (Абдуллаев, 1947; Лиценмайер, 1967; Сахоненок, 1967; и др.).

Тремолитизированные карбонатные породы широко распространены в Бричмулле, Устарасае и Аурахмате (Чаткальский хр.), вблизи рудных тел переходят в тремолит-флогопитовые метасоматиты и тремолито-кварцевые породы. Тремолит в них образует длиннопризматические кристаллы, пучки и сноповидные сростки, беспорядочно ориентированные в породе. Размер кристаллов 1—5 *см* в длину, чаще 1—2 *мм*. Количество тремолита колеблется от единичных зерен до 40—50%. В парагенезисе с тремолитом встречаются флогопит, которым он замещается, хлорит, сфен, пирит, пирротин (Уклонский, 1923; Смольянинов, 1935; Дунин-Барковская, 1965).

В Кызылкумах в Тамдынских горах отмечаются зоны тремолитизации в эндоконтактах массивов гипербазитов с гранитоидами (0,3—1 *м*) (Мусаев, 1966). Тремолитовый асбест развит в Султануиздаге к северо-востоку от могильника Султан-Баба, где он образует неправильные жилы в хлоритово-тремолитовой породе мощностью 25 *см*. Асбест белый и мягкий, длина волокон до 30 *см* (Соседко, 1935; Висьневский, 1937).

Разновидность тремолита — нефрит — охарактеризован В. Беком и И. В. Мушкетовым (Beck und Muschketow, 1883) из руин Термеза и из плиты надгробья Тамерлана в г. Самарканде.

Образец нефрита из Термеза размером в несколько сантиметров. Удельный вес 2,948. По химическому составу (табл. 43) соответствует яркендскому. Из каких мест нефрит был доставлен для надгробья Тамерлана неизвестно.

В 1948 г. нефрит обнаружен З. С. Румянцевой в Гавасае по водоразделу между Уртасу и Янгизурюком в осыпи среди озмеевикованных известняков. Он был диагностирован А. С. Уклонским (Румянцева, Уклонский, 1951).

Минерал хорошо полируется, обладает обычной нефритовой вязкостью, просвечивает по краям .В шлифах видна характерная войлочная структура. Цвет светлый серовато-зеленый с черными крапинками магнетита. Твердость 7, уд. вес 2,9.

По химическому составу минерал соответствует тремолиту с небольшим содержанием железа (табл. 43).

По данным вышеуказанных исследователей, нефрит генетически связан с озмеевикованными известняками среди скарнов.

Спутанно-волокнистые разности образовались при быстром охлаждении раствора кремнезема, попавшего в карбонатную среду, богатую Ca и Mg.

Актинолит—$Ca_2(Mg, Fe^{+2})_5 [Si_8O_{22}] (OH)_2$

Биссолит

Актинолит известен в Чаткало-Кураминском регионе и Западном Узбекистане. В Кураминском хр. установлен в Чокадамбулаке (Багрова, 1968; Есимов, 1968), Кургашинкане (Бадалов, 1965), Накпае (Исмаилов, 1958), Курусае (данные М. И. Моисеевой), Кансае (данные З. М. Протодьяконовой; Дуброва, Титов, 1965), Алтынтопкане (данные В. К. Мельниченко, М. Р. Еникеева, Сквалецкой, 1958), Туранглы (Карпова, 1944) и др.

В Чаткальском хр. актинолит зафиксирован в Минбулаке, Гаве, Шабрезе (Баталов, 1956; Еникеев, 1953) и других скарново-рудных объектах.

В Западном Узбекистане актинолит встречен на многочисленных скарново-шеелитовых и редких скарново-полиметаллических месторождениях: Лянгар, Койташ, Угат, Яхтон, Тым и многих других (Абдуллаев, 1947; Мясников, 1951; Лиценмайер, 1967; Хамрабаев, 1958; Кучукова, Исмаилов и др., 1971). Наиболее крупные скопления его находятся в пределах скарново-магнетитовых месторождений Чокадамбулак, Минбулак, Гава. Известны значительные мономинеральные массы этого минерала в Кургашинкане, Ингичке. В остальных пунктах встречается в ограниченных количествах.

Актинолит представлен крупными пластинчатыми и шестоватыми индивидами, собранными в радиальнолучистые и сноповидные агрегаты. Длина индивидов 1—3 до 5—10 *см* (Чокадамбулак). Актинолит часто волокнистый, призматический, игольчатый и мелкозернистый. Размер зерен 0,2—0,3 *мм*, редко 2—3 *мм*.

Цвет актинолита от зеленовато-серого до темно-зеленого. Удельный вес 3,3 (Акташ), 3,06—3,11 (Чокадамбулак), 3,191 (Гава), 3,15 (Минбулак), 3,01 (Шабрез).

Минерал двуосный отрицательный, с большим углом 2V — от 70 до 81°, слабо плеохроирует в зеленоватых и зеленовато-желтых тонах. Показатели преломления, двупреломления и $\angle cNg$ значительно колеблются, вероятно, в связи с непостоянством состава (табл. 44).

Имеющееся небольшое число химических анализов актинолита показало высокое содержание в минерале из Чокадамбулака трехвалент-

Таблица 44

Оптические свойства актинолита

Место взятия образца	Характеристика минерала	Ng	Np	Ng–Np	∠cNg	–2V	Автор
	Кураминский хр.						
Кургашинкан	Линзообразные тела мелкозернистого актинолита в скарнах	1,660	1,639	0,021	15—16°		М. И. Моисеева
Кансай, участок Акташ	Скопления волокнистого актинолита голубовато-серого цвета в скарнах	1,634	1,611	0,023	12	—	З. И. Протодьяконова
Чокадамбулак	Линзообразные тела крупнолучистого актинолита в скарново-магнетитовых залежах	1,650	1,630	0,020	—	—	Есимов, 1968
Курусай	Небольшие скопления актинолита в скарнах	1,650	1,630	0,020	12	80°	Моисеева, 1955
	Чаткальский хр.						
Минбулак	Лучистый актинолит в скарнах	1,665 1,656 1,672	1,642 1,637 1,654	0,023 0,019 0,018	14 16 12	78 80° 83	А. Б. Баталов
Шабрез	Лучистый зеленый актинолит в скарнах	1,643	1,619	0,024	15		Еникеев, 1953
	Западный Узбекистан						
Яхтон	Амфибол в скариах	1,632 1,628	1,605 1,608	0,018 0,020	9 23	70 88	Кучукова, 1967
Султануиздаг	Волокнистый и игольчатый актинолит в амфиболитах	1,670	1,643	0,027	14	85	Свириденко и др., 1966
	Шестоватые кристаллики актинолита по роговой обманке в амфиболизированном габбро	1,644	1,627	0,017	—	—	
Султануизлаг, Тебинбулакский массив	Волокнистый актинолит по роговой обманке в сиенито-диорите	1,648	1,634	0,014	—	—	

ного железа, превышающее количество двухвалентного, тогда как в актинолите из других месторождений двухвалентное железо преобладает над трехвалентным. В составе некоторых актинолитов (Кансай, Ингичке) повышено содержание марганца и избыток воды (табл. 45). Спектральными анализами в актинолите из Курамы выявлены многочисленные примеси. Из них довольно постоянны Cd, Zn, Cu, Be, Pb, Ni.

В Чокадамбулаке актинолит слагает крупные линзообразные тела мощностью несколько метров, протягивающиеся на десятки метров, и гнезда среди известковых скарнов. Актинолит замещает пироксен и гранат, а сам тесно ассоциирует с магнетитом, которым замещается в различной степени, часто с образованием полных псевдоморфоз радиально-лучистого строения. Некоторые исследователи принимали их за мушкетовит (первая генерация). На более поздних этапах по актинолиту развиваются кальцит, серпентин и тальк.

Актинолит второй генерации входит в состав кварц-актинолит-гематитовых жил, секущих скарны, образует скопления и тонкие беспорядочно ориентированные вростки иголочек и спутанно-волокнистого войлока в горном хрустале (биссолит). Мощность жил 0,2—0,3 *м*, а более мелких — 1—2 *см* (Багрова, 1968; Есимов, 1968).

В Кургашинкане минерал слагает редкие линзообразные тела мощностью 10—15 *м* (Бадалов, 1965).

В Минбулаке актинолит (первая генерация) образует мономинеральные скопления в скарнах и встречается в тесном срастании с пироксеном и гранатом. Часто замещает пироксен с образованием гомоосевых псевдоморфоз в ассоциации с кварцем и кальцитом. Сам актинолит замещается хлоритом. Минерал второй генерации представляет собой тонкие игольчатые и спутанно-волокнистые вростки в кварце (биссолит) (данные А. Б. Баталова).

В Шабрезе актинолит в ассоциации с кварцем и кальцитом выполняет пустоты в скарнах и в виде тонких прожилок волокнистой структуры сечет скарны (Еникеев, 1953). В Гаве образует гнезда в скарнах и игольчатые включения в кварце (данные А. Б. Баталова).

В Западном Узбекистане прожилки актинолита мощностью 2—10 *см* секут скарны (Каратюбе, Саятсай, Койташ). В Ингичке актинолит в виде тонкопризматических агрегатов замещает геденбергит, а сам замещается кальцитом, хлоритом, серпентином и тальком.

На остальных скарново-рудных месторождениях актинолит слагает небольшие гнезда и прожилки волокнистого строения. Он образовался за счет замещения пироксена и сопровождает магнетитовую, полиметаллическую и шеелитовую минерализацию.

На золоторудном месторождении Гузаксай минерал слагает редкие гнезда в кварцевой жиле (на протяжении 30 *м*) размером 5—10 *см*. В

Таблица 45

Химический состав актинолита

Компонент	Кураминский хр.			Чаткальские горы	Зирабулакские горы
	Чокадамбулак		Акташ	Гава	Ингичке
	обр. 1157	1303	33	1474	1353
SiO_2	52,70	48,84	54,20	51,76	45,77
TiO_2	0,32	Сл.	0,08	Сл.	0,05
Al_2O_3	1,50	0,00	0,14	0,07	1,08
Fe_2O_3	9,11	15,90	3,81	5,97	3,78
FeO	6,80	5,58	7,93	14,82	14,65
MnO	0,17	0,25	1,76	0,13	1,33
MgO	13,79	11,98	16,00	11,60	6,75
CaO	14,00	12,80	13,20	13,16	20,30
K_2O	—	—	0,00	0,14	0,00
Na_2O	—	—	0,00	0,13	0,00
$H_2O\pm$	1,50	1,50	2,50	1,02	1,20
CO_2	—	—	0,54	0,80	3,70
Сумма	99,89	99,85	100,16	99,60	98,61
Количество ионов в пересчете на 13 катионов					
Si	7,80	7,39	7,90	7,73	
Ti	0,03 } 8,00	— }	0,01 } 7,93	— } 7,74	
Al	0,17	—	0,02	0,01	
Al	0,10	—		—	
Fe^{+3}	1,01	1,80	0.41	0,67	
Fe^{+2}	0,84 } 5,00	1,09 } 5,61	0,97 } 5,07	2,00 } 5,26	
Mn	0,02	0,03	0,22	0,01	
Mg	3,03	2,69	3,47	2,58	
Ca	2,21	2,07	2,06	1,94	
K	—	—	—	0,02 } 1,99	
Na	—	—	—	0,03	
O	1,36 } 2,00	0,49 } 2,00	0,27 } 2,00	0,07 } 2,00	
OH	0,64	1,51	1,73	1,93	
Лаборатория	ИГиГ АН УзССР				
Аналитик	Е. Ф. Касьянова				
Автор	М. И. Моисеева	Багрова, 1966	З. М. Протодьяконова	А. Б. Баталов	Лиценмайер, 1967

Примечания: Обр. 1157 — гнезда темно-зеленого актинолита в кварц-гематитовой жиле, секущей скарны, 1303, 1474 — линзообразные тела и гнезда актинолита в биметасоматических скарнах, 1353 — мелкозернистый актинолит по пироксену в скарнах.

связи с последующими процессами замещается агрегатом талька, кальцита, кварца и гематита (данные М. И. Моисеевой).

Актинолит—продукт изменения магматических пород. Он замещает в них роговые обманки и пироксены (уралитизация). В шлифах прослеживаются все стадии замещения указанных минералов актинолитом. Одновременно по плагиоклазам развивается альбит. Актинолит является характерным минералом наиболее удаленной от рудных разломов альбит-актинолитовой фации пропилитов, вмещающих жильные и прожилково-вкрапленные рудные тела.

Очень своеобразна амфиболизация сиенито-диоритов в Алмалыке, описанная К. Н. Вендландом (1938), А. В. Королевым (1940), А. В. Покровским (1958), А. Земляновым, И. М. Голованов и др. (1967). Она связана с ранним процессом постмагматической стадии, протекавшим в высокотемпературных гидротермальных условиях в щелочной обстановке. Минерал развивается метасоматически по всей массе породы, заметно тяготея к отдельным минерализованным трещинам. Часто замещает роговые обманки и пироксены. В тесной ассоциации с ним находятся вторичный биотит и турмалин.

Ферроактинолит — $Ca_2Fe_5^{+2}[Si_8O_{22}](OH,F)_2$

Ферроактинолит установлен В. С. Мясниковым (1951) на Лянгарском скарново-шеелитовом месторождении в Нуратинских горах и Н. В. Лиценмайер (1967) в Ингичке в Зирабулакских горах. Описан как крайний член тремолит-актинолитового ряда.

Минерал темно-зеленого, почти черного цвета, уд. вес 3,365 (Лянгар). В Лянгаре выделяется в виде тонких игольчатых или спутанно-волокнистых кристаллов с гранями: *m* (110), *d* (100), *b* (010), *q* (210), *n* (310). Концевые ограничения обычно отсутствуют. В Ингичке минерал образует крупные кристаллы.

Оптические свойства ферроактинолита следующие: двуосный отрицательный, с большим углом 2V, $\angle cNg = 12—12{,}5°$; $Ng' — 1{,}704$; $Np' — 1{,}669$; $Ng'—Np' — 0{,}035$. Плеохроизм отчетливый, Ng — синевато-зеленый, Nm — зеленый, Np — зеленовато-желтый (Лянгар).

Минерал отличается от актинолита высоким содержанием железа ($FeO + Fe_2O_3 = 31{,}66—32{,}32\%$). Интересно повышенное содержание марганца ($MnO = 1{,}72—2{,}60\%$).

Результаты анализа образца из Лянгара пересчитаны И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964) на кристаллохимическую формулу из расчета на 13 катионов:

$(Ca_{1,88}Mn_{0,39}Na_{0,11}K_{0,08})_{2,42}(Fe^{+2}_{3,90}Mg_{0,54}Fe^{+3}_{0,30}Al_{0,26})_{5,00}[Si_{7,28}Al_{0,72}]_{8,00}O_{22} \times (O_{0,49}OH_{1,51})_{2,00}$, железистость $(f) \approx 90\%$.

Компоненти	*Обр. из Лянгара*	*Обр. из Ингичке*	*Компоненти*	*Обр. из Лянгара*	*Обр. из Ингичке*
SiO_2	45,35	46,90	Na_2O	0,35	0,00
TiO_2	Сл.	0,04	K_2O	0,40	0,68
Al_2O_3	5,20	6,14	$H_2O\pm$	1,45	2,00
Fe_2O_3	2,46	0,00	F	0,06	0,00
FeO	29,20	32,32			
MgO	2,23	0,57	Сумма	100,32	100,09
MnO	2,60	1,72	—F=O	0,02	
CaO	10,97	10,71	Сумма	100,30	—

Подгруппа роговой обманки

Роговая обманка — $(Ca, Na, K)_{2-3}(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_5[Si_6(Si, Al)_2O_{22}](OH)_2$

Роговая обманка относится к широко распространенным минералам. Физические свойства обычные. Цвет черновато-зеленый и зеленый, блеск стеклянный.

Оптические свойства минерала непостоянные. Отмечаются значительные колебания показателей преломления, двупреломления, угла 2V и оттенков плеохроичной окраски. Четко видна спайность в двух направлениях и двойники. Колебания оптических констант и его роговых обманок отмечаются в пределах одного магматического массива (табл. 46).

Химический состав роговых обманок соответствует теоретическому, но наблюдаются значительные колебания в содержании отдельных компонентов как для разных генетических типов, так и в пределах одного типа. Среди проанализированных роговых обманок имеются разности, обогащенные титаном (в гранодиоритах Актауского интрузива и гранитах Таушанского массива), содержащие до 3,34% TiO_2. Даже в пределах одного массива количество ведущих компонентов (Al_2O_5, Fe_2O_3, FeO, CuO, MgO) и щелочей несколько меняются. Роговые обманки из скарнов бедны щелочами и иногда обогащены марганцем, из метаморфических сланцев — обеднены водой (табл. 47).

Породообразующие роговые обманки содержат много примесей (*г/т*): Cu (600—800), Li (18); Rb (100—500), Cs (19), Zn (600—4900), Be (30—200), Ga (10—112), Tl (0,5); Sc (50—100); TR_2O_3 (15—1600), Th (4,1), U (13,6), Sn (10—22), Pb, Nb (107—8100), Ta (25), Cr (19), Mo (0,2—5), Zr (50—100), B (1,8), V (48), Ni (20—34), Co (30—40), W (1,2—1,6), Ge (2,4), Se (3), Te (2) (Вершковская, Салтыкова, 1961; Отрощенко, 1967; Азимов, 1970; Хамрабаев, Магдиев, 1970; Азимов, Хамрабаев, 1965, 1966; Каюмов, 1970; Кучукова, Исмаилов и др. 1971; Урунбаев, 1970). Фиксируемые в роговых обманках в магматическую стадию рудные и другие элементы при последующих

гидротермальных процессах могут освобождаться при условии разложения амфиболов и концентрироваться в благоприятных условиях.

Среди роговых обманок выделяется несколько генетических типов — магматический, метаморфический, скарновый и кластофильный. Магматические роговые обманки связаны с интрузивными массивами основного, среднего и частью кислого состава и с эффузивными породами (в андезитовых и более основных лавах), встречаются иногда в пегматитах.

В магматических породах диоритового и габбро-диоритового ряда роговая обманка является одним из главных породообразующих минералов и содержится в них в пределах 15—30 до 55% в породах более кислого состава — гранодиоритах и гранитах — 4—10%, 2—3% и менее.

Роговая обманка довольно равномерно распределяется в магматических породах в виде идиоморфных кристаллов призматической и шестоватой формы с ромбическими сечениями и зерен неправильной формы размером от десятых долей миллиметра до 1,5—2 *см*, чаще 1—2 *мм*. Краевые части некоторых массивов заметно обогащены роговой обманкой. Наблюдается концентрация в них акцессорных минералов.

В гранитных пегматитах Чаркасара и габбро-пегматитах Султануиздага роговая обманка образует гнезда и скопления, в габбро-пегматитах Султануиздага — призматические кристаллы черного цвета длиной 7—10 *см* (Петрография Узбекистана, кн. I, 1965).

В Южном Узбекистане в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта роговая обманка — ведущий породообразующий минерал амфиболитов, гнейсов и кристаллических сланцев докембрийского метаморфического комплекса, слагающих диймалекскую свиту и множество различных по мощности пропластков (Покровский, 1974).

В амфиболитах и гнейсах роговая обманка представлена гипидиоморфными зернами размером 0,3—1,8 *мм*, реже порфиробластами размером до 5 *мм*. Содержание роговой обманки в них 20—85%. Амфиболиты сланцеватой текстуры, а гнейсы — полосчатой за счет чередования тонких слойков, обогащенных роговой обманкой или плагиоклазом. В указанных породах роговая обманка ассоциирует с плагиоклазом андезин-лабрадорового состава, альмандином, реже диопсидом.

Мелкозернистые небольшие скопления роговой обманки известны в скарнированных разностях магматических пород (Курусай, Кансай, Ингичке).

Роговая обманка изменяется в связи с процессами пропилитизации, широко развитыми в Кураминском хр., замещаясь агрегатом эпидота, пеннина, лейкоксена и кальцита или актинолитом (уралитизация).

Таблица 46

Оптические свойства роговой обманки

Место взятия образца	Порода	Ng	Nm	Np	Ng—Np	∠ с Ng	−2v	Автор
			Кураминский хр.					
Алмалык (Кызата, Саукбулак, Ургаз, Шаугаз)	Гранодиорит Кураминского батолита (C_2)	1,668	—	1,641	0,027	21°	56—68°	Айзенштат, 1947
Район Ашаба-Чадака		1,668 1,685	— —	1,640 1,659	0,028 0,026	14 16	81 —	Елисеева, 1957
Курусай-Туранглы	Дайкообразное тело роговообманковых диоритов (P_1)	1,678	1,665	1,658	0,020	18	76	Моисеева, 1955
Алмалык, верховье Шаугаза	Шток порфировидного гранодиорита куюндинского типа (P_1)	1,670	1,659	1,653	0,017	21—25	62—72	Айзенштат, 1967
Алмалык, Джаныбекский интрузив	Адамеллит-порфир (P_1)	1,668	1,662	1,653	0,015	23—25	58—75	
Алмалык, бассейн р. Сарыташа, Каракии		1,669	1,660	1,654	0,015	18—19	64-84	
Алмалык, Ургаз, Каракия и др.	Дайка гиганто-порфирового адамеллит-порфира (P_1)	1,668—1,674	1,659—1,665	1,653—1,654	0,014—0,021	18—23	—76	
Алмалык, Сарыташ, Шаугаз и др.	Дайка гиганто-порфирового гранит-порфира	1,665	—	1,645	0,020	19	76	
Саукбулак, Ургаз и др.	Дайка гранодиорит-порфира (C_2—C_3)	1,671—1,672	1,662—1,663	1,658—1,660	0,011—0,014	21	64	
Кансай, Шевчуковка	Дайка диоритовых порфиритов (P—T_1)	1,676	—	1,657	0,019	20	—	Протодъяконова, 1956
Бассейн р. Чадака	Диабазовый порфирит миибулакской свиты (C_1—C_2)	1,659—1,660	—	1,645—1,646	0,013—0,015	16—19	88	Ярмухамедов, 1966

Алмалык, (Каракия, Кызата, Саукбулак, Шаугаз)	Андезито-дацитовые порфиры акчинской свиты	1,650—1,670	—	
Каратагата, Алмалыксай, Каульды, Саукбулак Западный Карамазар	Роговообманковые порфириты из той же свиты. Скарнированный сиенитодиорит	1,670—1,672 1,646	— —	
Курусай	Скарнированные трубчатые дайки авгитового порфирита	1,650	—	
		Чаткальски		
Чепташский интрузив	Рапакивидный гранитпорфир (C_3—P_1)	1,666	—	
Скарново-железорудное месторождение Минбулак	Скарны	1,678 1,670 1,653	— — —	
		Западный Узб		
Центральные Кызылкумы Кульджуктау, Шайдаразский интрузив	Габброиды	1,644	—	
Тамдинские горы (Кызылкумы)	Гранодиорит Тамдинского массива	1,683—1,695	1,670—1,677	
Нуратинский хр.	Актауский интрузив, гранитоиды (P_1)	1,682—1,688	—	
Кульджуктау	Тозбулакский массив, диориты Таушанский массив (C_2) гранитоидов	1,666—1,676	—	
Кочкарлы	Измененный скарн	1,660 1,664	— —	

1,634—1,649	0,016—0,021	15—21	73—80	Ярмухамедов, 1966
1,651—1,665	0,015—0,021	18 - 23	86—88	Жариков, 1959
1,623	0,023	24	76—77	
1,630	0,020	—	80	Моисеева, 1965
й хр.				
1,650	0,016	18—23	75—80	Мушкин, 1971
1,660	0,018	15°	82°	Баталов, 1956
1,651	0,019	20	72	
1,633	0,020	18	63	
екистан				
1,617	0,027	17—21	78—87	Лихойдов, 1966
1,666—1,682	0,015—0,020			Хамрабаев, Магдиев, 1970
1,66—1,673	0,014—0,021	13—23		Азимов, 1970
1,650—1,658	0,016—0,020	12—20		Каюмов, 1970
	0,022	16—18	68—70	К. М. Кромская
	0,026			
1,650	—	16—19		Лиценмайер, 1967
1,639	0,025	16—18		

Место взятия образца	Породы	Ng
Ингичке	Роговая обманка призматического габитуса в амфиболитах	1,678
Султануиздаг, участок Кызылсай	Сноповидные сростки в меланократовом амфиболите.	1,662
	Часто зональные: центральная темнозеленая часть и периферическая синезеленая	1,650
	Роговая обманка из амфиболита по диабазу	1,656
	Амфиболизированное габбро	1,649–1,662 1,660
Султануиздаг, Тебинбулакский массив	Паргасит из перидотитов	1,673
	Роговая обманка из горнблендита	1,683
	Крупные идиоморфные кристаллы буровато-зеленой роговой обманки из горнблендита	1,682
	Зеленая роговая обманка, по периферии буровато-зеленая	1,656
	Кристаллы роговой обманки в сиенитодиорите	1,678
	Кристаллы роговой обманки, длиной до 10 *см* в жилах габбропегматита	1,682
Гиссар	Амфиболиты в метаморфической толще протерозоя	1,662 1,683

Продолжение таблицы 46

Nm	Np	Ng – Np	< c Ng	– 2v	Автор
—	1,662	0,016	19	74—80	Свириденко и др., 1966
—	1,645	0,017	24	87	
—	1,630	0,020	25	85	
—	1,636	0,020	27	77	
1,62	1,625—	—	—	—	
—	1,637 1,643	0,017	24	78	
—	1,659	0,014	27	54	Свириденко и др., 1956
—	1,664	0,019	19	81	
—	1,669	0,013	19	74	
—	1,631	0,025	28	56	
—	1,664	0,014	15	69	
—	1,666	0,016	21	70	
—	1,644	0,018	—	—	Покровский, 1971
—	1,657	0,026	—	—	

Единичные угловатые и полуокатанные зерна встречены в кайнозойских молассах Северной Ферганы в качестве кластофильного минерала (Бабаев, 1951; Гриднев, 1961; Вертунов, 1956).

Базальтическая роговая обманка—$Ca_2(Na,K)_{0,5-1,00}(Mg, Fe^{2+})_{3-4}(Fe^{3+}Al)_{2-1} \cdot [Si_6Al_2O_{22}](O,OH)_2$

Базальтическая роговая обманка отмечена А. Р. Ярмухамедовым в Чаткало-Кураминском регионе как породообразующий минерал в порфиритах акчинской вулканогенной свиты и в некоторых дайках основных пород — спессартитах и единичных дайках диабазового порфирита. Минерал выделяется в виде шестоватых фенокристов буровато-коричневого цвета длиной до 5 *мм*. В шлифах плеохроирует в желтовато-коричневых тонах, Ng—Np=0,035—0,020, —2V=65—76°, ∠cNg=14—15°.

В Нуратинском регионе базальтическая роговая обманка отмечена в габбровых породах Темиркабукского массива и в жилах лампрофира (Петрография Узбекистана, кн. I, 1965).

Феррогастингсит—$NaCa_2Fe_4^{2+}(Al, Fe^{3+})[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$

Феррогастингсит известен в горах Кульджуктау в юго-западной части Кызылкумов (Каюмов, 1965, 1966, 1969, 1970).

Феррогастингсит представляет собой породообразующий минерал нефелиновых сиенитов, проявляется в виде небольших штоко-дайкообразных тел в юго-восточной части Тозбулакского гранитоидного массива. Содержание описываемого минерала в породе 5—8%.

Минерал макроскопически черного цвета, в шлифах густо-зеленый, резко плеохроирующий по следующей схеме: Np — синевато-густо-зеленый, Nm — синевато-зеленый, Ng — зеленый. Удлинение отрицательное, ∠cNg=21—24°, —2V=55—84°. Показатели преломления следующие: Ng — 1,706, — 1,718; Np — 1,694—1,710; Ng—Np=0,008—0,012.

Химический состав минерала (вес. %): SiO_2 — 39,12; TiO_2 — 0,77; Al_2O_3 — 8,63; Fe_2O_3 — 16,23; FeO — 19,08; MnO — 1,00; MgO — 0,87; CaO — 9,20; Na_2O — 2,79; K_2O — 2,00; H_2O — 0,34; сумма — 100,09 (аналитик Н. Я. Куракина).

Феррогастингсит содержит многочисленные примеси микроэлементов (*г/т* в 2 пробах): Sc — 97, V — 285, Cr — 28, Cu — 122, Zn — 15400, Ga — 66, Zr — 760, Nb — 7800, Li — 10,50, Rb — 10—50, Be — 28, Sn — 10—50 (Каюмов, 1970). Встречается в виде корродированных вытянутых кристаллов призматического габитуса, часто в тесном срастании с пироксеном и магнетитом. Размер кристаллов 1—2 *мм*.

Химический состав

Компонент	Магматичес			
	Нуратинский			
	Актауский интру			
	кварцевый диорит	гранодио		
	обр. 5016	8030	8200	8555
SiO_2	43,88	43,12	43,06	43,28
TiO_2	1,42	3,00	3,34	2,80
Al_2O_3	10,48	9,47	8,10	7,70
Fe_2O_3	6,62	5,86	6,55	7,02
FeO	14,40	13,28	14,10	13,79
MnO	0,50	0,53	0,56	0,50
MgO	8,79	9,87	10,12	10,16
CaO	11,00	11,60	11,40	11,70
Na_2O	0,95	1,11	0,97	0,94
K_2O	1,23	1,42	1,42	1,08
P_2O_5	0,07	0,10	0,11	0.07
$\pm H_2O$	0,65	0,52	0,50	0,70
CO_2	—	—	—	—
Сумма	99,99	99,88	100,23	99,74
	Количество ионов в			
Si	6,76 } 8,00	6,59 } 8,00	6,62 } 8,00	6,71 } 8,00
Al^{IV}	1,24	1,41	1,38	1,29
Al^{VI}	0,66	0,29	0,08	0,16
Ti	0,16	0,34	0,38	0,32
Fe^{3+}	0,76 } 5,51	0,68 } 5,32	0,75 } 5,39	0,82 } 5,43
Fe^{2+}	1,85	1,70	1,81	1,78
Mn	0,06	0,06	0,06	0,06
Mg	2,02	2,25	2,31	2,35
Ca	1,81	1,81	1,89	1,94
Na	0,27 } 2,32	0,33 } 2,41	0,28 } 2,45	0,26 } 2,42
K	0,24	0,27	0,28	0,22
O	1,34 } 2,00	1,47 } 2,00	1,49 } 2,00	1,28 } 2,00
OH	0,66	0,53	0,51	0,72
	56,4	51,4	52,6	52,5
Лаборатория	ИГ и Г АН УзССР			
Аналитик	Е. Ф. Касьянова			
Автор	Азимов, 1970			

Таблица 47

роговой обманки

кие породы				
хр.		горы Кульджуктау		
зив		Таушанский массив		Тозбулакский массив
рит		гранит		диорит
х	8337	8127	8399	271
42,64	41,40	47,52	47,20	47,94
—	1,22	1,08	2,70	1,36
9,45	8,68	8,48	6,62	5,92
2,58	4,02	3,18	5,02	2,36
13,92	16,56	11,37	9,36	15,99
—	0,50	0,24	0,18	0,44
5,99	9,27	14,56	14,84	10,94
18,99	12,80	11,20	12,40	12,40
1,30	0,83	0,88	0,44	0,19
1,31	2,73	0,44	0,24	0,35
—	0,09	—	—	0,17
2,10	1,57	0,96	0,98	1,18
—	—	—	—	—
98,28	99,67	99,91	99,98	99,24
пересчете на 24 (O, OH)				
6,62 1,38 } 8,00	6,40 1,58 } 7,98	6,50 1,50 } 8,00	6,85 1,15 } 8,00	7,25 0,75 } 8,00
0,36 — 0,30 1,80 — 1,40 } 3,86	— 0,14 0,46 2,14 0,06 2,14 } 4,94	0,98 0,11 0,32 1,30 0,03 2,98 } 5,72	— 0,30 0,55 1,15 0,02 3,24 } 5,26	0,30 0,11 0,27 2,01 0,06 ,46 } 5,25
3,16 0,40 0,26 } 3,82	2,12 0,24 0,72 } 2,94	1,62 0,24 0,08 } 1,94	1,96 0,12 0,04 } 2,12	,02 0,06 0,07 } 2,15
— 2,01	0,35 1,65 } 2,00	1,00 1,00 } 2,00	1,00 1,00 } 2,00	0,95 1,05 } 2,00
61,9	—	38,0	30,9	7,3
Исамухамедов, 1955	Азимов, 1970	ИГ и Г АН УзССР Р. Алиева Юлдашев, Магдиев, 1970		Каюмов, 1970

Компонент	Магматические породы				
	Кураминский хр.		ЮЗ отроги Чаткальского хр.		
	Кураминский батолит		Акчинский массив		
	сиенито-диорит	гранодиорит	диорит		гранодиорит
	971	5390	463	473	465
SiO_2	45,00	46,53	46,66	41,70	42,10
TiO_2	1,37	0,12	0,74	1,04	1,29
Al_2O_3	8,27	5,94	9,31	5,50	8,61
Fe_2O_3	5,46	6,30	4,62	8,42	3,20
FeO	12,33	11,50	13,47	11,58	12,24
MnO	0,47	0,48	0,43	0,56	0,50
MgO	11,43	13,87	11,15	12,09	12,80
CaO	12,12	12,25	10,71	15,70	16,00
Na_2O	0,12	1,25	1,03	0,66	1,03
K_2O	0,87	0,00	0,02	0,63	0,87
P_2O_5	—	0,00	0,09	—	—
$\pm H_2O$	0,95	1,17	1,91	2,37	1,39
CO_2	—	0,60	0,02	—	—
Сумма	98,39	100,01	100,16	100,25	100,03
Количество ионов в пересчете на 24 (O,OH)					
Si	6,72 } 8,00	6,83 } 7,96	6,86 } 8,00	6,33 } 7,31	6,40 } 7,94
Al^{IV}	1,28	1,03	1,14	0,98	1,54
Al^{VI}	0,15 } 5,00	— } 5,13	0,46 } 5,21	— } 5,36	} 5,01
Ti	0,15	0,01	0,08	0,12	0,14
Fe^{3+}	0,61	0,69	0,52	0,96	0,36
Fe^{2+}	1,54	1,41	1,66	1,47	1,55
Mn	0,06	0,06	0,05	0,07	0,06
Mg	2,55	3,03	2,44	2,74	2,90
Ca	1,94 } 2,20	1,80 } 2,16	1,69 } 1,97	2,55 } 2,85	2,60 } 3,08
Na	0,03	0,36	0,28	0,18	0,30
K	0,17	—	—	0,12	0,18
O	1,04 } 2,00	0,85 } 2,00	0,12 } 2,00	—	0,60 } 2,00
OH	0,96	1,15	1,88	2,40	1,40
f	42,8	37,5	44,6	42,5	44,0
Лаборатория	ИГПМ АН СССР		ИГ и Г АН УзССР		
Аналитик	Н. П. Нисенбаум	О. Я. Николаева	Н. Я. Куракина		
Автор	Соустов, 1956	Сморчков, 1948	Урунбаев, 1970		

Из сопредельных районов минерал упоминается в скарново-магнетитовом с редкометальной минерализацией месторождении Янгикан в Кураминском хр. (Нечелюстов, Зленко и др. 1969).

Баркевикит — $Ca_2(Na,K)(Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+}, Mn)_5[iS_{6,5}Al_{1,5}O_{22}](OH)_2$

Баркевикит отмечен А. Ф. Свириденко (1958) в Зирабулакских горах в гранитоидном интрузиве как породообразующий минерал в дайках лампрофира и в северо-западных отрогах Гиссарского хр. в Сурхандарьинском гранитоидном интрузиве в качестве породообразующего минерала в дайках мончикита (около 18%).

Минерал двуосный отрицательный, $-2V = 46-52°$, $\angle cNg = 10-12°$, $Ng-Np$ — 0,015—0,020. В проходящем свете отмечается четкий плеохроизм по следующей схеме: Ng — темно-бурый, Nm — красновато-бурый, Np — светло-желтый.

Баркевикит образует вкрапленники характерной шестиугольной, лейстовидной и неправильной формы, размером не более 0,2 *мм*. Большинство зерен баркевикита опацитизировано.

Щелочные амфиболы

Глаукофан — $Na_2Mg_3Al_2[Si_8O_{22}](OH)_2$

Глаукофан отмечен Л. Н. Вертуновым (1956) в кайнозойских молассах Северной Ферганы как кластофильный минерал в виде плохо окатанных неправильной формы зерен.

В шлифах обладает четким плеохроизмом: Ng — синевато-фиолетовый, Np — бледно-фиолетовый. Удлинение положительное, $\angle cNg = 5-7°$, Ng — 1,639; Np — 1,623.

Рибекит — $Na_2Fe^{2+}_3Fe^{3+}_2[Si_8O_{22}](OH)_2$

Рибекит обнаружен в горах Кульджуктау в Центральных Кызылкумах как породообразующий минерал нефелиновых сиенитов в Тозбулакском массиве (Каюмов, 1965). Образует призматические индивиды.

Оптические свойства следующие: минерал плеохроирует: Ng — буровато-зеленый, Nm — зеленовато-бурый, Np — темно-зеленый; Ng — 1,698—1,700; Nm — 1,696—1,697; Np — 1,694—1,695; $Ng-Np = 0,004-0,005$; $-2V = 68°$, $\angle cNg = 14-15°$.

В кайнозойских молассах Северной Ферганы рибекит отмечен в качестве кластофильного минерала в виде единичных зерен столбчатой формы с неправильными зазубренными концами. Цвет синевато-черный. В шлифах обладает четким плеохроизмом: Ng — желтовато-зеленый, Np — синевато-черный, Ng — 1,698; Np — 1,694; $Ng-Np = 0,004$, $\angle cNg = 5-7°$ (Вертунов, 1956).

Компонент	Магматич. породы	Пегматиты	Скарны		До	
		Султануиздаг	Кураминский хр.	Чаткальский хр.	Тамдытау	юго-
	Шавасский массив	Тебинбулакский интрузив	Курусай	Минбулак		басс. р. Диймалека
	гранодиорит	габбро-пегматит	скарны			ам
	обр. 44	494	401	1012	565	291
SiO_2	44,30	41,36	45,36	49,74	39,43	45,70
TiO_2	1,04	2,25	0,50	—	0,97	0,45
Al_2O_3	10,42	14,44	7,79	4,54	12,41	11,87
Fe_2O_3	2,90	13,93	3,87	5,06	5,94	0,62
FeO	12,50	3,67	8,35	15,57	17,03	14,04
MnO	0,30	0,11	2,40	0,11	0,52	0,28
MgO	12,56	9,16	10,30	11,77	9,58	13,10
CaO	12,51	12,20	18,20	12,08	8,63	12,00
Na_2O	0,90	1,49	0,32	0,67	2,14	0,51
K_2O	0,80	1,24	0,15	0,03	0,81	0,83
P_2O_5	0,06	—	—	—	—	—
$\pm H_2O$	1,64	?	2,67	0,77	2,92	0,76
CO_2	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,93	99,85	99,41	100,34	100,38	100,16
					Количество ионов	
Si	7,58 } 8,00		7,21 } 8,00	7,22 } 8,00	6,19 } 8,00	6,46 } 8,00
Al^{IV}	0,42		0,79	0,78	1,81	1,54
Al^{VI}	1,40		0,67	—	0,49	0,45
Ti	0,12		0,06	—	0,11	0,04
Fe^{3+}	0,32 } 6,21		0,40 } 5,00	0,55 } 5,90	0,70 } 5,00	0,07 } 5,00
Fe^{2+}	1,55		1,11	1,88	2,23	1,66
Mn	0,04		0,32	0,01	0,07	0,03
Mg	2,78		2,44	2,56	2,24	2,75
Ca	2,00		3,09	1,88	1,45	1,81
Na	0,26 } 2,42		0,09 } 3,21	0,18 } 2,06	0,65 } 2,26	0,13 } 2,09
K	0,16		0,03	—	0,16	0,15
O	0,38 } 2,00		—	1,25 } 2,00	0,99 } 2,00	1,29 } 2,00
OH	1,62		2,83	0,75	1,01	0,71
f	39,0		43,0	50,0	57,0	39,0
Лаборатория	ИГиГ АН УзССР		МГ УзССР			
Аналитик	Е. Ф. Касьянова		Р. А. Тюменева	—	Ф. Зиямухамедова	
Автор	Урунбаев, 1970	А. Ф. Свириденко	М. И. Моисеева	А. Б. Баталов	К. Максумов	

кембрийский метаморфический комплекс

западные отроги Гиссарского хребта

басс. р. Ходжа-Гузардак	басс. р. Диймалека		басс. р. Айлягара			
фиболиты						гнейсы
600-б	289-и	288-б	271	265-б	254-г	636-в
45,50	46,30	47,10	46,15	47,88	43,60	45,10
0,27	1,21	3,00	1,00	0,78	1,82	1,24
13,37	19,65	6,79	12,96	14,08	13,28	20,59
3,09	1,31	10,41	0,43	1,22	4,21	4,40
9,38	8,64	8,64	10,44	12,96	10,80	7,20
0,16	0,14	0,21	0,14	0,14	0,10	0,17
13,35	7,50	9,70	11,80	9,30	11,16	5,50
12,40	11,60	11,64	14,00	10,60	11,40	12,20
1,16	1,25	1,12	1,02	1,44	1,94	2,19
0,69	1,16	1,06	0,76	0,76	0,32	0,70
—	—	—	—	—	—	—
0,51	1,02	0,59	1,03	0,98	1,15	1,06
—	—	—	—	—	—	—
99,88	99,78	100,26	99,72	99,74	99,78	100,35
в пересчете на 24 (O, OH)						
6,46 } 8,00	7,37 } 8,00	7,04 } 8,00	6,75 } 8,0	6,86 } 8,0	6,34 } 8,0	6,66 } 8,0
1,54	0,63	0,16	1,25	1,14	1,66	1,34
0,69	1,74	0,23	0,98	1,24	0,61	2,25
0,02	0,14	0,33	0,11	0,08	0,20	0,14
0,33 } 5,00	0,15 } 5,00	1,17 } 5,00	0,05 } 5,00	0,13 } 5,00	0,46 } 5,00	0,48 } 5,00
1,11	1,16	1,09	1,27	1,56	1,31	0,89
0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
2,82	1,79	2,16	2,58	1,98	2,41	1,22
1,88	1,98	1,87	2,19	1,62	1,77	1,93
0,32 } 2,33	0,39 } 2,60	0,32 } 2,39	0,29 } 2,64	0,40 } 2,16	0,55 } 2,38	0,63 } 2,69
0,13	0,23	0,20	0,13	0,14	0,06	0,13
1,52 } 2,00	0,92 } 2,00	1,41 } 2,00	1,00 } 2,00	1,07 } 2,00	0,84 } 2,00	0,76 } 2,00
0,48	1,08	0,59	1,00	0,93	1,16	1,24
34,1	42,7	51,4	34,3	46,1	39,1	48,9

ИГиГ АН УзССР
Е. Ф. Касьянова

Покровский, 1971

Группа волластонита

Волластонит—α-Ca_3 [Si_3O_9]

Mn-волластонит—α-(Ca, Mn)$_3$ [Si_3O_9]

Волластонит относится к широко распространенным минералам. В больших количествах встречается в Кураминских горах: Накпае (Исмаилов, 1956, 1958, 1961, 1966), Западном Джангалыке (Моисеева, 1956; ко и М. Р. Еникеева; Сквалецкая, 1958; Жариков, 1959; Серебрицкий, Пирмирабе (Моисеева, 1969); Алтынтопкане (данные В. К. Мельниченко и М. Р. Еникеева: Сквалецкая, 1958; Жариков, 1959; Серебрицкий, 1964; Мирходжаев, Каххаров, 1959; Болдырева, 1966).

В Чаткальских горах волластонит установлен в Акбулаке, Чимгане, Ойганнге, Минбулаке, Баркраке и других пунктах (Абдуллаев, 1947; Гумарова, Поярков, Протодьяконова, 1941; Поярков, 1941; Шестаков, 1941; и др.).

Сведения о волластонитах Западного Узбекистана имеются во многих работах (Абдуллаев, 1947; Эшпулатов, 1964; 1965; 1966; Исмаилов, 1958, 1961; материалы В. К. Мельниченко и О. В. Воронько; Исмаилов и Эшпулатов, 1968; материалы А. Б. Баталова и З. А. Королевой; Мясников, 1951; Бабаев, 1952; Нечелюстов, 1941; Поярков, 1941; Лиценмайер, 1967; Дмитриев, 1964; Кучукова, Исмаилов и др. 1971).

Волластонит образует тонковолокнистые, длиннопризматические, игольчатые, пластинчатые и таблитчатые агрегаты формирующие радиально-лучистые пучки, розетки и спутанно-волокнистые массы. Длина индивидов 0,5—1 *см* до 10—20 *см*. В Западном Джангалыке волластонит слагает необыкновенно крупные сферолиты, достигающие 30—40 *см* в диаметре. В роговиках волластонит часто мелкозернистый, сахаровидный, Цвет снежно-белый, светло-серый, голубой (Ингичке), розоватый, блеск шелковистый, уд. вес. 2,82—2,90, отдельные пластинчатые индивиды иногда полупрозрачны.

Оптические свойства волластонита из разных мест обычные и близки между собой. Минерал двуосный отрицательный угол 2V колеблется в узких пределах 32—40° (табл. 48). В шлифах обнаруживаются полисинтетические двойники, параллельные удлинению.

По химическому составу волластонит довольно чистый. Из примесей постоянно отмечаются Al_2O_3 до 3,60%, MgO — 2,28%, $FeO+Fe_2O_3$ до 1,89%, MnO не более десятых долей процента (табл. 49). Все приведенные анализы пересчитаны на структурные формулы из расчета на 3 атома кислорода. Вычисленные формулы показали хорошую сходимость с теоретической.

Спектральные анализы выявили в волластонитах многочисленные примеси. Отмечается различие в составе примесей в волластонитах Западного Узбекистана и Чаткало-Курамы. В первых в качестве типоморфных примесей присутствуют: Sr, Ba, Ga, Zr, V, Cr, Mo, W, Ni, Be,

а во вторых указанные примеси или совсем отсутствуют или частота встречаемости их значительно ниже. В Кураме в волластоните из золоторудного месторождения (Пирмираб) Ag, Sr, Ba, Be встречаются часто, а из скарново-полиметаллических отмечаются Zn, Pb, Mn.

Рентгенометрические исследования волластонита из Курусая и Пирмираба показали удовлетворительную сходимость межплоскостных расстояний с эталонными.

На кривых нагревания волластонита из Койташа отмечается эндотермический эффект в интервале 1240—1200°, соответствующий превращению волластонита в псевдоволластонит (Заседателева и др. 1966).

На территории Узбекистана насчитывается около 40 месторождений и рудопроявлений с волластонитовой минерализацией. В генетическом отношении среди них выделяются: термально-метаморфические, связанные с силикатно-известковыми роговиками и со скарнами.

В Кураминском хр. волластонит в роговиках известен в Накпае (Исмаилов, 1961), Джангалыке (Вольфсон, 1952; Жариков, 1959; Кантор, 1956), Курусае (Моисеева, 1956, 1969) и Чалате (Жариков, 1959). На месторождении Накпай волластонитовые роговики приурочены к контакту интрузии сиенито-диорита с пачкой девонских отложений, состоящих из чередующихся прослоев кварцевого песчаника и известняка. В роговиках волластонит представлен агрегатом крупных полупрозрачных таблитчатых кристаллов в ассоциации с кварцем и редкими зернами диопсида, гроссуляра и везувиана. Мощность роговиков 60 *м*, прослежены по простиранию на 120 *м* и на глубину 229 *м*.

В Чалате в глубоких горизонтах установлены гранат-волластонит-кальцитовые роговики с отчетливой слоистой текстурой, вызванной чередованием гранат-кальцит-волластонитовых прослоев с кальцитовыми. На этом месторождении роговики образовались по известковистым песчаникам и кремнистым известнякам девона.

Кварц-кальцит-волластонитовые роговики широко распространены на месторождении Западный Джангалык в висячем боку рудной зоны.

В Курусае гнездообразные тела тонкозернистых кальцит-волластонитовых роговиков параллельной текстуры развиваются в мраморе на контакте с интрузивным диоритовым массивом. В подчиненном количестве в роговиках встречаются гроссуляр и диопсид.

Волластонит — обычный минерал биметасоматических скарновых залежей. Он образует мономинеральные жилообразные тела, гнезда и неправильные скопления среди известняков во фланговых частях известково-скарновых тел (Курусай II, Западный Джангалык, Перевальное, Главная рудная зона Алтынтопкана, Минбулак, Чимган и др.).

Гнездообразные тела волластонита приурочены к трубчатым и жилообразным скарново-рудным залежам инфильтрационного типа (Курусай II, участок I, Северная группа Алтынтопкана), встречаются в

Таблица 48

Оптические свойства волластонита и Mn-волластонита и их удельные веса

Номер обр.	Место взятия	Характеристика минерала	Ng	Nm	Np	Ng—Np	—2V	Удельный вес	Автор
		Кураминский хребет							
		I. Обычный волластонит							
1	Курусай II	Белые радиально-лучистые агрегаты из скарна	1,628	—	1,613	0,015	—	2,83	Моисеева, 1969
196		Фарфоровидный волластонит из роговика	1,628	—	1,613	0,015	—	2,82	
2	Западный Карамазар	Сноповидные агрегаты белого волластонита из скарна	1,633	1,630	1,618	0,016	32—34	—	Жариков, 1959
635	Пирмираб	Из золоторудных жил	1,633	1,630	1,618	0,015	—	2,90	Моисеева, 1969
3	Чокадамбулак	Волокнистый волластонит из оторочки пегматитовой жилы	1,633	—	1,618	0,015	—	—	Багрова, 1966
5	Катранги	Радиально-лучистый игольчатый в скарне	1,630	—	1,610	0,020	—	—	Бадалов, 1957
7	Накпай	Голубовато-белый таблитчатый волластанит в роговике	1,632	—	1,614	0,018	—	2,88	Исмаилов, 1956
X	Алтынтопкан, Северная рудная зона	Гнезда розового волластонита в трубчатых скарново-полиметаллических телах	1,629	—	1,617	0,012	—	2,90	Сквалецкая, 1958
XX		То же, светло-серый	1,628	—	1,617	0,011	—	2,83	

28597		Линза волластонита	1,629	—	1,616	0,013	38	—	Серебрицкий, 1964
28570			1,628	—	1,616	0,012	37	—	
28597	Алтынтопкан, Главная Рудная, зона	Сноповидные агрегаты белого волластонита в скарновой залежи	1,629	—	1,616	0,013	38	—	Серебрицкий, 1964
11	Перевальное	Радиально-лучистые агрегаты в известняках на фланге скарновой зоны	1,634	—	1,620	0,014	—	—	Болдырева, 1966
12	Джангалык	Белые радиально-лучистые агрегаты в скарнах	1,630	1,627	1,621	—	—	—	Кантор, 1956
13			1,638	—	1,617	0,021	—	—	Дмитриев, 1964
XXX	Бичанзор	Скопления и просечки спутанно-волокнистого в кварц-кальцитовых жилах	1,628	—	1,615	—	—	2,84	Мещанинова, Мещанинов, 1970
—		Мелкозернистый волластонит среди сапонита	1,630	—	1,616	—	—	—	
		Западный Узбекистан							
		Зирабулакские горы							
—	Ингичке	Сноповидные агрегаты в секущем скарновом теле	1,634	1,627	1,621	0,013	40	2,70	Лиценмайер, 1967
—		Гнезда во внешнем ореоле скарновых залежей	1,634	—	1,621	0,013	39	2,70	
—	Чангаллы	В известково-силикатовых роговиках	1,633	—	1,620	0,013	—	2,80	Эшпулатов, 1964
—	Муллабурхан		1,632	—	1,621	0,011	—	—	
—	Шаршар		1,633	—	1,621	0,012	—	2,75 2,82	Эшпулатов, 1964

Продолжение таблицы 48

Номер обр.	Место взятия	Характеристика минерала	Ng	Nm	Np	Ng–Np	–2V	Удельный вес	Автор
		Нуратинские горы							
—	Койташ	Прослои радиально-лучистого волластонита, чередующиеся с мрамором	1,634	1,629	1,614	0,020	40°	2,69—2,85	
			1,632	—	1,619	0,013	—	—	З. А. Королева
—			1,633	—	1,619	0,014	—	—	Эшпулатов, 1964
			1,634	—	1,619	0,015	—	—	
—	Лянгар	Серовато-белый из пачки известково-силикатовых роговиков	1,633	1,633	1,619	0,014	—	—	Мясников, 1951
—			1,634	—	1,619	0,015	—	2,85	Эшпулатов, 1964
		II. Мп-волластонит							
788	Курусай II	Белый из жилообразного скарнового тела	1,641	1,633	1,624	0,017	—	2,86	Моисеева, 1969
789		Светло-розовые звездчатые агрегаты Мп-волластонита в жилообразном скарновом теле	1,643	1,635	1,624	0,019	58,5	2,86	
791		Серовато-белые радиально-лучистые агрегаты	1,643	1,635	1,628	0,015	57°		
2451		Светло-розовые радиально-лучистые агрегаты	1,643	1,635	1,628	0,015	55°	2,85	

скарнированных кальцитовых жилах (Пирмираб). Волластонит относится к числу наиболее ранних скарновых минералов. В связи с последующей рудной минерализацией он замещается кальцитом, кварцем, галенитом и сфалеритом, а местами ксонотлитом (Пирмираб, Кансай, Накпай).

В Западном Узбекистане месторождения термально-метаморфического типа (Койташ, Лянгар, Каргалы, Муллабурхан, Шаршар, Каратюбе, Чангаллы) приурочены к зонам контакта крупных гипабиссальных гранитоидных интрузий (C_3—P_1) с глинисто-песчанистыми, песчанисто-карбонатными и карбонатными породами, которые в зависимости от их состава и степени метаморфизма образуют различные известково-силикатовые роговики и волластонитсодержащие породы. В них волластонитовые тела образуют мощные пластообразные залежи, протягивающиеся на многие километры, мощностью десятки метров. Содержание в них волластонита 15—70%. В ассоциации с описываемым минералом встречаются кальцит, кварц, плагиоклаз, пироксен, гранат, везувиан, реже скаполит, тремолит.

На этих же месторождениях встречаются неправильные волластонитовые тела во внешней зоне скарновых залежей и секущие мелкие прожилки среди скарнов и осадочно-метаморфических пород. Перечисленные волластонитовые тела сложены волластонитом, кальцитом, кварцем, диопсидом, гроссуляром, и везувианом, реже встречаются полевые шпаты, биотит, углистое вещество, сульфиды. Волластонит представлен в основном сноповидными и игольчатыми агрегатами (Исмаилов, Эшпулатов, 1968).

Своеобразные скарново-волластонитовые тела образовались на контакте габброидных пород с известняками (Тасказган в Кызылкумах), сложены волластонитом, актинолитом, гранатом, плагиоклазом, графитом, кварцем, кальцитом и незначительным количеством пренита, талька, серпентина и хлорита.

В поверхностных условиях волластонит неустойчив, за счет его разложения образуются кальцит и опал, а в магнезиальной среде по нему развиваются стивенсит или сапонит. Волластонит Кураминского хр. (Накпай, Главная рудная зона Алтынтопкана, Северная группа Алтынтопкана и Западный Джангалык) и Западного Узбекистана (Чангаллы, Каргалы, Шаршар, Муллабурхан) рекомендован для использования в промышленности в качестве изоляционного материала (Исмаилов, 1961; Эшпулатов, 1965; Серебрицкий, 1964; Дмитриев, 1964; Кантор, 1956).

Марганцовистая разновидность волластонита обнаружена М. И. Моисеевой (1956, 1969) на месторождении Курусай в Кураминском хр., затем выявлена в Джангалыке Северной группе Алтынтопкана (Сквалецкая, 1959) и Кансае. По внешнему виду Мп-волластонит

Таблица 49

Химический состав волластонита и Mn-волластонита

Компонент	Волластонит						
	Пирмираб			Накпай	Западный Джангалык	Курусай	
	обр. 635	1-ш	630	1	2	202	196
SiO_2	50,32	48,88	50,48	50,76	51,56	42,64	51,36
TiO_2	—	—	—	—	0,06	0,10	0,01
Al_2O_3	1,68	0,52	1,02	0,33	0,27	2,70	0,66
Fe_2O_3	0,00	0,00	—	0,44	—	—	0,49
FeO	0,07	0,07	0,12	—	—	0,40	—
MnO	0,47	0,33	0,45	0,03	0,60	0,20	0,02
M_2O	0,50	1,33	1,01	0,86	0,43	1,10	2,14
CaO	46,40	44,80	45,98	46,20	46,20	43,75	45,60
Na_2O	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	—	—	—	—	—	—	—
CO_2	0,50	3,80	0,50	0,60	0,40	8,20	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,94	99,53	99,56	99,22	99,52	99,09	100,28
Лаборатория	ИГ и ГАН УзССР					Средазцветметразведка	Геол. Управление УзССР
Аналитик	Е. Ф. Касьянова			М. И. Исмаилов	—	Т. Т. Мухова	Е. Тюменева
Автор	М. И. Моисеева, 1969			Исмаилов, 1961	Швецов, Канкаева и др., 1966		Моисеева, 1969
	Количество ионов из расчета на 3(0)						
Si	0,98 } 1,02	1,02	0,99 } 1,01	0,99 } 1,0	1,00	1,00 } 1,07	1,02 } 1,03
Al	0,04		0,02	0,01	—	0,07	0,01
Fe^{3+}	—	—	—	—	—	—	—
Fe^{2+}	—	—	—	—	—	0,01 } 0,96	
Mn	—	0,01 } 0,95	0,01 } 0,98	—	0,01 } 0,98	—	—
Mg	0,01 } 0,98	0.04	0,04	0,03 } 0,99	0,01	0,04	0,06 } 1,03
Ca	0,97	0,90	0,93	0,96	0,96	0,84	0,97
Na	—	—	—	—	—	—	—

Компонент	*Mn*-волластонит			Волластонит			
	Курусай		Северная группа Алтынтопкана	Чимган	Лянгар		
	788	2451	3	4	5	6	7
SiO_2	44,80	56,24	46,80	50,04	49,24	49,22	50,04
TiO_2	0,05	—	0,01	—	Сл.	0,00	—
Al_2O_3	1,12	0,70	0,87	0,89	0 22	0,87	0,58
Fe_2O_3	0,00	—	0,95	0,54	0,08	0,33	0,42
FeO	0,32	0,01	—	0,56	1,50	—	—
MnO	3,52	1,36	3,81	—	0,14	—	—
MgO	1,40	2,28	0,72	2,46	1,29	1,05	0,72
CaO	35,99	38,52	43,27	45,00	43,85	47,18	45,20
Na_2O	—	—	—	—	0,30	—	—
K_2O	—	—	—	—	0,04	0,29	—
CO_2	11,70	0,86	4,40	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	0,50	3,33	1,97	2,32
Сумма	98,90	99,97	100,83	99,99	99,99	100,91	99,28
Лаборатория	Средазцветметразведка:			—	ВСЕГЕИ		ИГ и Г АН УзССР
Аналитик	Т. Т. Мухова			—	В. А. Юсова		П. Л. Прихидько
Автор			Сквалецкая, 1958	Шестаков, 1941	Дмитриев, 1964		Нечелюстов, 1941
	Количество ионов из расчета на 3(O)						
Si	1,03	1,05	1,00	0,98	1,01	0,98	1,01
Al	0,04 } 1,07	0,02 } 1,07	0,02 } 1,02	0,02 } 1,00	—	0,02 } 1,00	0,01 } 1,02
Fe^{+3}	—	—	—	—	—	—	—
Fe^{2+}	0,01			0,01	0,03	—	—
Mn	0,09 } 0,87	0,02 } 0,87	0,07 } 0,95	— } 1,00	— } 0,98	—	—
Mg	0,07	0,06	0,02	0,07	0,04	0,03 } 1,00	0,02 } 0,94
Ca	0,70	0,79	0,86	0,92	0,89	0,97	0,92
Na	—	—	—	—	0,02	—	—

Продолжение таблицы 49

Компонент	Волластонит						
	Лянгар	Койташ					
	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	51,73	50,84	42,26	51,16	48,50	49,52	48,42
TiO_2	—	0,00	0,04	0,05	0,00	—	—
Al_2O_3	Сл.	0,00	0,65	0,22	0,52	2,18	1,69
Fe_2O_3	—	0,68	0,37	0,60	0,84	0,42	0,38
FeO	0,63	—	0,38	0,54	0,21	0,22	0,66
MnO	0,18	0,30	0,03	0,03	Сл.	0,08	—
MgO	0,03	0,00	0,83	0,83	1,24	1,34	1 85
CaO	47,03	47,90	46,20	46,30	46,60	45,20	44,90
Na_2O	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	—	—	—	—	—	0,13	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,75	—	9,04	0,44	1,76	0,80	2,04
Сумма	100,3	99,72	99,80	100,17	99,67	99,89	99,94
Лаборатория	ИГЕМ АН СССР				ИГ и Г АН УзССР		
Аналитик	В. С. Мясников	П. Л. Прихидько			Е. Ф. Касьянова		
Автор	Мясников, 1951	Бабаев, 1949	А. Б. Баталов	З. А. Королева	Эшпулатов, 1964		
	Количество ионов из расчета на 3 (0)						
Si	1,00	0,99	1,01	1,00	0,99	0,97	0,97
Al	—	—	0,02 } 1,03	—	0,01 } 1,00	0,04 } 1,01	0,04 } 1,01
Fe^{+3}	—	—	—	—	—	—	—
Fe^{+2}	0,01	—	—	0,01	—	—	0,01
Mn	— } 0,99	0,01	—	—	—	—	—
Mg	—	— } 1,01	0,03	0,02 } 1,00	0,04	0,05	0,04 } 0,97
Ca	0,98	1,00	0,90 } 0,93	0,97	0,95 } 0,97	0,93	0,92

Компонент	Волластонит						
	Койташ		Муллабурхан			Чангаллы	
	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	51,40	48,68	50,48	50,20	48,62	47,28	48 64
TiO_2	0,12	0,00	—	0,00	Сл.	—	0,00
Al_2O_3	3,60	2,38	1,67	1,40	1,40	1,55	1,58
Fe_2O_3	0,68	0,65	0,34	0.30	0,44	0 42	0.48
FeO	1,21	1,07	0,82	0,10	0,18	0,18	0,20
MnO	0,08	0,10	0,08	Сл.	0,00	0,05	0,14
MgO	1,36	1,38	1,00	1,05	0,98	1,15	1,30
CaO	40,00	44,60	43,80	45,70	46,80	47,60	46,20
Na_2O	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	—	0,11	—	—	—	0,16	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,54	0,75	1,75	1,78	1,30	1,50	1,24
Сумма	99,99	99,72	99,97	100,05	99,82	99,89	99,78
Лаборатория	Н. Я. Куракина						
Аналитик	Эшпулатов, 1964						
Автор							
	Количество ионов из расчета на 3 (0)						
Si	1,00 } 1,08	0,96 } 1 01	1,00 } 1,04	0,99 } 1,02	0,97 } 1,00	0,95 } 0,98	0,97 } 1 00
Al	0,08	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Fe^{+3}	—	—	—	—	—	—	—
Fe^{+2}	0,02 } 0,86	0,02 } 0,98	0,01	—	—	—	—
Mn	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0,04	0,04	0,04 } 0,94	0,03 } 0,97		0,03 } 1,00	0,04 } 0,98
Ca	0,80	0,92	0,89	0,94		0,98	0,94

Примечание: При пересчете анализов CO_2 и п. п. п. увязаны в кальцит и удалены из анализов Обр. 635, 1-ш, 630-гнездообразные скопления белого волокнистого волластонита в кварц-кальцит-скарновых жилах, 1—таблитчатые сростки волластонита в роговике, 2,196—мономинеральные гнезда радиально-лучистого волластонита в известняках в краевой зоне биметасоматических скарнов, 202—белый сахаровидный волластонит в роговике, 788, 2451,3—розовые радиально-лучистые агрегаты *Mn*-волластонита в жилообразной скарновой залежи, 3-серый *Mn*-волластонит в трубчатой скарновой залежи, 4—радиально-лучистые агрегаты белого волластонита в скарне, 5—8—сноповидные и игольчатые агрегаты волластонита в известняково-силикатных роговиках, 9—21—волластонит из пластообразных залежей известково-силикатных роговиков.

отличается от обычного розовым, кремовым, серовато-белым цветом. Удельный вес его 2,86—2,91. От обычного волластонита отличается несколько более высокими значениями показателей преломления и угла оптических осей.

В минерале отмечается повышенное содержание марганца — от 1,38 до 5,88% MnO (табл. 49, обр. 788, 2451, 2). Пересчет химических анализов на структурные формулы показывает возможное вхождение марганца в решетку минерала и замещение им кальция.

Марганцовистая разновидность волластонита обладает люминесцентными свойствами в розовых и оранжевых тонах за счет марганца, являющегося сильным активатором, вызывающим свечение ряда минералов, в том числе и описываемого. Обычные волластониты не люминесцируют.

Рентгенограммы Mn-волластонита идентичны с эталонными обычного волластонита.

Описываемая разновидность выделяется в виде небольших гнезд в трубчатых и жилообразных скарновых телах, залегающих в известняках. Минерал находится в тесном срастании с андрадитом, геденбергитом, кальцитом и рудными минералами. Иногда Mn-волластонит образует вростки мелких кристалликов в крупных изометричных зернах кварца и кальцита. Mn-волластонит и другие марганцовистые разновидности скарновых минералов обычно локализуются в известняках. В связи с этим логично допустить, что источником марганца являлись карбонатные породы, местами, вероятно, содержащие родохрозитовые прослои.

Бустамит—(Mn, Ca, Fe) [SiO_3]

Бустамит установлен в Кураминском хр. в Алтынтопканском рудном поле на месторождениях Главной рудной зоны и Ташгезе (Баталов, 1940; Жариков, 1959; Еникеев, 1956; Серебрицкий, 1964) и отмечен вблизи Дауташского марганцевого месторождения (Чекунов, 1968).

Минерал образует радиально-лучистые и сноповидные агрегаты. Цвет розовый, розовато-серый. В шлифах бесцветный, двуосный отрицательный. Показатели преломления значительно колеблются.

Номер обр.	*Место взятия*	*Ng*	*Np*	*Ng—Np*	*—2V*	*Авторы*
19	Главная рудная зона Алтынтопкана	1,697	1,687	0,010	40°	Баталов, 1940
—		1,674	1,661	0,013	40	Жариков, 1959
—		1,699	1,688	0,011	40	Серебрицкий, 1964
1162	Ташгезе	1,692	1,680	0,012	—	Еникеев, 1956

Судя по колебаниям оптических констант, состав минерала непостоянен.

Спектральным анализом в бустамите из Ташгезе установлены следующие основные элементы: Ca, Mn, Fe, Mg; и в ничтожных примесях: Be, Zn, Al, Ti, Ni.

Бустамит относится к скарновым минералам. Он тесно ассоциирует с родонитом, гранатом, пироксеном, Mn-волластонитом, кварцем и кальцитом. В поверхностных условиях разлагается и покрывается черными корочками гидроокислов марганца.

Пектолит—$Ca_2Na\,H\,[SiO_3]_3$

Mn-пектолит—$(Ca, Mn)_2\,NaH\,[SiO_3]_3$

Пектолит в небольшом количестве обнаружен в Кураминском хр. на скарново-полиметаллических месторождениях Курусай и Тутлы (Сазонов, 1964) в Нуратинском хр. на скарново-шеелитовом месторождении Койташ (Кучукова, Исмаилов, Джамалетдинов, 1971).

Mn-пектолит встречен на скарново-магнетитовом месторождении Туранглы (Винниченко, 1945) и в скарнах Орлиной горки (данные М. И. Моисеевой).

Пектолит выделяется в виде спутанно-волокнистых агрегатов, игольчатых и призматических кристалликов, радиально-лучистых пучков и розеток.

Цвет белый, серовато-белый, бледно-розовый и светло-кремовый, блеск шелковистый. Удельный вес 2,92 (Туранглы), твердость около 5. Оптические свойства минерала следующие: в шлифах бесцветный, двуосный положительный, угол оптических осей небольшой. Показатели преломления обычного пектолита следующие: Ng — 1,635—1,640; Nm — 1,615; Np — 1,600; Ng—Np = 0,035—0,040 (Курусай), Mn-пектолита: Nm — 1,64; Ng—Np — 0,035 (Туранглы).

Минерал разлагается в HCl и желатинирует. В закрытой трубке при нагревании его выделяется вода.

Спектральным анализом в нем обнаружены следующие элементы: много Si, Ca, Mg, Na; $\sim$ 1% — Fe, Mn; 0,n% — Al, Pb, Zn; 0,0n% — Ba, Sr, Mo; 0,00n% — Ti; Cu, Ag, Bi, Cd (Курусай).

Пектолит в Курусае встречается в скарнах в тесной ассоциации с волластонитом, гроссуляром, ксонотлитом, скаполитом, кварцем и кальцитом, образующими оторочки вокруг даек сиенит-порфира на контакте с известняками. В Койташе пектолит находится в известково-силикатных роговиках в ассоциации с волластонитом, пироксеном, везувианом, кальцитом, кварцем. Mn-пектолит приурочен к инфильтрационным скарнам, слагая в них небольшие гнезда (Туранглы).

Группа родонита

Родонит—(Mn, Fe, Ca) [SiO_3]

Крупные скопления родонита известны в Кураминском хр. в Алтынтопканском рудном поле: Главной рудной зоне, Северной группе, Ташгезе, Чалате (Даминова, 1938; Королева, 1941; Карпова, 1944; Баталов, 1941; Еникеев, 1962; Сквалецкая, 1958; Жариков, 1959). В незначительном количестве встречен в Кургашинкане (Голованов, 1960; Бадалов, 1965). В Чаткальском хр. родонит присутствует в ничтожных количествах в скарнах Чимгана, Кошмансая, Карааарчи и в яшмовидных кремнистых сланцах среднего — верхнего ордовика Пскемского хр. (Шестаков, 1941; Баталов, 1956; Воронич, Горьковой и др., 1970). В Западном Узбекистане родонит обнаружен в Султануиздаге, где известно более десятка его проявлений, из них наиболее изучены Акчитауское (Кулеш, 1968; Герр, 1970) и Карачингильское (Свириденко, Кустарникова, Каюмов, 1966), в Каратюбе в Дауташском марганцевом месторождении (Чекунов, 1968).

Родонит слагает мелкозернистые плотные агрегаты, местами с ясно видимым лучистым строением. Таблитчатые и призматические кристаллики родонита размером 2—3 *мм* встречаются в пустотках среди скарнов и в кварце в ассоциации с горным хрусталем и клейофаном.

Цвет родонита бледно-розовый, розовый. Блеск стеклянный, на гранях кристаллов перламутровый. Кристаллы прозрачные. Твердость 5—5,5. Удельный вес 3,59—3,80 (Алтынтопкан), 3,53 (Карааарча), pH суспензии 7,8 (Алтынтопкан).

Родонит в шлифах бесцветный. Обладает высоким рельефом и небольшим двупреломлением, двуосный положительный, с большим углом +2V (69—74°). Видна отчетливая спайность по призме и третьему пинакоиду, пересекающимся почти под прямым углом, наблюдаются двойники по (100). Значения показателей преломления и угла 2V несколько колеблются, но находятся в пределах, характерных для данного минерала.

Номер обр.	*Место взятия*	*Ng*	*Nm*	*Np*	*Ng—Np*	*+2V*	*Автор*
251	Алтынтопкан	1,727		1,718	0,009	70°	Баталов, 1940
539		1,726	—	1,713	0,013	73	
300		1,731	—	1,724	0,007	64—74	Жариков, 1909
2558	Северная группа Алтынтопкана	1,720	—	1,708	0,012	—	Сквалецкая, 1958
1388		1,724	—	1,714	0,010	—	
—	Карааарча	—	1,730	—	0,011	—	Баталов, 1956

Природный родонит не является чистым $MnSiO_3$, а всегда содержит некоторое количество Ca, Fe и Mg. По содержанию CaO большая часть

родонитов близка к бустамиту (5,00—15,10%), количество железа ($FeO—Fe_2O_3$) достигает в сумме 5,7%, а MgO не превышает 1,68%, в некоторых случаях присутствует глинозем (табл. 50).

По данным спектральных анализов, в минерале имеются примеси Cu, Ag, Zn, Pb отражающие состав руд, которые сопровождают родониты, и редко Na, Be, Sr, Ga, In, Zr, Sn, V, Sb, Bi, Co, Ni.

Пробирным анализом в родоните из скарновых тел Центральной группы определено 0,8 *г/т* Au и 281,2 Ag.

Рентгенометрически определены все наиболее характерные линии родонита из Алтынтопкана и Джамансая (аналитик Л. А. Соколова, ИГиГ АН УзССР): 2,970 (10) и 2,95 (10); 2,911 (9) и 2,94 (8); 2,748 (10) и 2,75 (8); 2,598 (7) и 2,59 (6); 1,441 (10) и 1,428 (8).

Родониты Кураминского хр. генетически связаны со скарнами инфильтрационного типа.

В Главной рудной зоне, Ташгезе, Северной и Центральной группе родонит слагает основную массу линзообразных скарновых тел в известняках в ассоциации с гранатом, бустамитом, волластонитом, геденбергитом, эпидотом и рудными минералами. В этих телах родонит в различной степени замещает пироксен, а сам замещается тремолитом. Особенно развит процесс родонитизации на месторождения Северной группы Алтынтопкана (Сквалецкая, 1958).

Родонит второй генерации приурочен к прожилкам кварцевого и кварц-кальцитового состава, секущим родонитовые и уралитизированные пироксеновые скарны. В них он находится в виде призматических кристаллов в ассоциации с гранатом и сульфидами (Северная группа Алтынтопкана).

Родонит третьей генерации представляет собой переотложенные разности. Он слагает мелкие друзочки пластинчатых кристалликов в ассоциации с клейофаном в кварцевых прожилках, секущих линзообразные родонитовые тела.

В Кургашинкане родонит образует тонкие жилки мощностью 3—5 *см* в пироксеновых скарнах. Источником марганца являются вмещающие толщи известняков, вероятно, содержащих наряду с ангидритовыми прослоями и родохрозитовые.

Небольшие гнезда родонита отмечаются в скарнах Чаткала (Кошмансай, Караарча).

Родонит в Джамансайском марганцовом рудопроявлении в Султануиздаге образует прожилки в линзах сливного кварца и в ассоциации с другими марганцевыми минералами, гранатом и пренитом.

Родонит в Акчитау образует линзы мощностью 0,5—2,5 *м* среди метаморфических кремнистых сланцев.

На поверхности родонит обесцвечивается и по трещинам пропитывается и покрывается налетами окисных соединений марганца.

Таблица 50

Химический состав родонита, %

Компонент	Кургашинкан	Главная рудная зона Алтынтопкана				
	обр. 5022	684	300	3573	5570	1057
SiO_2	45,48	45,88	46,87	46,02	45,70	47,80
TiO_2	0,15	0,00	Сл.	—	—	—
Al_2O_3	—	0,00	0,65	0,00	1,04	0,62
Fe_2O_3	1,08	0,00	2,03	3,01	0,30	2,42
FeO	4,32	1,80	—	—	—	—
MnO	37,24	39,92	40,90	42,28	40,69	38,57
MgO	0,64	0,00	0,80	0,87	—	1,09
ZnO	—	—	—	—	—	—
CaO	10,00	9,60	8,51	7,72	12,10	9,29
CO_2	—	1,54	0,50	—	—	0,21
Прочие	0,58	—	—	—	—	—
Сумма	99,49	99,74	100,25	99,90	99,84	100,00
Количество ионов в пересчете на 3 (0)						
Si	0,98	1,02	0,99 } 1,01	0,95	0,96 } 1,00	1,00 } 1,02
Al	—	—	0,02	—	0,04	0,02
Fe^{3+}	0,02	—	0,04	0,10	0,01	0,04
Mg	0,02	—	0,03	0,03	—	0,03
Fe^{2+}	0,08 } 1,03	0,03 } 0,96	— } 0,98	— } 1,06	— } 1,01	— } 0,96
Mn	0,68	0,75	0,73	0,75	0,73	0,68
Ca	0,23	0,18	0,18	0,18	0,27	0,20
Аналитик	Е. Ф. Касьянова	Т. Т. Мухова	А. Алексеева	Е. Ф. Касьянова	И. И. Лихойдова	—
Автор	Голованов, 1960	В. К. Мельниченко	Жариков, 1959	Еникеев, 1962		Серебрицкий, 1961

Компонент	Северная зона Алтынтопкана			Центральная группа Алтынтопкана		Центральный Таштезе	Западный Таштезе	Султаниздаг, Джамансай
	1388	2558	3467	59	101	923	2390	
SiO_2	44,50	45,80	44,00	45,36	44,20	44,06	44,02	47,30
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	Сл.
Al_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,60
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27
FeO	5,70	1,44	2,07	3,10	1,63	1,44	1,70	1,33
MnO	43,90	40,82	37,20	42,10	37,05	39,78	34,41	46,90
MgO	0,78	0,66	1,68	0,94	0,88	2,24	1,60	—
ZnO	—	—	—	0,07	0,03	0,08	—	—
CaO	5,00	11,00	15,10	8,00	13,28	10,00	13,50	3,00
CO_2	—	—	0,63	0,42	3,00	2,58	5,00	—
Прочие	—	—	—	—	—	—	—	0,06
Сумма	99,88	99,72	100,08	99,99	100,07	100,18	100,32	99,76
Количество ионов в пересчете на 3 (O)								
Si	0,97	0,98	0,96	0,99	1,00	0,99	1,02	
Al	—	—	—	—	—	—	—	
Fe^{3+}	—	—	—	—	—	—	—	
Mg	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,07	0,06	
Fe^{2+}	0,10	0,03	0,04	0,06	0,03	0,03	0,03	
Mn	0,81	0,74	0,69	0,77	0,71	0,75	0,69	
Ca	0,12	0,25	0,33	0,18	0,23	0,16	0,18	
	1,06	1,04	1,09	1,03	1,00	1,01	0,96	
Аналитик	Е. Ф. Касьянова							И. И. Лихойдова
Автор	Еникеев, 1962		Сквалецкая, 1961	Еникеев, 1962				Свириденко Кустарникова и др., 1966

Примечание. Обр. 5022—прожилки мелкозернистого родонита в Пироксеновом скарне, 2558, 684, 300, 3467, 923, 2390, 1057—плотный родонит в скарнах, 3573—пластинчатые прозрачные кристаллики светло-розового родонита в кварце, 5570—родонит лучистого облика в скарново-рудной залежи, 1388—изометричные кристаллы родонита в скарнах, 59, 101—лучистый родонит в рудных скарнах, обр. 1—прожилок родонита в линзах кварца. Во всех анализах, содержащих CO_2, произведен пересчет на примесь $CaCO_3$.

Родонитовые скарны в Алтынтопкане и Акчитау образуют крупные запасы. Их красивая нежно-розовая окраска и хорошая полируемость позволяют рекомендовать их как ценный декоративный камень. Родонит Акчитау добывается (Еникеев, 1962, Серебрицкий, 1964; Николаев, 1967; Кулеш, 1968).

Группа ксонотлита

Ксонотлит—$Ca_6[Si_6O_{17}](OH)_2$

Ксонотлит заметно распространен в Кураминском хр. на Шевчуковском скарново-полиметаллическом месторождении (данные З. М. Протодьяконовой), в Центральном Кансае (Попов, 1958), Кургашинкане (Бадалов, 1965), Накпае (Исмаилов, 1959), Северной группе Алтынтопкана (Сквалецкая, 1961; Пирмирабе (Моисеева, 1962, 1969), Курусае (Сазонов, 1964).

Минерал образует волокнистые, игольчатые, шестоватые агрегаты, собранные в радиально-лучистые пучки и розетки, и плотные скопле-

Таблица 51

Оптические свойства ксонотлита

Номер обр.	Место взятия	Характеристика минерала	Ng	Np	Ng—Np	Уд. вес	Авторы
195	Накпай	Жилки в скарнах	1,592	1,582	0,010	2,68°	Исмаилов, 1959
133	Пирмираб	Псевдоморфозы по волластониту	1,594	1,581	0,013	—	Моисеева, 1962
	Курусай	Игольчатые агрегаты	1,591	1,582	0,009	—	Сазонов, 1964
1924	Центральный Кансай	Прожилки в разложившихся скарнах	1,593	1,583	0,010	2,63—2,64	Попов, 1958, 1964
	Шевчуковка	Жилки ксонотлита в измененных скарнах	1,587	1,577	0,010	2,61	Протодьяконова, 1957

ния, состоящие из микроскопических беспорядочно ориентированных тонких иголочек. Длина волокон 3—4 *см*, волокна ломкие.

Цвет минерала белый, серовато-белый, нежно-розовый и кремовый. Окрашенные разности блекнут на свету. Блеск матовый и слабо шелковистый, переходящий в перламутровый. Минерал иногда слабо просвечивает в краях, твердость 5—6, удельный вес 2,61—2,68.

Оптические свойства минерала обычные. В шлифах бесцветный, с ясной спайностью по удлинению волокон, удлинение положительное. Двуосный положительный, угасание волокон прямое. Величина показателей преломления близка к теоретическим значениям (табл. 51).

По химическому составу ксонотлиты близки к теоретическим. В них всегда присутствует небольшое количество MgO (0,55—2,17%), десятые доли процента MnO и до 2% Al_2O_3.

Спектральным анализом в составе минерала обнаружена постоянная примесь Cu и Pb и спорадическая Ag и Zn, отражающие в какой-то мере рудную минерализацию, которую сопровождает данный минерал.

На кривых нагревания ксонотлита отмечается четкий эндотермический эффект при 790—795°, связанный с выделением гидроксильной воды и небольшой экзотермический, природа которого пока не ясна. Эндотермические эффекты (обр. 133, 183) при 867° связаны с примесью кальцита в минерале (рис. 44).

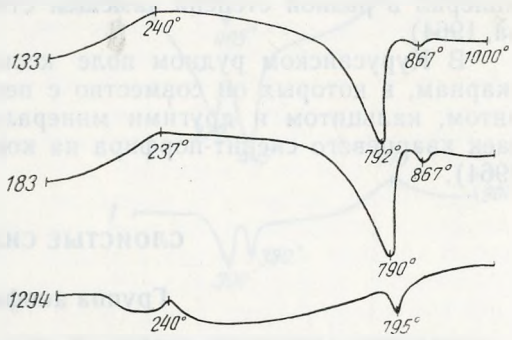


Рис. 44. Кривые нагревания ксонотлита:

обр. 133, 183—из Пирмираба с примесью кальцита (Моисеева, 1964), 1294—из Центрального Кансая (Попов 1958).

Формы выделения и условия образования ксонотлита на всех месторождениях примерно одинаковые. В Накпае ксонотлит образует тонкие жилочки толщиной 0,1—1 *см* в скарнированных и серпентинизированных известняках. Радиально-лучистые или спутанно-волокнистые агрегаты минералов располагаются между зернами диопсида и находятся в тесном срастании с кальцитом. Ксонотлит отложился из гидротермальных растворов на самом последнем этапе минералообразования (Исмаилов, 1959).

В Центральном Кансае ксонотлит образует прожилки, секущие мраморизованные известняки, гранатово-пироксеновые скарны и измененные диоритовые порфириты. Местами он метасоматически замещает волластонит. Минерал ассоциирует с кальцитом, замещается апофиллитом или стивенситом, сечется тонкими жилками таумасита. В другом месте этого рудного поля минерал ассоциирует с ангидритом (Попов, 1958, 1964).

На Шевчуковском месторождении ксонотлит встречен вблизи рудных тел в виде небольших жил, рассекающих сильно хлоритизированные и кальцитизированные гранат-пироксеновые скарны, содержащие вкрапленный пирит. Минерал ассоциирует с кальцитом и сечется жилочками апофиллита или таумасита. В другом месте обнаружены радиально-лучистые скопления ксонотлита среди грубозернистого голубого кальцита, замещающего скарны (Протодьяконова, 1957).

В Алтынтопканском поле (Северная группа) ксонотлит является продуктом изменения волластонитовых скарнов (Сквалецкая, 1961). На золоторудном месторождении Пирмираб в Чадакском рудном поле главная масса ксонотлита образовалась метасоматическим путем по волластониту за счет его гидратации, которая, вероятно, происходила в период формирования золотой минерализации. В парагенетической ассоциации с ксонотлитом встречаются гидрогроссуляр и кальцит. Ксонотлит выделяется также в виде тонких прожилок толщиной 3—10 *мм* в кварц-волластонитовой жильной породе. В поверхностных условиях минерал в разной степени замещен стивенситом и сапонитом (Моисеева, 1964).

В Курусайском рудном поле ксонотлит приурочен к измененным скарнам, в которых он совместно с пектолитом, волластонитом, скаполитом, кальцитом и другими минералами образует оторочки вокруг даек кварцевого сиенит-порфира на контакте с известняками (Сазонов, 1964).

СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ

Группа апофиллита

Апофиллит—$KCa_4[F(Si_4O_{10})_2]\cdot 8H_2O$

Апофиллит выявлен на скарново-магнетитовом месторождении Шабрез в Чаткальском хр. (Еникеев, Прихидько, 1949), в скарнах Майдантала (Поваренных, 1952), в кварц-карбонат-хлоритовых жилах Тамды в Кызылкумах (Хамрабаев, 1958); в Кураминских горах — Кальмакыре (Рузматов, 1958; Бадалов, 1965), Центральном Кансае (Попов, 1958) и Шевчуковском (данные З. М. Протодьяконовой).

Апофиллит слагает мелко- и крупнозернистые агрегаты и скопления кристаллов пластинчатого и псевдокубического габитуса размером от миллиметра до 1,5 *см*. Кристаллы апофиллита из Шабреза имеют грани основного пинакоида, дипирамиды и тетрагональной призмы (Еникеев и др., 1949), в Майдантале развиты призматические кристаллы с формами (100), (110), (001) (Поваренных, 1952) (рис. 45).

На Шевчуковском месторождении в пустотках среди зернистого апофиллита встречаются мелкие кристаллы размером 0,5—4 *мм* псевдокубического габитуса с гранями основного пинакоида, призмы и редко дипирамиды. Грани пинакоида имеют штриховку, параллельную ребрам. В целом форма кристаллов полностью соответствуют типичному облику апофиллита.

Физические свойства минерала обычные: белый, иногда бесцветный и светло-желтый, обладает совершенной спайностью по пинакоиду, про-

свечивает до прозрачного, хрупкий. Блеск на плоскостях спайности перламутровый, а мелкозернистых агрегатов — матовый. Твердость 4,5—5, удельный вес 2,34—2,37.

Оптические свойства следующие: одноосный положительный, c=Ng, из Шевчуковского месторождения аномально двуосный с малым углом оптических осей. Цвета интерференции часто аномальные —коричневые и индигово-синие. Некоторые зерна из Шевчуковки имеют зональное строение за счет чередования зон с коричневой интерференционной окраской. Границы зон прямые резкие, повторяющие угловатые очертания зерен. Соседние зоны отличаются друг от друга по показателю преломления.

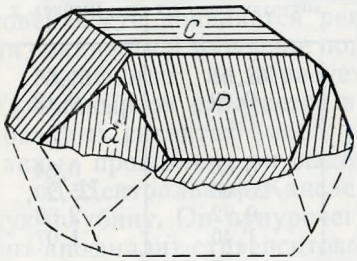


Рис. 45. Кристалл апофиллита из Шабреза (Еникеев 1949).

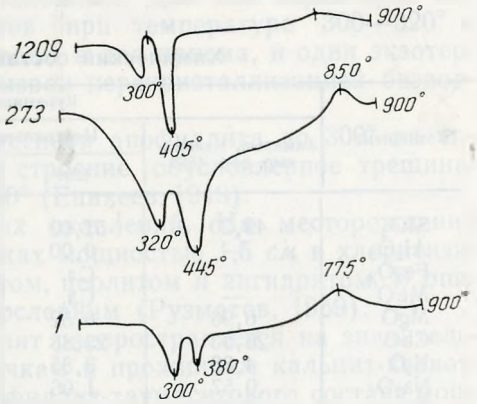


Рис. 46. Кривые нагревания апофиллита:

обр. 1209, 1273—из Центрального Кансая (Попов,1958), 1—из Шевчуковского месторождения (по З. М. Протодьяконовой).

Номер обр.	*Место взятия обр.*	*No*	*Ne*	*No—Ne*	*Уд. вес*	*Авторы*
4566	Кальмакыр	1,533	1,530	0,003	2,338	Рузматов, 1959; Бадалов, 1965
1273	Центральный Кансай	1,532	1,530	0,002	2,36	Попов, 1958
1209		1,536	1,534	0,002	2 37	
—	Шевчуковское	1,535	1,532	0,003	2,32	Протодьяконова. 1961
—	Шабрез, Чаткал	1,534	—	—	2,323	Еникеев, Прихидько, 1949

В. И. Вернадский (1937) отмечает как особенность апофиллита его способность при потере или поглощении цеолитной воды распадаться на участки разного состава и разных оптических свойств, правильно

ориентированных и вызывающих своеобразные оптические аномалии. Видимо, это и является причиной зональности описываемого минерала.

Апофиллиты из разных месторождений значительно отличаются друг от друга по содержанию K_2O. Максимальное количество K_2O отмечается в апофиллитах из Кальмакыра, минимальное из Шевчуков-

Таблица 52

Химический состав апофиллита, вес. %

Компонент	Кураминский хр.				Чаткальский хр.
	Алмалык, Кальмакыр, обр. 4566	Центральный Кансай		Шевчуковское, 771	Шабрез, 2
		1209	1273		
SiO_2	49,20	52,00	51,80	52,35	51,68
Al_2O_3	—	0,00	1,40	0,60	0.12
Fe_2O_3	—	Сл.	Сл.	Сл.	—
MnO	—	Сл.	0,00	—	—
MgO	0,96	0,52	1,23	0,65	0,54
CaO	26,53	25,88	26,00	26,00	25,20,
K_2O	4,36	3,85	2,10	0,92	2,98
Na_2O	0.57	1,06	1,08	1,40	1,07
SO_3	2,24	—	—	1,40	—
F	0,04	0,43	0,02	0,005	1,48
H_2O	15,74	16,30	16,05	16,30	16,70
Сумма	99,64	100,04	99.68	99,62	99,86
Лаборатория	ИГ и Г АН УзССР				
Аналитик	П. Л. Приходько	Е. Ф. Касьянова		Протодьяконова, 1961	П. Л. Прихидько
Автор	Рузматов, 1959; Бадалов, 1965	Попов, 1958			Еникеев и др., 1949

Примечание. Обр. 4556—прожилки апофиллит-цеолит-ангидрит-кальцитового состава в сиенитах, содержит примесь ангидрита, 1209—прожилки ксонотлит-апофиллит-кальцитового состава в измененных диоритовых порфиритах, 1273—прожилки апофиллит-таумаситового состава в скарнированных известняках, 771—прожилки апофиллита в скарнах, 2—кристаллы апофиллита в пустотах среди скарнов.

ского месторождения. Во всех апофиллитах довольно много Na_2O, содержание F очень незначительно, MgO весьма высоко (табл. 52).

Установлено несколько разновидностей апофиллита отличающихся друг от друга по химическому составу. Наиболее часто встречается калиевая разность, реже натровая. В. И. Вернадский (1937) по содержанию фтора выделяет α- и β-апофиллит. В первом F совершенно отсутствует, во втором его количество может достигать 2,2%. Минерал соот-

ветствует разностям с повышенным содержанием Na_2O, количество которого в минерале из Шевчуковского месторождения превышает даже максимальное, по содержанию F — α-апофиллиту.

Спектральным анализом обнаружена спорадическая примесь Cu, Sr, Ba, Pb, As и постоянная Mn.

Кривые нагревания близки к эталонным. Для них характерно наличие двух эндотермических эффектов при температуре 300—320° и 380—445°, связанных с выделением воды в два приема, и один экзотермический при 775—850°, который вызван перекристаллизацией безводного вещества (рис. 46).

При нагревании тончайших пластинок апофиллита до 300° на его поверхности появляется решетчатое строение, обусловленное трещинами спайности в минерале под углом 90° (Еникеев, 1949).

Апофиллит не образует больших скоплений. На месторождении Кальмакыр он отлагается в прожилках мощностью 1,5 *см* в хлоритизированных сиенитах вместе с кальцитом, цеолитом и ангидритом. В описанных прожилках он выделяется последним (Рузматов, 1959).

В Центральном Кансае апофиллит распространяется на значительную глубину. Он приурочен к просечкам и прожилкам кальцит-ксонотлит-апофиллит-стивенситового и апофиллит-таумаситового состава мощностью до 5 *см* среди измененных диоритовых порфиритов, скарнов и скарнированных известняков. В этих жилках апофиллит в различной степени замещает ксонотлит, а по нему развивается стивенсит. Небольшие выделения апофиллита в рудах тесно ассоциируют с кальцитом, стивенситом и сульфидами (Попов, 1958).

На Шевчуковском месторождении, по данным З. М. Протодьяконовой, апофиллит образует небольшой прожилок в гранат-пироксеновом скарне мощностью до 20 *см*. У зальбандов жилка сложена тоберморитом, в центральной части апофиллитом. Параллельно ей размещаются тонкие прожилки таумасита. В другом месте прожилки апофиллита секут жилки ксонотлита.

На скарново-магнетитовом месторождении Шабрез в Чаткальском хр. апофиллит встречается в пустотках среди известняков совместно с цеолитом, волластонитом и кальцитом, где также является самым поздним по времени образованием (Еникеев, 1949). Майдантальский апофиллит встречается в прожилках совместно с пренитом, а в полостях образует друзы мелких кристаллов (Поваренных, 1952).

Абсолютный возраст апофиллита из Кансая, определенный калий-аргоновым методом, составляет 240—260 млн. лет (пермь) (Чухров, Ермилов, Шанин, 1973).

На всех перечисленных месторождениях апофиллит отлагается в жилках в тесной ассоциации с ксонотлитом, таумаситом, стивенситом, цеолитами, кальцитом и ангидритом, никогда не содержащих сульфи-

дов. Эта ассоциация минералов относится к самым молодым образованиям, возникшим после рудной минерализации из растворов, вероятно, поверхностного происхождения, проникающих на значительную глубину. Их можно отнести к «перемещенным» минералам, по А. С. Уклонскому (1956, 1957).

Группа талька-пирофиллита

Пирофиллит—$Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$

Агальматолит

Большие скопления пирофиллита в Узбекистане известны в нескольких пунктах: среди вторичных кварцитов Акташа в горах Каржантау (данные М. Э. Поярковой, М. Н. Слюсаревой; М. И. Моисеевой, В. П. Борискина; К. С. Зубрилиной, 1955, 1960, 1968), в Аксакате, Алтынбеле и Каранкуле в Чаткальских горах (Уклонский, 1935; данные В. В. Козырева; М. И. Моисеевой; В. П. Борискина, 1968, 1970), в Южном Узбекистане в Яккобагских горах в Тереклисае (Шумара, Суровкин, 1961; Шумара, 1965; Збарский, Шмелев, 1972) и на флюоритовом месторождении Каскана в Кураминском хр. (Еникеев, 1958). В небольшом количестве описываемый минерал отмечен во всех массивах вторичных кварцитов (Алмалык, Гушсай, Акча и др.) и в виде редких прожилков — на некоторых месторождениях (Курусай, Учкулач).

Пирофиллит слагает плотные агальматолитовые массы (Каскана) и мелкочешуйчатые агрегаты. В первых размер чешуек 0,01—0,03 *мм*, а во вторых — 0,2—0,5 *мм*. Чешуйки беспорядочно ориентированы или собраны в радиально-лучистые пучки и розетки.

Цвет минерала белый, светло-зеленый, серый, иногда розоватый. Агальматолитовые разности просвечивают в краях. Блеск стеклянный с перламутровым отливом. Твердость около 1, жирный на ощупь.

В более крупных пластинках заметна совершенная спайность по (001), дающая гибкие, но не эластичные пластинки. Удельный вес 2,70—2,88, pH суспензии 6,8 (Каскана), 5,5—5,6 (Аксаката, Алтынбель), 6 (Акташ) (табл. 53).

Некоторые разности агальматолитового пирофиллита из Акташа (хр. Каржантау) обладают интересным свойством — фосфоресцируют в темноте при трении отдельных кусков или с другим твердым минералом (Балабан, 1935).

Оптические свойства пирофиллита следующие: чешуйки пирофиллита в шлифах бесцветные, иногда желтовато-зеленоватые с сильной псевдоадсорбцией, угасание прямое. Минерал двуосный отрицательный, удлинение положительное. Показатели преломления, значения двупреломления и 2V колеблются в узких пределах в связи с постоянством состава минерала.

Химические анализы пирофиллита показали некоторое колебание в составе главных компонентов за счет механических примесей кварца. В небольшом количестве в качестве изоморфных примесей имеются MgO, FeO и Fe_2O_3. Анализы обычно показывают небольшие содержания CaO, Na_2O и K_2O присутствие которых связано с примесью гипса и алунита (табл. 54).

Спектральным анализом установлены значительные количества примесей в пирофиллите. Из них довольно постоянны Sr, Ba, Zr, Ti, Pb, V, Mn. В пирофиллите из чаткальских кварцитов и в тереклисайском

Таблица 53

Оптические свойства и удельные веса пирофиллита

Место взятия	Ng	Nm	Np	Ng—Np	—2 V	Уд. вес	Автор
Акташ	1,599	1,588	1,552	0,047	—	2,70—2,76	Зубилина, 1968
	1,600	1,584	1,555	0,045	59—61	2,78—2,87	
Аксаката	1,600	1,586	1,552	0,048	—	2,79—2,83	Борискин, 1968
Каранкуль	—	—	—	—	—	2,84	Ю. М. Коршунова
Кургаз	—	—	—	—	—	2,82	
Тереклисай	1,600	—	1,553	0,047	56	—	Шумара, Суровкин, 1961
	1,595	1,586	1,552	0,043	54—58	—	Збарский, Шумара, 1972
	1,590	—	1,533	—	56	—	Шумара, 1965
Каскана	1,600	—	1,556	—	—	2,80	Еникеев, 1958
	1,595	—	1,552	—	—		
Курусай	—	—	—	—	—	2,77—2,88	М. И. Моисеева

отмечается также Cu, Zn, Be, Sc, Sn, P, As, Cr, из них Zr и Ti связаны с сохранившимися вростками акцессорных минералов — циркона и рутила, а P — с вростками вудхуазита. Сделаны количественные определения Ga и V в пирофиллите. Содержание Ga обычно соответствует кларковым значениям и только пирофиллиты Аксакаты и Шаваса концентрируют галлий наравне с другими алюминиевыми минералами.

Место взятия обр.	*Число проб*	*Пределы содержания галлия*	*Ср. содержание (арифметическое)*	*Автор*
Акташ	5	2—41	26	Моисеева, Борискин, Сахор, 1970
Аксаката	5	24—120	61,6	Борискин, 1968
Алтынбель	2	22—55	40	
Шавас	1	55	—	
Кашкасу	1	18	—	Г. П. Чеботарева
Каранкуль	2	12—24	18	Г. П. Чеботарева, В. П. Борискин
Ургаз	1	17	—	Г. П. Чеботарева

Содержание ванадия по единичным анализам составляет 100 *г/т* (Аксаката), 158 (Алтынбель) и 14 *г/т* (Шавас).

Межплоскостные расстояния в рентгенограммах пирофиллита из Гушсая, Аксакаты и Тереклисая близки или совпадают с эталонными.

На кривых нагревания пирофиллита отмечается один эндотермический эффект при температуре 690—900°, связанный с дегидратацией.

Химический сост

Компонент	Кураминский хребет		Хребет Каржантау			Чаткальские	
	Гушсаи	Каскана	Акташ			Аксаката	
	обр. 1692	989	3825	3889	1	3695	3556
SiO_2	66,18	64,04	64,24	64,96	68,48	66,90	66,30
TiO_2	0,25	0,23	—	—	—	0,00	0,00
Al_2O_3	23,27	26,10	29,60	28,97	24,17	28,00	28,50
Fe_2O_3	0,12	3,30	0,18	0,21	0,13	0,00	0,00
FeO	—	0,07	0,00	0,00	—	0,00	0,00
MnO	0,00	—	—	—	—	0,00	0,00
MgO	0,60	1,45	—	—	—	0,00	0,00
CaO	3,00	—	—	—	—	0,00	0,00
K_2O	0,12	—	0,15	0,00	—	0,00	0,02
Na_2O	0,09	—	0,09	0,00	—	0,02	0,20
$H_2O\pm$	4,11	5,00	5,78	6,01	4,68	4,92	4,80
SO_3	2,08	—	—	—	—	0,00	0,00
Сумма	99,82	100,19	100,14	100,15	97,46	99,84	99,82
Лаборатория	ИГиГ АН УзССР		Геологическое управление УзССР				
Аналитик	В. В. Прасалова	Т. И. Суконкина	—			И. Г. Лихойдова	
Автор	М. И. Моисеева	Еникеев, 1958	М. Н. Слюсарева			Борискин, 1968	

Примечание. Обр. 1692 — Гульдарама, Правобережный участок. Гнездо свет фозы пирофиллита по полевым шпатам в измененном дацитовом порфире на контак ный пирофиллит во вторичных кварцитах, 3695 — гнездо светло-серого пирофиллита филлит из цемента кварцевой брекчии с ртутной минерализацией, 2, 3 — пирофиллит рофиллит во вторичном кварците, 4, 5 — светло-зеленый агальматолитовый пирофил

Колебание температуры эндотермического эффекта обусловлено агрегативным состоянием минерала. Крупночешуйчатые разности имеют повышенную температуру эндотермического эффекта (рис. 47).

Наиболее крупные скопления пирофиллита связаны с вторичными кварцитами, проявившимися в Чаткало-Кураминских горах (Акташ, Аксаката, Каранкуль, Шавас, Кашкасу и др.) и в юго-западных отрогах Гиссарского хр., в Яккабагских горах (Тереклисайское месторож-

дение). Распространен пирофиллит в отдельных массивах кварцитов неодинаково. В одних он образует пластообразные тела мощностью 5—20 *м* (Акташ, Кашкасу, Каранкуль) и до 30—40 *м* (Аксаката), а в других (Гушсай, Алмалык) — лишь отдельные линзы, жилообразные тела, прожилки и гнезда среди каолин-диккитовых и диаспор-диккитовых кварцитов.

Таблица 54

ав пирофиллита, %

горы				Яккабагские горы	
Аксаката		Алтынбель	Каранкуль	Тереклисай	
2	3	6273	5006	4	5
64,80	64,00	66,04	64,25	61,05	65,32
0,50	0,20	0,68	0,20	—	0,18
28,14	28,55	29,44	28,76	26,60	27,75
0,10	1,14	0,08	0,24	5,45	0,32
0,25	—	0,00	0,00	—	0,05
0,03	0,00	0,00	0,00	—	—
0,30	0,28	0,00	0,00	0,10	0,15
0,40	0,20	2,00	2,40	0,21	0,10
0,43	0,20	0,07	0,08	0,56	0,05
0,20	0,13	0,03	0,09	0,83	0,04
4,80	5,20	3,87	4,09	5,34	5,88
0,15	0,17	0,00	0,00	—	—
100,08	100,07	100,21	100,11	100,14	99,84
МГ УзССР —		ИГиГ АН УзССР Е. Ф. Касьянова		САИГИМС Р. А. Цвет	
В. В. Козырев	Меренков	Борискин, 1968		Шумара, Суровкин, 1961	Збарский, Шмелев, 1972

ло-серого агальматолитоподобного пирофиллита с примесью гипса, 989 — псевдоморте с кварц-флюоритовой жилой, 3825, 3889, 1 — светло-зеленый агальматолитоподоб- в брекчии с ртутным оруденением, 3556 — светло-зеленый радиально-лучистый пиро- во вторичном кварците, 6273, 5006 — белый и бледно-зеленый микрочешуйчатый пи- лит во вторичном кварците.

Пирофиллитовые кварциты образовались в связи с сольфатарной деятельностью палеозойских вулканов. Они занимают определенное положение среди минеральных фаций кварцитов, располагаясь между каолин-диккитовыми и серицитовыми разностями. В них хорошо видна реликтовая структура эффузивных исходных пород, путем замещения которых они возникали. Пирофиллит замещает темноцветные породообразующие минералы и полевые шпаты. При замещении первых воз-

никают сравнительно более крупночешуйчатые разности минерала, сопровождаемые рутилом в качестве сброшенного продукта. В основной массе пирофиллит микрочешуйчатый и находится в тончайшем срастании с кварцем.

Пирофиллит в различной степени замещает диаспор, а сам замещается каолином. Замещение пирофиллита каолином связано с коле-

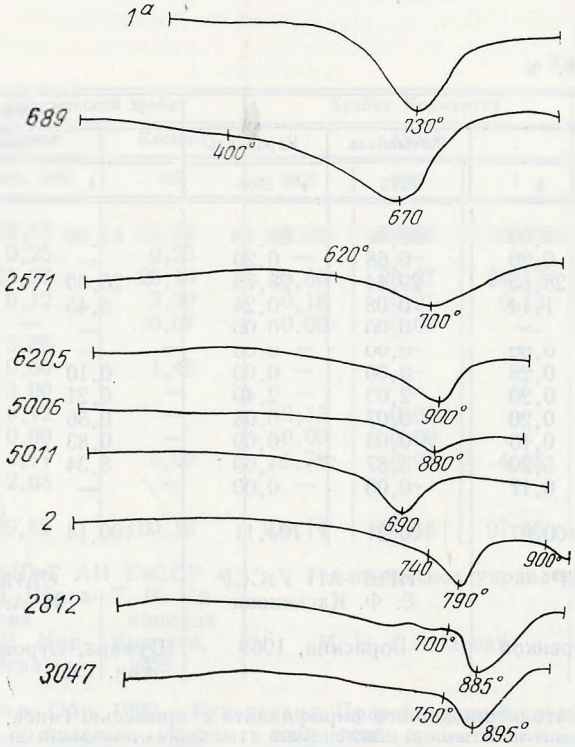


Рис. 47. Кривые нагревания пирофиллита:

обр. 1—из Тереклисая (Шумара, Суровкин, 1961), 689, 2571—из Касканы (Еникеев, 1958), 6205,5006, 5011—из Аксакаты (Борискин, 1958), 2—из Курусая (по М. И. Моисеевой), 2812, 3047—из Акташа (по М. И. Моисеевой).

банием режима кислотности растворов. По сравнению с пирофиллитом каолин выделяется из более кислых растворов. При возрастании кислотности выделяющийся каолин замещает ранее образовавшийся пирофиллит. Отсутствие пирофиллитовых кварцитов на многих месторождениях (Гушсай и др.) связано с его «съеданием» каолином. Именно

этим процессом можно объяснить резко увеличенную мощность каолиновых кварцитов и в Гушсае за счет пирофиллитовых разностей по сравнению с другими объектами, где имеются кварциты обоих минеральных типов.

В тесной ассоциации с пирофиллитом находятся кварц и циркон в качестве реликтовых минералов, а из новообразований — рутил, вудхуазит, образующий тончайшие вростки, и каолин.

На месторождении Аксаката наблюдается иная картина. Здесь пирофиллит замещает диккит вплоть до образования полных псевдоморфоз, что приводит к резкому сокращению диккитовых кварцитов и к формированию смешанных по составу диккито-пирофиллитовых. На этом же месторождении отмечена вторая генерация пирофиллита, приуроченная к брекчированной зоне в кварцитах с ртутной и золотой минерализацией. Пирофиллит в этой зоне выделяется в виде более крупночешуйчатых небольших гнезд в цементе брекчии в ассоциации с баритом, диккитом, диаспором, мусковитом, кварцем, гематитом, киноварью, золотом и др.

Наиболее крупные скопления высококачественного пирофиллита известны в Тереклисае в Южном Узбекистане. Пирофиллит здесь также связан с вторичными кварцитами, образовавшимися за счет переработки песчано-глинистых сланцев, песчаников, конгломератов и туфов.

Пирофиллиты и пирофиллитизированные породы иногда сланцеватой текстуры размещаются между монокварцевыми и серицитовыми разностями кварцитов, достигая мощности несколько десятков метров.

На отдельных участках месторождения встречаются каолинсодержащие пирофиллиты (Збарский, Шмелев, 1972). На флюоритовом месторождении Каскана дацитовые порфиры на контакте с флюоритовой жилой замещены пирофиллитом мощностью около 100 *м* (Еникеев, 1958).

Жилки пирофиллита мощностью до 2 *см* отмечены М. И. Моисеевой в Курусае среди дедоломитизированных пород. По данным Г. М. Чеботарева, на месторождении Учкулач пирофиллит образует в измененных туфах кварцевого порфира тонкие (2 *мм*) прожилки и замещает основную массу туфов.

Тальк — $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$

Стеатит

Тальк известен в Узбекистане с древнейших времен. В горах Султануиздага в карбонатно-тальковых породах сохранились крупные каменоломни, из которых тальковый камень в средние века использовался для изготовления горшков и котелков для варки, причем утварь эта служила по 60 лет. Половинка такого казана была найдена в 1927 г.

Я. С. Висьневским (Массон, 1934). В 1874 г. каменоломни были осмотрены Н. П. Барбот-де-Марни и И. В. Мушкетовым (1875).

Наиболее крупные тальковые месторождения известны в Султануиздаге (Кызылсайское, Зинельбулакское, Казгантауское) и Тамды (Хамрабаев, 1958, 1969; Виленский, 1958; Висьневский, 1937; Мусаев,

Таблица 55

Оптические свойства и удельные веса талька

Место взятия	Характеристика минерала	Ng	Nm	Np	Ng—Np	Уд. вес	Автор
	Кураминский хр.						
Кургашинкан	Прожилки талька поперечно-волокнистого строения	1,575	—	1,538	0,037	2,72	М. И. Моисеева
	Микрочешуйчатые агрегаты	1,580	—	1,534	0,046	—	Голованов, 1965
Южная Дарбаза	Крупночешуйчатый тальк в скарново-рудном теле	1,589	1,589	1,539	0,050	—	Арапов, 1936
Шевчуковское	Тальковый камень	—	1,579	—	—	2,67	З. М. Протодьяконова
Акташ		1,582	—	—	—	2,76	
	Чаткальские горы						
Шабрез	Стеатит	1,587	—	1,553	0,034	2,85	Еникеев, 1954
	Западный Узбекистан						
Зирабулак-Зиаэтдинские горы	Листоватые массы в осадочно-метаморфических породах	1,580	—	1,532	0,048	—	Отакузиев, 1966
Тамды	Чешуйчатый тальк в лиственитах	1,589	—	1,543	0,046	—	Мусаев, 1966
		1,590	—	1,543	0,047	—	

1966), выходы тальковых пород известны на северном склоне Нуратинского хр. (Бибихон) (Висьневский, 1937, 1940; Отакузиев, 1966). В небольших количествах тальк проявляется на многочисленных скарново-рудных месторождениях Кураминского региона — Курусае, Кансае, Алтынтопкане, Накпае, Джангалыке, Кургашинкане, Туранглы, Шабрезе и др. (Даминова. 1938; Карпова, 1944; Моисеева, 1969; Бадалов, 1965; Протодьяконова, 1956; Арапов, 1936; Еникеев, 1954, 1956; Голованов, 1965; Исмаилов, 1958; Кантор, 1963; Сквалецкая, 1958). Относительно более широко распространен минерал в Кургашинкане.

Тальк слагает чешуйчатые и листоватые агрегаты, имеющие облик розеток и радиально-лучистых пучков, плотные стеатитовые массы. В Кургашинкане в небольшом количестве встречаются волокнистые и порошкообразные массы.

Цвет минерала яблочно-зеленый, зеленовато-серый, голубоватый и белый, блеск стеатитовых разностей жирный, а чешуйчатых — перламутровый. Минерал мягкий и легко царапается (твердость 1—1,5). Стеатитовые массы просвечивают в краях. Удельный вес близок к теоретическим значениям — 2,67—2,85 (табл. 55).

В шлифах чешуйки обладают яркими чистыми цветами интерференции. Угасание прямое, удлинение отрицательное. Минерал двуосный, оптически отрицательный, с небольшим углом 2V. Показатели преломления несколько колеблются, вероятно, в связи с наличием примесей — Mn, Ti, Ca, Fe и др. (табл. 110).

Химический состав талька довольно постоянен. Si обычно замещается небольшим количеством Al, а Mg⟶Mn, Fe, Ca в тальке гипергенного генезиса — Zn и Cu (табл. 56).

Спектральным анализом в тальке обнаружены примеси Cu, Ag, Zn, Be, Ba, Ti, Pb, Co, Ni, отражающие специфичность состава руд, которые он сопровождает.

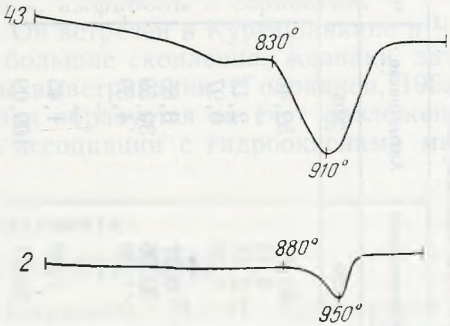


Рис. 48. Кривые нагревания талька:

обр. 43—плотный тальк из Кургашинкана (Моисеева, 1951), 2—тальк из Зирабулакских гор (Отакузиев, 1966).

На кривых нагревания талька отмечается один эндотермический эффект с максимумом при температуре 846—950°, что вероятно, связано с различным агрегативным состоянием минерала (рис. 48).

В Султануиздаге и Тамды талькообразование имело место на всем протяжении пояса базитов и гипербазитов. Мощные жилообразные, линзообразные и пластообразные существенно тальковые тела приурочены к серпентинитам на контакте с гнейсами (Зинельбулак), амфиболитами (Казгантау), гранитоидами (Тамды). Тальковые руды представлены тальково-карбонатными, тальково-хлоритовыми и тальково-тремолитовыми породами, прослеживаемыми по простиранию на многие сотни метров при мощности от десятых долей до нескольких десятков метров. В тесной парагенетической ассоциации с тальком в Султануиздаге встречаются серпентин, асбест, магнетит, кальцит, доломит, магнезит, брейнерит, рутил, брукит, маргарит, турмалин. Оталькование

Таблица 56

Химический состав талька, вес %

Компонент	Кургашинкан		Катранги	Шевчуковское	Алтынтопкан	Чокадамбулак	Шабрез	Зирабулакские горы
	обр. 571-к	4011	3124	586	2603	*	**	***
SiO_2	60,21	60,00	60,00	59,50	59,46	60,72	59,92	61,62
TiO_2	—	—	—	0,15	—	—	—	0,14
Al_2O_3	0,81	3,20	1,85	2,15	2,18	0,19	4,48	0,36
Fe_2O_3	—	—	—	1,28	0,97	—	—	3,58
FeO	0,37	0,07	0,75	—		2,07	5,58	1,14
MnO	0,40	0,62	1,14	0,07	0,85	0,16	0,00	0,04
MgO	31,90	33,46	30,51	32,96	30,59	30,50	25,64	29,00
CaO	—	—	1,80	1,20	4,59	—	0,80	1,50
ZnO	—	0,14	—	—	—	—	—	—
CuO	—	0,06	—	—	—	—	—	—
$H_2O\pm$	5,30	3,00	3,50	2,00	1,45	5,00	3,92	2,96
Сумма	99,49	100,55	99,55	99,31	100,09	99,64	100,34	99,94
Количество ионов в пересчете на 7 катионов								
Si	3,86 } 3,92	3,68 } 3,92	3,82 } 3,95	3,67 } 3,83	3,60 } 3,73	3,92 } 3,93		
Al	0,06	0,24	0,13	0,16	0,13	0,01		
Fe^{+3}	—			0,06	0,06			
Fe^{+2}	0,02 } 3,08	0,03 } 3,08	0,04 } 3,05	} 3,17	0,05 } 3,20	0,12 } 3,07		
Mn	0,02	3,05	0,05			0,01		
Mg	3,04		2,90	3,03	2,80	2,94		
Ca	—		0,06	0,08	0,30			
OH	2,47	1,23 } 2,00	1,48 } 2,00	0,82 } 2,00	0,60 } 2,00	2,17		
O	—	0,77	0,52	1,18	1,40			
Лаборатория		ИГи Г АН УзССР		Средазцветметразведка	ИГиГ АН УзССР	—	ИГиГ АН УзССР	
Аналитик		Т. И. Суконкина	Е. Ф. Касьянова	Т. Т. Мухова	В. В. Прасалова	—	Е. Ф. Касьянова	
Автор		Голованов, 1965	Бадалов, 1965	Протодьяконова, 1956	Еникеев, 1956	Есимов, 1968	Еникеев, 1954	Отакузиев, 1966

Примечание. Обр. 571-к—скопления белого порошковатого талька в окисленных рудах; обр. 4011—поперечно-волокнистые просечки светло-голубого талька в зоне окисления, 586—пластообразные залежи плотного талька в доломитовых известняках, 2603—гнезда плотного талька в доломитах, обр. *—зеленовато-серый тальк в серпентинизированном доломите, **—стеатит в трещинах среди скарново-магнетитовых залежей, ***—листоватые массы талька в измененных сланцах силура (Ni-0,078—0,13%).

обусловлено изменением серпентинитов под воздействием углекислых вод (Виленский, 1956).

Выходы тальковых пород в Нуратинских горах (Синтаб, Бибихон) связаны с полосой рассланцованных серпентинитов в толще измененных эффузивов (Баскин, Мясников, Флоренский, 1936; Висьневский, 1937), в Зирабулак-Зиаэтдинских горах — с осадочно-метаморфическими силурийскими сланцами (Отакузиев, 1966).

В Чаткало-Кураме тальк слагает пласто- и линзообразные тела мощностью от 0,2—0,3 до нескольких метров, скопления и прожилки в скарнированных доломитах (Кургашинкан, Курусай, Шевчуковское, Туранглы, Джангалык, Накпай). Тальк сопровождает полиметаллическую минерализацию. Ассоциируют с ним серпентин, кальцит, пирит, кварц. Тальк замещает пироксены, амфиболы и серпентин.

Супергенный тальк очень редок. Он встречен в Кургашинкане и Чадаке. В первом тальк формирует небольшие скопления, желваки, затеки и просечки в нижней части коры выветривания (Голованов, 1965). В Чадаке (Северный Гузаксай) тальк образуется за счет разложения геденбергита в зоне гипергенеза, в ассоциации с гидроокислами марганца и железа кальцитом.

Группа мусковита

Парагонит — $NaAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$

Парагонит выявлен М. Э. Поярковой, М. Н. Слюсаревой и М. И. Моисеевой среди вторичных кварцитов Акташа в хр. Каржантау. Выделяется в виде мелкочешуйчатого и плотного вязкого агрегата светло-зеленого цвета с шелковистым блеском.

В минерале из щелочей Na_2O преобладет над K_2O. В небольшом количестве присутствует окисное железо.

Компонент	*Обр. 1*	*Обр. 8078*	*Кристаллохимическая формула*
SiO_2	47,50	45,72	I — $(Na_{0,96}K_{0,14})_{1,10}(Al_{1,87}Fe^{+3}_{0,07})$
Al_2O_3	36,40	37,31	$[Al_{0,91}Si_{3,09}O_{10}](OH)_2 \cdot 0,00H_2O$
Fe_2O_3	1,46	2,29	8078 — $[Na_{0,57}K_{0,37}(OH_3)_{0,06}]_{1,00}$
K_2O	0,61	4,43	$(Al_{1,89}Fe^{+3}_{0,11})_{2,00}[Al_{1,00}Si_{3,00}O_{10}]$
Na_2O	7,54	4,46	$(OH)_2$
$H_2O\pm$	4,83	5,79	
Сумма	9,34	100,00	
Авторы	М. Э. Пояркова, М. Н. Слюсарева	М. И. Моисеева	
Аналитик	—	Е. Ф. Касьянова	

Парагонит приурочен к вторичным кварцитам, слагая в них линзы, жилоподобные массы, гнезда.

Находится ли серицит в тесном срастании с парагонитом или натрий изоморфно замещает калий в пространственной решетке минерала — не выяснено.

Серициты из окварцованных пород медного месторождения Кальмакыр (Алмалык) содержат в своем составе 4,60 и 2,20% Na_2O, вероятно, за счет примеси парагонита.

Мусковит—$KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$

Серицит

Мусковит и серицит широко распространены в Узбекистане. В виде кристаллов минерал встречается только в пегматитах. Он образует псевдогексагональные короткие призмы, легко расщепляемые на отдельные упругие пластиночки по весьма совершенной базальной спайности. Чаще это беспорядочно ориентированные пачки размером до 10—30 *см*, из которых можно вырезать пластиночки размером не более 6×6 *см*. А. Ф. Соседко (1935) отмечал наличие в пегматитовых жилах Алтынтау единичных пластин размером до 0,9 *м*.

Среди агрегативных скоплений мусковита выделяются перистые, ельчатые, радиально-лучистые и розетки.

Серицит образует мелкочешуйчатые агрегаты с чешуйками размером от 1—2 до сотых долей миллиметра.

Цвет серебристо-белый, иногда с красноватым оттенком, темно-медовый, светло-зеленый, зеленовато-желтый и светло-желтый. Блеск перламутровый, шелковистый, а для микрочешуйчатых разностей восковидный. Удельный вес 2,785—2,90 (табл. 57). Минерал двуосный отрицательный, угол 2V=32—50°. Колебание показателей преломления обусловлено некоторым непостоянством их состава за счет второстепенных примесей, особенно Fe, но эти колебания находятся в пределах значений, характерных для мусковита (табл. 57).

При рассмотрении сводной таблицы химических анализов мусковита и его тонкочешуйчатой разности — серицита видно, что по содержанию главных компонентов анализируемые минералы соответствуют теоретическому. Отмечаются небольшие колебания в содержании второстепенных компонентов — MgO, FeO, Fe_2O_3 и щелочей. Некоторые разности мусковита (Кальмакыр, Центральный Кансай, Ингичке, Тым) в значительной мере обогащены Na_2O (до 4,04%).

Повышенное содержание Fe_2O_3 (2,55—5,08%) характерно для метасоматического мусковита из Актауского и Тосбулакского гранитоид-

ных массивов, в мусковите из пегматитов — в пределах 0,96—3,72% (табл. 58, 59).

Отмечаются некоторые особенности в распределении редких и рассеянных элементов в мусковите и сериците разных генетических типов. Мусковиты из пегматитов обогащены Li_2O (до 1,294%), Rb_2O (до 0,546%), Cs_2O (до 0,113%), Sn (до 0,1%), иногда Nb и Ta (Джамалетдинов, 1970; Азимов, 1970; Боровик, Лизунов и др., 1941). С. А. Боровик (1937) впервые отметил повышенную концентрацию Sn (до 0,1%) в мусковите из пегматитовых жил Алтынтау и считал, что олово входит в кристаллическую решетку минерала. Позже повышенная примесь Sn была обнаружена в мусковите из всех пегматитовых жил и грейзенизированных зон Западного Узбекистана (Хамрабаев, 1958; Ибадуллаев, 1961; и др.). В мусковите из арсенопиритового месторождения Такели концентрация Tl до 320 *г/т*, из Кочбулака — 100 *г/т* (данные М. И. Моисеевой и Э. А. Марковой), тогда как в сериците из других объектов — единицы и несколько десятков грамм на тонну (табл. 60).

В мусковите из пегматитовых жил Алтынтау выявлено повышенное содержание галлия — 0,01—0,1%, причем наиболее высокое связано с красноватой разностью (Соседко, 1935; Курбатов, 1935; Боровик, Соседко, 1937; Боровик, 1937). Небольшая концентрация Ga отмечается в серицитах из вторичных кварцитов Аксакаты (55 *г/т*) (Борискин, 1967; Моисеева, Борискин, Сахор, 1970) при кларковом его содержании в серицитах из остальных массивов.

Примесь ванадия в сериците из вторичных кварцитов Чаткало-Кураминского региона составляет 6—62 *г/т*, в среднем 30 *г/т* (Борискин, 1968). Содержание Nb в мусковите из пегматитовых жил следующее: 0,118 (6)% (Лолабулак), 0,03 (5)% (Кетменчи), 0,044% (Актау); Ta — 0,0113 (6)% (Лолабулак) и 0,04% (Актау) (Джамалетдинов, 1969; Азимов, 1967), в грейзенах Кульджуктау — 0,0558% (Каюмов, 1970).

Особенности состава серицита и мусковита из различных месторождений изучены спектральным анализом, который показал наличие в минерале двух типов примесей: постоянные, присутствующие во всех исследованных светлых слюдах независимо от их генетического типа: Cu, Be, Mg, Ca, Ga, Ti, Zr, Pb, V, Mn, Fe, Sr, Ba; встречающиеся периодически — Ag, Zn, Sc, TR, Sn, As, Mo, Co, Ni, Cr, Sb, Bi, отражающие металлогенический облик района или особенности состава сопровождаемых руд. В слюдах золотых месторождений часто встречается Ag, в мышьяковых — As, Ni, Ag, Tl, в олово-рудных — Sn, Mo, в полиметаллических — Zn, во флюоритовых TR.

На кривых нагревания зафиксировано два эндотермических эффекта, но при более низкой температуре, чем это характерно для эталона мусковита, что, видимо, связано с тонким агрегативным состоянием исследуемого минерала (рис. 49).

Таблица 57

Оптические свойства мусковита и серицита и их удельный вес

Место взятия	Характеристика минерала	Ng	Nm	Np	Ng—Np	—2V	Уд. вес	Автор
	Западный Узбекистан							
Султануздаг	Крупнолистоватые скопления светло-зеленого мусковита в пегматитовой жиле	1,595	1,583	—	—	—	—	В. А. Корнетова
	Мелкочешуйчатые агрегаты светло-зеленого жильбертита, выполняющего трещинки в микроклине	1,586	1,583	—	—	—	—	
Алтынтау	Пачки зеленовато-желтого мусковита в пегматитовой жиле	—	1,594	—	—	45—48°	—	Курбатов, 1935
	Крупные кристаллы серебристо-белого мусковита в пегматитовой жиле	1,586	1,583	1,550	0,036	43—45	2,804	К. Л. Бабаев, П. И. Салов
	Мелкочешуйчатый зеленоватый мусковит в пегматитовой жиле	1,596	1,593	1,562	0,034	—	2,881	
Каратюбе	Мусковит в интрузивных массивах красновато-желтого оттенка	—	1,589	1,581	—	45—50	—	Хамрабаев, 1958
	Светлый мусковит в пегматитовой жиле	1,612	1,594	—	—	—	—	
	Белый и желтоватый мелкочешуйчатый постмагматический мусковит в гранитах	1,589	1,581	—	—	45—50	—	
	Пачки мусковита в пегматитовой жиле	1,587	—	1,552	0,035	—	2,83	Ибадуллаев, 1961
	Тонкочешуйчатый серицит в пегматитовой жиле	1,592	—	1,561	0,031	—	—	
	Мусковит в граните	1,600	1,597	1,557	0,043	—	—	Белов, 1959
Зирабулакские горы, Кетменчи	Таблитчатые кристаллы серебристого мусковита в пегматитовой жиле	1,594	—	1,561	0,033	32—38	—	П. И. Салов

Зирабулакские горы, Ингичке	Белый с желтоватым оттенком мусковит в гидротермально измененных зонах в граните
Северный Нуратау, Темиркабук	Крупночешуйчатые скопления мусковита в пегматитовой жиле
Лапас, Зирабулакские горы	Псевдоморфозы серицита по андалузиту в метаморфических сланцах
	Курам
Чаркасары	Бледно-зеленый мусковит в грейзене
Кальмакыр	Серицитизированные сиениты в рудной зоне
Восточный Гайнаккан	Белый мелкочешуйчатый мусковит в боковых породах арсенопиритового месторождения
Средний Гайнаккан	Тонкочешуйчатый сиреневый серицит в арсенопиритовом рудном теле
Западный Гайнаккан	Белый мелкочешуйчатый серицит в боковых породах арсенопиритовой залежи
Центральный Кансай	Светло-розовый серицит в скарне
Курусай, Лагерный участок	Светло-зеленый мелкочешуйчатый серицит в скарне
	Чат
Верховье реки Пскема	Тонкочешуйчатый серицит яблочно-зеленого цвета в миаролах пегматитовых жил
Аксаката	Серицит во вторичных кварцитах

—	1,593	—	—	40—42	2,81	Н. В. Лиценмайер
—	1,583	—	—	—	2,785	С. Т. Бадалов
1,585	—	1,563	0,022	—	2,90	Отакузнев, 1965
инский хребет						
1,587	1,582	1,553	0,034	47	—	Лисицина, Омельяненко 1961
1,581	—	1,552	0,029	—	—	А. Б. Баталов, М. С. Кучукова
1,590	—	1,552	0,038	—	—	
1,586	1,580	1,552	0,034	—	—	Моисеева, 1969
1,588	1,580	1,550	0,038	—	—	
1,592	1,572	1,564	0,028	—	—	
1,591	1,790	1,552	0,039	—	—	
1,587	—	1,557	0,030	46—48	2,80	Попов, 1959
1,588	1,582	1,562	0,026	—	—	Моисеева, 1969
кальские горы						
1,592	—	1,154	0,038	—	—	Поваренных, 1955
1,590	1,585	1,554	0,036	—	2,81	Борискин, 1968

Компонент	Гайнаккан	Чаркасар	Кальмакыр		Центральный Кансай	Дюшали
	обр. 3536	1	204	170	1346	3150
SiO_2	46,18	43,94	47,60	47,80	46,74	49,17
TiO_2	0,79	0,15	—	0,70	—	0,27
Al_2O_3	34,18	33,95	34,50	34,10	37,63	29,23
Fe_2O_3	0,56	0,77	2,30	0,76	0,46	4,32
FeO	0,00	—	—	0,19	—	0,43
MnO	0,14	—	—	Сл	0,11	Сл.
MgO	1,20	0,71	1,96	0,09	1,37	0,29
CaO	0,72	2,36	—	1,40	0,00	2,30
BaO	—	—	—	—	—	—
K_2O	10,30	8,84	6,41	6,83	6,69	8,79
Na_2O	0,94	1,15	4,64	2,20	2,54	0,08
Li_2O	—	—	—	—	—	—
Rb_2O	—	—	—	—	—	—
Cs_2O	—	—	—	—	—	—
$H_2O^{\pm}$	4,60	7,42	2,50	5,93	4,20	5,20
F	—	—	—	—	0,02	—
Сумма	99,61	99,29	99,91	100,00	99,76	100,08
$-O=F_2$	—	—	—	—	—	—
Сумма						
Лаборатория	Средазцветметразветка	—	ИГиГ АН УзССР	ИГЕМ АН СССР	ИГиГ АН УзССР	
Аналитик	Т. Т. Мухова	О. П. Островская	Е. Ф. Касьянова	М. А. Казакова	Е. Ф. Касьянова	Зиямухамедова
Автор	Моисеева, 1969	Лисицина, Омельяненко, 1961	Баталов, 1965	Моисеева, 1969	Попов, 1959	Моисеева, 1969

Таблица 58

мусковита и серицита, вес %

Акташ		Аксакат		Карабауский массив	Саргардон	
3047	3006	3629	513	2	3	4
45,37	16,53	44,86	46,00	48,10	48,32	40,70
0,08	0,80	0,00	0,10	0,02	0,38	0,00
38,10	37,32	38,40	35,41	30,30	28,46	36,00
0,50	0,29	1,52	2,14	1,36	1,01	1,70
—	0,07	—	—	0,50	4,17	
—	0,00	0,28	0,00	0,05	0,02	0,25
0,10	0,00	0,00	0,43	1,75	1,37	4,80
0,07	0,24	0,00	0,40	0,98	0,88	—
—	—	0,92	—	—	—	—
10,43	9,91	9,40	8,72	10,30	11,55	10,00
0,58	0,35	0,18	0,50	0,15	0,56	0,17
—	—	—	—	—	0,04	0,13
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
4,86	4,54	4,40	5,80	4,50	1,50	6,20
—	—	—	—	—	0,33	0,75
100,09	99,38	99,96	99,50	98,01	98,59	100,68
—	—	—	—	—	0,14	0,32
					98,45	100,36
МГ УзССР		ИГиГ АН УзССР	МГ УзССР	ИГиГ АН УзССР	—	
Е. Ф. Касьянова	Т. Т. Мухова	И. И. Лихойдова	—	Е. Д. Суконкина	—	В. П. Стрельникова
М. И. Моисеева		М. И. Моисеева, В. П. Борискин	В. П. Меренков	Урунбаев, 1970	И. Н. Говоров	Апполонов, 1969

Компоненты	Саргардон	Ингичке		Карнаб	Тым	Каратюбинские горы	Алтынтау
	обр. 5	904	282	6	596а	7	8
SiO_2	43,76	46,47	45,98	44,59	46,80	45,60	43,95
TiO_2	0,02	0,19	Сл.	0,00	0,71	0,30	0,12
Al_2O_3	35,79	33,62	35,12	36,16	32,50	34,25	34,51
Fe_2O_3	0,35	1,40	1,02	2,59	0,71	0,96	3,72
FeO	0,25	0,90				0,63	—
MnO	0,70	0,05	0,00	0,17	—	0,06	0,35
MgO	0,25	1,01	0,62	0,47	1,99	1,30	0,11
CaO	—	0,34	0,90	0,69	1,30	0,40	0,30
BaO	—	0,04	—	—	—	—	—
K_2O	12,00	9,44	7,11	9,50	7,11	9,57	9,06
Na_2O	0,40	0,56	3,67	1,00	4,21	1,60	1,34
Li_2O	0,31	0,04	0,16	—	—	—	—
Rb_2O	—	—	—	—	—	—	—
Cs_2O	—	—	—	—	—	—	—
H_2O	4,20	3,28	5,90	5,00	4,80	5,32	6,02
F	0,70	0,83	—	0,20	—	—	—
Сумма	99,94	98,77	99,58	100,37	100,13	99,99	100,48
$-O-F_2$	0,29	0,25	0,08				
Сумма	99,65	91,82	100,25				
Лаборатория	—	С. З. Геологическое управление					Институт
Аналитик	—	М. Г. Стукалова	П. Л. Прихидько				
Автор	Н. И. Говоров	Н. В. Лиценмайер	Хамрабаев, 1958	Ибадуллаев, 1961			Курбатов, 1935

Примечание. Обр. 3536 — серебристо-белый мусковит в околорудных метасо 204 — серовато-белый серицит в окварцованных вмещающих породах медного место дения, 1346 — бледно-фиолетовый серицит в измененном скарне, 3150 — гнезда светло-яблочно-зеленые розетки серицита во вторичных кварцитах, 3623 — радиально-лучистые пропилитизированных породах, 513 — серицит во вторичных кварцитах, 2 — мусковит скопления бледно-зеленого мусковита в редкометальной грейзеновой жиле, 4,5 — жилах, 904 — белый с желтоватым оттенком мусковит среди измененных зон в грани кварц-мусковитовый грейзен в оловорудном месторождении, 7 — пачка крупночешуй ристо-белого мусковита в пегматитовой жиле, 9 — крупнолистоватый светлый муско титовой жиле, 8331, 8333, 8334, 8341 — гнезда и жилки серебристо-белого мусковита в пегматите, 88/2 — мусковит.

Лолабулак		Актауский гранитоидный массив					Кульджуктау, Тосбулакский гранитоидн. массив
9	10	8331	8333	8334	8341	8328	88/2
45,46	43,84	450,8	45,08	45,54	45,52	46,10	45,80
Сл.	0,13	—	—	—	—	—	—
37,12	37,50	34,50	34,00	33,40	34,00	34,10	35,13
1,72	2,98	5 08	4,59	4,94	5,00	4,30	2,55
0,36	4,28	0,71	0,61	1,32	0,40	1,00	0,72
0,00	0,33	—	-	—	—	—	0,11
0,18	0,60	1,01	0,87	1,03	1,09	1,09	1,71
—	—	—	—	—	—	—	0,60
—	—	—	—	—	—	—	—
10,54	8,54	9,10	9,68	9,18	9,68	8,58	9,19
0,70	0,12	0,71	0,78	0,77	0,79	0,87	0,40
0,056	1,294	—	—	—	—	—	—
0,54	0,546	—	—	—	—	—	—
0,026	0,044	—	—	—	—	—	—
3,71	0,95	4,20	3,82	3,54	3,70	4,02	3,88
—	—	0,47	0,53	0,52	0,56	0,50	—
100,41	100,15	100,56	100,78	100,24	100,73	100,65	101,09
		0,20	0,26	0,22	0,23	0,25	
		100,36	100,52	100,02	100,50	100,40	
геологии и геофизики АН УзССР							
Исмаилов, Кучукова, Джамалетдинов, 1971		Азимов, 1970				Каюмов, 1970	

матитах арсенопиритового месторождения, 1 — жемчужно-белый мусковит в грейзене, рождения, 170 — жилки белого серицита в окварцованных породах медного месторож- зеленого плотного серицита в рудной зоне флюоритового месторождения, 3047—3006 — чешуйчатые скопления светло-зеленого мусковита в барит-кальцит-пиритовой жилке в гранодиоритовом массиве в виде псевдоморфоз по биотиту и полевым шпатам, 3 — зеленый и фиолетовый мусковит в прожилках и линзах в редкометальных грейзеновых тах, 282 — ярко-зеленый жильбертит в кварц-альбитовой породе в гранитах, 6,596 а — чатого буроватого мусковита в пегматитовой жиле, 8 — крупные кристаллы серебвит в пегматитовой жиле, 10 — мелколистоватый зеленовато-серый мусковит в пегмалейкократовом граните, 8328 — гнезда крупнолистоватого серовато-белого мусковита в

Номер обр.	Место взятия	Количество ионов								
		Si	Al_{IV}	Al_{VI}	Ti	Fe^{+3}	Fe^{+2}	Mn	Mg	Zi
										Кураминс
3556	Гайнаккан	3,09	0,91	1,81	0,04	0,02	—	0,01	0.12	—
1	Чаркасар	3,07	0,93	1,86	0,03	0,04	—	—	0,07	—
204	Кальмакыр	3,07	0,93	1,69	—	0,11	—	—	0,15	—
170		2,95	1,05	1,90	0,04	0,04	0,01	—	0,01	—
1346	Центральный Кансай	3,00	1,00	1,85	—	0,02	—	—	0,13	—
3150	Дюшали	3,36	0,64	1.71	0,01	0,22	0,03	—	0,03	—
										Чаткальские
3047	Акташ	3,00	1,00	1,97	—	0.02	—	—	0,01	—
3006		3,08	0,92	1,99	—	0,01	—	—	—	—
3623	Аксаката	2,94	1,06	1,91	—	0,08	—	0,01	—	—
513		3,06	0,94	1,86	—	0,10	—	—	0,04	—
2	Карабау	3,27	0,73	1,55	0,02	0,05	0,24	—	0,14	—
3	Саргардон	3,27	0,73	1,55	—	0,05	—	—	0,14	0,01
4		2,66	1,34	1,44	—	0,08	—	0,01	0,47	0,03
										Западный
904	Ингичке	3,10	0,90	1,75	0,01	0,07	0,05	—	0,10	0,01
282		3,07	0,93	1,85	—	0,05	—	—	0,06	0,04
6	Карнаб	2,97	1,03	1,82	—	0,13	—	0,01	0.04	—
596а	Тым	3,15	0,85	1,74	0,03	0,03	—	—	0,20	—
7	Каратюбе	3,06	0,94	1,78	0,01	0,05	0,03	—	0,13	—
8	Алтынтау	3,00	1,00	1,78	—	0,19	—	0,02	0,01	—
9	Лолабулак	2,96	1,04	1,82	—	0,12	0,02	—	0,02	0,02
10		2,63	1,37	1,28	—	0,13	0,21	0,01	0,06	0,31
8331	Актау	2,99	1,01	1,62	—	0,25	0,02	—	0,10	—
8333		3,01	0,99	1,68	—	0,21	0,03	—	0,08	—
8334		2,94	1,06	1,47	—	0,36	0,07	—	0,10	—
8341		3,00	1,00	1,64	—	0,24	0,02	—	0,10	—
8328		3,00	1,00	1,63	—	0,21	0,05	—	0,11	—
88/2	Кульджуктау, Тосбулакский массив	3,00	1,00	1,68	—	0,12	0,04	—	0,16	—

* Расчет формул слюды произведен по зарядам.

Таблица 59

мулы мусковита и серицита

в пересчете на 6 катионов *

Ca	Ba	Na	K	Rb	ΣR	OH	F	O	H_2O адсорбц	Si:Al
кий хр.										
0,05	—	0,12	0,88	—	1,05	1,95	—	10,00	0,11	2,30
0,18	—	0,11	0,78	—	1,07	1,72	—	10,28	1,45	2,20
—	—	0,57	0,52	—	1,09	1,08	—	9,86	—	2,34
0,10	—	0,31	0,63	—	1,04	0,94	—	—	—	2,00
—	—	0,32	0,55	—	0,87	1,79	—	9,74	—	2,11
0,16	—	0,01	0,84	—	1,01	1,50	—	10,50	0,46	2,81
горы										
0,01	—	0,08	0,88	—	0,97	2,30	—	9,97	0,11	2,00
0,01	—	0,04	0,85	—	0,90	1,87	—	10,13	0,13	2,11
—	0,02	0,02	0,78	—	0,82	1,69	—	9,77	—	2,00
0,03	—	0,06	0,74	—	0,83	2,12	—	9,88	0,48	2,20
0,06	—	0,07	0,99	—	1,12	0,68	0,07	10,04	—	2,89
0,06	—	0,07	0,99	—	1,12	0,68	0,07	10,04	—	2,89
0,06	—	0,02	0,83	—	0,91	2,78	0,15	9,06	—	1,92
Узбекистан										
0,02	—	0,07	0,80	—	0,89	1,83	0,17	10,00	0,17	2,98
0,06	—	0,47	0,60	—	1,13	1,88	—	10,12	0,30	2,21
0,05	—	0,13	0,82	—	1 00	2,11	0,04	9,78	0,04	2,10
0,09	—	0,52	0,61	—	1,22	1,51	—	10,49	0,61	2,44
0,03	—	0,21	0,82	—	1,06	2,00	—	10,00	0,38	2,26
0,02	—	0,17	0,79	—	0,98	2,03	—	9,97	0,70	2,16
—	—	0,09	0,89	0,02	1,00	1,61	—	9,88	—	2,08
—	—	0,01	0,65	0,02	0,68	0,37	—	8,31	—	2,00
—	—	0,10	0,77	—	0,87	1,85	0,10	9,73	—	2,24
—	—	0,10	0,81	—	1,91	1,70	0,13	9,81	—	2,28
—	—	0,10	0,74	—	0,84	1,52	0,10	9,25	—	2,32
—	—	0,10	0,81	—	0,91	0,12	1,62	9,79	—	2,27
—	—	0,11	0,71	—	0,82	0,12	1,75	0,66	—	2,30
0,04	—	0,05	0,76	—	0,85	—	1,70	9,59	—	2,20

Таблица 60

Содержание некоторых редких и рассеянных элементов в минералах мусковитовой группы, *г/т*

Место взятия	Характеристика минерала	Li	Rb	Cs	Tl	Ga	Sn	Автор
			Кураминский хр.					
Гава (Опарсай)	Белый мусковит из грейзена	24 (8)	596 (8)	33 (8)	—	—	—	Р. И. Чернова
Гузаксай	Фенгит из жилы	—	464 (1)	—	4,6 (1)	—	—	М. И. Моисеева
Кальмакыр	Серицит из рудной зоны	0,0(5)	186 (5)	18 (5)	25,5 (5)	36,5 (5)	—	С. Т. Бадалов, Попов, 1959
Центральный Кансай	Фиолетовый серицит из измененного скарна	—	—	—	2 (1)	—	—	
Наугарзансай	Серицит из рудной зоны	—	516 (1)	—	—	—	—	М. И. Моисеева
Арсенопиритовое месторождение Гайнаккан	Мелкочешуйчатый мусковит из рудной зоны	—	—	—	320 (1)	—	—	
Флюоритовые месторождения Наугарзан	Гидросерицит из боковых пород	25 (2)	509 (7)	0,0 (7)	5 (3)	—	—	
Дюшали	Серицит из рудной зоны	9 (6)	238 (2)	1—2 (2)	—	13 (2)	—	
Месторождение алунитовых вторичных кварцитов Гушсай	Серицит из кварцитов	—	203 (6)	23 (6)	—	29 (6)	—	Бадалов, Зайченко, Рабинович, 1965
Медно-молибденовое месторождение Сарычеку	Серицит из рудной зоны	—	—	—	—	35 (1)	—	
Унгурликан	Белая рыхлая гидрослюда из коры выветривания	37 (13)	220 (13)	5 (13)	3 (13)	15 (13)	—	Моисеева, 1970
Кочбулак (золотое)	Серицит из рудной жилы	—	—	—	100 (1)	57 (8)	146 (5)	Э. А. Маркова

Место взятия	Характеристика минерала	Li	Rb	Cs	Tl	Ga	Sn	Автор
			Чаткальский хр.					
Аксаката	Серицит во вторичных кварцитах	29 (4)	33 (4)	4 (4)	0,0 (5)	55 (3)	—	Борискин, 1968
	Рыхлый белый гидросерицит коры выветривания	9 (4)	232 (4)	11 (4)	0,0 (1)	43 (1)	—	
Алтынбель	Серицит во вторичных кварцитах	322 (5)	138 (5)	17 (5)	0,0 (5)	33 (2)	—	
	Гидросерицит коры выветривания	16 (2)	346 (2)	16 (2)	—	36 (1)	—	
Каранкуль	Серицит во вторичных кварцитах	19 (1)	329 (1)	8 (1)	0,0 (1)	23 (1)	—	
	Гидросерицит коры выветривания	13 (2)	345 (2)	16 (2)	1,2 (2)	—	—	
Шавас	Серицит во вторичных кварцитах	13 (1)	293 (1)	0,0 (1)	0,0 (1)	20 (1)	—	
	Гидросерицит коры выветривания	13 (2)	149 (2)	12 (2)	—	31 (1)	—	
Акча		25 (1)	46 (1)	0,0 (1)	—	—	—	
Акчинский гранитоидный массив	Мусковит в аляскитовом граните	—	620	10,4	—	17,0	—	Урунбаев, 1970
Ойгаинг	Мусковит в грейзене	460 (2)	4600 (2)	—	—	—	—	Козырев и др., 1968
Аютор		1100 (2)	1345 (2)	—	—	—	—	
			Западный Узбекистан					
Алтынтау, Центральные Кызылкумы	Мусковит в пегматитовых жилах	200	10000	3000	—	192 (5)	1000	Крыгина и др., 1941
Лолабулак, Зеравшанский хр.		3030 (6)	4660 (6)	322 (6)	—	—	880 (5)	Джамалетдинов 1969
Кетменчи, Зеравшанский хр.		1510 (5)	2850 (5)	550 (5)	—	—	800 (5)	Боровик, 1937

Продолжение таблицы 60

Место взятия	Характеристика минерала	Li	Rb	Cs	Tl	Ga	Sn	Автор
Ляйляк. Туркестанский хр.	Мусковит в пегматитовых жилах	80 (1)	1730 (1)	75 (1)	—	—	—	
	Мусковит в грейзене	80 (1)	1200 (1)	69 (1)	—	—	—	
Наука, Туркестанский хр.	Мусковит в пегматите	5600 (2)	5590 (2)	1130 (2)	—	—	—	
Гранитовый массив Актау, Нуратинский хр.	Мусковит из лейкократового гранита	100—300	1000—2000	30—90	2	Сл.	140—440	Азимов, 1970
	Мусковит в пегматитовой жиле	90	2200	54	—	—	200	Азимов, 1967
Тосбулакский гранитоидный массив, Кульджуктау	Мусковит в грезенизированных крупнозернистых гранитах	59	1500	36	0,3	—	125	Каюмов, 1970
Ингичке, Зирабулакские горы	Зоны мусковитизации в гранитах	—	—	—	0,76 (10)	—	—	Кучукова, Исмаилов и др. 1970
	Южный Узбекистан							
Юго-западные отроги Гиссарского хр.	Мусковит в грейзене	—	220	12	—	—	10	

Мусковит и серицит представлены различными генетическими типами: в пегматитах, гранитах, роговиках, измененных скарнах, грейзенах, гидротермальных рудных месторождениях и во вторичных кварцитах.

Мусковит в пегматитовых полях Узбекистана встречается в большом количестве (Кетменчи, Лолабулак, Наука, Актау, Каратюбе, Темиркабук, Султануиздаг, Кутчи, Алтынтау и др.). Различаются 3—4 разновидности мусковита, соответствующие отдельным стадиям пегматитового процесса (Курбатов, 1935; Соседко, 1935; Хамрабаев, 1958; Ибадуллаев, 1961; Джамалетдинов, 1970, материалы И. П. Заревич, К. М. Кромской, К. Л. Бабаева, П. И. Салова и др.): 1) крупноблочный мусковит в центральной части жил в виде беспорядочно ориентированных пластин в ассоциации с кварцем, гранатом спессартин- альмандинового состава, биотитом, полевыми шпатами, турмалином. Это наиболее груболистоватая разность мусковита (6—10 *см*). Мелкопластинчатая разность краевых частей жил серебристо-белого и светло-зеленого цвета, образующая оторочки мощностью до 20 *см*, в которых листочки мусковита ориентированы перпендикулярно плоскости контакта. Местами отмечается структура рыбьей чешуи и перистая. Этот мусковит ассоциирует с кварцем, альбитом, микроклином, касситеритом, колумбитом, бериллом, топазом; 3) светло-зеленая слюда, названная жильбертитом (Хамрабаев, 1958), приуроченная к системе трещин в микроклине и замещающая большинство более ранних минералов—полевые шпаты, берилл, гранат, андалузит, силлиманит, топаз и др.; 4) шелковистый тонкий налет мелкочешуйчатого серицита светло-коричневого цвета, покрывающий почти все минералы в завершающую стадию образования пегматита.

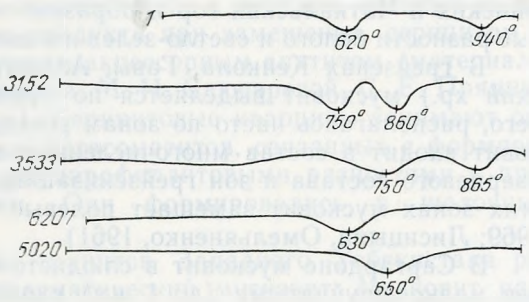


Рис. 49. Кривые нагреванаия мусковита и серицит:

обр. 1—мусковит из грейзенов Саргардона (Аполлонов, 1970), 3152, 3533—мусковит из арсенопиритового месторождения Гайнаккан (Моисеева. 1969), 6207, 5020—серицит из вторичных кварцитов Акбеля и Каранкуля (Борискин, 1968).

Мусковит является постоянным спутником роговиков, окаймляющих в виде ореолов крупные интрузивные тела на контакте с песчано-глинистыми отложениями. Содержание мусковита в них небольшое. Мусковит в роговиках сопровождается полевыми шпатами, биотитом,

кварцем, кордиеритом, амфиболом, андалузитом (Темиркабук, Койташ, Лянгар и др.).

Серицит и мусковит — породообразующие минералы метаморфических сланцев в Зирабулак-Зиаэтдинских горах: филлитовых, серицито-кварцевых и узловатых разностей кварц-слюдисто-андалузитового состава, образовавшихся за счет силурийских осадочных пород песчано-глинистого состава под влиянием регионального метаморфизма (Отакузиев, 1965).

Мусковит сопровождает зоны грейзенизации с редкометальной минерализацией в гранитоидных породах Западного Узбекистана, Кураминских и Чаткальских гор и образует в них крупно- и мелкочешуйчатые разности белого и светло-зеленого цвета.

В грейзенах Кенкола, Гавы, Алмабулака и Чаркасара (Кураминский хр.) мусковит выделяется по границам зерен кварца и внутри него, располагаясь часто по зонам роста, иногда замещает топаз. Мусковит входит в состав многочисленных собственно грейзеновых жилок кварцевого состава и зон грейзенизации,, оторачивающих эти жилки. В этих зонах мусковит замещает полевые шпаты и биотит (Моисеева, 1969; Лисицына, Омельяненко, 1961).

В Саргардоне мусковит в слюдисто-флюоритовых жилах представлен мелкочешуйчатыми (до 1 *мм*) скоплениями, выполняющими промежутки между зернами флюорита и совместно с хризобериллом подчеркивающие полосчатую текстуру жил. Мусковит зеленого и фиолетового цвета, более крупночешуйчатый, слагает прожилки мощностью до 1 *см*, секущие полосчатость и тяготеющие к центральным частям жил. С мусковитом ассоциируют флюорит, диаспор, топаз, карбонаты и бериллевые минералы (Аполлонов, 1970).

Серицит встречается в небольшом количестве в скарново-рудных месторождениях Кураминского хр. (Курусай, Центральный Кансай, Алтынтопкан). Он замещает в различной степени эпидот в эпидозитах. Здесь он развивается совместно с кальцитом, кварцем и гематитом, которые образовались за счет сброшенных продуктов при серицитизации эпидота (материалы М. И. Моисеевой, М. Р. Еникеева; Попов, 1959).

Серицит и мусковит — характерные минералы многочисленных рудных месторождений. В Гайнаккане зоны мусковитизированных пород сопровождают арсенопиритовое оруденение, протягиваясь вдоль разломов в гранитоидах. Мощность измененных пород 0,5—2 *м* (Моисеева, 1969).

На медно-молибденовых месторождениях Кальмакыр, Дальнее и др. серицит является одним из главных сопровождающих оруденение минералов окварцованных пород, распространяющихся по большой площади. Серицит образует псевдоморфозы по породообразующим минералам и неправильные скопления в тесном срастании с кварцем, агре-

гаты которого секутся тонкими жилками постмагматического ортоклаза (Бадалов, 1965).

Серицит входит в состав мощных залежей серицитовых вторичных кварцитов в Чаткало-Кураминском регионе. Залежи пластообразной формы мощностью 10—20 *м*, протягивающиеся на многие сотни метров (Акташ, Аксаката, Шавас, Каранкуль, Гушсай, Ургаз, Шаугаз и др.).

В кварцитах серицит образует псевдоморфозы по вкрапленникам или порфирокластам полевого шпата исходных пород и по тонкозернистой связующей массе. По биотиту развиваются гомоосевые псевдоморфозы мусковита. В них серицит иногда замещается пирофиллитом и каолином. Отмечается тесная ассоциация его с рутилом, который выделяется в качестве сброшенного продукта при замещении серицитом и мусковитом биотита и с реликтовым акцессорным апатитом (материалы М. И. Моисеевой и В. П. Борискина, М. Н. Слюсаревой, С. Е. Пряниш-никова, К. С. Зубрилиной и др.). Серицитовые кварциты занимают определенное положение в разрезе метасоматитов, связанных с формированием кварцитов, между каолин-пирофиллитовыми разностями и пропилитизированными породами. Они формировались в щелочных условиях.

В массивах «двуслюдяных» гранитов Западного Узбекистана регионально распространен постмагматический мусковит. Мусковит развивается по биотиту и полевым шпатам. В некоторых участках с мусковитом ассоциирует альбит, развивающийся по плагиоклазам, и рутил, образующийся при замещении биотита мусковитом (Лосев, 1939; Абдуллаев, 1947; Хамрабаев, 1952; 1958; Абдуллаев, Хамрабаев, 1954; Баймухамедов, 1954; Азимов 1970 и др.). Содержание мусковита в названных породах достигает 10—15%.

Абсолютный возраст постмагматического мусковита, определенный калий-аргоновым методом в лаборатории ИГиГ АН УзССР, следующий: из грейзенов (Синтаб, Северный Нуратау; Чангаллы, Зирабулакские горы) — 180—197 млн. лет, из пегматитов (Кетменчи, Зирабулакские горы) — 191 млн. лет, из зоны жильбертитизации (Каратюбе) — 229 млн. лет (Хамрабаев, 1957; Магдиев, Хамрабаев, и др., 1962). Возраст серицита из околорудных метасоматитов Алмалыка — 301—309 млн. лет (Голованов, 1974).

Фуксит—K $(Al,Cr)_2$ $[AlSi_3O_{10}]$ $(OH, F)_2$

Хромсодержащая разновидность мусковита — фуксит — известна в рудопроявлении корунда в Мальгузарских горах (Мусин, 1957), в сурьмяном рудопроявлении Кокпатас в Центральных Кызылкумах (Рахматуллаев, 1969) и в зонах лиственитизации в Мальгузарских и Северо-Нуратинских горах (Гамалеев, Мусаев, 1965).

Фуксит не образует крупных скоплений.

Цвет минерала изумрудно-зеленый (Кокпатас), сероватый, голубовато-зеленый (Мальгузар). Он образует мелкие (0,1 *мм*) беспорядочно ориентированные листочки и чешуйки. В тонких листочках полупрозрачный. Блеск стеклянный до перламутрового, спайность совершенная, твердость около 2, удельный вес 3,16 (Мальгузар) и 2,95 (Кокпатас).

В шлифах слабо плеохроирует: по Ng — изумрудно-зеленый, Np — светло-зеленоватый. Угасание прямое Ng=c. Показатели преломления: Ng — 1,594, Np — 1,574, Ng—Np=0,020 (Кокпатас); Ng — 1,594—1,600, Np — 1,591—1,594 (Мальгузар); Ng — 1,590; Nm — 1,585; Np — 1,555; Ng—Np=0,035 (Северный Нуратау).

В фуксите из Кокпатаса химанализом установлено 3,34% Cr_2O_3.

Спектральным анализом минерала из Мальгузара и Кокпатаса, кроме основных компонентов,— Si, Al, Cr, K, Na выявлены примеси. Особо следует отметить высокое содержание V (n%) в минерале из Мальгузарских гор. На основании аномального для фуксита сероватого цвета можно предположить, что этот минерал представляет собой хромсодержащий роскоэлит, для которого такой цвет характерен. Из других элементов-примесей в мальгузарском фуксите установлены — Mg, Ca, Ti, (0,n%); Fe, Cu, Ga, Ba (0,0n%); Ni (0,00n%), в кокпатасском — Mg (~ 1%); Ca (0,n%); Fe, Ti, V, Ba (0,0n%).

В Мальгузарских горах фуксит образует тонкочешуйчатые примазки в скрытокристаллическом черном известняке в ассоциации с корундом, кварцем, магнетитом и серицитом.

В Северо-Нуратинских горах фуксит приурочен к зонам лиственитизации. Развивается по хромшпинелидам.

Фенгит—$K(Fe^{+2}, Mg)Al[(Al, Si)Si_3O_{10}](OH, F)_2$

Существование фенгита вызывает сомнение у некоторых исследователей. Х. Штрунц (1962), У. А. Дир и др. (1966), А. К. Болдырев (1937) фенгитом называют мусковит, обогащенный Si (Si:Al>3:1), Fe и Mg. Л. К. Богомолова (1959), пересчитав многочисленные химические анализы фенгита на структурные формулы, выявила, что они не отвечают элементарным структурным требованиям, так как обнаруживают недокомпенсацию зарядов. В связи с этим она считает, что выделение фенгита как особого вида слюды основывается на расчетах анализов, проведенных на нечистом материале с тончайшими вростками кварца Не вдаваясь в дискуссию о существовании фенгита как самостоятельного минерала или представляющего собой тонкие природные его смеси с кварцем, мы условно отнесли к нему разности, отвечающие по составу фенгиту, и для краткости применяем это название.

Фенгит известен в Чаткало-Кураминских горах: полиметаллическом месторождении Сардоб (Еникеев, 1956) и грейзено-редкометальных Саргардон (по данным И. Н. Говорова), Баркрак (данные В. Б. Шувалова).

Фенгит образует плотные скрыточешуйчатые и чешуйчатые разности яблочно-зеленого, зеленого и серого цвета. Удельный вес 2,81 (Сардоб).

Таблица 61

Химический состав фенгита

Компонент	Сардоб	Джиланды	Саргардон	Баркрак	
	обр. 2711	612	3	2679	2681
SiO_2	52,00	51,42	41,85	43,65	40,75
TiO_2	—	0,22	0,28	0,45	0,62
Al_2O_3	25,11	27,30	24,57	30,94	24,37
Fe_2O_3	—	4,30	—	0,19	0,10
FeO	4,89	—	11,62	4,25	9,79
MnO	—	0,01	0,60	0,20	0,45
MgO	1,68	1,35	1,53	2,75	4,20
CaO	1,80	0,21	3,13	0,21	0,80
K_2O	8,64	9,70	7,81	8,54	9,28
Na_2O	0,94	0,17	3,08	0,90	0,52
Li_2O	—	—	0,42	0,80	2,80
Rb_2O	—	—	—	1,36	2,46
$H_2O^{\pm}$	4,87	5,35	3,04	4,65	3,00
F	—	—	2,56	0,98	2,10
Сумма	99,93	99,50	100,47	99,87	101,24
$-O=F_2$	—	—	1,08	0,41	0,84
			99,39	99,46	100,40
Лаборатория	ИГиГ АН УзССР	МГ УзССР			
Аналитик	Т. И. Суконкина	Г. Т. Мухова			
Автор	Еникеев, 1956	Д. А. Сахор	И. Н. Говоров	В. Б. Шувалов	

Примечание. Обр. 2711 — яблочно-зеленый плотный фенгит из околорудных метасоматитов полиметаллического месторождения, 2679, 2681—фенгит из грейзенов

По химическому составу фенгит соответствует разности с повышенным содержанием SiO_2 (Si:Al=3,2—3,5) и FeO, Fe_2O_3, MgO, CaO. Фенгит из грейзенов имеет примесь Li_2O до 2,80% и Rb_2O до 2,46% (табл. 61).

На полиметаллическом месторождении Сардоб и медном Джиланды фенгит приурочен к околорудным метасоматитам. Он образует псевдоморфозы по полевым шпатам и в первую очередь по плагиоклазам

в измененных гранит-порфирах и гранодиорит-порфирах. Минерал тесно ассоциирует с метасоматическим кварцем и пиритом (Еникеев, 1956). На грейзеново-редкометальных месторождениях Саргардон и Баркрак фенгит слагает прожилкообразные выделения и небольшие гнезда.

Роскоэлит — $KV_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$

Роскоэлит в пределах Узбекистана отмечается в нескольких пунктах: в Нуратинских горах (Арустамов, Абдуллаев, Баскаков, 1947; Арустамов, Бадалов, 1951), Центральных Кызылкумах (Конькова, 1958; Шумский, Горунова, 1967).

Минерал слагает мелкочешуйчатые слюдистые агрегаты, размер чешуек <0,02 *мм*, реже 0,02—0,04 и до 1 *мм*. Цвет роскоэлита изумрудно- и желтовато-зеленый, твердость 2,5, блеск стеклянный, спайность совершенная, удельный вес 2,82 (Нуратау). Метахроматизм минерала, наблюдавшийся при освещении видимым светом кварцево-ртутной лампы, показал изменение естественной ярко-зеленой окраски до сиреневой, в отличие от фуксита, который при этом желтеет (Уклонский, 1941).

Минерал двуосный отрицательный, показатели преломления: Ng = = 1,614, Nm = 1,610 и Np = 1,570; —2V = 27°. Обладает ясным плеохроизмом: по Ng — зеленый, желтовато-зеленый, по Np — голубовато-зеленый (Нуратау), Nm = 1,685 (Кызылкумы).

Химический состав узбекистанского роскоэлита изучен недостаточно. Имеющийся анализ минерала из Нураты показывает довольно низкое содержание в нем V_2O_3 (в пересчете 3,65%), из Кызылкумов — очень высокое (около 25) за счет примесей других ванадиевых минералов. Вероятно, состав роскоэлита непостоянен, и содержание в нем ванадия значительно колеблется.

Компонент	*Данные анализа*	*Пересчет на 100% состава*	*Примечание*
K_2O	3,96	5,46	При пересчете анализа на чистое вещество исключен TiO_2, находящийся в виде рутила, потеря при прокаливании, вызванная сгоранием органического вещества, и SiO_2 в виде кварца
Na_2O	2,73	3,76	
MgO	1,56	2,15	
FeO	2,81	3,87	
CaO	0,40	0,55	
Al_2O_3	23,11	31,87	
V_2O_3	2,65	3,65	
Fe_2O_3	1,21	1,67	
SiO_2	52,30	42,21	
TiO_2	2,97	—	
H_2O^+	3,49	4,81	
H_2O^-	0,78	—	
П. п. п.	1,62	—	
Сумма	99,59	100,00	

Состав минерала из других объектов охарактеризован спектральным анализом. В минерале много примесей.

Содержание, вес. %	*Нуратау*	*Кызылкумы*	*Тасказган*
Много	Na, K, Al, Si, V	Na, K, Al, Si	Na, K, Al, Si, V
~1	Mg, Ti, Fe	V	
0,*n*	Ca	Mg, Ca, Sr, Ba	Cu, Ba
0,0*n*	—	Ti, Mn, Ni	Zn, Sr, As, Cr
0,00*n*	Sr, Ba	Cu, Be, Fe	Ag, Pb, Mn, Fe

На кривой нагревания роскоэлита из Нуратау отмечается три экзотермических эффекта. Первый, наиболее интенсивный, при температуре 660—665° соответствует окислению V_2O_3 до V_2O_5. Об этом свидетельствует изменение при 700° цвета порошка минерала от темно-зеленого до бурого. Второй, более слабый, при температуре 950—970°, отвечает процессу кристаллизации ранее образовавшегося вещества. Третий, при температуре 1000—1025°, связан со сгоранием углисто-графитового вещества.

Роскоэлит приурочен к нижнепалеозойским углеродисто-кремнистым черным сланцам в Западном Узбекистане, протягивающимся в виде нескольких полос в субширотном направлении на много десятков километров. В них отмечаются крупные линзы, обогащенные роскоэлитом. Роскоэлит среди кварцевой массы образует тонкие неровные прослоечки (Центральные Кызылкумы). На контакте с гранитоидами сланцы осветляются и превращаются в роговики и в них роскоэлит становится более крупночешуйчатым (до 1 *мм*) и находится в тесном срастании с графитом в парагенетической ассоциации с кварцем, биотитом, мусковитом, рутилом, сфеном, эпидотом.

Группа биотита

Флогопит—$K(Mg, Fe^{2+})_3[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$

Флогопит образует серию твердых растворов между аннитом — $KFe_3^{+2}[AlSi_3O_{10}](OH)_2$ и крайним магнезиальным членом $KMg_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2$. К флогопиту принято условно относить разности, в которых величина отношения Mg:Fe больше, чем 2:1, а если оно ниже, то минерал считается биотитом (Дир с соавторами, 1966).

В пределах Узбекистана флогопит известен в Кураминских горах (Арапов, 1936; Королева, 1941; Протодьяконова, 1959; Жариков, 1959; Моисеева, 1969; Бадалов, 1965; Исмаилов, 1959; Королев, Королева, 1966), Чаткальских (Ажгирей, 1935; Татарский, 1937; Шестаков, 1941; Баталов, 1953), Нуратинских (Баскин, Мясников, Флоренский, 1936;

Мясников, 1937; Сахоненок, 1967, Троянов, Бороздин, 1969, Кучукова, Исмаилов и др. 1971) и Кульджуктауских горах (Чистяков, 1933; Хамрабаев, 1969; данные К. М. Кромской).

Флогопит образует крупно- (2—4 *см*) и мелкотаблитчатые (0,5—2 *мм*) псевдогексагональные кристаллы и тонкочешуйчатые разности. Кристаллы расщепляются по совершенной спайности на тончайшие упругие пластиночки.

Минерал темно-зеленый, красновато-бурый, изредка бесцветный, в Кураминском хр. зеленый. Удельный вес 2,71 (Накпай и Центральный Кансай), 2,86 (Алтынтопкан), 2,70 (Пиязлы), 2,88 (Акташ), 2,857 (Сусинген). Твердость 2,5—3.

Отмечается некоторое колебание оптических констант минерала в связи с непостоянством его состава. Минерал двуосный отрицательный с очень малым углом 2V (0—10°). Окрашенные разности плеохроируют в зеленых и буроватых тонах. По показателям преломления флогопиты соответствуют маложелезистым разностям (табл. 62).

Флогопиты из магнезиальных скарнов характеризуются пониженным содержанием FeO и Fe_2O_3, а из грейзенов — повышенным. Содержание щелочей занижено, возможно, в связи с частичной хлоритизацией анализируемых разностей. Отмечается повышенное содержание Li и Rb во флогопитах Майдантала (табл. 63).

Спектральным анализом флогопита из Кансая и Алмалыка выявлены постоянные примеси: Cu, Ca, Ba, Ti, Pb, V, Mn (0,00n—0,n%), эпизодически встречаются Zn, Ga, Cr. Флогопит из ультрабазитов содержит примеси Ni — 0,20%, Co — 0,044% (Кромская и др., 1969), а во флогопите из Алмалыка имеется примесь B — 25 *г/т* (Бадалов, Рабинович и др., 1972).

В Чаткало-Кураминском регионе флогопит — характерный минерал магнезиальных скарнов и кальцифиров (Кансай, Курусай, Джангалык, Кургашинкан, Накпай, Гава, Алтынтопкан, Чокадамбулак, Сусинген), приуроченных к контактам доломитовых толщ девона с интрузивными массивами сиенитового и сиенит-диоритового состава (Жариков, 1959).

С флогопитом в магнезиальных скарнах ассоциируют пироксен диопсидового и салит-авгитового состава, шпинель, форстерит, везувиан, гроссуляр, магнетит, кальцит (в Накпае — голубой), серпентин, брусит.

Флогопит замещает шпинель и пироксен вплоть до образования полных псевдоморфоз. Сам он под влиянием более поздних гидротермальных процессов замещается клинохлором и амезитом.

В магнезиальных скарнах флогопит образует гнезда, линзы и небольшие скопления (5—35%). В дедоломитизированных породах, слагающих мощные и протяженные зоны, образует рассеянную вкраплен-

Таблица 62

Оптические свойства флогопита

Место взятия	Характеристика минерала	Ng	Nm	Np	Ng—Np	—2V	Автор
Накпай, Алмалыкское рудное поле	Мелкочешуйчатый зеленый в магнезиальном скарне	1,565	—	1,535	0,030	—	Исмаилов, 1959
Кансай	Крупнопластинчатые агрегаты в скарнах	—	1,596	—	0,039	0°	Арапов, 1936
	В кальцит-серпентиновой породе	1,571	1,570	1,533	0,038	—	Жариков, 1959
	В серпентинизированном магнезиальном скарне	1,574 1,577	— —	— —	0,040 0,038	6—7 7	
	В пироксеновом магнезиальном скарне	1,578	—	—	0,038	—	
Акташ	Серовато-зеленые чешуйки в кальците	—	1,581	—	—	5—10	З. М. Протодьяконова
Пиязлы	В скарнах	—	1,599	—	—	—	
Шевчуковка	В доломите	—	1,581	—	—	0	
Северный Джангалык	Вкрапленность в кальцифире	1,580	—	—	0,037	6—8	Жариков, 1959
Алтынтопканское рудное поле, Мышиккол	Светло-бурый таблитчатый флогопит в магнезиальных скарнах	1,601	1,601	1,565	0,036	0	Королев, Королева 1966
Сусинген, Угамский хр.	Мелкочешуйчатые скопления среди скарнов и магнетита	1,573	—	1,542	0,031	—	Баталов, 1953
Аютюр, Чаткальские горы	Мелкочешуйчатый во флюоритово-слюдяных метасоматитах	1,592 1,576	1,592 1,576	1,548 1,542	0,044 0,034	— —	Шувалов, 1975
Северо-Нуратинский хр.	В дайке кимберлитоподобного слюдяного пикрита	—	1,628	—	—	0—5	Троянов, Бороздин, 1969
Лянгар, Нуратинский хр.	Чешуйки в магнезиальных скарнах	—	1,582	—	—	—	Сахоненок, 1967
	Мелкочешуйчатые агрегаты в доломите	1,603	—	1,556	0,047	—	Исмаилов, 1974

Таблица 63

Химический состав флогопита, вес. %

Компонент	Центральный Кансай, Кураминский хр.	Каракыз, Майдантальский хр.		Сусинген Угамский хр.
		обр. 1927	обр. 1921	
SiO_2	36,10	38,74	38,50	39,84
TiO_2	0,06	0,01	0,01	0,00
Al_2O_3	20,40	18,46	18,98	17,93
Fe_2O_3	1,16	0,21	0,16	1,94
FeO	1,28	10,32	4,31	0,00
MnO	0 02	0,64	0,26	0,05
MgO	24,63	13,81	19,15	29,62
CaO	0,60	0,42	2,03	1 70
Na_2O	0,30	0,60	0,52	0,42
K_2O	8,58	8,30	8,52	7,40
LiO	0,04	1,10	0,37	—
Rb_2O	—	0,70	0,59	—
H_2O^+	3,50	4,00	4,53	1,14
F	0,09	3,58	3,00	—
Сумма	95,76	100,89	100,93	100,04
$-O=F_2$		0,4	1,51	1,26
Всего		96,72	99,38	99,67

Количество ионов в пересчете на 7 катионов

Si	2,56	4,00	2,87	4,00	2,85	4,00	2,62	4,00
Al	1,44		1,13		1,15		1,38	
Al	0,26		0.47		0,50		0,01	
Fe^{+3}	0,06		0,03		0,01		0,10	
Fe^{+2}	0,07	2,99	1,26	3 60	0,26	2,99	—	3,00
Mn	—		—		—		—	
Mg	2,60		1,52		2,11		2,89	
Li	—		0,32		0,11		—	
Ca	0,04		0,03		0,16		0,22	
Na	0,04	0,85	0,09	0,97	0,07	1,06	0,05	0,78
K	0,77		0,78		0,80		0,62	
Rb	—		0,04		0,03		—	
O	9,68		10,00		10,47		9.62	
OH	1,54		2,06		0,83		0,50	
F	0,02		0 87		0,70		—	
Mg:Fe	37,43		2,73		8,11		—	

Примечание. Обр. из Центрального Кансая—гексагональные пластинки зеленого флогопита в магнезиальных скарнах. лаборатория ЦНИГРИ, аналитик В. Е. Кутейников (Арапов, 1936); обр. 1927, 1921—мелкочешуйчатый флогопит во флюорит-слюдяных метасоматитах (Шувалов, 1975); обр. из Сусингена—бесцветный с зеленоватым оттенком флогопит, лаборатория ГИН АН УзССР, аналитик П. Л. Прихидько (Баталов, 1953).

ность размером 0,5—1 *мм* в кальците или выделяется по границам его зерен (0,5—10%).

Галька дедоломитизированной породы с вкрапленностью флогопита и форстерита обнаружена М. И. Моисеевой в Такели среди базальных конгломератов шурабсайской свиты (P_1).

В Западном Узбекистане (Лянгар, Кальта, Тым, Аккурган, Хасантепе, Ингичке, Койташ и др.) флогопит встречается также в магнезиальных скарнах в виде редких мелких чешуек (до 1,5—2 *мм*) и единичных прожилок мощностью до 1,5 *см* вместе с гранатом и везувианом, амфиболом и серпентином. Местами он замещается пеннином (Баскин, Мясников, Флоренский, 1936; Сахоненок, 1967; Кучукова, Исмаилов и др., 1971).

Флогопит в ультрабазитах встречен в Северо-Нуратинском хребте в дайке кимберлитоподобного слюдяного пикрита (5—25%). Флогопит — постмагматический минерал, он обрастает или включает в себя большинство минералов породы (Троянов, Бороздин, 1969).

В горах Кульджуктау, по данным К. М. Кромской, тонкотаблитчатые агрегаты флогопита выполняют промежутки между породообразующими минералами и частью замещают биотит в некоторых ультрабазитах.

Биотит—$K\left(Mg,Fe^{2+}\right)_{3-2}\left(Fe^{3+}Al,Ti\right)_{0-1}\left(Si_{3-2,5}Al_{1-1,5}O_{10}\right]\left(OH,F\right)_{2-1}$

Na-биотит, Li-биотит, сидерофиллит, лепидомелан

В минералогии биотитом принято считать железистую слюду, условная граница которой с флогопитом определяется атомным отношением $Mg:Fe<2:1$. В биотитах выделяется несколько разновидностей, из которых наиболее богатая железом ($Fe^{+2}+Fe^{+3}$) называется лепидомеланом. Биотиты с низким содержанием Mg, высоким Fe^{+2} и низким Fe^{+3} относят с сидерофиллиту (Дир и др., 1966).

Биотит относится к числу широкораспространенных минералов. В Узбекистане он встречается в самой разнообразной геологической обстановке — в магматических породах, в пегматитах, регионально-метаморфизованных сланцах гидротермальных метасоматитах и грейзенах. Характеристика минерала приводится раздельно по выделенным генетическим типам.

Биотит магматического типа. Изучены главным образом в интрузивах средне-верхнекарбонового и пермо-карбонового магматических комплексов, господствующих в Узбекистане. В Чаткало-Кураминском регионе это Карабашский, Акчинский, Шавасский, Башкызылсайский, Карабауский, Алмалыкский (сиенито-диоритовый), Чимганский, Кошмансайский, Саргардонский, Чепташский интрузивы, в Западном Узбе-

кистане — Актауский, Устукский, Акчопский, Акмазарский, Зирабулакский, Кошкудукский, Шайдарозский, Каратюбинский, Тамдынский, Тосбулакский, Таушанский, Кынгырский, в Южно-Гиссарском районе— Туполангский. Большинство интрузий относится к мезабиссальной фации глубинности (Далимов и др., 1968); массивы пермо-триасового комплекса Чаткало-Курамы (Бабайтагский, Чаркасарский) — к семейству фаций малых глубин, а докембрийские в Гиссаре (Средне-Уруклинский массив) — к абиссальной фации. Биотиты из последних массивов изучены слабее.

Количество биотита в описываемых гранитоидах следующее: в диоритах, кварцевых диоритах — 8,7—20,5%, гранодиоритах — 3—12,8%, гранитах — 2—5%, аляскитах и аляскитоидных гранитах — 1—3% и меньше.

Минерал выделяется в виде пластинчатых и таблитчатых кристаллов размером от 0,2—0,3 до 2—5 *мм*. В порфировидных породах фенокристы биотита достигают 1,5—2,0 *см*.

Цвет черный, иногда с буровато-красным и зеленым оттенком. Для биотита с повышенным содержанием титана характерны буровато-красные разности. Минерал обладает весьма совершенной спайностью по (001).

Биотит оптически одноосный, хотя в отдельных случаях (интрузивы юго-западного Чаткала) величина 2V достигает 8—12°. Двупреломление варьирует от 0,021 до 0,045. Характеризуется резким плеохроизмом, по Ng — от буровато-красного, темно-коричневого, темно-бурого до почти черного непрозрачного; по Np — от светло-коричневого, желтовато-зеленого, бледно-желтого до бесцветного. Схема абсорбции: $Ng \simeq Nm > Np$. Показатели преломления биотита из различных интрузивов значительно колеблются в связи с непостоянством состава минерала (табл. 64).

Изучены термолюминесцентные свойства породообразующего биотита из гранитоидных пород Тамдынского массива в Центральных Кызылкумах (Бигаева, 1966). Все облученные образцы дают максимум термолюминесценции при 80—90°С, кроме того, при 140—145° увеличивается интенсивность высвечивания.

Для характеристики химического состава слюд из гранитоидов Узбекистана использованы 26 анализов биотитов, выполненных в химической лаборатории ИГиГ АН УзССР (аналитики Е. Ф. Касьянова, Т. И. Суконкина, А. Н. Хан). Результаты химических анализов слюд пересчитаны на структурные формулы из расчета на 7 атомов катионов методом зарядов (табл. 65, 66).

Большинство биотитов из гранитоидов Каратюбинских гор, Чаткальского и Гиссарского хребтов относится к истонит-сидерофиллитовой серии с преобладанием сидерофиллита. К аннит-флогопитовой серии

Таблица 64

Показатели преломления биотитов из различных интрузивов

Интрузив	Ng ≃ Nm	Np	Автор
Чаркасарский	1,649—1,705		Г. А. Лисицина и др.
Акчинский	1,663	—	И. М. Воловикова
Башкызылсайский	1,6304	—	
Чилтенский	1,630	—	К. У. Урунбаев
Шайдоразский, Майдантальский	1,643—1,644	—	Ш. Р. Расулов
Западно-Карамазарский	1,655	—	В. И. Айзенштат
Карнабский	1,665	—	
Койташский	1,672	1,641	Г. Г. Лихойдов
Актауский	1,688	—	М. И. Исмаилов, А. С. Балакина
Дайки сиенито-диоритовых порфиритов Кураминского хр.	1,646	—	В. И. Айзенштат
Шурабсайская свита на северном склоне Кураминского хр.	1,626—1,638	—	
Малые интрузии Алмалыка	1,652—1,659	1,600—1,615	
Кумышканский шток (диориты, гранодиориты, граниты)	1,647—1,654	—	
Акчинский (диориты, гранодиориты)	1,635—1,640	—	
Башкызылсайский (гранодиориты)	1,640	—	
Карабауский массив (гранодиориты)	1,647	—	
Колбакдыкский массив (гранодиориты)	1,639	—	
Западно-Карамазарский батолит (гранодиориты карамазарского типа)	1,638—1,6495	—	
Западно-Карамазарский батолит (порфировидные адамеллиты Кызылсайского типа)	1,637—1,640	—	
Акташский в Каржантау (гранодиорит-порфиры)	1,6386	—	
Малые интрузии гранодиоритов Джиланды (куюндинский тип)	1,640	—	
Оясайский массив в Каржантау (биотит-турмалиновые граниты)	1,6365	—	
Сукорский (граниты)	1,6575	—	
Карнабский	1,652	—	
Каратюбинский	1,652	—	И. Х. Хамрабаев
	1,640	—	И. В. Белов
Центрально-Зирабулакский	1,684	1,648	М. И. Исмаилов, А. С. Балакина

Таблица 65

Химический состав биотита из гранитоидных интрузий, вес. %

Компонент	Чаткальские горы							
	Кошмансайский массив (C_2—C_3); биотитовый гранит, обр. 26	Саргардонский (P_2—T_2); гранит-порфир, 7	Ченташский (P_1—T_2); гранит-порфир, 45	Шавасский (C_2); диорит, 379	Майдантальский		Каракыз-ананульганский; аляскит, 1314	Баркрак-ский; гранит, 591
					аляскит, 1308	адамеллит, 1280		
SiO_2	37,02	36,70	34,25	36,12	36,23	36,29	37,51	36,46
TiO_2	2,66	1,30	3,05	2,16	3,40	2,92	1,40	3,60
Al_2O_3	20,04	17,01	20,53	20,14	14,00	16,75	19,79	14,06
Fe_2O_3	3,33	3,10	2,97	1,22	4,57	3,67	1,29	3,62
FeO	15,20	18,90	15,35	18,00	16,75	21,90	22,35	17,06
MnO	0,30	0,61	0,37	0,30	0,84	0,48	0,96	0,90
MgO	11,28	10,30	12,24	9,66	10,00	3,61	1,36	9,78
CaO	1,80	0,10	1,10	1,90	0,58	0,28	0,35	1,26
Na_2O	0,13	0,28	0,08	0,13	0,20	0,23	0,29	0,11
K_2O	6,69	7,61	8,04	6,39	8,00	9,52	9,20	7,86
$\pm H_2O$	2,11	3,80	2,20	3,67	3,20	2,40	1,80	2,70
F	0,30	0,50	0,42	—	1,75	2,30	3,25	1,25
P_2O_5	—	—	—	0,09	0,40	0,11	0,17	0,50
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,86	100,21	100,60	99,78	99,92	100,45	99,72	99,16
$-O=F_2$	0,13	0,21	0,18	—	0,73	0,96	1,32	0,52
Сумма	100,73	100,00	99,42	—	99,19	99,50	98,40	98,64
Общая железистость (мол. %)	47,5	53,9	45,5	52,5	—	—	—	—
Ng	1,652	1,654	1,654	—	—	—	—	—
Автор	Урунбаев, 1970				Козырев и др., 1972			

Компонент	Кураминский хребет			Нуратинские горы					
	Чаркасарский ($P-T_1$)			Актауский массив (C_3-P_1)					
	аляскитоидный гранит		гранит, 320	гранодиорит (C_3-P_1)				биотитовый гранит	
	22	66		5075	8014	8027	8311	8554	5179
SiO_2	34,12	34,20	35,16	37,38	38,90	37,48	37,56	36,82	36,76
TiO_2	3,20	3,26	3,57	1,79	2,41	3,07	2,91	3,37	3,26
Al_2O_3	15,12	15,78	14,24	21,73	17,33	15,03	17,42	17,45	15,69
Fe_2O_3	3,43	6,19	4,13	3,32	5,22	3,23	3,43	5,12	5,02
FeO	25,54	20,79	18,71	16,20	16,56	22,32	19,44	16,92	18,00
MnO	1,10	0,93	1,10	0,28	0,56	0,50	0,67	0,34	0,45
MgO	3,31	6,00	9,32	7,42	6,66	5,72	6,39	7,44	8,20
CaO	0,75	1,26	1,50	1,80	1,40	1,60	0,80	1,10	1,60
Na_2O	0,42	0,25	0,25	0,12	0,63	0,66	0,61	0,55	0,55
K_2O	6,54	7,68	7,73	7,13	8,58	8,54	8,80	7,86	7,72
$\pm H_2O$	2,25	0,60	0,16	1,99	0,83	1,62	1,61	2,72	2,36
F	1,18	—	1,73	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	0,25	0,08	Сл.	0,04	Сл.	0,10
П. п. п.	3,06	3,00	3,15	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,93	99,94	100,05	99,41	99,16	99,77	99,68	99,69	99,71
$-O=F_2$	0,50	—	0,73	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,43		99,32	—					
Общая железистость (мол. %)	84,5	71,2	57,5	59,3	64,1	71,4	66,3	62,0	60,5
Ng	—	1,662	1,665	1,655	1,656	1,671	1,661	1,651	1,655
Автор	Лисицына и др., 1965			Азимов, 1967					

Продолж. таблицы 65

Компонент	Нуратинские горы				Каратюбинские горы		Южный Гиссар		
	Актауский массив (C_3-P_1)		Центрально-Зирабулакский (C_3-P_1)	Алмазарский (C_3-P_1)	Каратюбинский (C_3-P_1)		Туполангский (C_2-C_3)		
	биотитовый гранит		биотитовый гранит		кварцевый диорит	порфировидный гранодиорит	биотитовый гранит		
	8779	8358	10	134	4-к	4-з	281	268	1074
SiO_2	36,80	37,08	35,75	36,48	36,30	36,82	35,66	35,16	35,04
TiO_2	3,69	3,56	3,36	3,07	3,00	2,86	4,05	4,05	3,06
Al_2O_3	15,29	15,69	19,56	19,97	20,10	19,89	20,76	18,84	22,60
Fe_2O_3	1,63	4,82	3,42	1,20	2,41	2,80	1,01	1,23	1,60
FeO	24,12	21,23	17,28	17,30	17,54	18,74	21,67	21,60	17,12
MnO	0,50	0,45	0,28	0,36	0,10	0,25	0,29	0,51	0,34
MgO	5,48	7,17	8,71	9,61	8,64	8,89	5,08	6,50	7,53
CaO	1,00	0,80	2,20	2,20	2,00	0,80	1,90	2,20	2,10
Na_2O	0,60	0,37	0,34	0,34	0,40	0,34	0,30	0,43	0,47
K_2O	8,95	8,85	7,31	7,00	7,79	7,58	6,50	7,83	6,33
$\pm H_2O$	1,68	1,91	1,90	2,00	1,70	1,90	2,70	1,60	3,63
F	—	—	—	—	—	—	0,40	0,40	0,20
P_2O_5	0,05	Сл.	—	—	—				
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,79	99,73	100,11	99,53	100,09	99,87	100,32	100,35	100,02
$-O=F_2$	—	—	—		—	—	0,17	0,17	0,08
Сумма							100,15	100,18	99,94
Общая железистость (мол. %)	72,4	66,6	56,8	52,0	56,4	56,7	71,5	66,2	58,0
Ng	1,671	1,661	1,656	1,655	1,6562	1,6535	1,668	1,663	1,657
Автор	Азимов, 1967		Хамрабаев, 1958		Хамрабаев, 1970		Карасева, 1970		

(с преобладанием аннита) относятся слюды из гранитоидов Нуратинского хребтов и Кызылкумов. Слюды из Чаркасарского и Бабайтагского массивов, интрузий Зиаэтдин-Зирабулакских гор, а также часть биотитов Актау занимают промежуточное положение между этими двумя сериями. Биотиты из гранита Каракызанаульганского массива (обр. 1314) и аляскитоидного гранита Чаркасарского массива (обр. 22) мо-

Таблица 66

Коэффициенты кристаллохимических формул биотита (количество ионов из расчета на 7 катионов)

Номер обр.	Si	Al^{IV}	Al^{VI}	Ti	Fe^{+3}	Fe^{+2}	Mn	Mg	Ca	Na	K	(OH)	F
26	2,86	1,14	0,67	0,16	0,13	0,66	0,02	1,30	0,15	0,02	0,66	1,08	0,07
7	2,78	1,22	0,32	0,07	0,17	1,19	0 04	1 16	0,01	0,05	0,73	1,90	0,10
45	2,50	1,50	0,27	0,17	0,17	0,94	0,02	1,34	0,10	0,02	0,57	1,06	0,10
379	2,70	1,30	0,48	0,12	0,06	1,13	0,02	1,08	0,15	0,03	0,61	1,82	—
1308	2,88	1,12	0,19	0,20	0,21	1,11	0,05	1,18	0,05	0,03	0,80	1,69	0,43
1280	2,99	1,01	0,61	0,18	0,23	1,50	0,03	0,90	0,04	0,03	1,00	1,31	0,60
1 314	3,11	0,89	1,04	0,08	0,08	1,55	0,07	0,18	0,03	0,04	0 97	0,99	0,82
591	2,88	1,22	0,09	0,21	0,22	1,17	0,06	1,15	0,10	0,01	0,80	1,42	0,31
22	2,73	1,27	0,20	0,19	0 22	1,87	0,01	0,39	0,07	0,06	0,67	1,65	0,30
66	2,70	1,30	0,17	0,19	0,37	1,37	0,06	0,71	0,11	0,04	0,78	1,57	—
320	2,71	1,29	—	0,21	0,24	1,21	0,07	1,07	0,13	0,03	0,76	1,65	0,42
5075	2,86	1,14	0,79	0,19	0,19	1,02	0,02	0,83	0,14	0,02	0,68	1,01	—
8014	3,00	1,00	0,50	0,14	0,30	1 05	0,03	0,76	0,11	0,09	0,84	0,92	—
8027	2,99	1,01	0,40	0,17	0,19	1,48	0,03	0,67	0,14	0,15	0,86	0,85	—
8311	2,95	1,05	0,57	0,17	0,19	1,27	0,04	0,75	0,07	0,10	0,88	0,84	—
8554	2,83	1,17	0,45	0,19	0,29	1,08	0,01	0,84	0,09	0,09	0,79	1,38	—
5179	2,85	1,15	0,28	0,19	0,03	1,17	0,03	0,94	0,13	0,08	0,76	1,21	—
8779	2 95	1,05	0,39	0,22	0,09	1,63	0,03	0,65	0,09	0,10	0,90	0,88	—
8358	2,95	1,05	0,22	0,22	0,29	1,40	0,04	0,85	0,07	0,06	0,88	1,01	
10	2,64	1,36	0,34	0,19	0,19	1,07	0,02	0,96	0,17	0,05	0,88	0,94	—
134	2,79	1,21	0,59	0,18	0,08	1,10	0,04	1,08	0,18	0,05	0,68	1,04	—
4к	2,80	1,20	0,64	0,18	0,14	1,18	0,01	0,99	0,17	0,06	0,74	0,85	—
4э	2,77	1,23	0,57	0,17	0,16	1,22	0,02	1,05	0,07	0,05	0,75	0,97	—
281	2,78	1,22	0,28	0,22	0,28	1,12	0,02	0,83	0,16	0,07	0,65	2,83	0,10
263	2,52	1,48	0,19	0,24	0,07	1,41	0,03	0,76	0,18	0,06	0,78	1,53	0,10
1074	2,60	1,40	0,80	0,18	0,09	1,10	0,02	0,86	0,17	0,07	0,62	1,80	0,05

гут быть отнесены к лепидомелану, а из адамеллита Майдантальского массива — к сидерофиллиту.

Известными методами определена температура кристаллизации биотитов Oftedahl, 1943, Эгстер, 1961). Можно выделить три группы слюд: а) с наибольшей температурой кристаллизации (750—650°, редко до 800—850°) — Актауского, Устукского, Акчопского, Кынгырского, Бабайтагского массивов и некоторых интрузий Чаткальского хр. и Зира-

булак-Зиаэтдинских гор; б) с умеренной температурой кристаллизации (650—600°) — из массивов Гиссарского хр. и восточной слабоэродированной части Каратюбинского плутона; в) наиболее низкотемпературные (600—500° и менее) — из Тамдынского, Таушанского и Чаркасарского интрузивов. Относительно низкую температуру образования истонит-сидерофиллитов Гиссара можно объяснить существенной примесью летучих (F, H_2O). Наиболее сильная обратная зависимость обнаруживается между температурой кристаллизации и общей железистостью слюд $\left(f = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} 100 \text{ (мол. \%)}\right)$.

В направлении от более основных пород к кислым наблюдается рост общей железистости слюд.

Средние колебания общей железистости биотитов в отдельных интрузиях составляют 16—36%, а между последовательными фазами меняется на 7—16%, увеличиваясь в породах поздних фаз. Исключение составляет Туполангский массив (Южный Гиссар), где, по данным Т. А. Карасевой (1970), наблюдается уменьшение общей железистости биотитов от 61,7—71,9% в первой фазе до 58,0—62,5 во второй. Более слабая прямая связь обнаруживается между температурой и содержанием в слюдах Mn. Значимой прямой зависимости температуры кристаллизации биотитов от содержания в них титана не отмечается. Уменьшение содержания TiO_2 в биотитах последовательных фаз интрузий (Тозбулакский, Тамдынский, Карабашский, Чаркасарский, Каратюбинский, Туполангский и другие интрузивы) составляют 0,1—0,78% (в среднем 0,32%) (Хамрабаев, 1969; Хамрабаев и др., 1972).

По мере роста глубины становления гранитоидов в биотитах несколько увеличивается содержание Al, Mg, Ti. Более полные сведения о зависимости глубинности становления гранитоидных интрузий в Узбекистане от особенностей их состава приведены в работе И. Х. Хамрабаева и др. (1972).

Биотиты содержат много примесей:

Элементы-примеси	*Кураминский регион*	*Чаткальский регион*	*Западный Узбекистан*	*Гиссарский регион*
Li	150—1060	270—1130	520—2252	400—1400
Rb	390—1670	410—1200	855—1354	420—880
Cs	15—63	24—68	20—157	18—57
Tl	4,2— 8,8	2,9—9,3	1—10	—
Be	1,5—22,7	1,5—12,6	2—27	1—2
Sc	10—40	4—21	30	30—70
Pb	27—73	10—35	15—45	10—18
Zn	110—400	110—430	270—700	120—160
Cu	30—150	5—68	10—27	6—13
Nb	10—200	430—200	145—300	70—190
Ta	4—30	1,6—3	10—45	20
Ga	21—45	19—50	8	39—48
Ge	1,1— 2,6	2,5—3,5	3	—
Sn	18	16,5—20	31—50	4—23 до 83

Mo	1—3	1—3	1,5—3	—
W	1,8—2,3	2,3—3,4	10	—
B	—	500	100	—
Y	13	30—50	30—84	10—40
Yb	—	8—10	3—25	1—3
Zr	30	30—230	390	40—82
Sr	—	120	—	—
Ba	—	100	450	170—295
V	32—80	53—180	325	42—70
Ni	30	10—30	6—20	10—13
Cr	—	До 20	—	—
Co	30—75	8—20	5—20	10
Bi	0.4—0.7	—	2	—
Mn	1500—8800	1800—4660	2570—3350	—

Биотит — характерный породообразующий минерал гранитоидов. Количество биотита в породе варьирует от десятых долей процента до 10—20%.

Магматический биотит образует мелкие пластиночки или таблички, реже неправильные чешуйки. Размер их редко превышает 0,5 *мм*. По окраске в прозрачных шлифах соответствует коричневой разности. Обычно ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и идиоморфен по отношению к калиевому полевому шпату и кварцу. Вокруг зерен некоторых включений наблюдаются плеохроичные дворики.

Минерал в умеренно-кислых гранитоидах (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты) часто присутствует совместно с амфиболом, иногда с пироксеном, а в гранитах обычно является единственным цветным минералом. Биотит содержит обильные включения акцессорных зерен магнетита, апатита, циркона, реже монацита, ксенотима, ортита и др. На некоторых участках количество включений акцессорных минералов настолько велико, что биотит обладает ситовидной структурой. В процессе изменения биотит замещается мусковитом, хлоритом (пеннин), эпидотом, карбонатом, лейкоксеном, содержит ксеноморфные зерна и пылевидные скопления вторичного магнетита.

Железистость слюд в гранитоидах Узбекистана в существенной мере обусловлена парагенезисом. Для абиссальных гранитоидов (Средне-Уруклинский и Бахчинский интрузивы в Гиссаре, Бештор-Тундукский массив в Чаткальских горах) характерен парагенезис безводных минералов (кордиерит, андалузит, силлиманит, гранат) с биотитом. В мезабиссальных гранитоидах биотит присутствует иногда совместно с амфиболом, гранатом альмандин-спессартинового состава, а в поздних фазах нередок мусковит. На общую железистость преобладающего в мезабиссальных гранитоидах парагенезиса биотит + калишпат + мусковит решающее воздействие оказывает температура. Высокая железистость ассоциации биотит + амфибол + полевой шпат (плагиоклаз), наблюдаемая в Тамдынском массиве обусловлена в первую очередь при-

сутствием роговой обманки и крайне низким содержанием магнетита (Хамрабаев, 1969). Низкая железистость мезабиссальных гранитоидов юго-западных отрогов Чаткальского хр. объясняется значительным количеством магнетита в породах (1,4—4,4%), фиксирующим основную массу железа. Увеличение химического потенциала кислорода на малых глубинах приводит к переводу закисного железа в окисное, при этом возрастает активность Ca и Mg с расширением поля устойчивости амфибола и моноклинного пироксена.

В лабораториях ИГиГ АН УзССР, САИГИМСа и ИГЕМ АН СССР калий-аргоновым методом определен абсолютный возраст биотита из гранитоидных массивов и эффузивных свит различных регионов республики. Наиболее древними оказались биотиты из андалузитового порфирита джамансайской свиты Султануиздага — 465,6±1,5 млн. лет, что по стратиграфической шкале соответствует среднему ордовику (O_2) (Аскаров, Хамрабаев, 1966). Биотит из многочисленных гранитоидных интрузивов Нуратинского хр., Каратюбинских гор и Кызылкумов характеризуются цифрой 248—280 млн. лет (C_3—P_1) (Афанасьев, Багдасарян, Гаррис, Хамрабаев, 1968; Хамрабаев. Аскаров, 1964; Аскаров, Хамрабаев, Бигаева, 1964; Аскаров, Бигаева, 1965; Аскаров, 1966). Абсолютный возраст биотита из гранитоидов Кураминского хр.— 322 млн. лет, что соответствует двум возрастным группам (Беликов, Иванов, 1964; Головин, Юрьева, 1963).

Биотит из гранитоидов юго-западных отрогов Гиссарского хребта представлен двумя возрастными группами — 287—296 млн. лет (Исамухамедов, Баратов, 1965; Исамухамедов, 1965) и 300—359 млн. лет (Холопов, 1966; Миркамилова, 1966; Исамухамедов, 1965).

Биотит из пегматитов. Заметное количество биотита встречается в пегматитовых жилах Западного Узбекистана (Нуратинские и Зирабулакские горы Алтынтау, Султануиздаг), Чаткальских гор и Южной Ферганы.

Биотит в пегматитах приурочен к зальбандовым оторочкам жил мощностью до 10—15 *см*, реже он встречается в центральной их части в виде реликтов среди пластинок мусковита. Биотит образует чешуйки, листочки и крупные пластины размером до 20 *см* (Соседко, 1935; Курбатов, 1935; Хамрабаев, 1958).

Проанализированные биотиты заметно изменяются по содержанию железа от обычного биотита до сидерофиллита. Характерна высокая концентрация в них титана, низкая марганца.

Компонент	*Каратюбинские горы, обр. 2026*	*Чаткальские горы, Баркрак, обр. 403*
SiO_2	36,00	40,76
TiO_2	4,95	—
Al_2O_3	14,36	23,04
Fe_2O_3	8,16	19,90

FeO	14,40	4,91
MnO	Сл.	—
MgO	10,60	1,21
CaO	1,90	0,80
Na_2O	2,90	0,48
K_2O	4,98	8,22
H_2O^+ (по разности)	1,34	1,68
Сумма	99,59	100,00
Автор	Хамрабаев,1958	Рахмедов, 1962

Лаборатория ИГиГ АН УзССР
Аналитик Е. Ф. Касьянова

Биотит встречается в ассоциации с кварцем, полевым шпатом, мусковитом, гранатом спессартинового состава, местами с бериллом.

Абсолютный возраст биотита из пегматитовой жилы Баркрака (Чаткальские горы), определенный калий-аргоновым методом в лаборатории ИГиГ АН УзССР, составляет 208 млн. лет (Воронич, Горьковой и др., 1970).

Биотит из корундовых линз. Биотит встречен в корундовых линзах в Нуратинских горах среди известняков, ассоциирует в них с корундом, диаспором, силлиманитом, кварцем и др. Линзы возникли за счет метаморфизма бокситоподобных образований (Василевский, 1954), возможно, при участии постмагматических растворов (Мусин, 1954).

Значительное количество мелкочешуйчатого биотита отмечается в контактовых роговиках (Темиркабук, Койташ и др.) в ассоциации с кварцем и полевым шпатом (Абдуллаев, Арустамов, Баскаков, 1947).

Биотит из скарнов. Минерал встречается в виде мелких скоплений, жилок и гнезд в скарнах Кураминского и Чаткальского хребтов, Каржантау, Нуратинских горах и др. в небольшом количестве (Курусай, Туранглы, Шабрез, Лянгар, Ингичке и др.). В Ингичке замещает геденбергит и гранат (данные М. И. Моисеевой; Винниченко, 1945; Еникеев, 1953; Лиценмайер, 1967; Кучукова, Исмаилов и др., 1971).

Биотит из метаморфических пород. Биотит широко распространен в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хр.— Байсунтау и Сусызтау в докембрийской метаморфической толще и амфиболитах. Минерал входит в состав гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев, составляющих значительную часть разреза докембрийского комплекса. Количество биотита в указанных породах 10—40% (Покровский, 1972; Хохлов ,1970; Шнип, 1966; и др.).

Биотит образует идиоморфные и неправильные по форме чешуйки размером до 3—5 *мм* в субпараллельной ориентировке, подчеркивающие текстурные особенности гнейсов и сланцев. Минерал плеохроирует в красновато-бурых тонах, что свидетельствует о его повышенной тита-

нистости и глиноземистости. Показатель преломления Nm ≃ Ng колеблется в пределах 1,635—1,656, двупреломление 0,030—0,058, что соответствует железистой разности биотита — лепидомелану.

Химический состав биотита из гнейсов и кристаллических сланцев варьирует в довольно широких пределах в связи с влиянием химизма материнских пород и особенностями метаморфизма (табл. 67). Все проанализированные биотиты принадлежат к существенно глиноземистому истонит-сидерофиллитовому ряду. Биотиты из амфиболовых пород докембрия и различных сланцев нижне- и среднепалеозойских комплексов характеризуются большой примесью флогопит-аннитового комплекса. Для рассматриваемых биотитов характерны также низкие содержания Mn и Fe^{2+}, но достаточно высокая титанистость, для метаморфического биотита — низкое содержание фтора.

По мере возрастания степени метаморфизма намечается общая тенденция к увеличению железистости и титанистости и снижению содержания алюминия, находящегося в тетраэдрической позиции, и гидроксила.

Биотит в гранитизированных разностях амфиболитов и роговообманковых гнейсах развивается по роговой обманке вплоть до образования гомоосевых псевдоморфоз и слагает небольшие скопления и микропрожилки. Эти биотиты по внешнему виду и оптическим свойствам отличаются лишь небольшими особенностями. Общая железистость их (37,6—61,2%) несколько меньше, чем у биотитов из глиноземистых пород. В них более низкое содержание алюминия, изоструктурного с железом, и несколько повышенное щелочей.

Абсолютный возраст биотитов из гнейсов и мигматитов метаморфической толщи Южного Гиссара, определенный калий-аргоновым методом в лаборатории ИГиГ АН УзССР, 471 млн. лет (Покровский, 1967).

Нижнепалеозойский метаморфический комплекс развит в юго-западных отрогах Гиссара (хребты Сусызтау, Байсунтау, Сурхантау). Биотит встречается в различных слюдистых сланцах и амфиболитах в виде мелких, беспорядочно ориентированных удлиненных чешуек (0,5 *мм*). Содержание его в породе составляет 10—50%. В биотитовых сланцах образует прерывистые полосы и скопления. Нередко хлоритизирован с выделением обильных иголочек рутила. Плеохроирует от зеленовато- и коричневато-бурого по Ng до желтовато-бурого по Np; Ng ≃ Nm = 1,657—1,662.

Биотит встречается также в метаморфических сланцах силура в Нуратинских и Зирабулакских горах, Султануиздаге, Южной Фергане, Кураминских и Чаткальских горах и др. в виде агрегата мелких чешуек, вытянутых вдоль сланцеватости пород. В Кураминском хр. метаморфические сланцы силурийского возраста обнажаются по Сардобсаю и в Калканате. В нижних горизонтах этой толщи имеются пачки тонко-

Таблица 67

Химический состав биотита из гнейсов и кристаллических сланцев Юго-Западных отрогов Гиссара (аналитик Е. Ф. Касьянова)

Номер обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	$H_2O\pm$	F
Гранат-корднеритовые гнейсы докембрия												
252	33,90	3,64	22,57	2,42	15,12	0,09	9,22	1,00	6,74	0,58	4,60	0,04
252а	35,46	2,76	25,57	1,60	16,36	0,17	6,68	0,60	6,99	0,63	2,90	0,03
256б	35,92	2,48	25,80	1,22	15,84	0,22	6,97	0,80	6,99	0,60	2,98	0,04
31/5	35,92	2,75	20,70	3,35	14,80	0,14	9,65	0,00	7,34	0,54	4,48	—
196	39,06	2,50	22,68	3,08	15,02	0,34	5,25	0,07	7,47	0,42	4,21	—
196—1	36,52	3,00	21,49	1,61	17,25	0,16	5,96	0,42	7,80	0,47	4,28	—
1047а	34,32	4,00	19,98	1,53	20,26	0,15	6,55	0,30	8,32	0,30	3,58	0,43
2049б	35,25	1,90	22,09	0,44	19,39	0,23	7,66	0,74	7,42	0,33	4,78	0,27
Силлиманит-биотитовые гнейсы докембрия												
237б	38,02	3,45	21,60	1,42	14,76	0,25	10,00	1,20	7,62	0,73	1,00	0,04
242	35,70	1,94	19,39	2,42	16,20	0,17	6,30	2,98	10,85	0,38	3,45	—
258	35,70	3,45	23,13	2,62	14,76	0,22	8,13	0,80	7,31	0,46	3,20	0,04
277в	36,55	1,86	20,12	4,50	13,68	0,22	7,50	2,80	10,17	0,38	2,30	—
507	36,12	1,94	20,06	4,02	15,48	0,20	7,00	3,00	8,02	0,40	4,00	—
1034	38,34	1,85	21,96	0,99	15,37	0,20	8,47	0,28	8,00	0,36	3,40	—
1052б	34,42	2,85	20,70	2,97	17,31	0,29	10,23	0,14	7,40	0,28	3,70	—
143—1	39,71	2,87	20,52	2,77	15,30	0,16	5,60	0,07	7,70	0,56	4,23	0,17
143	37,46	0,65	23,00	2,92	16,80	0,28	5,85	0,58	7,90	0,52	3,06	0,37
МБМ	38,90	2,30	21,67	0,00	16,00	0,18	7,86	1,30	6,66	0,64	3,66	0,17
46/9	34,98	3,00	23,68	2,22	16,16	0,29	6,85	0,00	7,64	0,52	4,04	—
243а	36,16	3,20	23,89	2,02	15,12	0,11	7,62	1,00	6,50	0,63	3,50	0,02
110	35,60	2,80	23,70	—	15,98	0,25	8,15	1,06	7,71	0,27	3,68	0,20
207	34,62	2,49	23,10	2,43	19,03	0,32	6,68	0,60	7,47	0,27	3,20	0,13
10/1	39,74	3,50	17,28	1,86	15,23	0,29	8,25	1,82	6,08	0,98	3,36	—
Биотитовые гнейсы докембрия												
654	35,32	3,28	22,25	1,62	16,20	0,17	9,00	1,00	6,84	0,47	3,60	0,04
665	36,00	2,76	23,22	1,82	14,04	0,22	9,51	1,20	6,50	0,61	4,00	0,03
180	34,88	2,60	24,45	1,83	17,06	0,12	6,88	0,50	7,71	0,27	3,08	0,25
328	35,46	2,50	23,71	1,82	16,70	0,24	6,76	—	7,95	0,27	3,85	0,23
1016	38,62	2,05	20,53	2,51	14,30	0,24	10,08	0,56	6,50	0,54	3,60	—
1158б	36,27	1,90	20,29	0,53	16,82	0,13	7,34	2,11	9,67	0,42	4,14	—
Ставролит-биотитовые гнейсы докембрия												
681а	36,50	3,30	22,61	1,22	15,12	0,09	9,58	1,00	6,76	0,75	2,80	0,03
Метапелитовые породы нижнепалеозойского метаморфического комплекса												
610	32,52	2,08	20,23	3,82	18,14	0,06	10,14	0,70	6,91	0,10	5,50	0,23

Номер обр.	CO_2	P_2O_5	SO_3	Сумма	Лаборатория	Автор
Гранат-кордиеритовые гнейсы докембрия						
252	—	—	—	99,82	ИГиГ АН УзССР	Покровский, 1974
252а	—	—	—	99,75		
256б	—	—	—	99,86		
31/5	—	—	—	99,67	САИГИМС	Головин, 1973
196	—	—	—	100,10	МГ УзССР	Хохлов, 1970
196—1	0,20	0,11	0,08	99,35		
1047а	—	—	—	99,72		
2049б	—	0,15	—	100,65		
Силлиманит-биотитовые гнейсы докембрия						
237б	—	—	—	100,09	ИГиГ АН УзССР	Покровский, 1974
242	—	—	—	99,78		
258	—	—	—	99,82		
277в	—	—	—	100,08		
507	—	—	—	100,24		Хохлов, 1970
1034	0,20	—	0,08	99,50	МГ УзССР	
1052б	0,20	—	0,09	100,58		
143—1	0,20	0,11	0,09	100,06		
143	0,22	0,13	0,10	99,82		
МБМ	—	0,22	—	99,56		Головин, 1973
46/9	—	—	—	99,38		
243а	—	—	—	99,77	ИГиГ АН УзССР	Покровский, 1974
110	—	0,04	—	99,44		Шнип, 1966
207	—	0,08	—	100,42		
10/1	—	0,60	—	98,99	САИГИМС	Головин, 1973
Биотитовые гнейсы докембрия						
654	—	—	—	99,79	ИгИГ АН УзССР	Покровский, 1974
665	—	—	—	99,91		
180	—	0,08	—	99,71	ИГЕМ АН СССР	Шнип, 1966
328	—	0,05	—	99,54		
1016	0,20	—	0,05	99,78	МГ УзССР	Хохлов, 1970
1158б	—	0,12	0,06	99,80		
Ставролит-биотитовые гнейсы докембрия						
681а	—	—	—	99,76	ИГиГ АН УзССР	Покровский, 1974
Метапелитовые породы нижнепалеозойского метаморфического комплекса						
610	—	0,05	—	100,48	ИГЕМ АН СССР	Шнип, 1966

слоистых кварц-биотит-серицитовых, кварц-биотит-хлоритовых сланцев и биотит-полевошпатовых роговиков. Отдельные выходы интрузивных пород окаймлены биотит-альбитовыми сланцами, в которых светлые кварц-альбитовые прослойки чередуются с темными альбит-биотитовыми. Биотит в этих породах тонкочешуйчатый, бурого цвета, размер чешуек 0,1—0,3 *мм*. Содержание биотита в сланцах колеблется от 1,2 до 25% (Жариков, 1959; Наследов, 1935; Вендланд, 1938).

В Султануиздаге гнейсы содержат биотит в виде мелких чешуек в основной массе и порфиробласты размером до 5 *мм*, имеющие форму довольно толстых чешуй и стопочек, располагаются послойно и всегда изобилуют включениями кварца, реже мусковита, эпидота, турмалина, апатита, магнетита (Пек, Чураков, 1936). В метаморфических породах силура Зирабулак-Зиаэтдинских гор биотит является главной составной частью. Он слагает в сланцах мелкочешуйчатые тонкие прослои и порфиробласты. Биотит зеленовато-бурого цвета, плеохроирует от бесцветного или светло-желтого до темно-коричневого (Отакузиев, 1966).

Биотит из грейзенов. Биотит постмагматический в связи с грейзеновой минерализацией приурочен к аляскитовым гранитам так называемого шайданского типа в Кураминском хребте. Наиболее ранний биотит связан с высокотемпературными метасоматитами, предшествующими грейзеновой минерализации.

В верховьях Кенкола протягивается зона мощностью 0,3—1 *км*, приуроченная к контакту верхнекенкольского аляскитового массива (T_2) и Кураминского гранодиоритового интрузива. В ней имеются скопления мелкочешуйчатого зеленого биотита, развивающегося по системе тонких трещин (Сморчков, Омельяненко, 1960). В парагенетической ассоциации с биотитом встречаются альбит и микроклин.

В Чаркасарском и Гавинском (Опарсай) аляскитовых массивах мелкочешуйчатый биотит бурого и зеленого цвета образует скопления и просечки в кварц-полевошпатном агрегате и замещает микроклин. В тесной ассоциации с этим биотитом находятся микроклин и акцессорные минералы.

Последующая генерация биотита выделяется непосредственно в грейзеновых жилах, наблюдается в Кенколе и Гаве (Опарсай) в виде агрегата мелких чешуек темно-зеленого цвета размером 0,8—1 *мм*, собранных в радиально-лучистые пучки. Он замещается мусковитом и сопровождается ильменитом и магнетитом.

В верховьях бассейна р. Пскема в Майдантальском хребте известно Каракызское грейзеновое проявление, Ойгаингское и Аютюрское. Грейзены образуют в гранитах жильные тела мощностью до 1 *м*, местами наложенные на пегматиты и скарны. Биотит в грейзенах образует небольшие скопления и жилки (Салов, Бабаев, 1955; Шувалов, 1966). В

парагенетической ассоциации с ним встречаются кварц, мусковит, топаз, вольфрамит, касситерит и бериллиевые минералы.

Биотит из грейзенов содержит следующие примеси редких щелочей (%) — Гава (Опарсай): Li_2O — 0,342 (1), Rb_2O — 0,172 (1), Cs_2O — 0,0178; Чаркасар соответственно: 0,0356 (3), 0,0769 (3), 0,0161 (автор первого обр. Р. И. Чернова; второго — Лисицына и др., 1965).

Абсолютный возраст биотита из кварц-биотит-полевошпатовой породы Каракыза, определенный в лаборатории ИГиГ АН УзССР калий-аргоновым методом,— 230 млн. лет (Воронич, Горьковой и др., 1970).

Постмагматический биотит в метасоматитах хорошо представлен в Калканатинских, Кураминских горах и Западном Узбекистане. В Калканате среди каледонских гранитоидов прослеживается зона окварцевания с мелкочушайчатым вторичным биотитом (Дюгаев, 1935).

Интенсивная биотитизация в Алтынтопкане проявилась вдоль кураминских гранитоидов и нижнепалеозойских роговиков по тектонической зоне Контактового разлома. В этой зоне мелкочешуйчатый зеленый биотит образует неправильные прожилки, гнезда и скопления. Он замещает как темноцветные минералы, так и полевые шпаты. Содержание биотита в биотитизированных породах составляет 20—58%. В парагенетической ассоциации с биотитом находятся кварц, пирит, полевые шпаты. В результате последующей пропилитизации биотит почти полностью замещается хлоритом, лейкоксеном и эпидотом (Жариков, 1959).

В Такели краевая часть Алмабулакского интрузива (C_2) гранодиоритового состава интенсивно биотитизирована. Черновато-зеленый тонкочешуйчатый биотит замещает в той или иной степени породообразующие минералы и вторичный турмалин. Окатанные гальки биотитизированных гранодиоритов были найдены М. И. Моисеевой в базальных конгломератах шурабсайской (P_1) свиты вместе с галькой кварц-турмалинового и гематитового состава. Биотит тесно ассоциирует здесь с турмалином и амфиболом (Королева, 1941; Моисеева, 1969).

В Алмалыке в районе медных месторождений Кальмакыр и Дальнее биотитизация проявилась в сиенито-диоритовом массиве (C_2) и охватила большие площади. Мелкочешуйчатый биотит замещает породообразующие минералы. С ним ассоциируют актинолит и турмалин. Мелкие (0,2—0,5 *мм*) чешуйки вторичного биотита замещают темноцветные минералы и в том числе крупные лейсты первичного биотита. При последующих процессах он замещается хлоритом и серицитом в ассоциации с пиритом и халькопиритом (Вендланд, 1938; Королев, 1940; Бадалов, 1965; Голованов, Алехина, 1969; Викторов, 1964).

По составу постмагматический биотит из Алмалыка соответствует натровой разновидности (вес. %):

Компонент	*Обр. 1*	*Обр. 2*
SiO_2	42,58	41,75
TiO_2	2,08	1,07
Al_2O_3	13,38	15,81
Fe_2O_3	18,00	13,05
FeO	—	1,19
MgO	9,73	13,58
CaO	3,00	Сл.
K_2O	4,12	4,68
Na_2O	5,89	5,76
MnO	0,02	—
H_2O (по разности)	1,25	—
П. п. п.	—	3,10
Сумма	100,00	100,09
Автор	Вендланд, 1958	Бадалов, Мусин и др.

А. В. Королев связывает биотитизацию кальмакырских сиенитов с контактовым воздействием гранит-порфировой интрузии на сиениты и относит этот процесс к самому раннему этапу гипогенной минерализации. К. Н. Вендланд (1939) считает, что происхождение биотитовых пород Кальмакыра является результатом автометаморфизма, проявившегося еще в магматическую стадию развития сиенитового интрузива. В. А. Жариков (1959) рассматривает биотитизированные зоны Контактового разлома в Алтынтопкане как продукт высокотемпературного магнезиального метасоматоза, связанного с гранитоидными интрузиями среднего палеозоя и характерного для магматической и ранней послемагматической стадий развития.

В Западном Узбекистане постмагматический биотит наблюдается в диоритах, кварцевых диоритах и лампрофирах, где он замещает кристаллы амфибола или плагиоклаза. Минерал также установлен в измененных гранодиоритах и гранитах Карнабского и Кудукчадаринского интрузивов в Зирабулаке. Биотит мелколистоватый, иногда образует кучно располагающиеся розетки. Отличается от магматического биотита грязно-коричневой окраской и более низким двупреломлением. Вторичный биотит развит в габброидах Кульджуктау, где он замещает пироксены, амфиболы и плагиоклазы (Хамрабаев, 1959).

Терригенный биотит встречается в различых осадочных породах Узбекистана: в меловых, юрских, третичных и четвертичных молассах Ферганы и др. (Акрамходжаев, 1960; Бабаев, 1951; Усманова, 1958; Вертунов, 1956; Гриднев, 1961).

Биотит входит в состав лессов Узбекистана (Толстихин, 1928; и др.) и эоловых песков Кызылкумов (Гриднев, 1960; и др.), а также взвешенных частиц, переносимых в настоящее время Амударьей и Сырдарьей (Степанова, Гриднев, 1954).

Лепидолит—$K(Li, Al)_{2,5-3}[Al_{1-0,5}Si_{3-3,5}O_{10}](OH,F)_2$

На территории Узбекистана лепидолит отмечается в пегматитах Алтынтау (Заплеталов, 1935), Акташа (Соседко, 1935), горах Каратюбе и Науки (данные И. П. Заревич), в грейзенизированных пегматитах Шайдаразского массива в Кульджуктау и северо-западной части Зирабулакского плутона (Хамрабаев, 1969).

Лепидолит образует столбчатые кристаллы величиной до 0,5 *см*, и агрегаты мелких листочков размером 0,5 *мм*. Цвет минерала ярко-розовый, иногда белый, окрашенные разности на поверхности блекнут.

В шлифах бесцветный, двуосный отрицательный, Ng — 1,568; Np — 1, 539; Ng—Np — 0,029.

Спектральные анализы лепидолита из Науки и Акташа показали наличие в них, кроме главных компонентов K, Al_1, Si, Li, примеси Na, Rb, Ca, Sn, Fe, Mn (до 0,n%); Ga, Tl, Cs, Mg, Ti (0,0n%), Cu, Be (0,00n%), реже Sr, Ba, Zn (0,0n%).

Наиболее высокие концентрации редких щелочей установлены в лепидолитах из грейзенов шайдаразского гранитоидного массива: 1,19 и 1,23% Li; 1,71 и 1,92% Rb и 0,285 и 0,329% Cs (Хамрабаев, 1969).

Лепидолит в грейзенах тесно ассоциирует с альбитом и кварцем. Распределение минерала в пегматитовых жилах чрезвычайно неравномерное.

Циннвальдит—$K(Fe^{+2}_{1-0,5}Li_{1-1,5}Al)]Al_{1-0,5}Si_{3-3,5}O_{10}][F_{1,5-1}(OH)_{0,5-1}]$

Циннвальдит установлен в Баркраке, в Майдантальском хр. М. Ф. Стрелкиным и И. В. Дубровой.

Циннвальдит встречается в виде псевдогексагональных кристаллов, легко расщепляющихся на тонкие листочки.

Минерал зеленовато- и буровато-черного цвета, напоминает биотит, блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Спайность весьма совершенная (по 001).

Химическим анализом трех образцов циннвальдита установлен переходный состав минерала от лепидолита к циннвальдиту. Характерно высокое содержание в них F.

Компонент	*Обр. 11*	*Обр. 12*	*Обр. 13*
SiO_2	37,46	39,92	38,83
TiO_2	0,12	0,15	0,46
Al_2O_3	23,97	23,86	23,64
Fe_2O_3	1,42	2,18	1,22
FeO	15.33	13,74	13,85
MnO	0,95	1,10	0,74
MgO	0,43	0,45	1,09
CaO	0,62	0,55	0,64
Na_2O	2,00	2,02	2,08

K_2O	9,83	7,33	10,00
Li_2O	0,59	1,95	2,27
H_2O^+	1,27	1,19	0,84
H_2O^-	1,69	1,51	1,22
F	5,78	5,80	6,14
Сумма	101,46	101,53	103,02
$-O=F_2$	2,43	2,44	2,53
Сумма	99,03	99,09	100,44

Примечание. Обр. 11 — циннвальдит из пегматита, 12 — циннвальдит в топазо-слюдистом прожилке, 13 — мелкочешуйчатый циннвальдит бронзового цвета; материалы М. Ф. Стрелкина и И. В. Дубровой, аналитик Алексеева, лаборатория ИГН АН СССР.

Структурные формулы, рассчитанные на 12 (O, OH), близки к теоретическим:

Обр. 11 $(K_{0,92}Na_{0,25}Ca_{0,05})_{1,22}(Li_{0,76}Mg_{0,05}Mn_{0,06}Fe^{2+}_{0,95}Fe^{+3}_{0,08}Al_{0,87})_{2,77}\times$ $\times[Al_{1,22}Si_{2,78}O_{10}](OH_{0,62}F_{1,35}O_{0,07})_{2,00}$

Обр. 12 $(K_{0,66}Na_{0,28}Ca_{0,04})_{0,98}[Li_{2,40}Mg_{0,05}Mn_{0,06}Fe^{+2}_{0,75}Fe^{+3}_{0,12}\times$ $\times Al_{0,69}]_{4,07}[Al_{1,16}Si_{2,84}O_{10}](OH_{0,56}F_{1,30}O_{0,14})_{2,00}$

Обр. 13 $(K_{0,86}Na_{0,27}Ca_{0,05})_{1,18}(Li_{2,66}Mg_{0,11}Mn_{0,04}Fe^{+2}_{0,78}Fe^{+3}_{0,05}\times$ $Al_{0,52})_{4,16}[Al_{1,35}Ti_{0,02}Si_{2,63}O_{10}](OH_{0,37}F_{1,31}O_{0,32})_{2,00}$

Спектральным анализом (лаборатория ИГН АН СССР, аналитик С. А. Боровик) в пробах 11—13 определено содержание рубидия (%): 1,2; 1,3; 1,5, а в пробах 12, 13 выявлено 0,2 Cs, кроме того, примесь Be, Ga, Cu, Zn, Ni, Sn, Ba и Sr.

Циннвальдит присутствует в пегматитовых жилах Баркрака и в качестве породообразующего минерала мелкозернистых серых гранитов. Форма выделений циннвальдита — одиночные кристаллы и гнезда.

В парагенетической ассоциации с описываемым минералом встречаются микроклин, кварц, топаз, альбит, берилл. Циннвальдит замещает микроклин.

Ксантофиллит—$Ca(Mg, Fe^{2+}, Mn)_{2,3}Al_{0,7}[Si_{1,25}Al_{2,25}O_{10}](OH)_2$

Ксантофиллит отмечен В. А. Жариковым (1959) в Центральном Кансае в незначительном количестве. Размеры зерен, 0,2—0,35 *мм*, форма пластинчатая; некоторые зерна обладают полисинтетическим двойниковым строением. Минерал слабо окрашен в зеленоватые тона

и плеохроирует по следующей схеме: Ng — светло-зеленый; Np — зеленовато-желтый; Ng — 1,644; Np — 1,634; Ng—Np — 0,010—0,011; оптически двуосный, по-видимому, с малым отрицательным углом оптических осей.

Ксантофиллит обнаружен в магнезиальных скарнах, где он развивается по шпинели, замещая ее и нередко сохраняя реликты в центральной части зерен.

Группа гидрослюд

Гидросерицит — $K_{1-x}(OH_3)_x Al_2 [AlSi_3O_{10}] (OH)_{2-x} (H_2O]_x$ и гидромусковит

Гидросерицит образует плотные агальматолитоподобные и землистые разности и мелкочешуйчатые агрегаты. В шлифах у первых обнаруживается тонкочешуйчатое сложение, размер чешуек — от 0,005 до 0,01—0,05 *мм*. Чешуйки беспорядочно ориентированы, слагают радиально-лучистые пучки, розетки и червеобразные скопления. На фоне тонкочешуйчатых масс гидросерицита иногда выделяются более крупные пластиночки (0,5—3 *мм*) и радиально-лучистые пучки, размеры которых позволяют рассматривать их как гидромусковит. Землистые гидрослюдистые разности имеют также тонкочешуйчатое сложение.

Гидросерицит белого цвета. Агальматолитоподобные массы имеют восковидный блеск, слабо просвечивают в краях, жирные на ощупь, яблочно-зеленого, кремового и серовато-белого цвета. Удельный вес гидросерицита 2,70—2,86 (Чукурджилга); 2,82—2,90 (Чадак); 2,72 (Замбарак).

Оптические свойства минерала непостоянные, видимо, в связи с особенностями его состава и различной степенью гидратации (табл. 68).

В составе гидросерицита отмечается значительное колебание содержания щелочей за счет различного их замещения оксонием, но обычно их содержание ниже, чем в серицит-мусковите. В некоторых разностях установлено заметное количество Na_2O — до 2,59%, MgO — до 2,88%, CaO — до 3,20%. Содержание H_2O более высокое, чем в серицитах (табл. 69). Пересчеты анализов гидросерицита на кристаллохимические формулы показали удовлетворительную сходимость с теоретическими.

Содержание Rb в гидрослюде в 2—4 раза выше кларковых значений.

На кривых нагревания гидрослюд имеется, кроме главного, дополнительный низкотемпературный эндотермический эффект разной интенсивности, обусловленный выделением адсорбционной или оксониевой, воды (рис. 50).

Гидрослюды широко распространены в Чаткало-Кураминском регионе. Гидросерицит тесно связан с многочисленными и разнообразными гидротермальными рудными месторождениями: полиметаллическими, висмутовыми, золотыми, флюоритовыми, медными, касситерит-сульфид-

Таблица 68

Оптические свойства гидросерицита

Номер обр.	Место взятия	Гидросерицит	Ng	Nm	Np	Ng—Np	Автор
3	Наугарзан-сай	Агальматолитоподобный яблочно-зеленый в виде псевдоморфоз по вкрапленникам плагиоклаза в околорудных метасоматитах	1,585	1,582	1,549	0,036	Моисеева, 1969
65		Серебристо-белый в хлоритизированном туфе андезитового состава	1,590	1,584	1,552	0,038	
82		Пятнистые выделения белого гидросерицита в сульфидной руде	1,588	1,583	1,552	0,036	
	Кочбулак	Яблочно-зеленый в околорудных метасоматитах	—	1,570	1,552	—	Э. А. Маркова
		Просечки и скопления яблочно-зеленого гидросерицита в кварцево-золоторудной жиле	1,588	—	1,563	0,025	
		Гнезда и волосовидные просечки сиреневого гидросерицита в кварц-золоторудной жиле	1,582	1,581	1,560	0,022	
	Калканата	Гидрослюда из обеленных пород коры выветривания	1,588	—	1,556	0,0012	
	Ангрен	Гидрослюда из коры выветривания	1,585	1,588	1,564	0,021	Петров, Рубанов, 1960
	Лачинхана, Угамский хр.	Зоны серицитизации в эффузивах. Серицит тонкочешуйчатый яблочно-зеленый	1,589	—	1,552	0.037	Э. А. Дунин-Барковская

ными и др. Серицитизированные породы слагают мощные зоны (от 0,05—1 до 50—70 *м*) около рудных тел (Гудас, Наугарзан, Наугарзан-сай, Гузаксай, Кенкол, Учочак, Сассыксай, Восточно-Карамазарские полиметаллические и висмутовые месторождения и др.).

Таблица 69

Химический состав гидросерицита

Компонент	Кураминский хр.													
	Учочак		Канимансур		Чукурджилга	Замбарак		Сассыксай	Кенкол	Гудас	Дюшали	Наугарзан		
	обр. 2333	2706	474	1	9	2	3	2951	4	620	3131	315	408	485
SiO_2	49,64	48,22	50,06	47,72	51,28	48,44	52,86	49,52	50,25	46,24	46,91	50,52	50,48	53,92
TiO_2	0,02	0,08	—	—	—	0,17	0,00	0,20	0,17	—	—	—	—	—
Al_2O_3	31,46	31,71	30,32	38,28	30,00	32,36	30,35	28,29	32,16	35,80	37,60	30,50	30,86	30,83
Fe_2O_3	1,09	2,33	3,68	0,74	2,80	2,40	3,70	2,46	0,73	2,00	0,77	1,84	3,16	1,93
FeO	0,50	—	—	—	0 80	—	—	0,90	1,43	—	0,39	1 07	0,98	1,24
MnO	0,00	—	—	—	—	0,22	0,05	0,05	0,07	—	—	—	—	—
MgO	0,73	1,90	1,43	0,21	—	0,86	2,18	1,46	0,72	2,53	0,15	0,84	0,36	1,16
CaO	0,36	0,47	3,20	2,20	1,20	0,51	1,60	1,93	0,40	0,60	0,40	2,40	2,00	0,80
K_2O	8,48	9,43	4,88	3,18	6,62	9,54	3,96	7,71	9,40	7,00	8,31	7,73	5,50	4,32
Na_2O	0,89	0,43	1,40	0,17	1,02	0,27	1,15	0,71	0,10	1,35	0,17	0,50	1,36	1,25

$+H_2O$	6,36	5,56	4,98	6,40	4,40	5,83	7,42	6,28	4,60	4,40	5,55	4,42	5,12	4,33
Сумма	99,53	100,13	100,00	99,85	98,12	100,60	99,29	99,78	100,03	99,92	100,25	99,82	99,82	99,72
Лаборатория	Средазцветметразведка		ИГ и АН УзССР			ИГЕМ АН СССР		Средазцветметразведка		Институт геологии и геофизики ИГ и Г АН УзССР				
Аналитик	Г. Т. Мухова		Е. Ф. Касьянова, Т. И. Сукопкина			Н. В. Ворошова		Т. Т. Мухова	Т. И. Сукопкина	Зиямухамедова		Е. Ф. Касьянова		
Автор	Моисеева, 1969					Лурье, 1963		Моисеева, 1969						

Примечание: Дополнительно определен Rb_2O: в обр. 474—0,06%; в 9—0,085; в 620—0,082; в 408—0,07%.

Кураминский кр.									Чаткальские горы					
Гулаксай	Кочбулак	Кызылсай	Джиланды	Гушсай				Ангрен	Аксаката					Лачихана
обр. 620а	2518	5392	627	2257	С-224-160	678	1942	69	3540	3684	5225	2а	324	959
53,32	48,72	50,70	47,23	45,65	47,65	50,52	45 98	45,56	50,30	46,45	51,20	49,38	48,50	47,00
—	0,38	0,14	0,03	0,00	0,05	0,48	—	Сл.	0,00	0,00	1,76	1,20	0,05	—
31,70	33,36	26,89	30,90	37,52	34,32	30,10	36.20	32,40	35,36	39,06	27,40	33,49	36,10	33,24
0,90	1,60	3,21	0,88	1,08	1,48	0,36	1,80	3,04	0,64	0,44	3,84	0,37	1,57	2,00
1,80		1,10	—	0,80	—	—	—	0,86	0,00	0,00	0,00	0,15	—	—
—	0,06	0,01	0,00	0,00	—	—	—	—	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	—
1,30	2,13	1,86	1,50	0,50	0 14	2 63	2,88	3,84	1,23	0,43	2,05	0,35	0,43	0,72
0,80	1,20	0,72	1,68	0,00	0,25	3,30	2,80	0,00	0,00	0,00	0,60	0,21	0,40	1,60
4,48	7,87	9,68	8,60	7,26	9,12	6,96	7,10	5,34	5,58	6,95	7,37	6,81	5,00	4,68
1,26	0,10	Сл.	0,47	0,40	0,11	0,15	0,06	2,59	0,75	0,36	0,05	1,20	1,39	3,15

Продолжение таблицы 69

Кураминский хр.									Чаткальские горы					
Гузаксай	Кочбулак	Кызылсай	Джиланды	Гушсай				Ангрен	Аксаката					Лачинхана
обр. 620а	2518	5392	627	2257	С-224-160	678	1942	69	3540	3684	5225	2а	324	959
4,14	4,46	5,27	8,29	6,70	6,39	5,57	94,02	6,56	5,65	6,06	5,48	6,38	5,80	
99,70	99,90	99,58	—	99,81	99,51	100,07	9,84	100,19	99,51	99,75	99,76	99,54	99,24	6,60
ИГиГ АН УзССР		ИГЕМ	Институт геологии и геофизики					АН УзССР	Е. Ф. Касьянова					МС УзССР
Е. Ф. Касьянова		Г. М. Митюшина	Е. Ф. Касьянова					Т. И. Суконкина						Т. Т. Мухова
Моисеева, 1969		Дуброва, 1954	И. М. Моисеева					Петров, Рубанов, 1960	М. И. Моисеева, В. П. Борискин; В. П. Борискин, Козырев, Меренков					Э. А. Дунин-Барковская

Примечание. Обр. 2333, 2706, 2951 — Яблочно-зеленый плотный гидросерицит в виде псевдоморфоз по вкрапленникам лабрадора в дайках порфирита в околорудных метасоматитах; 474, 1, 9 — светло-зеленая плотная гидрослюда по полевым шпатам эффузивных пород в околорудных метасоматитах; 3 — тонкочешуйчатая гидрослюда в измененных кислых эффузивах полиметаллического месторождения, 2 — Псевдоморфозы плотного гидросерицита по полевым шпатам в гранодиоритах в околорудных метасоматитах: 620 — плотная зеленовато-серая гидрослюда в измененном гранодиорите на контакте с кварцево-рудной жилой; 3131 — белая мелкочешуйчатая гидрослюда в зоне разлома флюоритового месторождения в туфах кварцевого порфира; 315, 408, 485 — плотная скрыточешуйчатая яблочно-зеленая гидрослюда в околорудных измененных породах в гранодиоритах флюоритового месторождения; 620 — плотный скрыточешуйчатый гидросерицит яблочно-зеленого цвета в измененном андезитовом порфирите на контакте с золоторудной жилой; 2518 — псевдоморфозы плотной гидрослюды по полевым шпатам в пропилитизированных туфах андезитового порфирита золоторудного месторождения; 5392 — гидросерицит из измененного кварцевого порфира; 627 — псевдоморфозы белого мелкочешуйчатого гидросерицита по полевым шпатам в ассоциации с флюоритом, 122, 57, С-224-160, 1942 — гнезда и скопления светло-зеленого скрыточешуйчатого гидросерицита в пропилитизированных туфах андезитового порфирита на контакте с кварцитами, 1678 — белый плотный гидросерицит из коры выветривания; 69 — белая мелоподобная гидрослюда из подугольной коры выветривания; 3540 — белый микрочешуйчатый плотный гидросерицит из ртутной зоны; 3648 — белая микрочешуйчатая гидрослюда в коре выветривания алунитового месторождения; 5225 — яблочно-зеленый скрыточешуйчатый гидросерицит в пропилитизированном андезитовом порфирите (псевдоморфозы по плагиоклазу); 959 — яблочно-зеленый плотный гидросерицит в зоне серицитизации полиметаллического месторождения.

Гидросерицит приурочен к околорудным метасоматитам, образуется метасоматическим путем по породообразующим минералам и в первую очередь по плагиоклазам (степень серицитизации возрастает по мере приближения к рудным разломам).

С гидрослюдами ассоциируют кварц, кальцит, пирит, анатаз, рутил, на флюоритовых месторождениях в небольшом количестве встречается флюорит, по мере удаления от рудных зон появляется альбит. Кварц-гидрослюдистые породы по мере приближения к рудным телам постепенно сменяются метасоматическим кварцем. Совместное нахождение кварца и гидросерицита генетически взаимосвязано. При замещении серицитом полевых шпатов избыток кремнезема в составе первых минералов по сравнению со вторым отлагается совместно с серицитом в виде кварца.

В рудных телах многих месторождений встречается поздний гидросерицит, слагающий небольшие гнезда и просечки, в виде венчиков, окружающих вкрапленники пирита, арсенопирита, местами замещает кальцит (Гудас, Учочак, Кочбулак, Дюшали).

Гидросерицит встречается среди пропилитизированных изверженных пород района, в которых он замещает в незначительной степени породообразующие плагиоклазы, развиваясь совместно с альбитом, довольно равномерно распределяясь в интрузивных породах на больших площадях. Гидросерицит этого типа распространен почти во всех рудных полях. Гидромусковит в них иногда образует характерные псевдоморфозы по первичному биотиту.

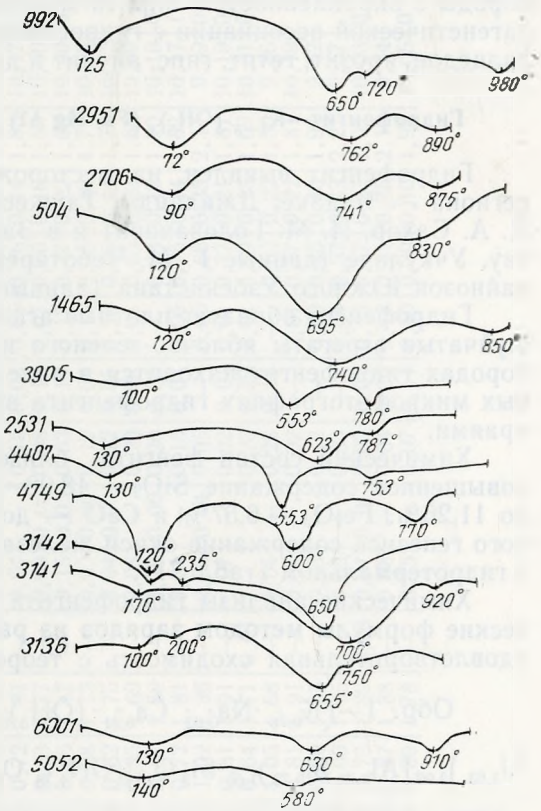


Рис. 50. Кривые нагревания гидросерицита:

обр. 992 — из Замбарака (Лурье, 1969), 2951 — из Сассыксая, 2706 — из Учочака, 504 — из Канимансура, 1465 — из Кенкола, 3905 — из Унгурликана, 2531 — из Кочбулака, 4407 — из Токмака 4749 — из Кучара, 3142, 314 — из Дюшали, 3136 — из Ургаза (по Моисеевой), 6001, 5052 — из Аксакаты (Борискин, 1968).

Гидросерицит (табл. 70) приурочен к корам выветривания линейного типа в районе Алмалык-Гушсая, Такели, Кучара, Токмака, Аксакаты и других местах. Они плащом перекрывают серицитизированные породы с вкрапленностью пирита мощностью от 10—20 до 100 *м*. В парагенетической ассоциации с гидрослюдой находятся каолин, галлуазит, халцедон, ярозит, гетит, гипс, алунит и др.

Гидрофенгит—$K_{1-x}(OH_3)_x(Fe, Mg\ Al)[(Al, Si)\ Si_3O_{10}](OH, F)_2(H_2O)_x$

Гидрофенгит выявлен на месторождениях Чаткало-Кураминского региона — Чадаке, Джиланды, Ташкескене (данные М. И. Моисеевой, Д. А. Сахор, И. М. Голованова) и в Западном Узбекистане в Писталитау, Учкулаче (данные Г. М. Чеботарева), в осадочных породах мезокайнозоя Южного Узбекистана (данные С. К. Смирновой).

Гидрофенгит образует плотные агальматолитоподобные массы и чешуйчатые агрегаты яблочно-зеленого и кремового цвета. В осадочных породах гидрофенгит находится в виде глинистой массы. На электронных микрофотографиях гидрофенгита видны чешуйки с расплывчатыми краями.

Химический состав фенгита близок к теоретическому. Выявлено повышенное содержание SiO_2 — 48,98—57%, MgO — 1,51—3,19%, FeO до 11,26%, Fe_2O_3 — 6,57% и CaO — до 3,60%. В гидрофенгите осадочного генезиса содержание окиси железа ниже, а MgO и SiO_2 выше, чем в гидротермальном (табл. 71).

Химические анализы гидрофенгита пересчитаны на кристаллохимические формулы методом зарядов из расчета на 6 катионов. Отмечена удовлетворительная сходимость с теоретическими формулами:

Обр. 1—$(K_{0,76}\ Na_{0,02}\ Ca_{0,01}\ (OH_3)_{0,21})_{1,00}\ (Fe^{+3}_{0,04}\ Fe^{+2}_{0,10}\ Mg_{0,23} \times Al_{1,63})_{2,00}\ [Al_{0,22}\ Si_{0,78})_{1,00}\ Si_3\ O_{10}](OH_{1,78}\ O_{0,22})_{2,00}\ 0,26\ H_2O$; Si:Al = 4, 1

Обр. 747 — $(K_{0,71}\ Na_{0,04}\ Ca_{0,03}\ (OH_3)_{0,22})_{1,00}\ (Fe^{+3}_{0,11}\ Mg_{0,15}\ Al_{1,74})_{2,00} \times [(Al_{0,24}\ Si_{0,76})_{1,00} Si_3\ O_{10}]\ (OH_{1,36}\ O_{0,64})_{2,00}\ 1,71\ H_2O$; Si:Al = 3,8

Обр. 5 — $(K_{0,33}\ Na_{0,32} Ca_{0,21}(OH_3)_{0,14})_{1,00}\ (Fe^{+3}_{0,26} Fe^{+2}_{0,10}\ Mg_{0,26}\ Al_{1,38})_{2,00} \times [(Al_{0,66}\ Si_{0,34})_{1,00} O_{10}]\ (O_{0,05}\ OH_{1,95})_{2,00}\ 1,04\ H_2O$; Si:Al = 3,3

Обр. 4 — $(K_{0,64}\ Na_{0,01}\ Ca_{0,03}\ (OH_3)_{0,32})_{1,00}\ (Fe^{+3}_{0,33} Fe^{+2}_{0,12}\ Mg_{0,18}\ Al_{1,36})_{2,00} \times \times [(Al_{0,71}\ Si_{0,29})_{1,00}\ (O_{9,71}\ OH_{0,29})_{10}]\ (OH)_{1,45}$; Si:Al = 3,2

Таблица 70

Кристаллохимические формулы гидросерицита

Номер обр.	Местоположение	Количество ионов в пересчете на 6 катионов														
		Si	Al^{IV}	Al^{VI}	Ti	Fe^{+3}	Fe^{+2}	Mg	Ca	Na	K	OH_a	OH	O	H_2O	Si:Al
2333	Учочак	3,35	0,65	1,84	—	0,06	0,03	0,07	0,03	0,10	0,72	0,15	1,72	10,28	0,93	2,6
2706		3,18	0,82	1,68	—	0,12	—	0,20	0,03	0,05	0,79	0,13	2,00	10,00	0,46	2,5
424	Канимансур	3,31	0,69	1,67	—	0,18	—	0,15	0,22	0,18	0,41	0,12	1,81	10,19	0,19	2,9
1		3,06	0,94	1,95	—	0,03	—	0,02	0,15	0,14	0,25	0,46	2,27	9,73	0,46	2,1
9	Чукурджилга	3,33	0,67	1,64	—	0,14	0,04	0,18	0,08	0,13	0,55	0,24	1,81	10,19	—	2,9
2	Замбарак	3,24	0,76	1,79	—	0,12	—	0,08	0,04	0,03	0,81	0,12	1,83	10,17	0,37	2,5
3		3,35	0,65	1,61	0,01	0,18	0,05	0,15	0,14	0,09	0,66	0,11	1,81	10,19	0,91	2,9
2951	Сассыксай	3,39	0,61	1,67	0,01	0,13	0,05	0,15	0,14	0,09	0,67	0,10	1,76	10,24	1,00	2,9
4	Кенкол	3,31	0,69	1,80	0,01	0,04	0,08	0,07	0,03	0,01	0,79	0,17	1,98	10,02	—	2,6
620	Гудас	2,97	1,03	1,67	—	0,09	—	0,24	0,04	0,16	0,57	0,23	1,62	9,77	—	2,2
3131	Дюналы	3,05	0,95	1,93	—	0,04	0,02	0,01	0,03	0,02	0,69	0,26	1,65	10,35	0,49	2,1
315	Наугарзан	3,28	0,72	1,81	—	0,04	—	0,15	0,04	0,06	0,76	0,14	1,83	10,17	1,77	2,5
408		3,37	0,63	1,77	—	0,09	0,06	0,08	0,17	0,07	0,66	0,10	1,50	10,50	0,36	2,8
485		3,35	0,65	1,47	—	0,15	0,05	0,03	0,14	0,17	0,47	0,22	1,60	10,40	0,44	2,7
620а	Гузаксай	3,42	0,58	1,73	—	0,09	0,06	0,12	0,04	0,15	0,35	0,46	4,72	10,28	—	2,9
2518	Кочбулак	3,38	0,62	1,75	—	0,04	0,09	0,12	0,05	0,15	0,36	0,44	1,78	10,22	—	2,8
5392	Кызылсай	3,15	0,85	1,69	—	0,08	—	0,20	0,08	0,01	0,65	0,23	1,68	10,00	—	2,4
627	Джиланды	3,43	0,57	1,58	—	0,16	0,06	0,20	0,05	—	0,83	0,17	1,90	10,10	0,11	3,4
2257	Гушсай	3,28	0,72	1,81	—	0,04	—	0,15	0,04	0,06	0,76	0,14	1,83	10,17	1,77	2,5
С-224-160		2,98	1,02	1,86	—	0,05	0,04	0,05	—	0,05	0,60	0,35	2,11	9,89	0,45	2,0
1678		3,19	0,81	1,91	—	0,07	—	0,02	0,01	0,01	0,77	0,21	1,81	10,19	0,83	2,3
1942		3,36	0,64	1,71	0,01	—	—	0,26	0,29	0,01	0,59	0,13	1,69	10,31	0,64	2,9
69	Ангрен	2,95	1,05	1,68	—	0,04	—	0,28	0,19	—	0,50	0,22	1,50	9,86	—	2,1
3540	Аксаката	3,19	0,81	1,91	—	0,07	—	0,02	—	0,01	0,77	0,22	1,81	10,19	—	—
3648		3,20	0,80	1,85	—	0,03	—	0,12	—	0,09	0,45	0,46	1,94	9,62	—	2,4
5225		3,00	1,00	1,95	—	0,02	—	0,03	—	0,04	0,57	0,39	2,21	9,57	—	2,0
2а		3,27	0,73	1,89	0,06	0,01	0,01	0,03	0,01	0,15	0,57	0,27	1,97	10,03	0,58	2,5
324		3,13	0,87	1,88	—	0,08	—	0,04	0,06	0,18	0,41	0,35	2,15	9,74	—	2,14
959	Лачинхана	3,11	0,89	1,78	—	0,15	—	0,07	0,11	0,40	0,39	0,10	1,95	10,05	0,86	2,3

Обр. 442 — $(K_{0,32}\ Na_{0,09}\ Ca_{0,26}\ (OH_3)_{0,33})_{1,00}\ [Fe^{+3}_{0,09}\ Fe^{+2}_{0,13}\ Mg_{0,32} \times$
$\times Al_{1,40})_{1,94}\ [(Al_{0,21}\ Si_{0,79})_{1,00}\ O_{10}]\ (OH_{1,71}\ O_{0,29})_{3,00} \cdot 0,96\ H_2O$; Si:Al = 4,7

Гидрофенгит тесно связан с рудной минерализацией. В Чадаке минерал приурочен к измененным порфиритам на контакте с золоторудными жилами, где образует псевдоморфозы по породообразующим ми-

Таблица 71

Химический состав гидрофенгита

Компонент	Гузаксай	Пирмираб	Учкулач	Ташкескен	Туюнтау
	обр. 1	747	5	4	442
SiO_2	57,00	56,90	48,98	49,56	56,10
TiO_2	0,22	0,15	—	0,18	0,98
Al_2O_3	23,38	25,34	25,25	26,40	20,22
Fe_2O_3	0,95	2,25	5,11	6,57	1,90
FeO	1,79	—	1,84	2,16	2,24
MnO	Сл.	0,03	—	0,07	—
MgO	2,25	1,51	2,61	1,78	3,19
CaO	0,20	0,40	2,90	0,55	3,60
K_2O	9,00	8,43	3,77	7,53	3,73
Na_2O	0,13	0,29	2,44	0,11	0,70
$\pm H_2O$	4,60	4,70	6,90	4,64	7,30
Сумма	99,52	100,00	99,80	99,55	99,96
Лаборатория	МГ УзССР		МГ УзССР	ИГ и Г АН УзССР	
Аналитик	Т. Т. Мухова		Т. Т. Мухова	Е. Ф. Касьянова	
Автор	Моисеева, 1962		Г. М. Чеботарев	И. М. Голованов	С. К. Смирнова

Примечание. Обр. 747, 1—яблочно-зеленый плотный гидрофенгит в околорудных метасоматитах золотого месторождения, 5—светло-зеленый фенгит из цемента брекчии миндалекаменного спилита, 4—прожилки фенгита в рудной зоне, 442—пласты глины гидрофенгитового состава в палеогеновых отложениях.

нералам. В Ташкескене образует прожилки, ассоциирующие с турмалином среди скарново-рудной минерализации. В Учкулаче широко распространен среди туфов кварцевых порфиров и спилитов в ассоциации с хлоритом, кварцем и пиритом. В осадочных породах мезо-кайнозоя Южного Узбекистана слагает пласты и линзы глинистых пород в морских (Сурхандарья) отложениях палеогена.

Селадонит — $(K, Na, Ca)_{<1}(Fe^{+3}, Al, Fe^{+2}, Mg)_{2,0}[Al_{0,11}Si_{3,89}O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$

Селадонит по составу и свойствам сходен с глауконитом, но встречается в иных условиях (Дир, Хауи и др., 1965).

Некоторые исследователи селадонитом называют железистый член группы глауконита (ферриглауконит). В качестве условной границы между собственно глауконитом и селадонитом предлагается считать содержания железа в структурной формуле и относить к селадонитам минералы, содержащие $\geqslant$1,00 Fe (Шуменко, 1971).

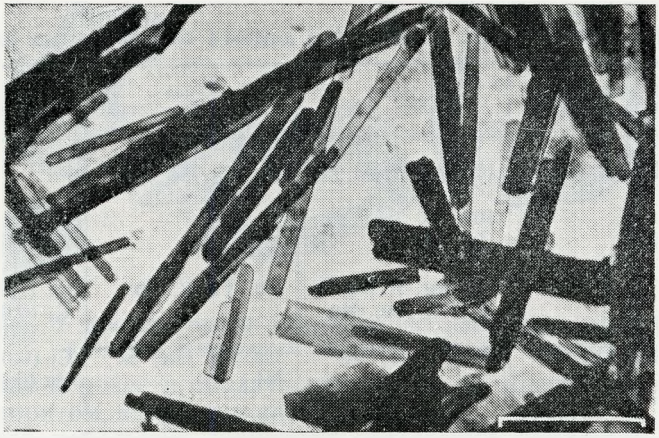


Рис. 51. Селадонит из трахибазальтов (бассейн р. Шаваза, ув. 22000).

Селадонит в ограниченном количестве известен в Кураминском хр. Кургашинкане (Голованов, 1965), Курусае (Сазонов, 1962, 1964), Гушсае и Кучаре (данные М. И. Моисеевой). На широкое распространение селадонита в вулканитах Чаткала — Кураминских гор обратил внимание Л. М. Глейзер.

Селадонит выделяется в виде скрытокристаллических и глиноподобных масс, часто жирных на ощупь. На электронномикроскопических снимках представлен характерными удлиненно-пластинчатыми формами длиной до 0,004 *мм* (рис. 51). Твердость около 2. В шлифах иногда выявляется микрочешуйчатое сложение. Чешуйки беспорядочно ориентированы или слагают радиально-лучистые и червеобразного строения агрегаты. Размер чешуек 0,0n—0,00n *мм*. Цвет яблочно-, грязно-, серовато- и синевато-зеленый. Блеск шелковистый (Кургашинкан) и тусклый.

Оптические свойства минерала изучены недостаточно. В шлифах проявляется его анизотропия. Угасание прямое. Минерал плеохроирует в зеленовато- и желто-бурых тонах: по Ng — ярко-зеленый, зеленовато-бурый; Np — желтовато-зеленый и бурый, Nm = 1,592—1,615 (Курусай).

Изучен химический состав минерала из трахибазальтов Шаваза (Чаткальский хр., Каракушхана). Анализ выполнен Ш. Х. Игамбердыевым на микрозонде М-46 фирмы «Cameca» в лаборатории ИГиГ АН УзССР, показавший следующие результаты (вес. %): SiO_2 — 53,36;

Таблица 72

Элементы-примеси в селадоните (по данным спектральных анализов)

Содержание, вес. %	Кургашинкан (Голованов, 1965)	Курусай (Сазонов, 1964)	Кучар (М. И. Моисеева)	Шаваз (Л. М. Глейзер)
Много	K, Mg, Al, Fe, Si	K, Mg, Ca, Al, Fe, Si	K, Mg, Ca, Al, Fe	—
~1	Ca	Pb	Na	—
0,n	Na, Mn	Zn, Ti	Mn	Mn (0,1); Ti (0,1), Ni (0,1)
0,0 n	Zn	Cu, Ag, Sr, Ba, Zn, V, Cr, Mo, Mn	Zn, Ti, V, Co	Ba (0,03), V (0,03), Cr (0,011), Zn (0,01), Li (0,03—0,06)
0,00 n	Cu, Be, Ti, Pb	Sc, Bi, Co, Ni	Cu, Be, Ga, Sc, Ni	Cu (0,003), Co (0,005), Be (0,001), Ga (0,001)

Al_2O_3 — 14,60; $FeO+Fe_2O_3$—14,10; MoO — 6,40; CaO — 0,17; K_2O — 8,11; Na_2O — сл.; F — 0,50; Cl — 0,14. Из остальных пунктов данные о составе минерала получены на основании спектральных анализов, показавших, кроме одних и тех же ведущих элементов, в селадоните из всех объектов еще много примесей (табл. 72).

Межплоскостные расстояния имеют довольно хорошую сходимость с эталоном. Некоторая разница в величинах межплоскостных расстояний селадонита из разных месторождений объясняется непостоянством состава минерала и различием в условиях съемки:

К числу главных линий относятся

Гушсай	10,5 (4р); 4,55 (5); 3,66 (7); 3,34 (10); 2,58 (8); 1,510 (9)
Кучар	9,882 (8); 4,5212 (9); 3,3169 (9); 2,587 (10); 1,507 (10)
Кургашинкан	4,56 (4); 3,70 (4); 3,35 (5); 2,60 (10); 1,523 (10)
Курусай	4,52 (4); 3,65 (4); 3,32 (10); 2,56 (8); 1,500 (10)
Шаваз	10,1 (10); 4,54 (6); 3,32 (8); 3,10 (8); 2,58 (10); 2,40 (7); 1,513 (9).

В Кураминском хр. селадонит представлен гидротермальной и супергенной разностью. Селадонит в вулканогенных породах приурочен к нижнепермской трахибазальт-андезитовой формации с повышенной калиевой щелочностью. В Кучаре (Гава) он выполняет миндалины шаровидной формы концентрически зонального строения диаметром от 1—2 до 10 *мм* (рис. 52). В парагенетической ассоциации с селадонитом находятся хлорит, кварц, барит. В бассейнах рек Шаваза, Дукента, Аксакаты, Касана и Южном Карамазаре селадонит выполняет миндалины, а частью развивается по пироксену, оливину и кальциту, обволаки-

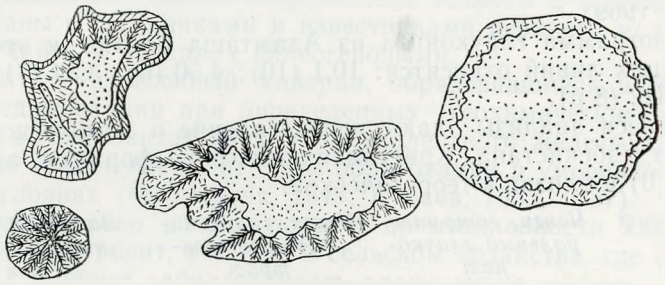


Рис. 52. Концентрически зональные миндалины селадонита и кальцита в основных эффузивах Кучара (ув. 3).

вая его в виде корочек и образуя вростки по спайности. Минерал ассоциирует с хлоритом, кварцем и кальцитом.

В Гушсае небольшие скопления селадонита приурочены к пропилитизированным андезитовым порфиритам акчинской свиты на контакте с вторичными кварцитами. Он замещает в них полевые шпаты и темноцветные минералы и слагает тонкие корочки колломорфной текстуры в ассоциации с хлоритом и кальцитом. В Кургашинкане селадонит встречен в зоне окисления, где образует пленочки и губчатые скопления в карбонатных породах (Голованов, 1965). В Курусае отмечается на значительной глубине в виде скоплений, обволакивающих зерна галенита (Сазонов, 1962).

Глауконит—$(K,Na,Ca)_{0,6-0,1}(Fe^{+3},Al,Fe^{+2}Mg)_{2,0}[Al_{0,5-0,2}Si_{3,5-3,8}O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$

Глауконит — распространенный минерал в осадочных породах мезо-кайнозоя Узбекистана (Барбот-де-Марни, 1884; Мушкетов 1886; Архангельский, 1915; Формозова, 1949; Бабаев, 1953; 1954, 1967; Гаврилюк, 1969; Эгамбердыева и др., 1972; Бескровный, Веретенников и др., 1970).

Глауконит представлен округлыми зернами тонкозернистого строения размером 0,04—0,2 *мм*. Цвет зеленовато-бурый, темно- или светлозеленый. Поверхность зерен матовая, блестящая или трещиноватая.

Под микроскопом наблюдается агрегатная поляризация от светло-зеленого цвета до бесцветного. Показатели преломления глауконита из верхнемеловых отложений Ферганской долины следующие: Np — 1,605; Ng — 1,620 (Акрамходжаев, 1952); из кайнозойских моласс Северной Ферганы — Nm — 1,608—1,612 (Вертунов, 1956); из палеогеновых глин Приташкентского района — Nm — 1,660; из кайнозойских моласс Ферганы — Nm — 1,606 (Гриднев, 1960); из мергелей палеогена Шорсу — Nm — 1,598—1,612 (Юшкин, 1964); из песчаников и алевролитов верхней юры в Гузане — Nm — 1,583; Nm — 1,590 (Зиндель, Симоненко, 1962); из верхнемеловых песчаников Адамташа — Nm — 1,615—1,620 (Гаврилюк, 1969).

Рентгенограмма глауконита из Адамташа близка к эталонной. К числу ведущих линий относятся: 10,1 (10); 4,50 (6); 3,34 (7); 2,58 (10); 2,42 (6); 1,522 (8 р).

Имеющиеся анализы дают представление о химическом составе глауконитов Узбекистана. Кристаллохимические формулы получены из расчета 12 (0) и близки к теоретической.

Компонент	*Чанги, мономинеральный глауконит*	*Чанги, глауконитовый концентрат*	*Западный Узбекистан. глауконит*
SiO_2	47,92	48,50	44,00
TiO_2	0,06	0,08	—
Al_2O_3	5,20	6,18	11.00
Fe_2O_3	22,76	23,86	18,67
FeO	1,08	0,46	2,93
CaO	0,56	0,78	—
MgO	3,64	3.44	5,60
K_2O	5,88	5,82	11,20
Na_2O	0,18	0,08	—
P_2O_5	0 16	0 10	—
$H_2O \pm$	12,30	6,43	6,18
Сумма	99,74	95,73	99,58
Автор	Бескровный и др., 1970		Бабаев, 1957
	Количество ионов в пересчете на 12 (0,OH)		
Si	3,15 } 3,55		3,17 } 4,00
Al	0,40		0,83
Al	—		0,10
Fe^{+3}	1,13		0,97
Fe^{+2}	0,06 } 1,54		0,18 } 1,85
Mg	0,35		0,60
Ca	0,03		—
Na	0,03		—
K	0,49 } 1,00		1,02
H_3O	0,45		—

Спектральными анализами в глауконите месторождения Чанги обнаружены следующие элементы-примеси: Sr, V, Cr, Zn — 0,0n%; Ba, Mn, Ti, Cu, Pb, Ni, Ga — 0,00n%; Co, Mo, Be, Ge — 0,000n% (Бескровный и др. 1970), в глауконите из верхнемеловых песчаников Адамташа: Ba, Sr, Mn, Ti — 0,n%; V, Cu, Zn — 0,0n%; Pb, Ni, Co, Ag, Be, Ge — 0,00n% (Гаврилюк, 1969).

Глауконит выделяется в виде единичных зерен, пластинок, пленок, пятен, псевдоморфоз замещения по органическим остаткам, цементирует песчаники; тонкодисперсный глауконит рассеян в глинах.

Значительные количества глауконита в Южном и Западном Узбекистане связаны с песчаниками и известняками верхнего мела на месторождении Чанги, в Чаткале с палеогеновыми.

Глауконит — аутигенный минерал, образовавшийся в обстановке медленной седиментации при определенных геохимических условиях. Присутствие в глауконитах двух- и трехвалентного железа, ассоциация его с пиритом свидетельствуют о его образовании в умеренно восстановительных условиях (Формозова, 1949; Бабаев, 1953, 1957).

Глауконит широко используется в промышленности как пигмент и селективный адсорбент, а также в сельском хозяйстве, где он служит удобрением и снижает заболеваемость хлопчатника вилтом.

Стильпномелан — $K_{2-x}(H_2O)_2\{Fe^{2+}_{2-x}Al[Si_4O_{10}](OH)_3\}$.

Стильпномелан известен в Кураминском хребте на скарново-полиметаллическом месторождении Курусай (Моисеева, 1969), Кансай (данные З. М. Протодьяконовой). В Западном Узбекистане отмечен в скарново-шеелитовых месторождениях Ингичке (Лиценмайер, 1967), Койташе и Угате (Исмаилов, 1961).

Минерал образует мелкочешуйчатые агрегаты, размер чешуек 0,12—2,5 *мм*. Цвет золотисто-бурый различных оттенков и черный (Ингичке), блеск стеклянный. Минерал обладает совершенной спайностью, по которой расщепляется на тонкие хрупкие листочки, твердость 2—3, удельный вес 2,71 (Курусай), 2,765 (Койташ).

Слабо плеохроирует в бурых тонах. Погасание прямое. Минерал из Курусая двуосный положительный, с очень малым углом оптических осей — порядка 5—10°. Ось Np располагается перпендикулярно к плоскости спайности минерала. Показатели преломления следующие: Ng — 1,572; Np — 1,538, Ng—Np — 0,034 (Курусай), Ng — 1,622 — 1,640; Np — 1,602—626; Ng—Np—0,02 (Койташ). Приведенные показатели преломления находятся в пределах, характерных для описываемого минерала.

Химический состав стильпномелана из Курусая соответствует маложелезистой разности (вес. %) : SiO_2 — 50,00; Al_2O_3 — 2,02; Fe_2O_3 —

16,20; FeO — 2,52; MnO — 1,52; MgO — 11,30; CaO — 4,0; K_2O — 0,00; CO_2 — 0,00; $\pm H_2O$ — 12,80; сумма — 100,36 (аналитик П. Л. Прихидько).

Спектральным анализом в минерале из Койташа выявлено много примесей: Cu, Ag, Zn, Be, Ba, Ga, Ti, Zr, Ge, Mo, W, Cr, Ni, Co (сл.—0,n%) (Исмаилов, 1961), из Курусая — Cu, Be, Sn, Mo, Ni, Co (0,00n—0,0n%) (данные М. И. Моисеевой).

Кривые нагревания показали три четко выраженных эндотермических эффекта, связанных с выделением отдельных порций воды. Последний эффект обусловлен диссоциацией примеси кальцита (рис. 53).

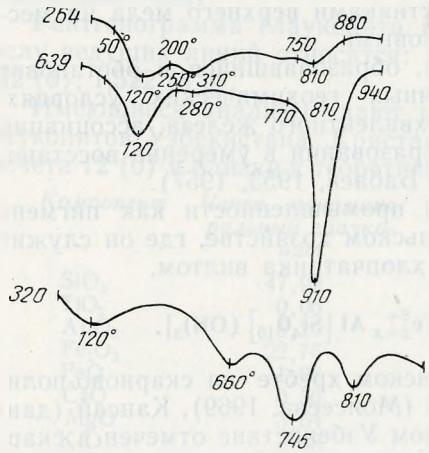


Рис. 53. Кривые нагревания стильпномелана:

обр. 264, 639—из Койташа (Исмаилов, 1961), 320—из Курусая (по М. И. Моисеевой).

Стильпномелан заметно распространен в скарново-полиметаллических месторождениях Карамазара как продукт разложения пироксенов и андрадита при наложении на скарны рудной минерализации. В шлифах прослеживаются все стадии их замещения. В начальную стадию стильпномелан развивается по трещинам спайности пироксенов, от которых распространяется в глубь минерала или отлагается в тоненьких жилочках, секущих скарны.

Минерал образовался при резкой смене окислительно-восстановительного потенциала на более окислительный. В состав минерала входят все элементы, присутствующие в мангангеденбергите, с небольшим привносом алюминия и воды. При замещении пироксена двухвалентное железо окислялось до трехвалентного. Кальций в значительной степени вынесен и частью отложился здесь же в виде кальцита. Одновременно он замещался гематитом, а пирротин — марказитом (Моисеева, 1969).

В Койташе и Угате стильпномелан развивается в скарново-вольфрамовых телах по пироксенам, образуя иногда полные псевдоморфозы, и располагается в виде каемок вокруг зерен шеелита. Стильпномелан ассоциирует с кварцем, кальцитом, амфиболом и сульфидами (Исмаилов, 1961).

В Ингичке стильпномелан слагает черные сферолитики среди кальцит-амфиболами, развивающимися по геденбергиту в ассоциации с кварцем, кальцитом, сидеритом, акцессорным гельвином и сульфидами.

Гидробиотит — $(K, H_2O)(Mg, Fe^{+3} Mn)_3 [AlSi_3O_{10}](OH, H_2O)_2$

Гидробиотит известен в Алмалыке на медном месторождении Кальмакыр.

Листочки гидробиотита мягкие, но не упругие. Цвет зеленовато-бурый, в шлифах бурый, не плеохроирует. Оптические свойства гидробиотита следующие: Ng — 1,575; Np — 1,546; Ng—Np — 0,019; 2V — 0°.

Гидробиотит образуется в коре выветривания за счет гидратации породообразующего биотита сиенито-диоритового массива.

Группа монтмориллонита

Монтмориллонит — $(Na, K, Ca)_x [(Al, Mg)_2 Al_x Si_{4-x} O_{10}](OH)_2] \cdot 4H_2O$

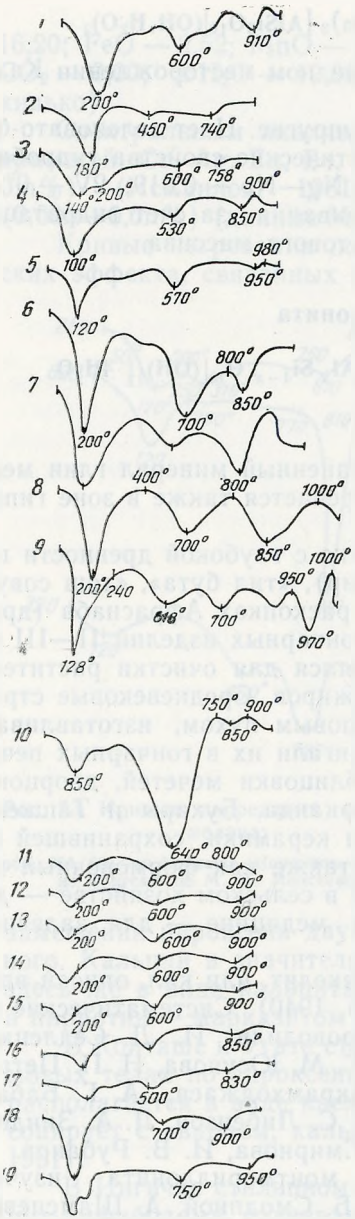
Бентонит

Монтмориллонит — широко распространенный минерал глин мезокайнозойских отложений Узбекистана. Встречается также в зоне гипергенеза некоторых месторождений.

Монтмориллонит известен в Узбекистане с глубокой древности под названием «гилмоя», «тоғ ёги» (горный жир), «тил бута», «тош совун» (мыльный камень), «кук ширам» и др. В раскопках Афрасиаба (древнего Самарканда) обнаружены обломки гончарных изделий II—III вв. н. э. Кроме того, монтмориллонит применялся для очистки растительных масел, виноградного сока, шерсти от жиров. Средневековые строители смешивали монтмориллонит с камышовым пухом, изготавливали мелкие керамические плитки, а затем обжигали их в гончарных печах. Плитки использовались для мозаичной облицовки мечетей, дворцов и гробниц. Памятники средневековья Самарканда, Бухары и Ташкента свидетельствуют о необычайной прочности керамики, сохранившей немеркнущие краски. Минерал применялся также как формовочный материал при отливке металлической посуды, в сельском хозяйстве — для улучшения структуры почв, в народной медицине — для залечивания ран.

Монтмориллонит под названием кеффекелит, или кил, описан впервые в Узбекистане А. С. Уклонским (1935, 1940). Систематические исследования группы монтмориллонита проводили И. Д. Седлецкий, М. А. Ратеев, А. И. Осипова, И. Д. Зхус, С. М. Юсупова, Н. П. Петров, Г. И. Тесленко, М. З. Закиров, А. М. Акрамходжаев, А. Г. Бабаев, М. Э. Эгамбердыев, Х. Х. Авазходжаев, Е. С. Либензон, Л. А. Зиндель, И. А. Симоненко, М. И. Моисеева, С. К. Смирнова, И. В. Рубанов.

Химико-технологические свойства монтмориллонита изучены П. Колмаковым, В. П. Запрометовым, Л. Б. Смолиной, А. Шамсиевым,



Г. П. Сидякиным, С. Юнусовым, И. Р. Расуловым, В. И. Ездаковым.

Монтмориллонит представляет собой плотную, мягкую, пластичную, жирную на ощупь глину. При высыхании минерал твердеет, приобретает восковидный блеск и раковистый излом. Окраска его разнообразная — белая, серая, зеленая, сиреневая, лиловая, оранжевая, красная.

Монтмориллонит хорошо диагностируется окрашиванием органическими красителями: МГ вызывает появление фиолетово-синих, синих и голубых тонов, а добавление KCl изменяет окраску на зеленую, иногда же зеленый тон возникает при окрашивании МГ и сохраняется при МГ+KCl. Такая разница в окрашивании обусловлена различными количественными соотношениями между поглощенными катионами (Зхус, 1966).

Агрегативный показатель преломления минерала из Супаташа — N — 1,503 (Моисеева, 1971). Показатели преломления в ориентированных агрегатах следующие: Ng′ — 1,527, Np′ — 1,513; Ng′—Np′ — 0,014 (юрские отложения Северной и Северо-Восточной Ферганы, Зиндель, 1953); Ng′ — 1,535; Np′ — 1,523, Ng′—Np′ — 0,012 (Прянишников, 1963); Ng′—1,537, Np′ — 1,510; Ng′ — Np′ = 0,027 (Чимион; Либензон, 1970); Ng′ — 1,499, Np′ — 1,490; Ng′ — Np′ — 0,009 (меловые отложения Ферганы; Акрамходжаев,

Рис. 54. Кривые нагревания монтмориллонита:

обр. *1* — монтмориллонит из серного месторождения Туюнтау (Смирнова, 1970), *2,3* из серного месторождения Шорсу (Юсупова, Усова, 1944), *4* — из Келеса (Ботвина, Закиров, 1961). *5* — из пестроцветной свиты (I_1) Ферганы (Зхус, 1966), *6* — Na-монтмориллонит из Кокайты (Закиров, Парпиев 1965), *7* — из Западной Сулюкты (Юсупова, 1939); *8, 9* — из Азкамара (Гафуров, Арипов, 1969), *10* — из Кермине (Закиров, 1965), *11* — из Нефтеабада, *12—14* — из Пачкамара, *15* — из Тюбегатана (Эгамбердыев и др., 1967), *16—17* — из Западного Узбекистана (нижний турон) (Эгамбердыев, Закиров, 1960), *18—19* — из Супаташской группы флюоритовых месторождений (Моисеева, 1971).

1959); Ng′ — 1,495 — 1,548, Np′ — 1,477 — 1,502, Ng′ — Np′ = 0,012—0,020 (меловые и третичные отложения Ферганской долины; Зхус, 1966).

На кривых нагревания монтмориллонита эндотермические эффекты связаны с потерей воды: при 150—200° выделяется адсорбционная вода, при 550—650° и 850—920°С — конституционная. Иногда наблюдается небольшой экзотермический пик при 950° (рис. 54).

В минерале отмечается значительное содержание щелочных и щелочноземельных элементов за счет высокой емкости поглощения. Установлена довольно высокая концентрация железа, часть которого входит в решетку монтмориллонита, замещая алюминий, другая же часть присутствует в виде механической примеси гидроокислов, обусловливая красную окраску многих свит мезо-кайнозоя. Часть образцов с высоким содержанием железа представляет собой смесь монтмориллонита с бейделлитом (табл. 73). Химические анализы пересчитаны на структурные формулы из расчета 10 атомов кислорода на безводную часть. Сходимость с теоретической формулой удовлетворительная.

Спектральным анализом в монтмориллоните из Супаташской группы флюоритовых месторождений выявлены следующие примеси: Be, Cu, Ga, Ba, La, Ce, V, Mn (сл.— 0,n%) (Моисеева, 1971); из Чимиона Li — 0,03% (Либензон, 1970); из серного месторождения Туюнтау — Sr — 0,053% (Смирнова, 1970).

Емкость катионного обмена колеблется от 42,40 до 88,2 мг.экв./100 *г*.

Место взятия обр.	Ca^{+2}	Mg^{+2}	K^{+}	Na^{+}	*Общая емкость*	*Автор*
Шорсу	7,9	3,6	5,9	44,3	61,7	Закиров, 1965
	31,7	15,2	13,1		60,0	
	38,9	25,2	21,3		85,4	
Келес	5,03	13,23	0,55	23,79	42,40	Закиров, 1966
Фергана	21,44—	7,36—	1,84—	1,13—	50—70	Зхус, 1966
	49,57	25,86	5,98	1,74		
Чимион	—	—	—	—	88,2	Либензон, 1970

На рентгенограммах монтмориллонита из Туюнтау (1) и Чукурташа (2) главные линии соответствуют эталонным:

1) 5,78 (10); 5,04 (4); 4,50 (8); 3,1 (4); 2,58 (7); 1,503 (8) (Смирнова, 1970);

2) 5,045 (6); 4,521 (8); 3,008 (7); 2,581 (6); 1,489 (10) (Моисеева, 1971).

На дифрактограммах монтмориллониту соответствуют базальные значения 12,4—15,5 кХ. При насыщении органическими соединениями (глицерином) монтмориллонит сильно набухает за счет расширения межслоевых промежутков, и значения базальных отражений увеличиваются до постоянной величины (17,7—17,8 кХ). В результате прокаливания до 600°С межплоскостные расстояния вновь уменьшаются до

Таблица 73

Химический состав монтмориллонита

Компонент	Чакмакташ		Фергана	Келес	
	1	2	3	4	5
SiO_2	49,00	48,31	40,95	53,50	60,92
TiO_2	0,00	0,01	0 64	0,80	0,80
Al_2O_3	24,82	24,58	19,37	18,96	16,59
Fe_2O_3	0,95	0,70	5,20	5,32	4,40
FeO	0,03	0,02	0,49	1,29	0,62
CaO	5,60	2,69	0,68	—	—
MgO	3,25	1,40	3,28	3,41	2,34
Na_2O	0,01	0,02	0,20	1,55	3,47
K_2O	0,00	0,21	2,18	0,85	
$+H_2O$			5,79		
$-H_2O$	16,32	21,65	11,23	6,72	10,96
CO_2	—	—	0,20	4,50	0,35
SO_3	—	—	—	—	—
Сумма	99,98	99,59	99,21	96,90	100,45
Аналитик	Е. Ф. Касьянова		—	Е. Ф. Касьянова	
Лаборатория	ИГиГ АН УзССР		—	ИГиГ АН УзССР	
Автор	М. И. Моисеева, 1970		Ратеев, Осипова 1958	Закиров, 1965	Боткина, Закиров, 1961

Количество ионов в пересчете на 12(O)

Si	3,50	4,00	3,65	4,00	3,698	4,00	3,79	4,00	4,082	
Al^{IV}	0,50		0,35		0,302		0,21		—	
Al^{VI}	1,84	2,23	1,83	2,02	1,387	2,102	1,38	2,10	1,310	1,840
Ti	—		—		0,036		0,05		0,040	
Fe^{3+}	0,05		0,04		0,289		0,24		0,222	
Fe^{2+}	—		—		0,029		0,07		0,035	
Mg	0,34		0,15		0,361		0,36		0,233	
Ca	0,44		0,22	0,24	0,053	0,184	—	0,29	—	0,372
Na	—		—		0,028		0,21		0,225	
K	—		0,02		0,103		0,08		0,147	

Компонент	Шорсу		Ю. Фергана		Келес
	6	7	8	9	10
SiO_2	52,06	51,20	52,04	56,64	52,92
TiO_2	—	—	0,48	0,48	0,90
Al_2O_3	17,53	18,32	23,46	18,76	14,67
Fe_2O_3	0,27	1,54	3,03	3,10	5,90
FeO	—	—	0,75	0,50	—
CaO	1,00	4,55	3,40	5,10	0,75
MgO	3,51	5,01	4,56	3,91	2,60
Na_2O	2,40	3,55	0,71	0,84	1,48
K_2O	—	—	0,98	0,22	1,88
$+H_2O$	7,32	7,60	6,25	6,05	15,48
$-H_2O$	15,18	9,30	3,32	3,24	
CO_2	0,44	—	0,75	0,63	0,56
SO_3	0,15	1,30	—	—	1,37
Сумма	99,86	102,37	99,73	99,47	98,51
Аналитик	Е. Ф. Касьянова				—
Лаборатория					—
Автор	Закиров, 1955		Зиндель и Симоненко, 1963		Прянишников, 1963
Количество ионов в пересчете на 12(O)					
Si	3,975	3,696	3,532	3,825	4,146
Al^{IV}	0,025 } 4,00	0,305 } 4,00	0,468 } 4,00	0,175 } 4,00	—
Al^{VI}	1,553	1,257	1,407	1,317	1,354
Ti	—	—	0 025	0,025	0,053
Fe^{3+}	0,016 } 1,968	0,085 } 1,882	0,153 } 2,089	0,157 } 1,892	0,347 } 2,058
Fe^{2+}	—	—	0,043	—	—
Mg	0,399	0,540	0,461	0,393	0,304
Ca	—	0,353	0,247	0,369	0,068
Na	0,356	0,498 } 0,851	0,090 } 0,420	0,109 } 0,496	0,225 } 0,480
K	—	—	0,083	0,018	0,187

Компонент	Туюнтау	Чапаната	Зап. Узбекистан		Кокайты
	11	12	13	14	15
SiO_2	47,00	52,50	56,32	51,60	47,70
TiO_2	—	—	0,80	0,69	0,58
Al_2O_3	22,62	17,90	19,80	19,67	20,00
Fe_2O_3	1,72	3,56	5,60	6,40	4,22
FeO	0,25	0,13	—	0,00	0,81
CaO	2,80	1,20	—	2,20	7,30
MgO	3,33	3,62	3,18	2,07	2,57
Na_2O	—	5,16		2,21	1,44
K_2O		0,27	5,10	2,04	1,95
$+H_2O$	—	2,76			5,01
$-H_2O$	22,07	10,28	9,20	9,92	2,93
CO_2	—	1,88	0,31	0,67	7,37
SO_3	—	0,28	0,27	0,01	Сл.
Сумма	99,79	99,54	100,54	97,48	101,93
Аналитик	Е. Ф. Касьянова				
Лаборатория					
Автор	Смирнова, 1970	Тесленко, 1960	Эгамбердыев, Закиров, 1960		Закиров, 1966

Количество ионов в пересчете на 12(O)

Si	3,39	4,00	3,869	4,00	3,777	4,00	3,658	4,00	3,462	4,00
Al^{IV}	0,61		0,131		0,223		0,342		0,538	
Al^{VI}	1,31	1,76	1,425	2,028	1,342	1,983	1,303	1,9	1,173	1,777
Ti	—		—		0,041		0,037		0,032	
Fe^{3+}	0,09		0,197		0,283		0,342		0,231	
Fe^{2+}	—		0,008		—		—		0,063	
Mg	0,36		0,398		0,317		0,218		0,278	
Ca	0,21		0,099		—		0,176		0,062	
Na	—		0,368	0,493	0,332	0,549	0,304	0,662	0,203	0,447
K	—		0,026		0,217		0,182		0,182	

Продолжение таблицы 73

Компонент	Кокайты		Чимион	Зап. Узбекистан	
	16	17	18	19	20
SiO_2	55,58	52,80	53,61	50,1	52,0
TiO^2	0,53	0,46	0,27	0,7	0,6
Al_2O_3	18,26	17,30	17,96	22,0	14,7
Fe_2O_3	5,10	6,41	3,63	6,2	7,5
FeO	1,26	0,73	0,11	1,1	1,0
CaO	2,00	2,20	0,35	2,5	0,8
MgO	3,58	3,72	5,14	3,2	7,5
Na_2O	0,88	1,34	1,00	0,4	0,7
K_2O	4,34	2,74	1,00	1,9	0,7
$+H_2O$	2,78	3,22	16,82	7,8	7,5
$-H_2O$	2,94	5,66	7,41	4,6	7,4
CO_2	1,24	1,12	0,20	—	—
SO_3	Сл.	0,34	—	—	—
Сумма	97,49	98,04	98,50	100,5	100,4
Аналитик				ИГиГ АН УзССР	
Лаборатория					
Автор	Закиров, 1966		Либензон, 1970	Рубанов, Ишниязов, 1971	

Количество ионов в пересчете на 12 (O)

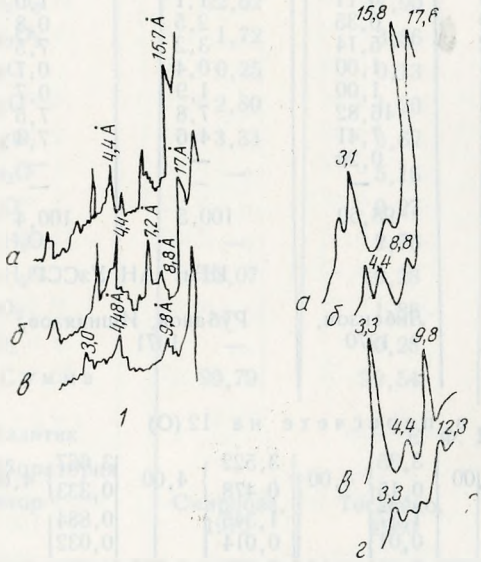
Si	3,771	4,00	3,72[2]	4,00	3,35	4,00	3,522	4,00	3,667	4,00
Al^{IV}	0,229		0,256		0,15		0,478		0,333	
Al^{VI}	1,231	1,952	1,190	1,885	1,37	2,12	1,345	2,137	0,884	2,159
Ti	0,027		0,025		0,01		0,014		0,032	
Fe^{3+}	0,260		0,234		0,12		0,378		0,396	
Fe^{2+}	0,072		0,043		0,07		0,065		0,059	
Mg	0,362		0,393		0,55		0,335		0,788	
Ca	0,145	0,636	0,167	0,521	0,03	0,26	0,169	0,393	0,061	0,220
Na	0,116		0,107		0,14		0,052		0,096	
K	0,375		0,247		0,09		0,172		0,063	

Примечание: 1, 2—псевдоморфозы монтмориллонита по галлуазиту из зоны окисления флюоритового месторождения, 3—монтмориллонит из палеогеновых глин, 4,5—бентонитовые глины из палеогеновых отложений, 6—7—монтмориллонитовые горизонты в палеогеновых отложениях, 8—9 —монтмориллонит из юрских отложений (Гузан), 10—серо-зеленые глины, 11—гнезда монтмориллонита оранжевого цвета из серного месторождения Туюнтау (Ю. Узбекистан), 12—монтмориллонитовые горизонты (Чапаната), 13—14—темно- и ярко-зеленые глины из морских отложений палеогена, 15—17—монтмориллонитовые глины в палеогеновых отложениях Ю. Узбекистана, 18—прослой монтмориллонита в эоценовых отложениях Ферганы, 19—20—монтмориллонитовые илы в отложениях соляных озер.

9,7—10 кХ. Эти особенности характерны только для монтмориллонита (рис. 55).

На электронно-микроскопических снимках монтмориллонит отличается характерными морфологическими особенностями в виде рыхлых студнеобразных хлопьевидных скоплений тонкодисперсных частиц.

Монтмориллонитовые глины в осадочных породах юры, мела и третичного периода отличаются региональным распространением. Они образуют пласты мощностью от 2 до 300 *м* и более. Наибольшие запасы приурочены к палеогеновым отложениям. Щелочноземельные



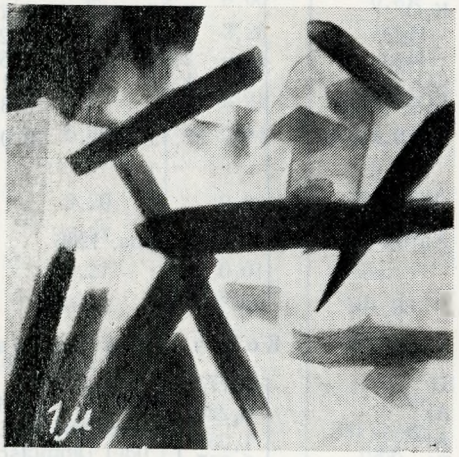


Рис. 55. Дифрактограммы монтмориллонита:

обр. *1*—монгмориллонит из серного месторождения Туюнтау (Смирнова, 1970), *2*—из месторождения Чимион (Либензон 1970) (фракция *а*—исходная, *б*—насыщенная глицерином, *в*—прокаленная, *г*—насыщенная КОН).

Рис. 56. Псевдоморфозы монтмориллонита по галлуазиту. Электронная микрофотография, ув 13200 (Чакмакташ) (Моисеева, 1971).

монтмориллониты слагают пласты мощностью 200—300 *м* (Ферганская долина, меловые отложения), а щелочные — 0,15—0,6 *м* (Кокайты, Шорсу, Келес, Азкамар; Закиров, 1965).

В парагенезисе с монтмориллонитом в осадочных породах встречаются палыгорскит (Ратеев, 1958), глауконит, гипс, халцедон, опал, пирит (Закиров, 1966), самородная сера, целестин (Смирнова, 1970), клиноптилолит (Либензон, 1970); в зоне гипергенеза — гидрослюда, хлорит (Моисеева, 1971).

Об условиях образования монтмориллонита у исследователей не существует единого мнения. А. С. Уклонский (1928, 1935, 1940) объяснял происхождение шорсуйских кеффекелитов воздействием щелочных нефтяных вод на глины, сопровождаемым освобождением глин от захваченных ранее солей, и их пептизацией. При смешении с поверхностными сульфатными растворами глинистые растворы коагулируют, и выпадает коллоидальная глина, адсорбировавшая щелочи и щелочные земли.

Н. П. Петров, (1955) и Г. И. Тесленко (1963) считают, что монтмориллонитовые глины являются продуктом изменения вулканического пепла. Другие исследователи возникновение монтмориллонита связывают со стадийным превращением алюмосиликатов в щелочной среде в условиях аридного климата (Юсупова, 1941, 1944; Ратеев, Осипова, 1958; Ратеев, 1968; Закиров, 1965, 1966; Либензон, 1970). Связь его с нефтеобразованием отмечается рядом исследователей, а процесс превращения монтмориллонита в гидрослюду рассматривается как признак нефтематеринских свит (Зхус, 1966; Зиндель и Симоненко, 1963).

На флюоритовых месторождениях Супаташской группы монтмориллонит в зоне гипергенеза образует псевдоморфозы по галлуазиту, чем объясняется трубчатая, а не хлопьевидная форма частиц на электронных микрофотографиях (рис. 56). Галлуазит на месторождениях образовался раньше монтмориллонита — в коре выветривания — в конце палеозоя, когда месторождение было эродировано. В меловое же и третичное время происходила трансгрессия моря. Под влиянием морских вод, проникших в трещиноватые зоны вскрытого эрозией месторождения, галлуазит заместился монтмориллонитом (Моисеева. 1970).

Бейделлит—$(Na,Ca)_x [Al_2{}^{\prime}Al_x Si_{4-x} O_{10}|(OH)_2] \cdot 4H_2O$

Бейделлит выявлен среди глинистых минералов в Бельтау, в горах Кульджуктау (Колдаев, и др., 1974) и в качестве частой примеси в монтмориллонитовой глине во многих пунктах.

Бейделлит в Бельтау характеризуется глинистым обликом светло-серого цвета. На электронно-микроскопических снимках форма частиц расплывчатая, облаковидная, с завернутыми краями. В шлифах представляет собой тонкочешуйчатый слабодвупреломляющий агрегат. Ng—Np=0,002—0,004. Отдельные чешуйки его бесцветны, показатель преломления низкий, N $\simeq$ 1,531.

На дифрактограмме ориентированного образца наиболее интенсивные базальные рефлексы следующие: (001) — 12,8 Å, (002) — 6,21 Å, (004) — 2,10 Å. При гликоляции они смещаются к 17,3; 8,51; 3,33 Å соответственно. Исследование образца, насыщенного LiCl, отмытого от избытка этой соли и прокаленного при 250°, показало, что (001) смещается к 10,0 Å, а при повторной гликоляции — к 17,3 Å. Указанные признаки характерны для бейделлита.

Бейделлит в Бельтау распространен широко. Он приурочен к коре выветривания габброидов, сформировавшейся в мезозойское время. Бейделлит замещает породообразующие плагиоклазы с сохранением контуров его зерен, а при более интенсивной монтмориллонитизации и хлорит, проникая в него по спайности, краям чешуек, трещинам. В парагенетической ассоциации с бейделлитом встречаются: хлорит, серицит, кварц, гетит, монтмориллонит.

Бейделлит в коре выветривания образовался на участках, где движение грунтовых вод ограничено зонами дробления.

Нонтронит — $(Ca,Na)_x \left[Fe_2^{3+} \middle| Al_x Si_{4-x} O_{10} \middle| (OH)_2\right] \cdot 4H_2O$

Zn—нонтронит, Ni—нонтронит

Нонтронит известен в Нуратинском хребте — на скарново-шеелитовом месторождении Койташ (данные А. Б. Баталова и З. А. Королевой), в Кураминских горах на скарново-полиметаллических месторождениях Южная Дарбаза (Королева, 1941), Курусай (данные М. П. Моисеевой), Алтынтопкан (Еникеев, 1957), Кансай (Протодьяконова, 1957), Кургашинкан (Голованов, 1965), Чокадамбулак (Багрова, 1966), в юго-западных отрогах Гиссарского хр. в полиметаллических рудопроявлениях Кульдара и Кугинтангтау (С. Т. Бадалов, И. М. Голованов).

Минерал выделяется в землистых массах, жирных на ощупь и плотных скоплениях за счет смеси его с халцедоном. В шлифах тонкочешуйчатый и тонковолокнистый. Цвет фисташково-зеленый, зеленый, зеленовато-желтый, буровато-зеленый и оливковый. Твердость 2—3.

Минерал двуосный положительный, удлинение положительное. Показатели преломления высокие, соответствующие высокожелезистой разности (автор первых трех образцов Моисеева, четвертого — А. Б. Баталов, З. А. Королева).

Номер обр.	*Характеристика минерала*	*Ng*	*Np*	*Ng—Np*
	Кураминский хр.			
из Курусая 67	Зеленовато-желтые волокнистые агрегаты нонтронита по пироксену	1,651	1,613	0,038
38		1,633	1,607	0,030
58		1,665	1,635	0,030
	Нуратинские горы			
из Койташа	Жилки фисташково-зеленого нонтронита в зоне окисления скарново-рудного месторождения	1,607	1,583	—

Химический состав нонтронита значительно колеблется. В нонтроните из Койташа и Северной группы Алтынтопкана содержится соответственно 7,19 и 16,16% Al_2O_3, из Главной рудной зоны очень низкое — 0,71%. Характерной особенностью минерала из Главной рудной зоны является высокое содержание ZnO (6,03%), позволяющее отнести его к цинковой разновидности нонтронита.

Компонент	*Северная группа Алтынтопкана. обр. 44*	*Главная рудная зона Алтынтопкана, обр. 2915*	*Койташ, обр. 30*
SiO_2	43,60	53,40	54,30
TiO_2	—	0,25	0,13
Al_2O_3	7,19	0,71	16,16
Fe_2O_3	25,30	17,40	12,82
FeO	1,10	—	0,17
MnO	—	0,49	0,01
MgO	2,38	2,60	0,08
CaO	—	2,00	2,20
ZnO	—	6,03	—
Na_2O	0,56	0,00	1,10
K_2O	—	0,00	0,30
$\pm H_2O$	19,50	13,00	7,28
CO_2	—	—	0,81
SO_3	—	3,63	—
P_2O_5	—	0,11	—
Сумма	99,63	99,62	99,39

Примечание. Аналитик обр. 44 и 30 Е. Ф. Касьянова, 2915—Т. Т. Мухова; авторы обр. 44 М. Р. Еникеев, 30—А. Б. Баталов З. А. Королева.

Нонтронит из других скарново-полиметаллических месторождений региона содержит также повышенное количество Zn (0,0n — 1%), часто Ag, Pb, Be, иногда Cd. Цинковая разновидность нонтронита ранее выделена В. А. Вахрушевым (1949). Нонтронит из никель-графитового месторождения Тасказган содержит примесь Ni — 0,89% (Ni-нонтронит) (Кромская, 1971).

Кривые нагревания нонтронита соответствуют эталонным с несколькими эндотермическими эффектами — 115—160° и 420—540°,— связанными с потерей отдельных порций воды, и слабым экзотермическим пиком с разложением обезвоженных продуктов (рис. 57).

Нонтронит из других скарново-полиметаллических месторождений ных месторождений (Курусай, Чадак, Алтынтопкан, Кургашинкан, Кансай, Койташ). Он выделяется в виде небольших скоплений, налетов и тонких прожилок. Образуется за счет разложения в поверхностных условиях пироксена, преимущественно геденбергитового и салитового состава. Нонтронит обычно в различной степени замещает пироксены в ассоциации с кальцитом, опалом, пиролюзитом, представляющими

продукты его разложения. Минерал неустойчив и замещается с течением времени гетитом в виде характерных псевдоморфоз.

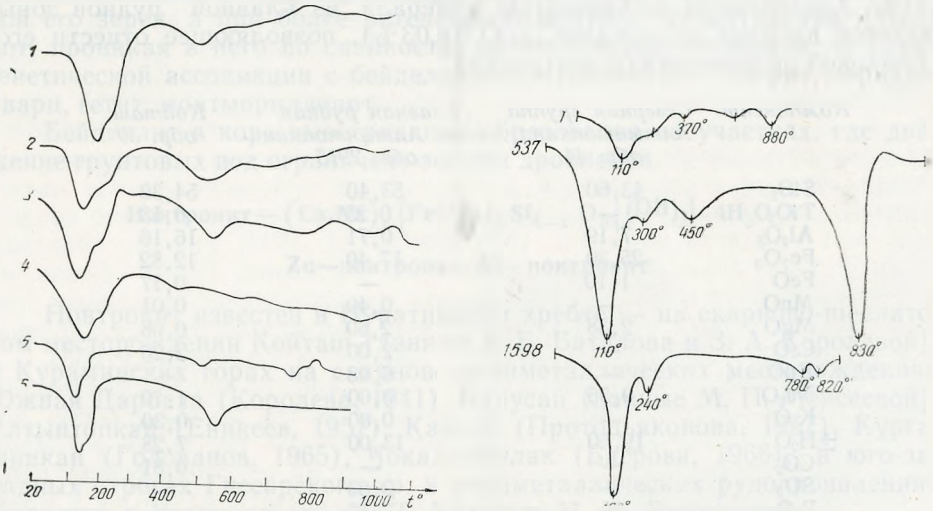


Рис. 57. Кривые нагревания нонтронита:

обр. 1–4—из Алтынтопкана, 5—из Курусая, 6—из Окурдавана.

Рис. 58. Кривые нагревания сапонита:

обр. 1—из Кургашинкана, плотные агрегаты желтоватого сапонита (Закиров, Неклюдов, 1961), 537—из Пирмираба, скопленит светло-розового сапонита среди волластонита (Моисеева, 1969), 1598—из Центрального Кансая, псевдоморфозы светло-серого сапонита по ксонотлиту (Попов, 1960).

Переотложенные разности слагают жилки и корочки. Характерной типоморфной особенностью нонтронита из полиметаллических месторождений является повышенная примесь цинка, а из никелевых—никеля.

Сапонит— $(Ca, Na)_x [Mg_3|Al_x Si_{4-x} O_{10}|(OH)_2] \cdot 4H_2O$

Zn-сапонит (соконит)— $(Zn, Mg, Al, Fe)_2 [(Al_x Si_{4-x}) O_{10}|(OH)_2] \cdot 4H_2O$

Cu-сапонит— $(Ca, Na)_x [(Mg, Cu)_3|Al_x Si_{4-x} O_{10}|(OH)_2] \cdot 4H_2O$

Сапонит отмечается в составе глин Тузлысая в Папском адыре (Юсупова, 1941), в районе полиметаллических месторождений Кураминских гор — Кургашинкане (Закиров, Неклюдов, 1961; Голованов, 1965), Кансае (Попов, 1960).

Минерал обычно плотный, в естественно увлажненных условиях иногда мылоподобный, землистый. При высыхании растрескивается и

превращается в крошку. В шлифах у него обнаруживается весьма тонкочешуйчатое строение с редкими более крупными чешуйками. Сапонит из Кургашинкана представлен агрегатом волокон с неправильными расплывчатыми контурами, а также мелкими комочками с нечеткими краями.

Цвет белый, иногда желтоватый и сероватый. Плотные разности обладают раковистым изломом. Твердость низкая — 1—2, на ощупь жирный. Удельный вес 2,09—2,22 (Кургашинкан); 2,6 (Центральный Кансай). Колебания в значениях удельного веса связаны с разной степенью его дегидратации.

Оптические свойства сапонита значительно колеблются в связи с непостоянством состава.

Номер обр.	*Ng*	*Nm*	*Np*	*Ng—Np*	*Автор*
1—из Кургашинкана	—	1,519	—	—	Закиров, Неклюдов, 1961
1455—из Ц. Кансая	1,528	—	1,513	0,015	Попов, 1960
1619	1,568	—	1,551	0,017	

Сапонит отличается от монтмориллонита высоким содержанием Mg O(25,02—28,24%). По составу минералы из Кургашинкана и Кансая близки; отмечается лишь значительное колебание в содержании воды.

Компонент	*Кургашинкан обр. 1*	*Центральный Кансай обр. 1619*	*обр. 1455а*
SiO_2	49,42	54,00	42,90
Al_2O_3	5,20	5,39	7,43
Fe_2O_3	1,20	1,38	0.37
FeO	—	0,48	0.00
MnO	—	0,75	Сл9
MgO	26,02	25,02	28,24
CaO	1,18	2,10	1,69
Na_2O	0,59	Сл.	—
K_2O	—	Сл.	—
$\pm H_2O$	16,98	10,17	18,50
CO_2	—	0,63	0,60
Сумма	100,59	99,92	99,54

Примечание. Лаборатория ИГиГ АН УзССР; аналитик Е. Ф. Касьянова; авторы обр. 1 Закиров, Неклюдов, 1961; обр. 1619, 1455а — Попов, 1960, 1—пластообразная залежь сапонита в серпентинизированном доломите, 1619, 1455а — жилки и скопления сапонита в скарново-рудных телах.

Приведенные анализы пересчитаны на кристаллохимические формулы из расчета на 24 (O, OH) с исключением адсорбционной воды.

При выводе формул CO_2 увязано с CaO и MgO в карбонаты.

Обр. 1 — $(Ca_{0,19}\,Na_{0,16})_{0,35}\left(Mg_{5,67}\,Fe^{+3}_{0,13}\,Al_{0,15}\right)_{5,95}\ (Si_{7,25}\ \ Al_{0,75})_{8,00}\times$ $\times\,O_{20}\,(OH)_4\cdot 5{,}91\ H_2O$;

Обр. 1619 — $Ca_{0,19}\left(Mg_{5,16}\,Mn_{0,08}\,Fe^{+2}_{0,05}\,Fe^{+3}_{0,14}\,Al_{0,38}\right)_{5,81}\,(Si_{7,50}\,Al_{0,50})_{8,00}\times$ $\times\,O_{20}\,(OH)_4\cdot 2{,}70H_2O$;

обр. 1455а — $Ca_{0,14}\left(Mg_{5,52}\,Fe^{+3}_{0,04}\right)_{6,56}(Si_{6,63}\,Al_{1,37})_{8,00}O_{20}(OH)_4\cdot 7{,}55H_2O$.

Спектральным анализом установлены ничтожные примеси многих элементов: Ag, Cu, Ba, Sr, La, Ti, Zr, Pb, Mn, Ni, Co, очевидно, большинство из них являются сорбированными.

Рентгенограммы сапонита из Кургашинкана и Кансая сходны между собой, хотя полного совпадения нет. В них главные межплоскостные расстояния близки к эталонным. Значения второстепенных линий несколько колеблются, вероятно, за счет непостоянства состава минерала и примесей. К числу главных линий на рентгенограммах сапонита из Кургашинкана и Центрального Кансая относятся:

4,568 (5); 2,632 (7); 1,530 (10); 1,318 (6р) (Закиров, Неклюдов, 1961).

4,55 (10); 2,61 (8); 1,522 (10); 1,318 (5) (Дьяконов, 1965).

Кривые нагревания имеют характерный облик. Первые два эндотермических эффекта при 90—110° и 190—300° обусловлены выделением межслоевой воды, при 370—595° — потерей конституционной воды. Структура сапонита разрушается при 820—830° (рис. 58).

Условия образования сапонитов неодинаковые. Сапонит в Кызылсае в Папском адыре обнаружен в составе коллоидной фракции глин из самых верхов разреза кайнозойских моллас. Глины образованы в условиях пустынного климата, сходного с современным (Юсупова, 1941). В Кургашинкане сапонит приурочен к коре выветривания серпентинизированных доломитов, образует в них прожилки и пластообразные залежи (Закиров, Неклюдов, 1961; Голованов, 1965). Рассматриваемый минерал в Кургашинкане ассоциирует с серпофитом, сепиолитом, палыгорскитом, кальцитом, халцедоном, что типично для сапонита коры выветривания. В Кансайском рудном поле «цебедассит» (Попов, 1960) встречается в форме тонких прожилок, секущих соссюритизированный диоритовый порфирит.

Цинковая разновидность сапонита под названием соконита относится к группе монтмориллонита и содержит значительное количество цинка (22—40% — ZnO). Цинк входит в структуру минерала в октаэдрической координации. Соконит известен в Кургашинкане (Голованов, 1965), на Окурдаванском месторождении в Кансайском рудном поле

(Протодьяконова, 1954) и в Алтынтопкане (Еникеев, 1958). Минерал глиноподобный (тела Северной группы) или плотный (Кургашинкан, Главная рудная зона Алтынтопкана и Окурдаван). Цвет изменяется, часто в пределах одного образца, от голубовато-белого до интенсивного зеленовато-голубого; примеси придают ему буроватый оттенок. Блеск восковой, иногда матовый. Удельный вес от 2,23 до 2,69. Колебание удельного веса характерно для соконита и объясняется непостоянством состава. Излом плотных масс неровный. Глиноподобная разность при высыхании растрескивается и распадается на неправильные кусочки, сильно прилипает к языку.

Соконит состоит из мельчайших частичек, размеры которых не превышают 0,005 *мм*, часто колломорфной структуры. В минерале Окурдавана, кроме того, наблюдается аморфная масса. В связи с этим величина показателя преломления замерена приблизительно: 1,55 (Алтынтопкан), 1,58 (Окурдаван), 1,65 (Кургашинкан).

Перед паяльной трубкой минерал оплавляется. Полностью растворяется в разведенной HCl при нагревании. После добавления NH_4OH из раствора выпадают белые хлопья $Al(OH)_3$. При выпаривании раствора образуется гель SiO_2.

Минерал по составу представляет собой водный алюмосиликат цинка с небольшой примесью Ca, Cu и некоторых других элементов. По содержанию главных компонентов минералы из Окурдавана и Алтынтопкана различаются. В первом содержится значительно больше Al_2O_3 и воды, но цинка немного меньше, чем во втором.

Компонент	*Северная группа Алтынтопкана обр. 231*	*Главная рудная зона Алтынтопкана обр. 1317*	*Окурдаван, обр. 262*	*Пределы колебания компонентов в соконитах* Ross, 1940
SiO_2	28,44	34,48	31,0	33,59—38,53
TiO_2	—	—	0,46	0,03—0,31
Al_2O_3	30,80	27,20	19,33	6,01—16,95
Fe_2O_3	—	—	0,86	3,41—6,21
FeO	—	—	0,00	0,12
CaO	0,80	2,60	2,35	0,94
MgO	0,00	0,14	0,68	1,18—1,62
K_2O	—	—	0,29	0,18
Na_2O	—	—	0,13	—
ZnO	11,10	12,00	28,88	23,50—32,48
CuO	1,87	1,65	2,12	0,10
CdO	0,72	0,16	0,21	0,00
PbO	0,007	—	—	—
SO_3	—	—	0,72	—
P_2O_5	—	—	0,15	—
CO_2	—	—	3,0	—
H_2O^-	16,15	11,32	4,70	6,72—10,39

HO_2^+	9,32	10,32	6,10	8,05—10,67
Сумма	99,557	99,77	100,98	
Уд. вес	2,23	2,69	2,69	

Аналитик Е. Ф. Касьянова Т. Т. Мухова
Автор М. Р. Еникеев З. М. Протодьяконова

Состав соконита непостоянен; наблюдаются сильные колебания в содержании SiO_2, Al_2O_3, ZnO и H_2O.

Принято выделять несколько разновидностей минерала: кальциевую, натровую и водородную. Минерал из Окурдавана очень близок к классическому соконитy, в алтынтопканских образованиях очень мало ZnO, количество Al_2O_3 значительно выше нормы, а в одном случае много воды. Вероятно, эти образования представляют собой промежуточные продукты между соконитом и монтмориллонитом.

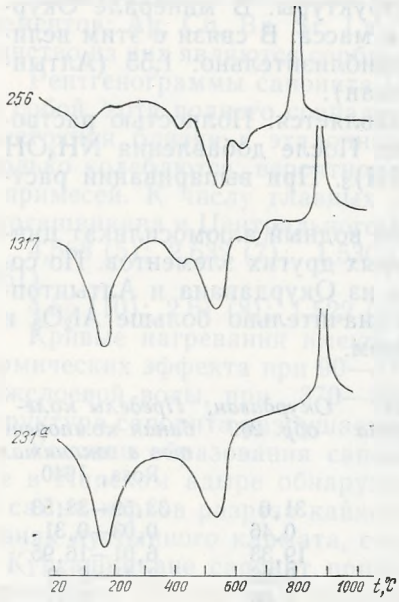


Рис. 59. Кривые нагревания Zn-сапонита:

обр. 256—Zn-сапонит из Окурдавана, 1317—из главной рудной зоны Алтынтопкана, 231а—из Северной группы Алтынтопкана.

Во всех образцах изученного минерала отмечается высокое содержание CuO (1,65—2,12%). Например, в цинковых глинках Акджала (Чухров, 1966) присутствуют только следы меди, в соконитах Америки содержание CuO равно 0,010% (Ross, 1940). Приведенные данные позволяют выделить новую медистую разновидность соконита. Присутствие Cu обусловливает голубую окраску описанных минералов.

С геохимической точки зрения интересна установленная в соконитах Кураминских гор примесь CdO — до 0,72%, которая ранее никем не отмечалась. Ross (1940) например, подчеркивал отсутствие этого элемента в американских соконитах.

Кривая нагревания соконита из Окурдавана имеет пять эндотермических эффектов и один резко выраженный экзотермический (рис. 59). В целом она совершенно идентична эталонной (Faust, 1951). Эндотермические пики связаны с выделением воды и наличием поглощенных

оснований (Ca, Na, K), экзотермический — с кристаллизацией виллемита (Faust, 1951).

Рентгенограмма соконита из Кургашинкана соответствует эталонной. К числу главных линий относится 3,34 (6); 2,57 (6), 1,548 (10) (Голованов, 1965).

В Кургашинкане минерал встречается в небольшом количестве в виде плотных скоплений по трещинам в измененном сиените. Он тесно ассоциирует с кальцитом, заполняющим пустоты и трещины в нем.

Довольно значительные массы соконита наблюдались в зоне окисления трубчатых рудных тел Северной группы Алтынтопкана в виде линзообразных или неправильных скоплений среди бурых железняков и в пределах Главной рудной зоны Алтынтопкана вблизи контакта гранитоидов с известняками также среди бурых железняков (Еникеев, 1958).

На месторождении Окурдаван описываемый минерал приурочен к зоне окисления свинцово-цинкового рудного тела, залегающего между сиенит-порфирами и тонким пластом известняка. Соконит образует небольшое скопление линзообразной формы со сложным строением. Внешняя зона этих скоплений сложена глиноподобной массой белого или буроватого цвета сланцевого строения, постепенно переходящей в плотный соконит. В соконите содержатся мелкие рассеянные зернышки каламина и смитсонита. В центральной части скоплений находится масса, состоящая из смеси рыхлых гидроокислов железа, зерен англезита, корочек смитсонита, а иногда и аурихальцита. Внутри англезита встречаются зерна еще не успевшего окислиться галенита.

Ф. В. Чухров (1957), изучавший цинковые глинки из месторождения Акджал в Казахстане, пришел к выводу, что они образуются в главной массе позже других вторичных минералов за счет коагуляции геля простого или сложного состава. Вероятно, аналогичные условия образования были и в перечисленных месторождениях.

Стивенсит — $(Ca,Na)_x\,[Mg_{3-x}\,|Si_4O_{10}|(OH)_2]\cdot 4H_2O$

Cu—стивенсит — $(Ca, Na)_x\,[(Mg,Cu)_{3-x}\,|Si_4O_{10}|(OH)_2]\cdot 4H_2O(?)$

Стивенсит, по современным воззрениям, представляет собой магнезиальный монтмориллонит, не содержащий алюминия, с низкой емкостью катионного обмена (Мак-Юан, 1965; Дир, Хауи, Зусман, 1966).

В Кураминском хр. стивенсит впервые выявлен З. М. Протодьяконовой в 1954 г. на Шевчуковском месторождении в гряде Окуртау (Протодьяконова, 1963). Позже ею же установлена новая разновидность этого минерала — медистый стивенсит (Протодьяконова, Карпунина, Акмаева, 1965). В дальнейшем он был установлен на месторождении Пирмираб (Моисеева, 1969), в Центральном Кансае (Попов, 1960), в

Таблица 74

Химический состав стивенсита и Cu-стивенсита

Компонент	Пирмираб, Чадакское рудное поле				Шевчуковское		Северная группа Алтынтопкана		Западный Джангалык
	обр. 302а	629	1927	1929	914	507	3513	3494	А
SiO_2	54,28	51,30	50,44	51,88	55,60	53,32	52,80	52,80	53,30
TiO_2	0,04	—	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	—	0,00
Al_2O_3	0,15	0,40	0,80	0,71	0,75	0,80	0,87	0,73	0,31
Fe_2O_3	0,22	—	0,38	0,39	0,64	0 00	0,30	0,27	0,10
FeO	—	—	0,00	0,00	—	—	—	—	0,08
MnO	0,03	0,21	1,56	0,90	0,60	0,07	0,70	1,05	0,73
MgO	25,34	21,00	26,90	24,97	30,92	22,32	27,04	26,07	25,19
CaO	2,47	5,30	3,80	3,80	0,00	0,84	3,35	2,98	1,61
CuO	—	—	—	—	—	10,51	—	—	—
ZnO	—	—	—	—	—	0,29	—	—	—
Na_2O	—	—	—	—	—	0,47	—	—	—
$H_2O^{\pm}$	13,20	16,70	15,33	16,88	11,10	10,68	15,30	16,20	18,36
CO_2	3,80	5,03	0,87	0,36	—	—	—	—	—
SO_3	—	—	—	—	—	0,27	—	—	—
Сумма	99,53	99,94	100,08	99,89	99,62	99,57	100,46	100,12	99,68
Лаборатория	Средазцветметразведка		ИГ и Г АН УзССР						
Аналитик	Т. Т. Мухова		Е. Ф. Касьянова		Н. И. Карпунина				
Автор	А. П. Асанова	Моисеева, 1969			Протодьяконова и др., 1967		Сквалецкая, 1961		Кантор, 1963

Количество ионов в пересчете на 24 (O и OH)

Si	8,24	8,44	7,56 } 7,0	7,74 } 7,86	7,70 } 7,82	7,79 } 7,92	7,64 } 7,79	7,74 } 7,86	7,97 } 8,02
Al^{IV}	—	—	0,14	0,12	0,12	0,13	0,15	0,12	0,05
Al^{VI}	0,02 } 5,49	0,07 } 5,08	—	—	—	—	—	—	
Fe^{+3}	0,02	—	0,04 } 6,23	0,04 } 5,77	0,06 } 6,37	—	0,03 } 5,97	0,02 } 5,79	— } 5,70
Mn	—	0,03	0,19	0,12	0,07	0,01 } 6,03	0,08	0,13	0,09
Mg	5,45	4,98	6,00	5,58	6,24	4,86	5,83	5,64	5,61
Cu	—	—	—	—	—	1,13	—	—	—
Zn	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—
Ca	—	—	0,43	0,53	—	0,13 } 0,25	0,52	0,47	0,26
Na	—	—	—	—	—	0,12	—	—	—
H_2O (адсорбц.)	4,73	7,20	5,65	6,41	3,12	3,12	5,40	5,91	7,10

Северной рудной зоне Алтынтопкана (Сквалецкая, 1961), в Джангалыке (Кантор, 1963), в Кургашинкане (Голованов, 1965). В некоторых из перечисленных мест стивенсит ошибочно определяли под различными названиями — девейлит, керолит, сапонит и т. д.

Образцы стивенсита, взятые из свежего забоя, пластичные, на воздухе высыхают и становятся крепкими и хрупкими с плоскораковистым изломом, матовым блеском и твердостью около 2. При смачивании стивенсит воду не поглощает.

Электронно-микроскопические исследования стивенсита из Пирмираба показали сгустковый характер частиц.

Цвет минерала молочно-белый, редко розовый, светло-бурый и голубоватый, обусловленный соответственно примесью Mn, Fe, Cu. Удельный вес стивенсита 2,02—2,20 (Пирмираб), 2,28 (Шевчуковка), 2,22—2,36 (Западный Джангалык), Cu-стивенсита — 2,45 (Шевчуковка).

В шлифах стивенсит бесцветный, иногда буроватый, тонковолокнистого или микрочешуйчатого строения. Угасание волокон прямое, удлинение отрицательное и положительное. Показатели преломления колеблются в довольно значительных пределах в связи с особенностями его состава и степенью гидратации (табл. 74).

По особенностям химического состава выделяются обычные стивенситы и медистая разновидность, выявленная З. М. Протодьяконовой и др. (1967) на Шевчуковском месторождении в Кансае. Стивенситы содержат большое количество MgO и ничтожное Al_2O_3. Почти всегда присутствует немного MnO. В разновидности много меди, которая замещает вместе с цинком магний.

Номер обр.	*Место взятия обр.*	*Ng*	*Np*	*Ng—Np*	*Автор*
—	Пирмираб	1,556	1,546	0,010	Моисеева, 1969
1209	Ц. Кансай	1,572	1,554	0,018	Попов, 1960
914	Кансай, Шевчуковское	1,541	1,522	0,019	Протодьяконова, 1963
507	Там же (Cu-стивенсит)	1,546	1,527	0,019	Протодьяконова и др., 1967

Анализы пересчитаны на кристаллохимические формулы из расчета на 24 (O и OH) с исключением адсорбционной воды. Расчеты показали близкую сходимость вычисленных формул с теоретической.

Примечание. Обр. 302а — белый глиноподобный стивенсит в трещинах среди рудных скарнов, 629, 1927, 1929 — жилки и гнезда светло-розового, розового и белого плотного стивенсита среди волластонита, 914 — жилки и гнезда стивенсита среди ксонотлита, 507 — прожилки, корочки и скопления Cu-стивенсита в пироксен-гранатовом скарне, 3513, 3494 — гнезда и прожилки стивенсита в известняке на контакте с линзами родонита, обр. А — прожилки белого глиноподобного стивенсита в гранат-пироксеновом скарне. При пересчете анализов на чистое вещество CO_2 увязано с CaO и MgO в соответствующие карбонаты и удалены из анализов.

Спектральные анализы выявили ряд примесей в минерале. Из них интерес представляет постоянная примесь Ag (из Пирмираба) и спорадическая Au, часто присутствуют Cu, Zn, Pb.

Рентгенограммы стивенсита близки к сапонитовой. Значения главных межплоскостных расстояний довольно хорошо сходятся, но имеются расхождения среди второстепенных линий. К числу главных относятся: Пирмираб — 4,613 (6); 2,609 (6); 2,511 (8); 1,665 (7); 1,523 (10); 1,311 (8); (Моисеева, 1969); Шевчуковка — 4,43 (9ш); 2,60 (9ш); 2,46 (9ш); 1,61 (2р); 1,52 (10); 1,13 (7ш) (Протодьяконова и др., 1967). Центральный Кансай —2,538 (3); 2,432 (9); 1,678 (5); 1,514 (10); 1,317 (4) (Попов, 1960).

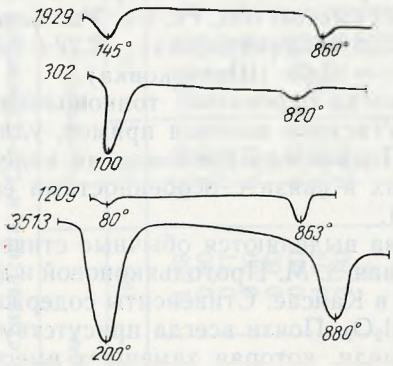


Рис. 60. Кривые нагревания стивенсита:

обр. 1929, 302—из Пирмираба, 1209—из Центрального Кансая, 3513—из Северной группы Алтынтопкана.

Кривые нагревания стивенсита из всех месторождений идентичны. На них четко зафиксировано два эндотермических эффекта — первый при 145°, обусловлен выделением воды, а второй при 800—863° — разрушением решетки минерала (рис. 60).

Характер выделения стивенсита на перечисленных месторождениях близок. На Пирмирабе стивенсит образует гнезда среди кальцит-волластонитовых скоплений в жилах, замещая в различной степени волластонит и ксонотлит и приобретая тонкопластинчатое строение, свойственное замещенным минералам.

Другая часть описываемого минерала выполняет трещины в зонах дробления кварцевых жил мощностью до 5—10 *см*. В тесной парагенетической ассоциации со стивенситом находятся кальцит и халцедон (Моисеева, 1969).

На Шевчуковском месторождении минерал наблюдался в керне одной из буровых скважин на глубине 65 *м* от поверхности. Он образует прожилок, рассекающий сильно измененный гранат-пироксен-эпидотовый скарн. В прожилке стивенсит замещает лучистый ксонотлит. К зальбанду прожилка приурочены крупные кристаллы магнезиального кальцита (Протодьяконова, 1963).

В Центральном Кансае минерал встречен на глубине около 350 *м*. В одних случаях он наблюдается в виде псевдоморфоз по ксонотлиту, а в других — в виде пленок, выполняющих пустотки между кристалла-

ми апофиллита (Попов, 1960). В Кургашинкане стивенсит образует гнезда среди серпентинизированного доломита (Голованов, 1965).

Стивенсит — минерал коры выветривания. Образуется за счет разложения магнезиальных минералов, главным образом серпентина. Местами распространен на большую глубину до 200—300 *м* (Кансай, Пирмираб), что дает основание связывать его образование с восходящими растворами.

Группа каолина

Каолин — $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$

Крупные скопления каолина известны среди вторичных кварцитов в Кураминском и Чаткальском хребтах (Гушсай, Ургаз, Токмак, Акташ, Аксаката, Алтынбель, Шавас, Каранкуль, Акча, Курган и др.), в корах выветривания (Ангрен, Кызылкумы, Карнаб, Зирабулак-Зиаэтдинские горы, Алмалык-Гушсай и др.), в небольшом количестве — в зонах окисления многих месторождений (Кальмакыр, Наугарзансай, Чокадамбулак и др.), в стратиформных полиметаллических (Курусай III, Калканата) и гидротермальных (Каскана, Супаташ и др.) месторождениях. В осадочных отложениях мезо-кайнозоя каолин распространен повсеместно в ассоциации с другими глинистыми минералами.

В кварцитах каолин образует плотные вязкие массы восковидного облика, просвечивающие в краях. Микроскопические исследования показали его чешуйчатое строение. Размер чешуек колеблется от 0,003 до 0,07 *мм*, значительно реже встречаются разности более крупночешуйчатые (0,1—0,4 до 3—4 *мм*). Чешуйки беспорядочно ориентированы или образуют радиально-лучистые пучки. Среди преобладающего микрочешуйчатого агрегата выделяются обычно пятнистые и прожилкообразные скопления более крупночешуйчатые. Наиболее крупные пластиночки образуют гомоосевые псевдоморфозы по биотиту.

Каолин гипергенный образует глинистые, мелоподобные и рыхлые землистые массы. Электронно-микроскопические снимки показали характерный для каолина гексагональный облик чешуек размером от 1—4 до 20—30 *мк*.

Среди глинистых пород подугольной свиты Ангрена встречаются непластичные камнеподобные породы, получившие в отечественной литературе название «сухарей». Под микроскопом устанавливается их криптокристаллическое строение (Камзолова, 1951).

Цвет гидротермального каолина белый, серый, кремовый, яблочно-зеленый, розоватый, а гипергенного — белый и лишь местами окрашен гидроокислами железа в бурый цвет. Удельный вес 2,52 (Каскана), 2,59

(Супаташ), 2,6 (Гушсай), 2,65 (Акташ). Блеск в сплошных массах матовый, а на плоскостях спайности перламутровый, мягкий; жирный

Таблица 75

Оптические свойства каолина

Номер обр.	Место взятия обр.	Np	Nm	Ng	Ng–Np	Автор
	Кураминский хр.					
1453	Флюоритовое месторождение Супаташ	—	1,562	—	0,006	М. И. Моисеева
907	Курусай III	1,564	—	1,570	0,006	
—	Зона окисления медного месторождения Кальмакыр	1,560	—	1,566	0,006	
744	Зона окисления скарново-полиметаллического месторождения Алтынтопкан	1,559	—	1,563	0,004	Баталов, 1941
—	Зона окисления скарново-магнетитового месторождения Чокадамбулак	1,553	—	1,559	0,006	Багрова, 1966
—	Ангрен, подугольное пластообразное тело каолина	1,551—1,556	—	1,554—1,562		Николаева, 1967
—	Ангрен, надугольный пласт каолина	1,557—1,569	—	1,656—1,578		Петров, Рубанов, 1960
		1,562	—	1,568	0,006	
—	Калканата, глинистый нерастворимый осадок из карбонатных пород	—	1,561—1,570	—	—	Абрамович, 1959
	Зирабулакские горы					
	Каолин из коры выветривания на сланцевой толще	1,559	—	1,565	0,006	Отакузиев, 1966
	Кызылкумы					
	Каолин из юрских отложений Ферганской долины	1,558—1,564	—	1,567—1,573	0,003—0,010	Зхус, 1966
	Каолин из кайнозойских моласс Ферганской долины	—	1,563	—	—	Гриднев, 1960

на ощупь, с весьма совершенной спайностью по базопинакоиду, pH суспензии каолина — 5,9—6,0 (Аксаката).

Таблица 76

Химический состав каолина

Компонент	Чаткальский хр.												
	Акташ								Шавас	Акча	Лачин-хана	Каран-куль	Кургаз
	обр. 3121	3097	3017	3010	4014	4017	I	II	6078	6018	185 а	X	XX
SiO_2	45,28	45,78	45,89	49,06	44,80	46,00	47,84	43,61	47,00	45,85	46,44	52,03	47,36
TiO_2	0,41	0,07	0,07	0,00	—	—	—	—	0,00	0 00	—	0,49	—
Al_2O_3	41,81	38,62	39,28	38,18	39,60	39,30	38,00	41,04	40,38	40,28	36,56	36,99	41,60
Fe_2O_3	0,08	0,14	0,15	0,12	—	—	0,64	0,64	0,12	0,12	—	0,32	0,03
FeO	0,00	0,00	0,03	—	—	—	—	0,00	0,00	0,00	—	—	—
MnO	Сл.	0,00	0,00	0,00	—	—	—	0,00	0,00	0,00	—	—	—
MgO	0,72	0,10	0 05	0,00	Сл.	—	—	Сл.	0,00	0,00	0,80	0,00	—
CaO	0,00	0,17	0,10	0,00	0,30	—	0,62	0,32	0,00	0,00	1,70	Сл.	—
K_2O	0,04	0,05	0,00	0,00	—	—	—	—	0,03	0,06	—	—	—
Na_2O	0,06	0,03	0,03	0,00	—	—	—	—	0,03	0,03	—	—	—
P_2O_5	—	0,13	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$H_2O\pm$	11,30	14,32	13,92	12,50	—	—	—	—	12,61	13,53	13,70	11,14	13,89
П. п. п.	—	—	—	—	14,70	13,92	12,90	14,46	3,43	—	—	—	—
SO_3	—	0,00	—	0,00	0,75	—	—	—	—	—	—	0,00	—
Сумма	99,70	99,41	99,56	99,98	100,15	99,22	100,00	100,07	100,17	99,87	99,20	100,97	102,88
Лаборатория	Узглавгеология		ИГиГ АН УзССР		Геол. управление УзССР								
Аналитик			Е. Ф. Касьянова				Тейх	Николаев	Е. Ф. Касьянова				
Автор	Моисеева, Борискин, 1966				Прянишников, 1947		Романовский, 1878		Борискин, 1968	Дунин-Барковская, 1959		Уклонский, 1935	

Примечание. Обр. 3121 — кремовато-белый и белый, иногда полосчатый агальматолитоподобный каолин из вторичных кварцитов, 6078 — просечки светло-серого тонкочешуйчатого каолина в кварците, 6019 — каолиновый агальматолит из вторичного кварцита, 189 — прожилки каолина в каолинизированной эффузивной породе на контакте с полиметаллической залежью, X, XX — каолиновый агальматолит

Продолжение таблицы 76

Компонент	Кураминский хр.							Зиаэтдинские горы	Центральные Кызылкумы	
	Ангрен					Алтынтопкан	Каскана	Карнаб		
	223	71	2	3	215	744	1129	4	10	11
SiO^2	44,72	46,44	45,87	44,58	45,70	47,77	45,24	46,28	46,30	43,28
TiO_2	0,00	сл	—	0,60	0,03	0,00	0,02	0,00	0,98	0,27
Al_2O_3	35,25	36,40	39,14	36,78	37,00	38,17	35,85	36,53	35,98	35,12
Fe_2O_3	1,75	0,56	—	0,00	0,70	0,44	0,43	0,02	} 1,12	} 1,16
FeO	—	1,30	0,22	0,41	—	0,14	—	0,68		
MnO	—	—	—	0,008	0,01	0,05	0,08	0,00	—	—
MgO	0,00	1,30	—	0,65	0,30	0,50	0,66	0,29	0,12	0,19
CaO	0,80	0,00	—	1,60	0,64	0,52	3,16	1,00	0,21	3,52
K_2O	0,75	1,00	—	0,46	0,88	} 0,11	—	1,47	} 0,06	—
Na_2O	2,01	0,31	—	0,38	0,11		—	0,00		—
P_2O_5		—	—	0,86	0,25		0,02	0,19	—	—
$H_2O\pm$	13,08	12,52	14,36	13,32	13,20	13,63	14,60	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	13,58	14,49	15,93
SO_3	—	—	—	0,04	0,25	—	0,27	0,21	—	—
Сумма	100,36	99,83	99,59	99,68	99,07	101,33	100,33	100,24	99,26	99,47
Лаборатория	ИГиГ АН УзССР			ИГиГ АН УзССР	МГ УзССР	ВСЕГЕИ	Средазцветметразведка	ИГиГАН УзССР		
Аналитик	Т. И. Суконкина			Т. Т. Мухова		М.М.Стукалова	Т. Т. Мухова	Т. И. Сукопкина		
Автор	Петров, Рубанов, 1960	Корвацкий, 1934	Камзолова, 1951	Николаева, 1967		Баталов, 1941	Еникеев, 1970	Расулов, 1964, Рахимова, 1959		

Примечание. Обр. 223,71 - подугольная пластообразная залежь каолина с примесью гидрослюды, 2 — отмученный каолин из надугольной свиты, 3 — пластовое тело камнеобразного „сухарного" каолина с примесью гидрослюды из коры выветривания, 215 – пластообразная залежь каолина мезозойской коры выветривания, 744 — корочки плотного каолина в трещинах среди скарнов, 1129 — жилки каолина в околорудных метасоматитах флюоритового месторождения, 10 – каолиновая кора выветривания Карнабского интрузива, 10 — каолинизированная дайка магматической породы в коре выветривания, 11 — порошковатый каолин в трещинах кремнистых сланцев в коре выветривания,

Продолжение таблицы 76

Компонент	Кураминский хр.				
	Гушсай				
	обр. 2149	2134	1798	1708	422
SiO_2	45,82	45,60	47,00	47,22	42,56
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,55	—
Al_2O_3	38,48	38,36	38,42	39,00	36,60
Fe_2O_3	0,32	0 64	0,00	0,00	—
FeO	—	0,00	—	—	—
MnO	0,00	0,00	—	0,00	—
MgO	0,40	0,37	0 00	0,00	0,20
CaO	0,80	1,20	0,60	0,60	0,60
K_2O	0,00	0,06	0,10	0,06	0,58
Na_2O	0,12	0,12	0,06	0,07	0,48
P_2O_5	—	—	—	—	—
H_2O+	14,04	13,54	13,53	10,71	14,98
SO_3	—	—	0,43	0,92	0,50
Сумма	99,98	99,89	100,14	99,62	99,50
Лаборатория	ИГиГ АН УзССР Геолуправление УзССР				
Аналитик	Е. Ф. Касьянова				
Автор	М. И. Моисеева, В. П. Борискин Прянишников, 1947				

Примечание. Обр. 2149,2134—участок Ачисай, 1978,1708—участок Западный и Гульдурама. Гнезда и жилки белого агальматолитоподобного каолина во вторичном кварците. Обр. 422—участок Ачисай - линза белого микрочешуйчатого каолина в кварците с примесью алунита.

За свой внешний красивый облик каолин из вторичных кварцитов получивший название «колыпташа» и «агальматолита» рекомендован многими исследователями в качестве поделочного и декоративного камня (Уклонский, 1934; Прянишников, 1937; Николаев, 1964, 1967).

Оптические свойства минерала обычные. В шлифах бесцветный, двуосный отрицательный, угасание косое (∠3—5°), удлинение положительное, двупреломление низкое. Отмечается небольшое колебание значений показателей преломления, свойственное данному минералу (табл. 75).

Химический состав каолина из кварцитов и коры выветривания близок к теоретическому. Некоторые колебания в содержании главных компонентов обусловлены небольшой примесью кварца, серицита, рутила и алунита (табл. 76).

Спектральные анализы показали значительное количество примесей. В каолинах из вторичных кварцитов к устойчивым примесям относятся Cu, Ag, Li, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, Ga, Ti, Zr, Pb, V, P, Mn, Fe, Cr.

В каолинах из зоны окисления состав примесей отражает специфичность руд (например, примесь олова в каолине касситерит-сульфидного месторождения Наугарзансай).

В каолине из вторичных кварцитов постоянно фиксируется примесь галлия — от 2 до 225 *г/т*, для отдельных месторождений — 18—85 *г/т*. Колебание содержания галлия в каолине зависит от его количества в первичных породообразующих минералах, путем замещения которых он образовался (авторы Моисеева, Борискин, Сахор, 1970, в скобках число проб).

Место взятия	*Кол-во галлия в каолине, г/т*	*Среднее значение*
Гушсай (13)	2—60	23
Акташ (15)	2—43	15
Аксаката (8)	12—225	85
Алтынбель (1)	—	21
Кургаз (6)	12—26	19
Каранкуль (2)	21—26	23
Акча (1)	18—	18
Шавас (3)	37—60	49

Повышенное содержание галлия установлено в каолинах Аксакатинского, частью Шавасского месторождений (Чаткальский хр.), в среднем 85 и 49 *г/т*, до 225 *г/т*. На этих месторождениях в силу некоторых особенностей их образования создавались редкие благоприятные условия для разделения в процессе миграции алюминия и галлия и концентрации последнего.

Содержание ванадия по единичным определениям выражается в следующих цифрах (*г/т*): 26 (Аксаката), 36 (Каранкуль), 176 (Шавас) (Борискин, 1968).

Рентгенограммы показали хорошую сходимость межплоскостных расстояний с эталонными

Гушсай: 7,17 (10); 3,57 (10); 2,57 (8); 2,33 (0р); 1,661 (6); 1,489 (10), 1,281 (7)

Супаташ: 7,08 (9); 3,573 (10); 2,570 (8); 2,332 (8); 1,661 (6); 1,488 (8); 1,282 (5)

Акча: 7,26 (10); 3,63 (10); 2,58 (7); 2,34 (10); 1,665 (6); 1,492 (9); 1,287 (6)

Шавас: 7,17 (10); 3,58 (10); 2,58 (7); 2,34 (9); 1,665 (8); 1,493 (9); 1,287 (7).

Кривые нагревания имеют два резко выраженных эффекта, характерных для каолина: эндотермический при 585—640°С и экзотермический при 900—980°С. На некоторых кривых имеется два эндотермических эффекта за счет примеси диккита (рис. 61).

Выявлено несколько генетических типов каолина: связанных со вторичными кварцитами, с гидротермальными месторождениями, корой вы-

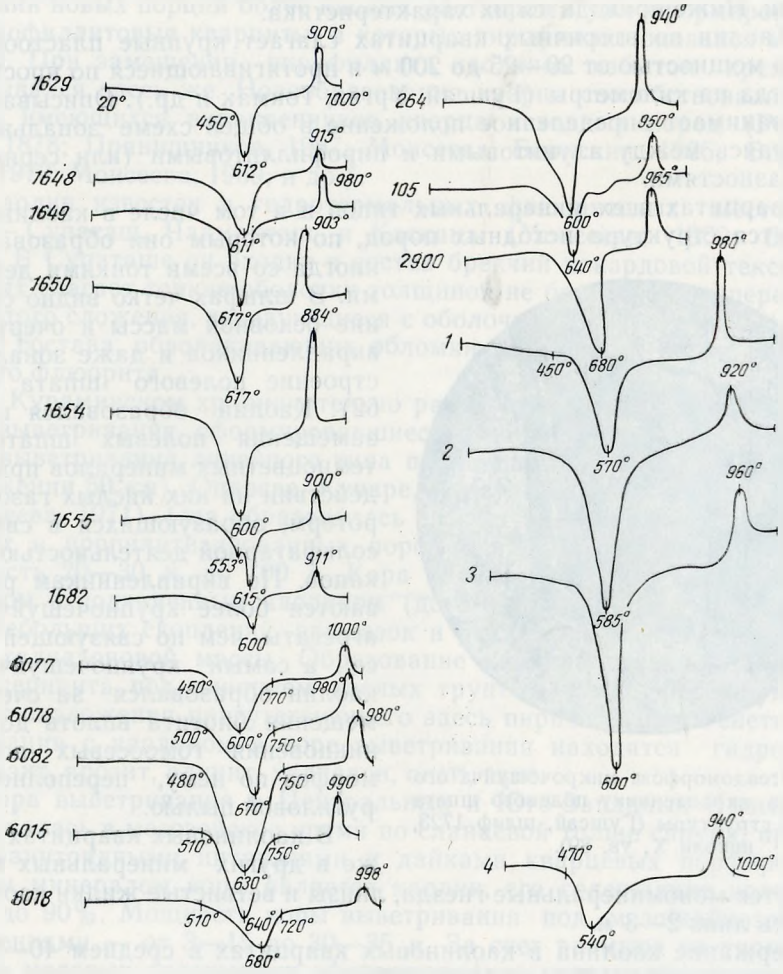


Рис. 61. Кривые нагревания каолина:

обр. 1629, 1648, 1649, 1650, 1654. 1655, 1682 — агальматолитоподобный каолин из вторичных кварцитов Гушсая (по М. И. Моисеевой), 6077, 6078, 6082 — каолин из вторичных кварцитов Шаваса: 6025, 6015 — из Акчи (Борискин, 1968), 264, 105 — тонкочешуйчатый каолин из зоны окисления касситерит-сульфидного месторождения Наугарзансай (данные М. М. Моисеевой), 2900 — жилки каолина во флюоритовом месторождении Суптэаш (данные М. И. Моисеевой), 1 — из Ангрена, каолин сухарной глины (Камзолова, 1951), 2, 3 — из Ангрена, каолин из подугольного пласта (Николаева, 1967), 4 — из Зирабулак-Зиатдинских гор, тонкие корочки каолина из зоны гипергенеза в песчано-сланцевых породах (Отакузиев, 1966).

ветривания и зоной окисления рудных месторождений и осадочными породами. Ниже приводится их характеристика.

1. Каолин во вторичных кварцитах слагает крупные пластообразные тела мощностью от 20—25 до 200 *м* и протягивающиеся по простиранию иногда на километры (Гушсай, Ургаз, Токмак и др.). Описываемый каолин занимает определенное положение в общей схеме зональности, располагаясь между алунитовыми и пирофиллитовыми (или серицитовыми) разностями.

В кварцитах всех минеральных типов и в том числе в каолиновых сохраняется структура исходных пород, по которым они образовались, иногда со всеми тонкими деталями. В шлифах четко видно строение основной массы и очертание вкрапленников и даже зональное строение полевого шпата (рис. 62). Каолин образовался путем замещения полевых шпатов и темноцветных минералов при воздействии на них кислых газо-гидротерм, образующихся в связи с сольфатарной деятельностью вулканов. По вкрапленникам развиваются более крупночешуйчатые агрегаты, чем по связующей массе, а самый крупночешуйчатый каолин образовался за счет замещения биотита вплоть до возникновения гомоосевых псевдоморфоз по нему, переполненных рутиловой пылью.

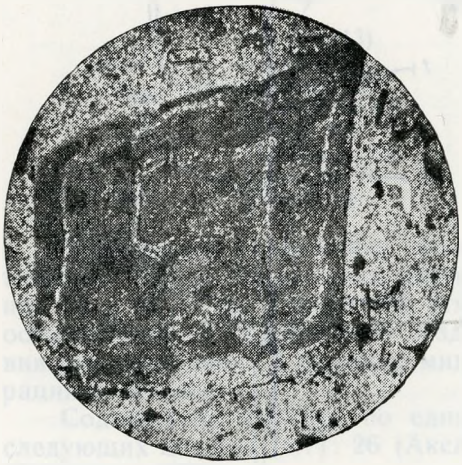


Рис. 62 Псевдоморфоза микрочешуйчатого каолина по вкрапленнику полевого шпата зональной структуры (Гушсай, шлиф 1723, николи X, ув. 89).

В каолиновых кварцитах и реже в других минеральных телах выделяются мономинеральные гнезда, линзы и ветвистые жилки каолина. Мощность линз 2—3 *м*.

Содержание каолина в каолиновых кварцитах в среднем 40—50%, в остальных типах 5—10, и не более 20%.

В парагенетической ассоциации с каолином находятся кварц, дикит, алунит, пирофиллит, рутил, пирит. Взаимоотношения его с перечисленными минералами четкие и однозначные для всех месторождений. Он замещает дикит, пирофиллит, серицит, барит, диаспор, алунит. Каолин почти всегда в том или ином количестве содержит реликтовые остатки от замещения пирофиллита. Отсутствие пирофиллитовых кварцитов на многих месторождениях, например, в Гушсае, можно объяс-

нить его полным замещением каолином. Каолин образовался при поступлении новых порций более кислых растворов в уже сформировавшиеся пирофиллитовые кварциты, в которых пирофиллит оказался неустойчивым. При замещении пирофиллита каолином избыток кремнезема сбрасывался здесь же. Новообразования кварца способствовали дорастанию имеющихся вкрапленников кварца исходных пород (Романовский, 1878; Прянишников, 1937; Моисеева, Борискин, 1966; Борискин, 1968, 1970; Моисеева, 1969; и др.).

Каолин известен в гидротермальных флюоритовых месторождениях — Супаташ, Чакмакташ и Каскана (Моисеева, 1969; Еникеев, 1970). В Супаташе он входит в состав брекчий кокардовой текстуры, в которых слагает тонкие оболочки толщиной не более 1 *мм* поперечно-чешуйчатого сложения, чередующиеся с оболочками кварцевого и флюоритового состава, обволакивающих обломки измененных пород или более раннего флюорита.

В Кураминском хр. значительно распространены обеленные породы коры выветривания, сформировавшиеся в конце триаса и юре (T_3—I_1). Кора выветривания линейного типа проявилась в Алмалык-Гушсае (на протяжении 50 *км*), Опарсае, Кучаре, Супаташе, Токмаке, Такели и др. (Моисеева, 1971). Она образовалась за счет разложения серицитизированных и пропилитизированных пород с вкрапленностью пирита. Ее мощность 20—30 *м*, до 100 *м*. Кора характеризуется гидрослюдистым составом с подчиненным каолином (до 5—10%). Каолин выделяется в виде небольших скоплений, примазок и редких жилок среди гидрослюдисто-халцедоновой массы. Образование каолина связано с разложением серицита под влиянием кислых грунтовых вод, формирующихся за счет разложения присутствующего здесь пирита. В парагенетической ассоциации с каолином в коре выветривания находятся гидрослюда, галлуазит, ярозит, алунит, халцедон, опал, гипс.

Кора выветривания в Центральных и Юго-Западных Кызылкумах образовалась в мезозойское время по сланцевой толще силура, прорванной гранитоидными интрузиями и дайками кварцевых порфиров. Основным минералом коры является каолин, его содержание колеблется от 40 до 90%. Мощность коры выветривания под мезо-кайнозойскими отложениями — от 3—15 до 30—35 *м*. За счет размыва из упомянутой коры в меловых отложениях сформировались пласты вторичного переотложенного каолина мощностью 0,95—6,0 *м* (Рахимова, 1959).

В Зиаэтдинских горах и юго-восточной части гранитоидного Карнабского интрузива кора выветривания развита на площади 0,1×6,5 *км*; мощность 6—46 *м*; состоит из каолина (60—65%), кварца (25—30%) и примеси гидрослюды и галлуазита. Она сформировалась в мезозое (верхний триас — нижний мел) (Расулов, 1964).

Наибольшей мощности породы каолинового и каолин-гидрослюдистого состава достигают на буроугольном месторождении Ангрен (Кураминский хр.), где они перекрыты юрскими угленосными отложениями. Среди каолинов Ангрена выделяется два генетических типа. Подугольные каолины мощностью до 50 *м*, прослеживаемые по простиранию на 12—15 *км*, подстилаются гидрослюдистыми породами, лежащими на эффузивах кварц-порфирового состава кызылнуринской свиты (T_1). Каолины второго типа представляют собой пласт переотложенных каолин-гидрослюдистых пород, залегающих над угленосными отложениями.

Об образовании ангренских каолинов существует два мнения. Согласно первому, каолины представляют собой мезозойскую кору выветривания, перекрытую юрскими угленосными отложениями (Петров, Рубанов, 1960; Захаревич, 1966; Николаев, 1967; Рабкова, 1963). Согласно второму, подугольные каолины Ангрена — это реакционная кайма, образовавшаяся в результате воздействия продуктов разложения угля и в частности CO_2 на вмещающие угольный пласт породы (Уклонский, 1970; Семашева, 1959). В линейных корах выветривания района при отсутствии подстилающих каменноугольных залежей процесс выветривания остановился на гидрослюдистой стадии, и роль каолина в них ничтожна (до 5—7%). Формирование же мощной каолиновой толщи в Ангрене связано, вероятно, с активным воздействием больших количеств CO_2 на подстилающие породы. Углекислота способствовала превращению обычной для района коры выветривания гидрослюдистого состава в существенно каолиновую.

Каолин встречается в зоне окисления некоторых рудных месторождений в виде редких жилок, примазок и псевдоморфоз по серицитизированным полевым шпатам (материалы М. И. Моисеевой, Е. Ф. Багровой, З. А. Королевой, А. Б. Баталова и др.).

Каолин, связанный с осадконакоплением и процессами эпигенеза, входит в состав карбонатных пород $Д_{2+3}$ в горах Калканата, куда он привносился в виде механической взвеси и захоронялся в карбонатных осадках (Абрамович, 1959). Среди вкрапленных свинцовых руд в осветленных доломитах (Курусай III) имеются просечки каолина в ассоциации с кальцитом.

В мезо-кайнозойских осадочных породах Узбекистана каолин распространен весьма широко, но неравномерно: от единичных зерен до преобладания в ассоциации глинистых минералов. Он встречается в ассоциации с гидрослюдой, монтмориллонитом, кварцем, карбонатами. Каолин обычно приурочен к континентальным отложениям — озерным, речным и временных потоков. Представляет собой конечный продукт континентального выветривания.

Дикит — $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$

Значительные скопления дикита обнаружены среди вторичных кварцитов в Чаткало-Кураминском регионе (Акташ, Аксаката, Каранкуль, Кургаз, Гушсай и др.; Зубрилина, 1955, 1964; Моисеева, Борискин, 1966; Борискин, 1968).

Внешний облик и физические свойства дикита аналогичны каолиновым из вторичных кварцитов. Плотность 2,66 (Аксаката), pH суспензии 5,3—5,5.

Оптические свойства дикита характерные. Он двуосный, положительный в отличие от двуосного отрицательного каолина, $<Nm:x = 14—20°$ (Акташ, Аксаката). Показатели преломления дикита следующие: Ng — 1,566—1,567; Np — 1,560—1,561; Ng—Np = 0,006 (Аксаката); Ng = 1,566—1,570; Np = 1,559—1,562; Ng—Np = 0,006 (Акташ).

Химический состав дикита близок к теоретическому. Некоторое расхождение в содержании основных компонентов связано с небольшой примесью рутила и алунита.

Компонент	*Аксаката*			*Кургаз*	*Каранкуль*	*Акташ*
	обр. 3611	*3541*	*3542*	*5414*	*5013*	*1/119*
SiO_2	42,50	44,86	44,40	46,95	46,30	45,12
TiO_2	0,07	0,02	0,00	0,00	0,67	—
Al_2O_3	37,93	41,31	38,88	39,28	38,69	38,27
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,12	0,12	0,64	0 33
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20
CaO	Сл.	Сл.	2,40	0,00	0,60	—
K_2O	1,28	0,07	0,05	0,03	0,18	0,27
Na_2O	0,24	0,18	0,00	0,04	0,04	0,56
$H_2O^{\pm}$	14,00	13,00	13,92	13,35	12,60	15,30
SO_3	3,43	Сл.	—	—	—	0,03
Сумма	99,45	99,44	99,77	99,77	99,72	100,25
Аналитик	И. И. Лихойдова		Е. Ф. Касьянова			
Автор	Моисеева, Борискин, 1966		Борискин, 1971		Зубрилина, 1964	

Примечание. Обр. 3611, 3542 — бледно-зеленый дикитовый агальматолит с примесью алунита во вторичных кварцитах, 3541 — жилки бледно-зеленого тонкочешуйчатого дикита в ртутной зоне, 5414, 5013 — дикитовый агальматолит во вторичных кварцитах. Примесь TiO_2 связана с рутилом, щелочей и SO_3 с алунитом.

На рентгенограммах дикита к числу ключевых линий относятся

Аксаката: 7,21 (10); 3,57 (10); 2,58 (8); 2,33 (10); 1,976 (8); 1,649 (10); 1,555 (7); 1,490 (8); 1,317 (10);

Акташ: 7,12 (10); 3,57 (10); 2,55 (8); 2,32 (10); 1,649 (9); 1,556 (6); 1,489 (9); 1,316 (10).

В отличие от каолина, на рентгенограмме дикита имеется характерная линия интенсивностью 10—1,317 и 1,316.

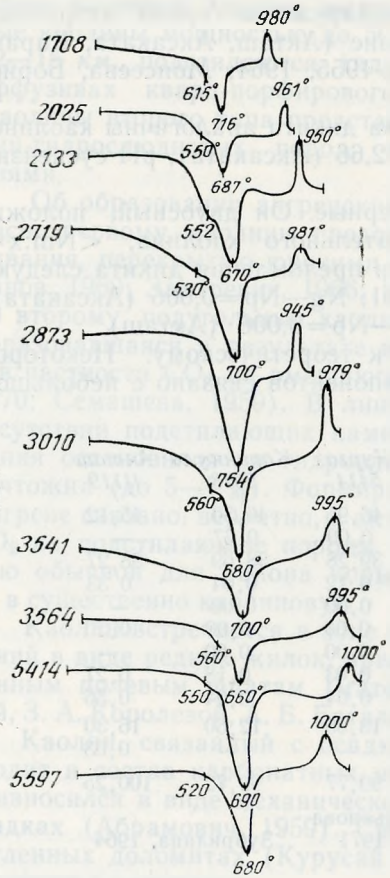


Рис. 63. Кривые нагревания дикита и дикит-каолина из вторичных кварцитов:

обр. 1708, 2025, 2133=дикит из Гушсая, 2719, 2873, 3010—из Акташа, 3541, 3564—из Аксакаты, 5414, 5597—из Каранкуля.

Кривые нагревания каолин-дикита весьма характерные — с двумя эндотермическими эффектами: при 550—615° обусловлен потерей воды каолином, и при 670—716° — обезвоживанием дикита. Чистый дикит имеет один эндотермический эффект. Экзотермический эффект (965—1000°) аналогичен каолиновому (рис. 63).

Дикит — характерный минерал вторичных кварцитов, в которых ассоциирует с каолином в различных пропорциях. На некоторых месторождениях количество дикита преобладает над каолином (Аксаката, Кургаз и др.), а на других наоборот (Гушсай, Токмак). В зависимости от соотношения этих двух минералов на отдельных месторождениях района развиты собственно дикитовые кварциты; на других — смешанные — дикит-каолиновые и каолиновые.

Взаимоотношения между указанными полиморфными разностями в кварцитах остались невыясненными. Вероятно, в кварцитах образовался дикит, который с течением времени перешел в более устойчивую полиморфную разность — каолин.

На месторождении Аксаката отмечается вторая генерация дикита, связанная с наложенной на вторичные кварциты ртутной минерализацией. В зоне разлома дикит слагает в цементе брекчии радиально-лучистые агрегаты бледно-зеленого цвета в ассоциации с кварцем, баритом, диаспором, пирофиллитом, мусковитом, гематитом, киноварью, золотом и др. Дикит замещает диаспор и барит, сам замещается пирофиллитом.

Накрит — $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$

Накрит обнаружен на флюоритовом месторождении Аурахмат в Чаткальском хр. (Смольянинов, 1935). Образует примазки и слоистые корки в пустотах кварц-флюоритовой жилы и в виде тонких слоев покрывает кристаллы флюорита. Минерал связан с заключительной стадией флюоритовой минерализации.

Галлуазит—$Al_4[Si_4O_{10}]$ $(OH)_8 \cdot 2H_2O$

Cu-галлуазит

Метагаллуазит —$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 \cdot 2{,}2—2{,}5 H_2O$

Энделлит—$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 > 2{,}3 H_2O$

Галлуазиты различаются по содержанию воды, но единой номенклатуры в их названии нет. Согласно Г. В. Бриндли (1965), наиболее приемлемы следующие термины. Гидратированный галлуазит (энделлит) — более водосодержащая форма ($>2{,}3 H_2O$), метагаллуазит — менее водосодержащая ($2{,}2—2{,}3 H_2O$), «дегидратированный» галлуазит, или галлуазит, содержит около 2 H_2O и меньше. По внешнему виду перечисленные разности неразличимы, вследствие чего они описываются совместно. В последующем изложении термин галлуазит без специальной оговорки применяется в общем смысле.

Галлуазит известен в Кураминском хр. на месторождениях Кальмакыр (Пуркин, 1935; Моисеева, 1949), Каракия (Глинский, 1968), Кочбулак (материалы Э. А. Марковой), Кургашинкан (Голованов, 1965), Сартабуткан (Касымов, 1958), Кансай (Арапов, 1936), Алтынтопкан (Баталов, 1941) и в корах выветривания Алмалык-Гушсая, Кучара, Токмака (Моисеева, 1970) и Ангрена (Петров, Рубанов, 1960; Николаева, 1967). В Угамском хр. отмечен на месторождении Лачинхана (материалы Э. А. Дунин-Барковской) и в коре выветривания Аксакаты (Борискин, 1966).

Галлуазит выделяется в виде плотных и рыхлых мелоподобных масс. В мокром состоянии мягкий, студнеобразный, при высыхании твердеет и растрескивается на мелкие угловатые обломки в связи с дегидратацией минерала. При смачивании водой он уже не размягчается.

Электронно-микроскопическое исследование показало характерное внутреннее строение минерала в виде полых трубочек длиной от 0,2—0,7 *мк*, толщина не более 0,01 *мк*, часто раздваивающихся на конце (рис. 64). Блеск восковидный, просвечивающий в краях. Твердость 1,5—2, а у свежих образцов она ниже; минерал режется ножом и полируется ногтем.

Цвет белый, голубоватый и зеленоватый; медистого галлуазита — голубой разных оттенков в зависимости от содержания в нем меди. Удельный вес минерала непостоянный — от 2,2 до 2,50.

В шлифах выглядит изотропным. Показатели преломления значительно колеблются в связи с различной степенью гидратации. Показатель преломления обычного галлуазита 1,520—1,555; медистого — 1,535—1,540 (табл. 77).

Приведенные химические анализы пересчитаны на кристаллохимические формулы из расчета на 18 (O, OH), показавшие довольно хорошую сходимость с теоретической формулой. Содержание адсорбционной воды значительно изменяется — от 1,00 до 3,24 молекулы. Согласно принятой установке, среди анализируемых галлуазитов по содержанию

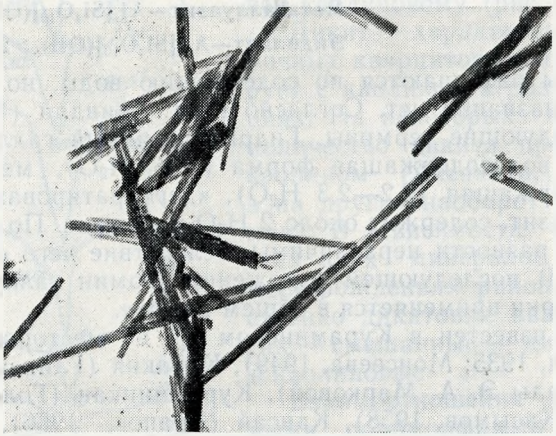


Рис. 64. Электронно-микроскопический снимок галлуазита из Шаугаза (ув. 13000).

воды можно выделить гидратированный галлуазит — энделлит, содержащий 3,24 H_2O (обр. 3947 на Унгурликана и обр. 74 и 666 из Лачинханы), метагаллуазит — 2,19—2,24 H_2O (обр. 3808, 3802а из Шаугаза и обр. 102 из Гудаса) и дегидратированный галлуазит или обычный (1,00—2,00 H_2O) (табл. 78).

По содержанию меди различаются обычные галлуазиты и медистые. В медистых содержится от 0,25 до 12,52% CuO. Ф. В. Чухров (1955) рассматривает медистые галлуазиты как обычные, в которых $2Al^{+3}$ замещены на $3Cu^{+2}$ в слоистой решетке минерала.

Пересчеты анализов медистых галлуазитов показали большие отклонения от теоретической формулы. Вероятно, изученные Cu-галлуазиты представляют собой тонкие природные смеси, а не мономинеральные образования.

Состав обычных галлуазитов близок к теоретическому с небольшой примесью Fe_2O_3, MgO, CaO, обычных для этого минерала. Часто присутствует ZnO (десятые доли процента).

Спектральным анализом в галлуазите выявлены примеси, распределение которых отражает состав той среды, в которой сформировался

Таблица 77

Оптические свойства галлуазита и его удельный вес

Место взятия	Характеристика минерала	N	Уд. вес	Автор
Шаугаз	Белый восковидный	1,540—1,543	—	М. И. Моисеева
Ангрен	Из подугольного пласта каолина	1,548—1,555	—	Э. П. Николаева
Кочбулак	Белый в коре выветривания	1,520	—	Э. А. Маркова
Гудас	Жилка бурого плотного галлуазита в окисленных рудах	1,530	—	М. И. Моисеева
Кальмакыр	Белый восковидный в зоне окисления медного месторождения	1,533—1,543	2,2	
	Голубой Cu-галлуазит	1.585	—	
	Бурый галлуазит	1,550	—	
Курусай		1,596	2,35	И. М. Голованов
Кургашинкан	Голубой Cu-галлуазит	1,540	2,25	
Сартабуткан	Бурый плотный галлуазит	1,546		
		1,543		
Окурдаван		1,548	—	А. К. Касымов
			2,39	З. М. Протодьяконова
Южная Дарбаза		1,542	2,44	
	Землистые массы галлуазита	1,542	—	Ю. А. Арапов
Алтынтопкан				
Акча	Корочки и землистые налеты белого галлуазита в окисленных рудах	1,547—1,549	—	А, Б. Баталов
	Жилка бледно-голубого галлуазита в коре выветривания	1,540—1,545—	2,57	В. П. Борискин

минерал. Так, галлуазит из коры выветривания имеет постоянную примесь (ничтожное количество)—Cu, Na, Be, Sr, Ba, Ga, Zr, Pb, Ti, V, Mn. Галлуазиты из зон окисления рудных месторождений содержат более разнообразные примеси, отражающие минералогические особенности руд. Так, галлуазиты из медных и полиметаллических (с повышенным содержанием халькопирита) месторождений часто представлены медистой разностью, а из полиметаллических, кроме того Zn, иногда Mo,

Химический состав галлуазита, метагаллуазита,

Компонент	Шаугаз				Унгурликан	Кальма	
	обр. 3808	3808а	3531	3794	3947	130	94
SiO_2	45,54	42,63	45,00	44,74	35,84	42,58	41,60
TiO_2	0,00	0,00	0,24	0,36	0,00	—	—
Al_2O_3	37,16	37,00	35,37	36,84	35,40	38,36	37,36
Fe_2O_3	0,24	0,20	0,39	0,60	1,80	0,34	0,21
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—
MgO	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	—	0,40	1,80	0,28	0,28
Na_2O	0,00	0,00		Сл.	0,00	—	—
K_2O	0,00	0,00	—	—	0,34	—	—
CuO	0,00	0,003	—	—	0,09	0,25	1,00
ZnO	0,012	0,036	—	—	0,132	—	—
P_2O_5	—	—	0,05	0,00	—	—	—
SO_3	—	—	—	0,00	2,67	—	—
$H_2O\pm$	20,03	20,03	17,85	16,64	21,86	18,84	19,15
Сумма	99,982	99,949	99,00	99,58	99,93	100,65	95,60
						Количество ионов	
Si	3,95	3,96	4,10	4,00	3,69	3,87	3,86
Ti	—		0,01	0,02			—
Al	4,06	4,04	3,80	3,90	4,32	4,12	4,10
Fe^{+3}	0,03	0,01	0,03	0,05		0,02	0,01
	4,09	4,05	3,85	4,00	4,45	4,18	4,21
Mg	—	—	0,01	—	—	—	—
Ca	—	—	—	0,03	0,13	0,03	0,03
Cu	—	—	—	—	—	0,01	0,07
H_2O	2,19	2,20	1,74	1,00	3,24	1,72	2,00
Лаборатория	ИГиГ АН УзССР				Средазцветметразведка		ИГиГ
Аналитик	Е. Ф. Касьянова				В. А. Дормитонтова		П. Л. Прихидько
Автор	Моисеева, 1970						М. И. Моисеева

Примечание. Обр. 3808, 3808а, 3531 — бирюзовое месторождение. Линза бе 3794 — гнездо галлуазита в гидрослюдистой коре выветривания. 3947 — жилка свет в окисленных медных рудах, 230 — жилки светло- и ярко-голубого медистого галлу свинцово-цинковых рудах, 4180 — жилка ярко-голубого медистого галлуазита в окис из зоны окисления золотого месторождения, 6003 — скопления галлуазита в коре вы

Таблица 78

энделлита и медистого галлуазита, вес. %

кыр	Гудас	Кургашинкан	Сартабуткан	Акча	Лачинхана	
230	102	4180	471	6003	74	666
35,27	40,72	38,40	41,38	46,02	42,76	37,60
—	—	—	0,00	0,00	—	—
34,78	36,80	25,33	33,28	38,56	36,50	37,85
0,62	Сл.	—	0,72	0,44	0,40	—
—	—	—	Сл.	0,00	—	—
0,48	1,06	1,93	3,62	0,00	0,15	0,62
2,53	1,30	—	0,60	0,00	0,07	0,54
—	—	—	—	0,14	—	—
—	—	—	—	0,06	—	—
4,01	0,00	12,52	—	—	—	3,74
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	
—	—	0,58	2,03	—	—	—
21,32	19,97	20,60	18,04	15,71	20,28	20,20
99,01	99,85	99,36	99,67	99,93	100,16	100,55
в пересчете на 18 (O, OH)						
3,55	3,84	4,02	3,96	3,97	3,99	3,60
—	—	—			—	—
4,12	4,06	3,12	3,73	4,01	3,98	4,26
0,04	—	—	0,08	0,02	0,02	
0,07 } 4,79	0,15 } 4,34	0,30 } 4,39	0,40 } 4,21	} 4,03	0,02 } 4,02	0,09 } 4,64
0,27	0,13	—	—	—	—	0,05
0,29	—	0,97	—	—	—	0,26
3,15	2,24	3,20	1,02	0,6	2,2	2,4
АН УзССР					МГ УзССР	
Т. И. Суконкина		П. Л. Прихидько	Т. И. Суконкина	Е. Касьянова	Т. Т. Мухова	
		Голованов, 1965	Касымов, Борискин, Э. А. Дунин-Барковская, 1958			

лого восковидного галлуазита на контакте доломита с гидрослюдистыми породами, ло-зеленого галлуазита в бирюзовом месторождении, 130 — жилка белого галлуазита азита в окисленных медных рудах, 102 — жилка белого галлуазита в окисленных ленных рудах скарново-полиметаллического месторождения, 471 — белый галлуазит ветривания.

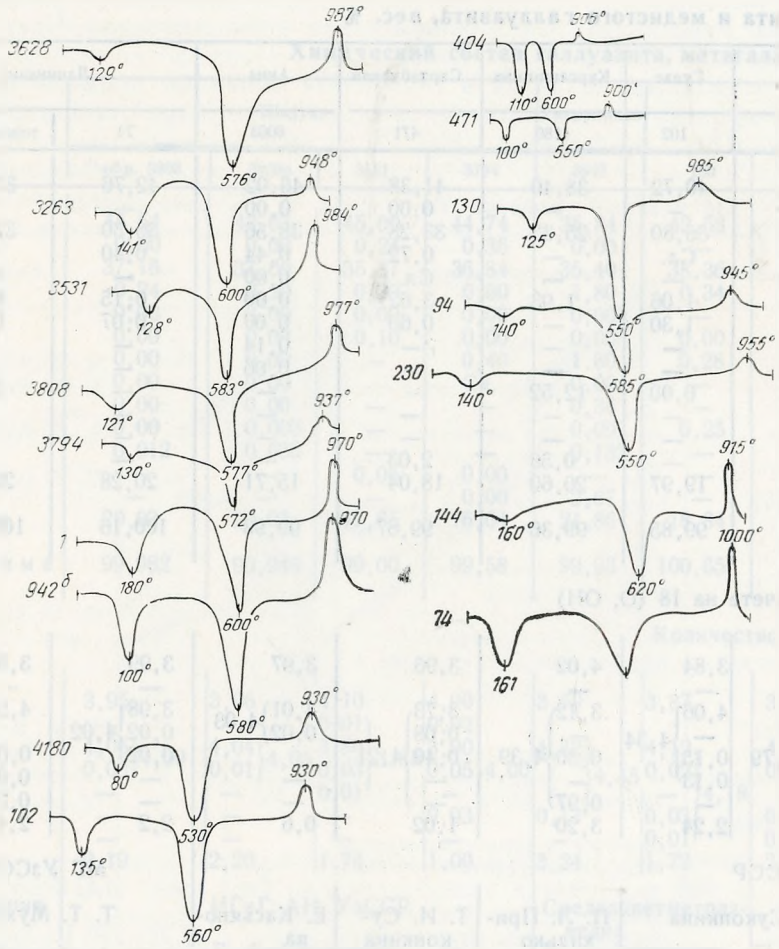


Рис. 65. Кривые нагревания галлуазита и Cu-галлуазита:

обр. 3628—галлуазит из коры выветривания Саукбулака 3263—из Ургаза, 3531, 3808, 3794—из Шаугаза (по М. И. Моисеевой), 1=из Кочбулака (по Э. А. Марковой), 942 б — из Ангрена, галлуазит из подугольного пласта каолина (по Э. П. Николаевой), 4180 из Кургашинкана; жилки Cu-галлуазита из зоны окисления (Голованов, 1965) 102—из Гудаса, жилка галлуазита из зоны окисления (по М. И. Моисеевой) 404, 471—Сартабуткана, жилки галлуазита из зоны окисления золоторудного месторождения (Касымов, 1958) 130, 94, 230—из Кальмакыра, жилки и гнезда галлуазита и Cu-галлуазита в зоне окисления медного месторождения (по М. И. Моисеевой), 144, 74—из Латинханы, галлуазит из окисленных свинцово-цинковых руд (по Э. А. Дунин-Барковской).

из золоторудных — Au (в галлуазите из Сартабуткана 4 *г/т* Au и 3 *г/т* Ag).

Рентгенометрические исследования показали хорошую сходимость межплоскостных расстояний с эталонными. К числу главных линий в рентгенограмме галлуазита из Шаугаза относятся: 10,5 (10ш); 4,41 (10); 2,58 (7); 1,485 (9).

Кривые нагревания (рис. 65) имеют два эндотермических и один экзотермический эффекты соответственно при 80—140°, 530—600° и 930—985°, что характерно для эталонной кривой нагревания этого минерала.

Галлуазит — характерный гипергенный минерал. Он образуется в зоне окисления рудных месторождений и в коре выветривания в связи с разложением алюмосиликатных минералов под воздействием поверхностных вод. В первых он выполняет трещины и пустоты, слагая жилки толщиной от нескольких миллиметров до 5—10 *см*, тонкие корочки, желваки и примазки. В выветрелых алюмосиликатных породах он также слагает жилки, тонкие скопления, примазки и корочки. Самое крупное скопление галлуазита установлено на бирюзовом месторождении Шаугаз в виде линзообразного тела мощностью 0,5 *м*.

В коре выветривания галлуазит обычно ассоциирует с гидрослюдой, каолином, халцедоном, алунитом, ярозитом, а в окисленных рудах — с супергенными рудными минералами. Взаимоотношение галлуазита с сопровождающими минералами свидетельствует о том, что его образование связано с последними стадиями формирования зон окисления и коры выветривания. По данным Ф. В. Чухрова (1970), галлуазит в отличие от каолина формировался в условиях более быстрого течения процессов выветривания.

Галлуазит в жилках образовался путем коагуляции гелей, а в корах выветрвания Курамы он в различной степени замещает каолин.

Аллофан-$Al_2SiO_5 \cdot nH_2O$

Cu-аллофан

Аллофаноид-$mAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O$

Cu-аллофаноид
Cu-Zn-Pb-аллофаноид

Co-Mn-аллофаноид
P-аллофаноид
Cu-As-аллофаноид
Fe-As-аллофаноид

Описываемая группа минералов очень сложная по составу. Согласно существующим воззрениям, под термином аллофаноиды понимаются

тонкие коллоидные смеси свободного глинозема и кремнезема, образовавшиеся в результате их совместной коагуляции, а также тонкие смеси аллофана с коллоидным кремнеземом. Соотношение Al_2O_3 и SiO_2 в аллофаноидах колеблется в значительных пределах. Аллофан рассматривается как определенное химическое соединение состава $Al_2SiO_5 \cdot nH_2O$, в котором $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 1$ (Чухров, 1955).

Аллофан и аллофаноиды известны в Кураминском хр. в Алтынтопкане (Баталов, 1941; Еникеев, 1958), Лашкереке (Дунин-Барковский, 1958), Кургашинкане (Голованов, 1965), Ургазе (Бадалов, 1958), Каракие (Глинский, 1968), Канимансуре (Арбузова, 1957), Сарычеку (Бадалов и др., 1975); в Чаткальских горах в Лачинхане (Дунин-Барковская, 1963); в Нуратинском хр. в Лянгаре (Мясников, 1951; Новоселова, 1962) и в юго-западных отрогах Гиссарских гор в Сулукуле, Чакчаре, Хандизе, Кульдаре (Пономарев, Землянов, 1958).

Аллофан относится к сравнительно малораспространенным минералам и обычно встречается в небольшом количестве, за исключением медно-молибденового месторождения Сарычеку в Алмалыке и шеелитового месторождения Лянгар в Западном Узбекистане. Он выделяется в виде пористых и стекловатых масс колломорфной и массивной структуры. На электронных снимках аллофана из Лянгара видно глобулярное строение минерала (Новоселова, 1962). Цвет белый, светло- и ярко-голубой, синий, голубовато-дымчатый, зеленый, бурый и черный. Голубовато-синяя и зеленая окраска обусловлена примесью меди, бурая — гидроокислами железа, черная,— вероятно, смесью с асболаном (Лянгар). В скоплениях аллофана в Сарычеку отмечается зональное распределение окраски — от центра к периферии цвет меняется от голубого к синему и различным оттенкам зеленого, а на зальбандах с вмещающими измененными кварцевыми порфирами аллофан становится коричневым и черным. Светлые разности обычно прозрачные, черные — непрозрачные. Для минерала характерна трещиноватость в связи с его дегидратацией, излом раковистый, хрупкий, блеск стеклянный. Удельный вес 1,668 (Ургаз), 1,9 (Кургашинкан), 1,929 (Айгырбулак), 1,98—2,03 (Лянгар). Твердость около 3.

Минерал изотропный. Показатель преломления $N = 1{,}488$ (Ургаз), 1,485 (Алтынтопкан), 1,468 (Сардоб), 1,49 (Кургашинкан), 1,437 (Канимансур), 1,468 и 1,492 (Лянгар).

Аллофан и аллофаноид легко разлагаются в HCl с выделением геля кремнезема. В закрытой трубке при нагревании выделяет много воды.

Состав минерала как по главным компонентам (глинозем, кремнезем, вода), так и по примесям (Fe_2O_3, CuO, ZnO, PbO, CoO, MnO, P_2O_5, As_2O_5) колеблется в очень широких пределах. По соотношению

SiO_2 и Al_2O_3 выделяются как собственно аллофаны (пр. 5 из Сарычеку, из Сардоба и голубой из Лянгара), так и аллофаноиды (все остальные) (табл. 79). По примесям намечаются медистые аллофаны (пр. 5 из Сарычеку) и аллофаноиды, кобальтово-марганцевый, медисто-свинцово-цинковый аллофаноид, фосфораллофаноид, купроарсеноаллофаноид и ферриарсеноаллофаноид. В каком виде перечисленные примеси находятся в минерале — в адсорбированном ли состоянии или в виде тонких природных смесей с другими минералами (хризоколлой, асболаном, гидроокислами железа),— не выявлено.

В ургазском аллофане имеется примесь бериллия (0,07% BeO), серебра (0,0003—0,0005%) и еще ряд примесей, связанных с повышенной его сорбционной способностью — Sr, Ba, V, TR, Ti, V, P, As, Sb, Cr, Co, Ni (0,00n—0n%). Купроарсено- и ферриарсеноаллофаноиды относятся к новым ранее неизвестным мышьяковым разновидностям, выявленным в Лачинхане Э. А. Дунин-Барковской (1963). Их характеристики рассматриваются раздельно.

Аллофан из Ургаза рентгеноаморфен (Бадалов, 1958), а из Лянгара содержит линии галлуазита и гиббсита. Наличие этих включений в аллофане зафиксировано электронно-микроскопическими снимками как продукт изменения аллофана (Новоселова, 1962; Мясников, 1951).

Среди кривых нагревания аллофана из Лянгара имеются близкие к эталонным с эндотермическим эффектом 100—120°, соответствующим потери слабосвязанной воды, и содержащие эндотермические эффекты, обусловленные примесью гиббсита (300—330°С) и галлуазита (500—600°) (рис. 66). Кривые нагревания аллофаноидов из Сарычеку и Лачинханы характерны для минералов этой группы.

Аллофан поверхностного происхождения. Он встречается в зонах окисления рудных месторождений в виде тонкоскорлуповатых корочек толщиной 1—3 *мм* с мелкобугорчатой поверхностью, пленок, тонких прожилочек, желваков и сталактитообразных форм. Наиболее крупные скопления аллофана известны в Лянгаре, где, кроме тонких корочек и пленок, имеются пластинообразные выделения размером 80×30 *см* при мощности 4 *см* в мраморизованном известняке на контакте с дайкой аплита.

На медно-молибденовом месторождении Сарычеку известны гнезда массивного аллофаноида объемом 3 и 0,5 $м^3$ с мельчайшими совершенно прозрачными шариками на стенках трещин усыхания в нем.

Минерал ассоциирует с галлуазитом и хризоколлой, нонтронитом, малахитом и др.

Образование аллофана связано с разрушением алюмосиликатов под воздействием кислых растворов, образующихся при разложении сульфидов.

Купроарсеналлофаноид и ферриарсеналлофаноид открыты в окисленных рудах свинцово-цинкового месторождения Лачинхана (Дунин-Барковская, 1963) в виде натечных образований.

Купроарсеналлофаноид — стекловатый, ярко-зеленого цвета, прозрачный. Твердость 3—3,5. Оптически изотропный, N = 1,534. Химический анализ (табл. 79) показывает следующее: $SiO_2 \cdot 0{,}9\ (Al, Fe)_2O_3 \cdot 0{,}71\ (Cu, Zn)O \cdot 0{,}2\ CaO \cdot 0{,}31\ [(As, P)_2O_5 \cdot SO_3] \cdot 4{,}39\ H_2O$.

На кривой нагревания, выполненной В. П. Ивановой (ВСЕГЕИ), имеется глубокий эндотермический эффект при 110° и два экзотермических при 800 и 1200°С. На рентгенограмме фиксируются 4 линии: 4,6 Å (5); 3,5 (8); 2,67 (1); 2,27 (2,67). Купроарсеналлофаноид развивается по самородной меди, куприту и тенориту.

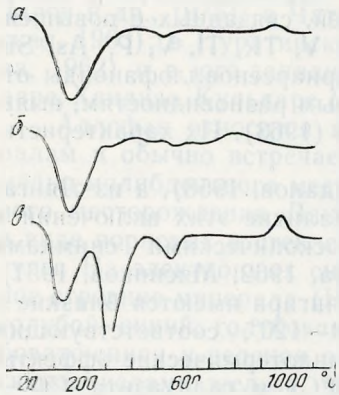


Рис. 66. Кривые нагревания аллофанов из Лянгара (*а* — голубого, *б* — черного, *в* — измененного) (Новоселова, 1962).

Ферриарсеналлофаноид — стекловатый минерал коричневого цвета, полупрозрачный. Твердость 3—3,5. Изотропный, N = 1,549. Пересчет химанализа (табл. 79) показал следующее соотношение окислов: $SiO_2 \cdot 1{,}02\ (Fe, Al)_2O_3\ 0{,}18\ (Zn, Cu)O \cdot 0{,}03\ MgO,\ 0{,}40\ CaO \cdot 0{,}29[(As, P)_2O_5 \cdot 6{,}05H_2O$.

На кривой нагревания, выполненной В. П. Ивановой (ВСЕГЕИ), отмечаются глубокий эндотермический эффект при 200°, небольшой экзотермический при 450°, небольшой эндотермический при 550° и два маленьких эндотермических при 950 и 1150°. На рентгенограмме фиксируются пять линий: 4,62 (2); 4,11 (6); 3,74 (3); 3,251 (4); 2,361 (4). Ферриарсеналлофаноид развивается по плотным гидроокислам железа в условиях зоны окисления, богатой различными арсенатами меди и цинка.

Аллофаны и аллофаноиды так же, как и многие другие метаколлоидные образования, являются наилучшими природными сорбентами почти всех компонентов (особенно металлов, присутствующих в зонах окисления) и в связи с этим особенности их состава можно использовать в качестве надежного поискового признака.

Гизингерит — $mRO \cdot n\ Fe_2O_3 \cdot p\ SiO_2 \cdot x\ H_2O$

Гизингерит — редкий минерал. Установлен в Кураминском хр. Кулькермесе (Королева, 1941; Голованов, 1965), Курусае (Сазонов, 1964) и в Нуратинском хр. на скарново-шеелитовом месторождении Лянгар (Мясников, 1951).

Таблица 79

Химический состав аллофанов и аллофаноидов, вес. %

Компонент	Алмалык, Сарычеку				Алмалык, Ургаз	Сардоб	Лянгар			Лачинхана	
	голубовато-зеленый (пр. 1)	голубой (пр. 1)	зелено-синий (пр. 4)	темно-зеленый (пр. 5)	белый	голубой	голубой	черный	белый	ярко-зеленый	коричневый
SiO_2	40,46	29,22	29,60	26,48	32,40	22,40	20,61	26,97	35,89	16 00	14,66
TiO_2	0,03	0,03	0,03	0,03	—	—	0,92	сл	сл	—	—
Al_2O_3	21,33	30,45	30,45	32,10	29,45	26,00	44,30	25,96	31,46	21,6	15,20
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,00	2,00	—	—	0,00	2,12	0,35	4,00	19,96
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—	0,55	Сл.	—	—	—
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—	Сл.	6,95	—	—	—
MgO	2,60	0,60	1,00	2,00	—	2,31	0,00	0,32	—	—	0,28
CaO	4,76	5 04	4,48	4,76	—	1,60	2,31	2,62	2,56	3,40	5,60
CuO	2,25	0,25	1,13	2,25	—	6,60	1,55	4,10	0,28	13,94	1,20
ZnO	—	—	—	—	—	6,87	—	—	—	0,24	2,51
PbO	0,00	0,00	0,00	0,00	—	6,15	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	0,07	—	—	1,95	—	—	—
P_2O_5	0,22	2,72	3,70	1,32	—	—	—	—	—	1,14	1,53
As_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,96	11,50
Na_2O	0,25	0,25	0,00	0,25	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	0,04	0,02	0,02	0,03	—	—	—	—	—	—	—
$\pm H_2O$	25,90	29,61	28,32	26,38	37,85	27,69	31,05	12,97	29,85	21,00	26 70
SO_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,36
П. п. п,	1,86	1,71	1,02	2,32	—	—	—	16,28	—	—	—
Сумма	99,70	99,90	99,75	99,92	99,77	99,62	101,29	100,24	100,39	98,35	99,50
SiO_2: Al_2O_3: H_2O	3,2:1:7,0	1,6:1:5,5	1,7:1:5,2	1,4:1:4,6	1,8:1:7,6	1,4:1:6,0	0,8:1:4,0	1,7:1:6,3	1,9:1:5,2	—	—
Аналитик	А. Н. Хан				Т. Т. Мухова	Е. Ф. Касьянова	О. П. Боярщинова	В. С. Мясников	Т. Т. Мухова		
Автор	Бадалов и др., 1975				Бадалов, 1958	М. Р. Еникеев	Новосёлова, 1962	Мясников, 1951	Дунин-Барковская, 1963		

Гизингерит слагает плотные и пористые смолистого облика массы. Цвет смоляно-черный, красновато-бурый и оливково-зеленый, блеск стеклянный, хрупкий, излом раковистый. Плотность 3,0 (Курусай), 2,518 (Лянгар). Микротвердость 300—500 *кг/мм*^{2} (Курусай). В прозрачных шлифах обычно непрозрачный, лишь кое-где просвечивает светло-бурым цветом. N = 1,530 (Курусай), 1,55—1,57 (Кулькермес), 1,44 (Лянгар).

По химическому составу соответствует водному силикату железа. В курусайском гизингерите интересна примесь CuO и ZnO, отражающая состав руд этого месторождения.

Компонент	*Лянгар*	*Курусай*
MgO	0,84	—
CaO	1,44	3,54
CuO	—	2,70
ZnO	—	0,84
FeO	2,57	—
Fe_2O_3	41,49	43,56
Al_2O_3	0,00	—
SiO_2	37,91	33,59
H_2O^+	5,85	14,46
H_2O^-	10,19	
Сумма	101,00	98,60
Лаборатория	ИГН АН СССР	ИГ ТаджССР
Аналитик	Исаков	В. И. Тихомирова
Автор	Мясников, 1951	Сазонов, 1964

По данным спектрального анализа, в гизингерите из Курусая обнаружена примесь Mn, Ti, Pb, Ba, Ag, Mo, а химическим путем выявлена примесь Tl (7 *г/т*) и In (3 *г/т*).

Минерал из Курусая рентгеноаморфен, иногда фиксируются редкие расплывчатые линии, принадлежащие нонтрониту.

Гизингерит—гипергенный минерал. В Курусае он находится в нижних горизонтах скарново-полиметаллического месторождения в виде прожилок мощностью до нескольких сантиметров, гнезд, и цементирует дробленые массы скарново-полиметаллических руд, обволакивает выделения сфалерита, граната, пироксена. В Лянгаре встречается на поверхности в скарнах в виде корочек и пленок, покрывающих стенки пустот в пирите и сидерите. Образовался в поверхностных условиях за счет разложения сульфидов железа (пирротин, пирит) и силикатов (пироксен).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Подгруппа йохансенита

Подгруппа авгита

Подгруппа эгирин-авгита

Подгруппа сподумена

Группа амфиболов

Подгруппа роговой обманки

Группа волластонита

Группа родонита

Группа ксонотлита

Группа апофиллита

Группа талька-пирофиллита

Группа мусковита

Группа биотита

Группа гидрослюд

Группа монтмориллонита

Группа каолина

МИНЕРАЛЫ УЗБЕКИСТАНА

ТОМ III

Утверждено к печати Ученым советом
Института геологии и геофизики
им. Х. М. Абдуллаева,
Отделением «Науки о Земле» АН УзССР

Редактор *О. Мерхалева*

Художник *В. С. Тий*

Технический редактор *В. М. Тарахович*

Корректор *О. Вахнина*

Р05426. Сдано в набор 22/VII-76 г. Подписано к печати 25/X-76 г.
Формат 70×90¹/₁₆. Бумага типогр. № 1.
Бум. л. 11,625. Печ. л. 27,2. Уч.-изд. л. 20,3 (+ 1 вкладка). Изд. № 1617.
Тираж 1500. Цена 2 р. 50 к. Заказ 208.

Типография издательства „Фан" УзССР
г. Ташкент, проспект М. Горького, 79.

Адрес издательства: г. Ташкент, ул. Гоголя, 70.

Минералы Узбекистана. /В 4-х т. Ред. коллегия: ...М. И. Моисеева (отв. ред.) и др./ Т., «Фан», 1976.

(АН УзССР. Ин-т геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева).

Т. 3. Арсенаты, ванадаты, силикаты (островной, кольцевой, цепочечной, слоистой структуры). 1976. 374 с. с ил., табл.

I Моисеева М. М., ред.

552

В 1976 г. В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «ФАН» УзССР ВЫШЛА В СВЕТ МОНОГРАФИЯ

Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана (в 2 частях), часть 1-я (отв. редакторы — акад. АН УзССР В. И. Попов и канд. геол-мин. наук Х. Т. Туляганов).

На русском языке. 20 изд. л. 1000 экз.
Цена 2 р. 24 к.

В книге освещены закономерности образования и размещения полезных ископаемых на территории республики.

Рассмотрены современное состояние изученности минерально-сырьевой базы; классификация и характеристика формаций, несущих полезные ископаемые, генетических типов месторождений с перечислением месторождений и рудопроявлений по этой классификации; характеристика важнейших месторождений полезных ископаемых, геологические данные об их размерах, условиях залегания, возрасте и петрографическом составе вмещающих пород.

Дана сравнительная геолого-экономическая оценка прогнозных запасов. Определены задачи и направления научно-исследовательских и геологоразведочных работ по выявлению минерально-сырьевой базы.

Книга рассчитана на широкий круг читателей — геологов, экономистов, студентов, работников проектных и плановых организаций.

В 1977 г. В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «ФАН» УзССР ВЫЙДЕТ В СВЕТ МОНОГРАФИЯ

Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана (в 2 частях), часть 2-я (отв. редакторы акад. АН УзССР В. И. Попов, канд. геол.-мин. наук Х. Т. Туляганов).

На русском языке. 20 изд. л. 1000 экз.
Цена 2 р. 20 к.

В монографии охарактеризована современная изученность месторождений полезных ископаемых по следующим видам сырьевых ресурсов: топливно-энергетическим, горнорудным и горнохимическим, строительным материалам, подземным водам. Рассматриваются существующие методики оценки прогнозных запасов и предлагаются пути их совершенствования, дается классификация и характеристика генетических типов месторождений, важнейших месторождений различных видов полезных ископаемых, определяются направления и ставятся задачи научно-исследовательских и геологоразведочных работ. Освещаются также вопросы промышленного освоения месторождений Узбекистана и формирования на их базе горнопромышленных районов.

Книга рассчитана на геологов, экономистов, работников проектных и плановых организаций.