

М. Б. ЧИСТЯКОВА

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ КЕНТА
(Центральный Казахстан)**

В последние годы внимание многих исследователей было привлечено к изучению камерных пегматитов Казахстана. Многие хрусталеносные пегматиты этого района характеризуются чрезвычайно разнообразной минерализацией и сложным процессом пегматитообразования. Некоторые из них достаточно полно описаны в литературе (Труфанов, 1969; Семенов и др., 1966; Кулаков, 1971, и др.). Среди прочих месторождений этого типа Кентское поле хрустале- и флюоритоносных пегматитов выделяется богатством минерального состава и некоторыми генетическими особенностями. В литературе имеются лишь отрывочные сведения о строении Кентского пегматитового поля, о процессе образования и вещественном составе пегматитовых тел (Лукашев, 1969; Захарченко, 1966; Лукашев, Абланов, 1971; Дмитриев, 1966; Мельников, 1965; Плескова, Балицкий, 1966; Плескова, 1969_{1,2}, 1971; Чистякова, 1968; Чистякова, Казакова, 1968, 1969, и др.). Подробное описание месторождения отсутствует.

В настоящей статье делается попытка восполнить пробел в описании вещественного состава месторождения и некоторых генетических его особенностей.

Кентский интрузив сложен разновозрастными породами: диорит-гранодиоритами S_2 ; лейкократовыми гранитами S_3 ; аляскитовыми гранитами Р (Коптев-Дворников, 1952, и др.). Пегматитовые тела связаны только с пермским интрузивным комплексом. В нем, в свою очередь, различаются: а) крупно- и среднезернистые породы главной интрузивной фазы; б) средне- и мелкозернистые, иногда порфировидные граниты дополнительной фазы внедрения, среди которых отмечается фация рибекитовых гранитов; в) фация неравномернозернистых гранитов, занимающих промежуточное положение между главной и дополнительной интрузивными фазами; г) дайки поздних гранитов двух этапов. С пермским интрузивным комплексом связаны пегматиты, грейзены, кварцевые и кварц-флюоритовые жилы.

Характерная черта Кентского пегматитового поля — чрезвычайно важная роль тектоники в процессе формирования пегматитовых тел. Именно положение некоторых пегматитов в тектонических зонах северо-западного и северо-восточного простираний, с которыми связано образование грейзенов и поздних гидротермальных жил, обусловило необычайную сложность процесса формирования пегматитовых тел и богатство их минерального состава (Захарченко и др., 1966; Чистякова, 1968). По положению относительно главных систем крутопадающих тектонических трещин пегматитовые тела Кентского месторождения делятся на две группы:

I группа — пегматитовые тела, находящиеся вдали от системы трещин северо-восточного и северо-западного простирания. В телах этой группы процесс становления пегматитов происходит в спокойных условиях относительно замкнутой системы.

II группа — пегматитовые тела, расположенные в пределах упомянутых тектонических зон и в узлах их пересечений. Пегматиты этой группы во время завершающего этапа их формирования были вскрыты тектоническими трещинами сначала северо-восточного и северо-западного простирания, служившими путями движения растворов, с которыми связано образование грейзеновых тел района, а затем снова трещинами северо-восточного простирания, по которым поднимались растворы, образовавшие кварц-флюоритовые жилы месторождения.

Кроме этих пегматитов на месторождении имеются тела, кристаллизовавшиеся долгое время в спокойных условиях, но в конце своего формирования подвергшиеся поздним тектоническим нарушениям северо-восточного простирания, с которым связано образование кварц-флюоритовых жил. Такие тела представляют собой промежуточную группу пегматитов и характеризуются общими чертами как с пегматитами I, так и II групп.

МИНЕРАЛОГИЯ ПЕГМАТИТОВ КЕНТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сложная многостадийная история образования большинства пегматитовых тел Кентского месторождения привела к появлению в них разнообразных минеральных комплексов. Вследствие этого, общий минеральный состав описываемых пегматитов очень богат.

В настоящее время в пегматитовых телах месторождения известны следующие минералы [список дается в соответствии с классификацией Г. П. Барсанова (1959)]:

Сульфиды			
1. Галенит	2. Сфалерит	3. Пирит	4. Халькопирит
Окислы			
5. Гематит	9. Брукит	13. Вернадит	16. Ильменорутил
6. Анатаз	10. Кварц	14. Магнетит	17. Колумбит
7. Пирролюзит	11. α -тридимит	15. Ильменит	18. Мариньякит
8. Рутил	12. Опал		
Фториды			
	19. Флюорит	20. Флюоцерит	
Силикаты			
21. Фенакит	27. Ортит	33. Карфолит	39. Хлорит
22. Циркон	28. Берtrandит	34. Рибекит	40. Астрофиллит
23. Торит	29. Берилл	35. Галлуазит	41. Микроклин
24. Гадолинит	30. Баццит	36. Мусковит	42. Альбит
25. Торогуммит	31. Миларит	37. Бнотит	43. Гентгельвин
26. Энидот	32. Эгирин	38. Гидрослюды	
Вольфраматы			
	44. Штольцит		
Фосфаты			
	45. Монацит	48. Апатит	
	46. Ксевотим	49. Смирновскит	
	47. Чёрчит		
Сульфаты			
	50. Гипс	51. Мирабилит	
Карбонаты			
52. Кальцит	54. Бисмутит	56. Азурит	
53. Церуссит	55. Малахит	57. Бастнезит	

Распределение минералов по этапам и стадиям минералообразования в пегматитах различных групп и содержание их в грейзенах

Название минерала	Пегматиты					Пегматиты с палоченной минерализацией					Грейзены *	
	I этап (магматический)	II этап (надкритических растворов)	III этап (гидротермальный)			I этап (магматический)	II этап (надкритических растворов)	III этап (гидротермальный)				Гипергенез
			1 стадия (высокотемпературная)	2 стадия (среднетемпературная)	3 стадия (низкотемпературная)			1 стадия (высокотемпературная)	2 стадия (среднетемпературная)	3 стадия (низкотемпературная)		
Кварц	I	II (сотовый)	III (дымчатый, фиолетовый)	IV (дымчатый)	V (дымчатый, бесцветный)	I	II (сотовый)	III (дымчатый)	IV (дымчатый, бесцветный, цитрин)	V (белый)	тридимит опал	
Микроклип	I	II				I	II			III		+
Альбит												+
Биотит												
Рибекит												
Эгирип												
Астрофиллит												
Ильменит												+
Колумбит												+
Циркон												+
Магнетит												+
Карфонит												+
Торит												+
Мариньякит								?				
Торогуммит								?				
Апатит												
Монацит												+
Ксепотим												+

*По наблюдениям О. Ф. Кроля (1966) и автора.

Кварц II генерации составляет главную массу кварца пегматоидной зоны, кварцевое ядро и корневые части кристаллов кварца из хрусталеносных полостей.

Эта генерация во многих случаях представлена сотовым кварцем. Температура гомогенизации газовой-жидких включений в нем 600—550° С. Фазовый состав первичных включений — газовый, существенно-газовый и существенно жидкий (Балицкий и др., 1966; Захарченко и др., 1966).

Цвет кварца II серый, светло-дымчатый. В некоторых пегматитах первой группы присутствует кварц II необычной для высокотемпературных кварцев розовато-фиолетовой окраски. Благодаря большому количеству газовой-жидких включений кварц этой генерации непрозрачен или полупрозрачен. Кварц II, образовавшийся в хрусталеносных полостях, обладает характерной сотовой трещиноватостью, являющейся свидетельством перехода его через точку инверсии.

Кварц III, IV, V составляет кристаллы в хрусталеносных полостях. Размер и габитус кристаллов, образованных этими генерациями кварца, очень различны. В большинстве пегматитовых тел преобладают кристаллы призматического габитуса, реже встречаются короткопризматические. Часть полостей заполнена кристаллами обелисковидного габитуса.

Кристаллы кварца из полостей имеют сложное зональное строение. Зоны хорошо различаются по окраске и комплексу включенных в них минералов, на основании чего и были выделены III, IV и V генерации кварца.

Кварц III составляет следующую за сотовой зоной в кристаллах из полостей. В телах, где сотовый кварц в ядрах кристаллов отсутствует, образование последних начинается с третьей генерации минерала. Мощности зоны кварца III в кристаллах из некоторых пегматитов достигает нескольких десятков сантиметров.

Во всех пегматитовых телах кварц III окрашен в тот же цвет, что и кварц II, меняется лишь интенсивность окраски. Для него характерны различные (преимущественно темные) оттенки дымчатого цвета. Реже встречается розово-фиолетовая, аметистовая окраска.

Кварц III лишен сотовой и сотовидной трещиноватости и содержит очень небольшое количество газовой-жидких включений, в связи с чем светлоокрашенные участки его прозрачны. Лишь отдельные участки кварца III sdвойникованы. Наиболее часто наблюдаются дофинеийские двойники, реже — бразильские.

В период образования кварца III краевые зоны пегматитов подвергаются интенсивному замещению. В то время как в хрусталеносных полостях происходило растворение стенок и переотложение вещества с образованием крупных кристаллов дымчатого кварца, в графической и пегматоидной зонах также шел процесс перекристаллизации и окварцевания с образованием сегрегационных структур и метасоматических кристаллов кварца, развивающегося по полевошпату и принадлежащего к III генерации этого минерала. Они представляют собой сложные образования, состоящие из чередующихся зон дымчатого кварца и кварц-полевошпатового агрегата. Кристаллы эти направлены вершинами внутрь пегматитовых тел. Такого рода образования нередко встречаются в хрусталеносных пегматитах и были описаны ранее (Захарченко, Соколов, 1964; Дмитриев, 1958).

Фазовый состав включений в этих выделениях кварца очень разнообразен — от газового до существенно жидкого (многофазового). Температура гомогенизации их колеблется в очень широких пределах — от 600° С для газовых до 300° С для первичных жидких включений (Захарченко и др., 1966).

Кварц III из многих пегматитовых тел содержит большое количество твердых включений. На основе классификации В. А. Мокиевского и Ян-Фан-Цзюня (1961) они разделены на 3 группы: 1) первичные (протогенетические), 2) одновременные (сингенетические), 3) вторичные (эпигенетические).

В качестве протогенетических включений кварц III на границе с кварцем II содержит мелкие зерна микроклина, располагающегося в виде присыпки на гранях кварца, обращенных кверху. Протогенетическими включениями являются, по-видимому, и редко встречающиеся включения астрофиллита, который наблюдается в корневых частях кристаллов, лишенных сотовой зоны. В пегматитах первой группы в кварце III наблюдались также мелкие кристаллы магнетита и ильменита. Всесторонняя правильная кристаллографическая огранка говорит о том, что формирование их закончилось до начала консервации.

В пегматитах второй группы наиболее часто встречающимися включениями в кварце III являются флюорит, ильменит, реже встречаются полевой шпат, биотит, монацит, ксенотим и висмутин (бисмутит). На границе кварца III и следующего за ним кварца IV появляется фенакит I, основания кристаллов которого вырастают в кварц III, а верхняя часть заключена в следующую зону кварца IV. Все перечисленные минералы являются сингенетическими включениями в кварце III и отделены от него индукционными поверхностями.

Изучение газовой-жидких включений в кварце III показало, что кристаллизация его происходила из высокотемпературных (520—285° С) растворов, содержащих большое количество летучих компонентов (Мельников, 1965; Захарченко и др., 1966; Балицкий и др., 1966).

Кварц IV слагает следующую зону в кристаллах. Мощность этой зоны меньше, чем сложенной кварцем III, но в некоторых случаях она также измеряется десятками сантиметров (в пегматитах I группы). В телах первой группы кварц IV окрашен в дымчатый цвет и часто не отличим от кварца III. В пегматитах II группы кварц IV в начальный период образования во многих случаях имеет светлодымчатую окраску, в последующее же время образуется бесцветный кварц или, реже, цитрин. Часто сдвойникован по дофинейскому и бразильскому законам.

Кварц IV, так же как и предыдущие генерации, содержит твердые включения. Кварц из пегматитов первой группы содержит их очень мало. Здесь обнаружены ничтожные количества галенита и хлорита. В некоторых телах наблюдаются крупные (до 15—20 см) псевдоморфозы гидроокислов железа и марганца по карбонату, заключенные в периферической части темнодымчатой зоны кварца. По отношению к кварцу IV первичный карбонат был, очевидно, сингенетическим включением. Кварц IV из пегматитов второй группы несет значительное количество включений различных минералов (рис. 4).

В основании зоны кварца IV включены внешние части кристаллов фенакита I, являющегося протогенетическими включениями по отношению к описываемому кварцу. В качестве сингенетических включений наблюдаются берилл, ортит, галенит, бацит. Мусковит и хлорит в различных участках зоны кварца IV и в различных кристаллах оказываются то прото-, то сингенетическими включениями. Кроме перечисленных минералов, кварц IV содержит сингенетические включения изумрудно-зеленого, голубого и бесцветного флюорита. Обычно кварц и указанный флюорит имеют индукционный характер раздела, свидетельствующий об одновременном их образовании.

Благодаря тектоническим нарушениям, происшедшим между образованием кварца IV и кварца V, ранние генерации кварца бывают разбиты трещинами, которые впоследствии залечены кварцем пятой генерации и одновременными с ним и более поздними минералами. Поэтому в некоторых случаях в кварце IV содержатся эпигенетические включения. Для кварца из пегматитов промежуточной группы это флюорит, окислы железа и марганца, глинистые минералы. Для кварца из пегматитов второй группы — флюорит, фенакит II, бертрандит, гентгельвин, гематит и др.

Кварц IV содержит также газово-жидкие включения. Температура гомогенизации их, по Мельникову (1965) 278—177° С. Близкие значения

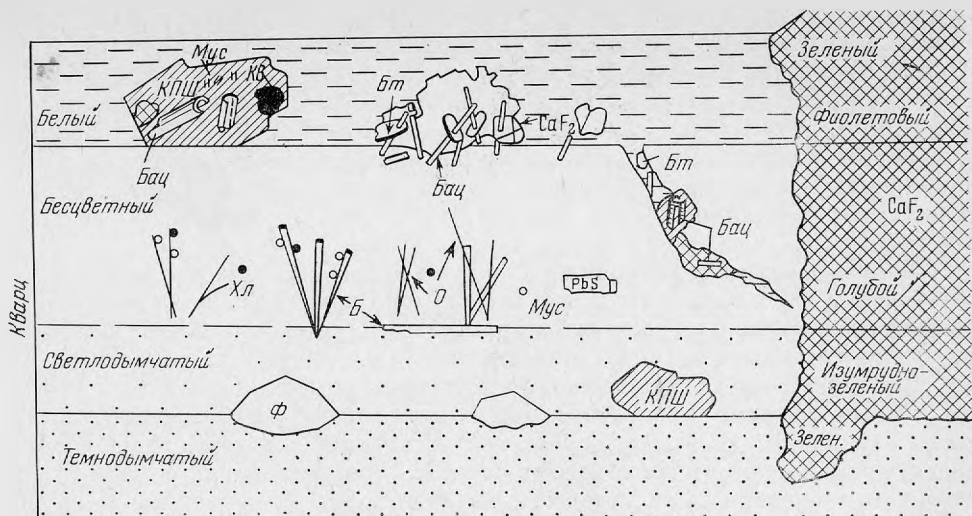


Рис. 1. Схема распределения включений минералов в зонах роста кварца IV—V (разных оттенков) из пегматита II группы

Б — берилл, Бац — бацит, Бт — бертрандит, РbS — галенит, КПШ — калиевый полевой шпат, Мус — мусковит, О — ортит, Ф — фенакит, CaF₂ — флюорит, Хл — хлорит

получены Балицким 260—200° С. Несколько более высокая температура гомогенизации в кварце IV измерена А. И. Захарченко с соавторами (1966) — 350—300° С.

Парагенетическая ассоциация минералов, образующихся одновременно с кварцем IV, и данные термометрии позволяют считать, что кристаллизация в этот период происходила из среднетемпературных гидротермальных растворов.

Кварц V слагает периферическую зону кристаллов. В пегматитах I группы, расположенных в тектонически спокойных участках месторождения, кварц V представлен прозрачными светлоокрашенными разновидностями, как правило, не содержит минеральных включений. В пегматитах II группы, находящихся в тектонических зонах северо-восточного простирания, т. е. там, где проявилась поздняя гидротермальная деятельность, приведшая к образованию кварц-флюоритовых жил месторождения, кварц V мутен, непрозрачен и часто нарастает на более ранние зоны в виде гребенчатых агрегатов. Кварц V в этих случаях содержит большое количество сингенетических включений флюорита и в меньшем количестве — фенаки-

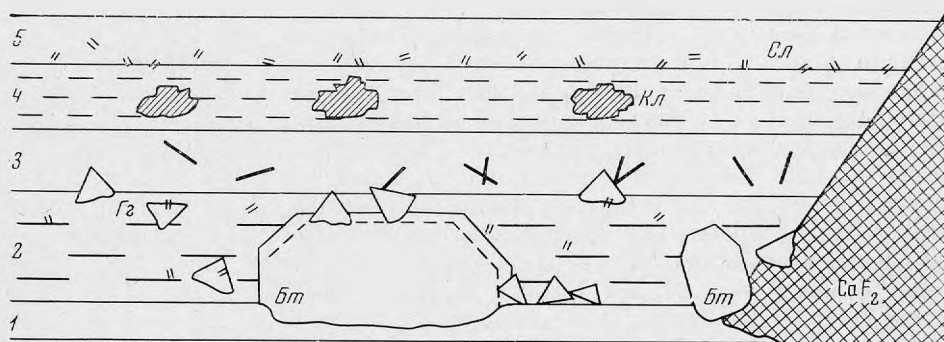


Рис. 2. Схема распределения включений минералов в кварце V из пегматитов II группы

Бт — бертрандит, Г — гематит, Гз — гентгельвин, Кл — клейофан, Сл — слюда, CaF₂ — флюорит; 1—5 — прослои горного хрусталя и белого мутного кварца

та II, берtrandита, гентгельвина, гематита, мусковита и других (сингенетические включения и включения смешанного типа; рис. 2).

Газово-жидкие включения в кварце V гомогенизируются при температуре 155—97° С (Мельников, 1965). Несколько более высокие значения — 250—100° С приводятся В. С. Балицким, а также и А. И. Захарченко.

Следует отметить, что аналогичная температура гомогенизации существенно жидких включений получена для кварца из поздних кварц-флюоритовых гидротермальных жил района — 250—80° С (Захарченко и др., 1966).

Кварцы различных генераций из одного и того же тела почти не отличаются по набору элементов-примесей. Обычно лишь последние генерации оказываются более обогащенными примесями. При сравнении же кварцев из различных групп пегматитов оказывается, что кварцы из пегматитов II группы примесями значительно богаче, чем кварцы из пегматитов I группы. В них, помимо элементов, общих для обеих групп, присутствуют Be, As, Sb, Sn, W, V, Ag, Zr, Mg, отсутствующие или лишь редко встречающиеся в кварце из пегматитов I группы. Это связано, по-видимому, с влиянием наложенных гидротермальных растворов на пегматиты II группы и с привнесом ими в хрусталеносные полости большого количества элементов, не характерных для пегматитов I группы.

Изложенный материал можно суммировать в следующих положениях.

1. На месторождении присутствует кварц пяти генераций, отличающихся временем образования, формой выделения, окраской и ассоциацией сопутствующих минералов.

2. В связи с различными условиями кристаллизации кварц из хрусталеносных полостей пегматитов I и II групп заметно отличается. Кварц из пегматитов II группы образует кристаллы меньших размеров, обладает большим числом зон, чаще сдвойникован, более насыщен элементами-примесями и содержит большое количество минеральных и газово-жидких включений.

3. На основании изучения кварца — форм его образования, разделения на генерации, выделения парагенетических комплексов ассоциирующих с ним минералов и термометрии — на месторождении выделяются три этапа в формировании пегматитовых тел: магматический, кристаллизации из надкритических растворов и гидротермальный. Изучение зональных кристаллов кварца из хрусталеносных полостей позволяет разделить гидротермальный этап на три стадии: высоко-, средне- и низкотемпературную.

На месторождении известны и другие модификации кремнезема, в больших количествах встречающиеся в хрусталеносных полостях и образующиеся в процессе гипергенеза.

α-тридимит встречается на месторождении редко в телах с интенсивно проявленной гидротермальной переработкой. Наблюдается в ассоциации с поздними редкоземельными минералами, а также с гипергенным флюоритом IV. Образует плотные фарфоровидные массы белого цвета.

Опал в значительных количествах встречается только в некоторых телах II группы. Образует корки колломорфного строения на кристаллах кварца и флюорита. Срастается с микроскопическими выделениями флюорита IV. Под микроскопом обнаруживает концентрически зональное строение. Спектральным анализом в смеси опала с флюоритом определено содержание Si, Ca, F — n^+ %; Mn, Cu, Na, Mg, Al — десятые доли %; Sr, Fe — сотые; Ti, Y — тысячные. В ассоциации с опалом был встречен *миррабит*, образующийся, вероятно, последним из всех минералов, известных на месторождении.

Полевые шпаты. Они представляют собой главные минералы всех зон пегматитовых тел, исключая кварцевые ядра и хрусталеносные полости. Как показало изучение полевых шпатов, на месторождении присутствуют

главным образом калиевые полевые шпаты и в меньшей степени — натриевые.

Калиевые полевые шпаты распространены на месторождении чрезвычайно широко. Изучение их распределения в пермском интрузиве Кентского массива показало, что лишь в небольшой части интрузива калиевый полевой шпат представлен ортоклазом; в главной части массива и в пределах пегматитового поля он образован в основном микроклином.

Полевые шпаты в различных пегматитовых телах соответствуют полевым шпатам вмещающих их гранитов. При этом большая часть хрусталоносных пегматитов залегает в микроклиновых гранитах. Нехрусталоносные пегматиты содержат ортоклаз и залегают в ортоклазовых гранитах (Безмен и др., 1967).

При изучении калиевого полевого шпата хрусталоносных пегматитов нами выделено три генерации этого минерала:

Микроклин I генерации и слагает периферические зоны пегматитовых тел — мелкозернистую и графическую. Представлен он мелкими выделениями розовато-серого и розовато-желтого цвета.

Под микроскопом I генерация микроклина имеет решетчатое строение. Все изученные образцы содержат пертитовые вроски. Пертиты представлены альбитом и имеют форму полос, лент. В редких случаях в микроклине I наблюдаются пятнистые и ключевидные пертиты.

Иногда наблюдается замещение микроклина I флюоритом и кварцем. Флюорит совместно с мелкочешуйчатой поздней слюдкой развит также по трещинам, секущим микроклин.

Микроклин II слагает пегматоидную и полевошпатовую зону и образует друзы на стенках хрусталоносных полостей. Наблюдается в виде выделений неправильной формы, а в полостях — в виде идеально ограниченных кристаллов. Цвет минерала розовато-серый, розовато-желтый, коричневый. Коричневый полевой шпат появляется в некоторых телах лишь вблизи хрусталоносных полостей. Наряду с коричневой окраской полевой шпат здесь приобретает скорлуповатую структуру. Скорлуповатый микроклин на стенках полостей образует друзы мелких неполно ограниченных кристаллов.

Под микроскопом II генерация калиевого полевого шпата имеет решетчатое строение. Пертитовые вроски такие, как в микроклине I. Процессы замещения в микроклине II аналогичны вышеописанным, но замещение кварцем здесь выражено менее, а замещение флюоритом — более интенсивно, чем в микроклине I.

Микроклин II в виде хорошо ограниченных кристаллов присутствует только в полостях пегматитов I группы. В пегматитах II группы интенсивное воздействие богатым фтором растворов приводит к полному исчезновению не только микроклина, но и более позднего альбита.

Калиевый полевой шпат III генерации (адуляр) образует мелкие скопления прозрачных или полупрозрачных кристаллов, с трудом различимых невооруженным глазом. Образуется при перекристаллизации микроклина I и II, а также развивается в виде вторичного продукта по некоторым минералам (миларит).

Содержание щелочей в микроклине из различных тел приведено в табл. 2. В изученных микроклинах I и II оно очень сходно. Только один образец микроклина II содержит повышенное по сравнению с остальными количество Rb_2O_3 . Этот образец был взят из блока микроклина, сложенного скорлуповатой темно-коричневой разностью этого минерала, вблизи хрусталоносной полости и, вероятно, подвергся сильному воздействию поздних гидротермальных растворов.

По данным спектральных анализов, количества примесей увеличивается при переходе от микроклина I к микроклину II и от микроклина из пегматитов I группы к микроклинам пегматитов II группы.

Таблица 2

Содержание щелочей в микроклинах, вес. %

Окислы	Пегматиты I группы			Пегматиты II группы	
	Микроклин Ia	Микроклин Ib	Микроклин II	Микроклин I	Микроклин II
K ₂ O	7,55	11,57	10,06	9,24	9,34
Na ₂ O	5,78	3,06	3,79	4,63	4,70
Li ₂ O	0,0025	<0,0013	0,0031	<0,0005	0,0008
Rb ₂ O	0,0719	0,0872	0,216	0,0648	0,0705
Cs ₂ O	<0,0005	0,0021	0,0010	<0,0006	0,0005

Аналитик С. И. Гундиенкова.

А л ь б и т присутствует во всех изученных пегматитах. Однако, по сравнению с классическими месторождениями миароловых пегматитов, на Кенте он присутствует в небольших количествах. В пегматитах месторождения следы альбитизации сохранились лишь во внешних зонах. В хрусталеносных полостях он не обнаружен. Процесс альбитизации на месторождении проявлен не очень интенсивно и, кроме того, более поздняя деятельность гидротермальных растворов, насыщенных фтором, могла привести к исчезновению выделений альбита в полостях.

На месторождении известно две генерации альбита. А л ь б и т I — магматический, содержится в виде пертитовых вростков в микроклине. Альбит пертитов присутствует как в виде несдвойникованных выделений, так и в виде полисинтетических двойников. Характер расположения и двойникования альбита позволяет отнести описываемые пертиты к пертитам распада. В редких случаях наблюдаются пертитовые вростки кловьевидной формы, характеризующиеся неровной границей и пересекающие различные зерна микроклина, что говорит о метасоматическом развитии их. Методом симметричного погасания определен состав альбита № 4—5

А л ь б и т II развивается, в основном, по микроклину. Наблюдается он в виде ветвящихся прожилков в микроклине. Иногда образует сплошные выделения неправильной формы. В некоторых телах слагает мощные (до 1—1,5 м) зоны зернистой текстуры в краевых частях пегматитов. Методом симметричного погасания определено, что альбит II представлен наиболее кислой разновидью этого минерала (угол погасания 16—17°). Кристаллизация альбита II сопровождается образованием ряда аксессуарных минералов — ильменита, колумбита, циркона и др.

Как видно из табл. 3, альбиты из тел различных групп пегматитов весьма сходны между собой по составу щелочей.

Таблица 3

Содержание щелочей в альбитах II, вес. %

Окислы	Пегматиты I группы		Пегматиты II группы	
	альбит, развитый по микроклину	кристалл в полости	альбит, развитый по микроклину	альбит сахаровидный
K ₂ O	0,55	0,32	0,29	0,25
Na ₂ O	10,50	10,34	10,31	9,92
Li ₂ O	0,0005	0,0019	<0,0004	0,0016
Rb ₂ O	0,0054	0,0025	0,0020	0,0008
Cs ₂ O	<0,0003	<0,0007	<0,0001	<0,0003

Аналитик С. И. Гундиенкова.

Полевые шпаты в описываемых пегматитах, в основном, свежие. Однако в некоторых телах (особенно в пегматитах II группы) они подвергались процессам гидротермального изменения. Среди продуктов замещения микроклина, как уже упоминалось, обнаружены кварц, слюды, флюорит, некоторые бериллиевые минералы (описание их приводится в соответствующих разделах работы), а также карфолит, данные по изучению которого приводятся ниже.

Карфолит наблюдается (Чистякова и др., 1970) в виде волосовидных кристаллов, скопления которых образуют сплошную плотную массу. Цвет белый, реже желтоватый, зеленый. Блеск шелковистый. Расчет химического анализа дает близкую к стехиометрической формулу:

$(\text{Mn}_{0,75}\text{Fe}_{0,13}\text{Ca}_{0,04}\text{Mg}_{0,03})_{0,95}\text{Al}_{2,06}[\text{Si}_{1,99}\text{O}_6](\text{OH})_4$. Под микроскопом прозрачен, бесцветен *Ng* 1,594; *Nm* 1,590, *Np* 1,575. Погасание прямое. Удлинение положительное. Совместно с альбитом карфолит образуется по микроклину ранних зон пегматитовых тел. В грейзеновых проявлениях он находится в ассоциации с монацитом и флюоритом.

Слюды. Пегматиты Кента характеризуются относительно небольшим и неравномерным развитием слюд. Даже периферические зоны пегматитов содержат небольшие количества их, в поздних же зонах большинства тел слюды представляют собой акцессорный минерал. В целом количество ранних слюд несколько больше в пегматитах I группы, поздние слюды больше развиты в пегматитах II группы.

Биотит — наиболее распространенная на месторождении слюда. К настоящему времени он сохранился преимущественно в пегматитах I группы. Образуется в виде пластин различных размеров совместно с полевыми шпатами краевых зон пегматитов. В больших количествах обнаружен только во внешней части блоковой (полевошпатовой) зоны нескольких пегматитов I группы, где образует крупные (до 30 см) лейсты. В очень незначительных количествах наблюдался в виде включений в темно-дымчатом кварце III в ассоциации с ильменитом, что говорит об образовании его в течение очень длительного времени — вплоть до гидротермального этапа минералообразования.

Цвет биотита — темно-коричневый. Неизмененный биотит встречается сравнительно редко, обычно он в значительной степени замещен поздними светлыми слюдами.

Как видно из табл. 4, биотит с разных участков месторождения содержит повышенное количество Li_2O и Rb_2O .

Таблица 4

Содержание щелочей в биотитах Кента

Окислы	Пегматиты первой группы		
	1	2	3
K_2O	8,85	9,31	9,29
Na_2O	0,50	0,21	0,69
Li_2O	1,311	1,259	1,058
Rb_2O	0,296	0,367	0,242
Cs_2O	0,0017	0,0219	0,0014

Аналитик С. И. Гундиенкова.

Мусковит распространен на месторождении очень слабо. Начало образования его, вероятно, приурочено к высокотемпературной гидротермальной стадии, однако к настоящему времени он не сохранился. Наи-

более ранние скопления его обнаружены в виде включений в кварце IV в полостях. Вне кристаллов кварца в хрусталеносных полостях он не известен. Значительные количества мелкочешуйчатого мусковита наблюдаются иногда в грейзенизированных зонах, главным образом в донных частях пегматитовых тел.

Цвет мусковита зеленовато-желтый. Размер отдельных пачек его не превышает 0,3—0,4 см.

Состав щелочей помещен в табл. 5. Как и биотит, мусковит из пегматитов I группы характеризуется очень высоким содержанием Li_2O и Rb_2O . По количеству лития он приближается к лепидолитам. В мусковитах из пегматитов II группы эти элементы присутствуют в меньших количествах.

Таблица 5

Содержание щелочей в мусковитах Кента

Окислы	Пегматиты I группы	Пегматиты II группы				Кварц-флюоритовая жила
	мусковит (с флюоритом III)	мусковит (с монацитом)	мусковит (из кварцевого грейзена)	мусковит (с бертрандитом)	мусковит (с монацитом)	
K_2O	10,40	9,88	9,97	9,98	7,13	6,89
Na_2O	0,14	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Li_2O	2,96	0,0052	0,01	0,0085	0,016	0,133
Rb_2O	0,337	0,154	0,159	0,177	0,119	0,096
Cs_2O	0,011	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003

Аналитик С. И. Гудиенкова.

Гидрослюды. Помимо биотита и мусковита, в пегматитах присутствуют поздние слюды, объединенные под названием гидрослюд. Развиваются они главным образом по первичным слюдкам и микроклину, реже встречаются в виде самостоятельных образований. Гидрослюды наблюдаются в значительном количестве тел, но больших скоплений почти не образуют.

Цвет поздних слюд желтовато- и синевато-зеленый. Размер отдельных пластинок не превышает 0,2—0,3 мм. Наблюдаются они совместно с самыми различными по времени кристаллизации минералами. Время же их образования, по-видимому, ограничивается второй половиной гидротермальной стадии.

Таблица 6

Состав щелочей в гидрослюдах Кента, вес. %

Окислы	Пегматит I группы				Пегматит II группы	Кварц-флюоритовая жила
	«глина» зеленая, развитая по микроклину	«глина» из хрусталеносной полости	гидрослюда желто-зеленая	гидрослюда сине-зеленая	гидрослюда из хрусталеносной полости	
			из измененной пегматоидной зоны			
K_2O	8,60	7,71	8,01	9,96	6,53	9,33
Na_2O	0,05	0,10	0,00	0,02	0,09	0,034
Li_2O	0,019	0,005	0,0058	0,0045	0,003	0,016
Rb_2O	0,228	0,109	0,0963	0,159	0,103	0,219
Cs_2O	0,004	0,009	0,0027	0,0043	0,002	0,004

Аналитики С. И. Гудиенкова, С. Н. Волков.

В отличие от большинства ранних слюд, гидрослюды характеризуются меньшим содержанием Li_2O и Rb_2O (табл. 6), причем наиболее поздние разности их очень сходны с мусковитом из кварцфлюоритовых жил. Термическое изучение этих минералов не позволило отнести их к определенному минеральному виду.

В целом, по данным спектральных анализов и определения состава щелочей, при переходе от ранних слюд к поздним роль некоторых примесей в них меняется. Возрастает роль P, Co, Ba, TR, уменьшается — Zr, Nb; исчезают Ge, In. Уменьшаются количества Li и Rb в поздних слюдах. Уменьшение роли Li в процессе минералообразования в хрусталеносных полостях подтверждается также соответствующим изменением содержания его в различных бериллах и бациты (см. ниже).

Рибекит. Этот минерал играет в общем незначительную роль на месторождении, но в некоторых пегматитах, связанных пространственно с фацией рибекитовых гранитов, представляет собой породообразующий минерал краевых зон. Образование рибекита происходит, по-видимому, частично в магматический этап и в этап кристаллизации из пневматолитовых растворов. Образуется он совместно с кварцем и микроклином полевошпатовой зоны.

Рибекит выделился в виде кристаллов призматического габитуса. Самые крупные из них достигают 0,4—0,5 м в длину при поперечном сечении 0,10—0,15 м. Цвет неизмененного рибекита черный, блеск стеклянный.

Химический состав и оптические свойства рибекита описаны А. Н. Лукашевым и Б. Ф. Аблановым (1974). Авторы считают, что рибекит, располагающийся в полевошпатовой зоне и в кварцевом ядре, образовался метасоматическим путем в результате гидротермальной переработки указанных зон в период заполнения хрусталеносных полостей. Однако наблюдаемый на месторождении фактический материал (взаимоотношения рибекита с кварцем и полевым шпатом, отсутствие его в комплексах гидротермальных минералов, степень изменения сопутствующих минералов и др.) не дают оснований для такого заключения.

Флюорит. Во всех крупных телах месторождения в тех или иных количествах присутствует флюорит, но роль его в пегматитах различных групп неравноценна. Если в пегматитах I группы флюорит является акцессорным минералом, то в телах II группы он играет роль породообразующего минерала хрусталеносных пустот. Подобно кварцу, он образовал в них крупные (до 20—40 см) зональные кристаллы, формировавшиеся на месторождении в течение длительного периода времени. Выделяются четыре его генерации: флюорит I, образовавшийся в высокотемпературную гидротермальную стадию; флюорит II — в среднетемпературную гидротермальную стадию; флюорит III — в низкотемпературную; флюорит IV — в процессе гипергенеза.

Флюорит I наблюдается только в телах II группы. Образуется он сростания с дымчатым и темно-дымчатым кварцем III или наблюдается в последнем в виде включений. Окрашен флюорит этой генерации в зеленый цвет. Обычно он разбит большим количеством трещин, непрозрачен, образуется в виде выделений неправильной формы, изредка встречаются кристаллы октаэдрического габитуса. Флюорит I содержит минеральные включения. Как и в кварце III, в нем заключены зерна неправильной формы и кристаллы ильменита, монацита, ксенотима, бисмутита (псевдоморфоза по висмутину).

Флюорит II также известен только в пегматитах II группы. Образуется он одновременно со светло-дымчатым и бесцветным кварцем IV. В это время кристаллизуется основная масса флюорита пегматитов II группы, в том числе и оптическая его разность. Флюорит II наблюдается в виде скоплений неправильной формы, а также в виде крупных (до 20 см) кристаллов октаэдрического габитуса, образующих внутренние зоны крупных зональных кристаллов. Он очень разнообразен по окраске и

прозрачности. Окраска меняется от изумрудно-зеленой до голубой. В редких случаях появляются бесцветные разновидности. Изумрудно-зеленый флюорит по времени кристаллизации связан со светло-дымчатой зоной кварца IV. Голубой различного тона и бесцветный флюорит образуются совместно с горным хрусталем (или цитрином). Изумрудно-зеленый флюорит почти всегда непрозрачен. Голубой, наоборот, очень часто бывает совершенно прозрачен.

Флюорит изумрудно-зеленого цвета почти не содержит минеральных включений. В нем встречается только фенакит I. Голубой флюорит содержит в виде включений берилл, ортит, галенит, бацит.

Ф л ю о р и т III содержится в пегматитах обеих групп. Это — наиболее широко распространенная генерация флюорита на месторождении. Находится он в ассоциации с кварцем V.

В пегматитах I группы флюорит III оказывается единственной генерацией этого минерала. Он образовался здесь в виде небольших (до 3—4 см) кристаллов, расположенных между крупными кристаллами кварца в хрусталеносных полостях. В метасоматически измененных вмещающих гранитах встречаются кристаллы до 0,5—0,8 см. Наблюдаются также включения мелких (до 1 мм) кристаллов флюорита в периферической зоне кристаллов кварца. Цвет флюорита зеленый, светло-зеленый. Непрозрачен. Мелкие кристаллы кажутся бесцветными. Габитус кристаллов кубоктатаэдрический. Часто присутствуют грани ромбододекаэдра.

В пегматитах II группы флюорит III образует внешнюю зону крупных кристаллов, реже встречается в виде самостоятельных кристаллов октаэдрического габитуса. В начальный период кристаллизации флюорит III окрашивался в фиолетовый, позднее — в зеленый цвет. Фиолетовый флюорит обычно насыщен большим количеством включений, в том числе минеральных. В нем встречены фенакит II, бертрандит, гентгельвин, гематит и другие. Зеленый флюорит, как правило, чист и прозрачен. В некоторых случаях в телах II группы встречаются сферолиты, сложенные тонкими, иногда волосовидными выделениями флюорита.

В некоторых телах в виде незначительных скоплений наблюдаются своеобразные агрегаты бертрандит-кварц-флюоритового или фенакит-кварц-флюоритового состава, развивающиеся в хрусталеносных полостях или, реже, по микроклину более ранних зон пегматитов. Располагаются они в местах проявления тектонических нарушений и играют, как правило, роль цемента в кварц-флюоритовых брекчиях.

Ф л ю о р и т IV — гипергенный. Он был встречен в хрусталеносной полости пегматита II группы. Образует флюорит этой генерации корки колломорфной текстуры и мелкие концентрически зональные сферолиты. Цвет его белый, участками прозрачен. Иногда среди флюорита такого строения наблюдаются прослой тонкозернистого флюорита серовато-желтого цвета. Об образовании его в процессе гипергенеза свидетельствует ассоциация с α -тридимитом и опалом, с которыми он образует сростания.

Сравнение спектральных анализов флюоритов различных генераций, взятых из пегматитов различных групп, показывает некоторые различия их в содержании элементов-примесей. Флюориты из пегматитов первой и промежуточной групп, в общем, беднее примесями, чем флюориты из пегматитов второй группы.

Постоянными примесями флюорита Кентского месторождения являются Mg, Si, Al, Fe, Sr (сотые и тысячные доли процента) и TR. Наиболее интересную примесь представляют редкие земли. Определения их были сделаны методом хроматографии в лаборатории ИГЕМ АН СССР. Анализировались образцы флюорита разных генераций из пегматитов первой, второй и промежуточной групп, а также из кварц-флюоритовых жил. Данные по содержанию TR и Y приведены в таблицах 7 и 8.

Абсолютные содержания TR_2O_3 во флюоритах различных генераций, в %

Группа пегматитовых тел	Генерации					
	I	II		III		IV
		внутренняя часть	внешняя часть	внутренняя часть	внешняя часть	
Вторая	Зеленый	Изумрудно-зеленый	Голубой	Фиолетовый	Зеленый	TR не обнаружены
	1,19 Фиолетовый	1,84 Изумрудно-зеленый	0,009 Голубой	0,002	0,008	
	5,52	1,62	0,76			
Промежуточная	Голубой (II ?)	Фиолетовый	Зеленый	Зеленый	Белый	
	0,084	0,120	0,025	0,004	0,003	
Первая	—	—		Зеленый	Желто-зеленый	
				0,006	0,0006	
				Фиолетовой		
				0,011		
Кварц-флюоритовая жила	—	—		Фиолетовый	Зеленый	
				0,006	0,004	

Как видно из табл. 7, абсолютное количество редких земель во флюоритах во всех телах падает от ранних стадий к поздним. Особенно хорошо это наблюдается в телах, где присутствует наибольшее число генераций флюорита. Такое изменение содержания редких земель от ранних генераций к поздним характерно для флюоритов и отмечается многими авторами (Семенов, 1963; Плескова, 1971; и др.).

Относительные количества редкоземельных элементов во флюоритах в разных телах различны (табл. 8). В большинстве пегматитов и в кварц-флюоритовых жилах преобладает иттриевая группа редких земель, а в некоторых пегматитах наблюдается обратная картина. Цериевый состав TR во флюоритах отмечается рядом авторов (Василькова, Соломкина, 1965; Плескова, 1969, 1971), но все же он бывает гораздо реже, чем иттриевый.

Эволюция редкоземельных элементов в течение процесса минералообразования лучше всего прослеживается во флюоритах из пегматитов II и промежуточной групп, в которых наиболее полно представлены генерации этого минерала (рис. 3, 4).

Как следует из данных анализов (табл. 8), при переходе от ранних генераций к поздним в общем наблюдается увеличение роли редкоземельных элементов цериевой группы и уменьшение — элементов иттриевой. Роль Pr, Nd и Gd в течение времени примерно постоянна. Это относится и к Y. Такое изменение относительных содержаний TR во флюоритах во времени является обычным и подтверждает закономерности, установленные многими авторами (Семенов, 1963; Василькова, Соломкина, 1965; Плескова, 1971; и др.).

При более подробном рассмотрении изменений относительных количеств TR в различных генерациях флюорита тел II группы на общем фоне выявляются интересные подробности. Так, при переходе от I генерации ко II довольно резко возрастает роль редкоземельных элементов цериевой

Относительные количества TR и Y во флюоритах (в % от суммы TR + Y) и температура гомогенизации газовой-жидких включений во флюоритах и кварцах

Группа пегматитовых тел	Генерация	Цвет	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	ΣCe/ΣY	Температура гомогенизации включений, °C			
																	флюорит		кварц	
																	Мельников, 1965	Плескова, Балацкий, 1966	Мельников, 1965	Балацкий и др., 1966
Вторая	I	Зеленый Изумрудно-зеленый	1,3	1,9	0,6	1,9	2,0	2,0	4,5	0,7	4,0	0,3	6,8	0,3	73,7	0,10		380—320 340—300	438—285	520—350 —
			2,5	4,6	0,2	4,0	4,1	5,5	7,1	0,4	7,3	0,2	7,5	0,1	56,5	0,18				
	II	Голубой	0,4	0,7	—	—	0,9	0,6	0,6	0,2	0,6	—	0,6	0,2	95,2	0,02	317—267 245—196	300—210	278—209 220—128	260—200
			8	16	—	2	8	2	—	—	2	—	2	—	60	0,51				
	III	Фиолетовый Зеленый	4	7	1	2	2	1	1	—	—	—	—	—	80	0,19	212—155	240—180 290—130	155—123	250—100
			4	7	1	2	2	1	1	—	—	—	—	—	80	0,19				
	II	Изумрудно-зеленый Зеленый Голубой	1,1	3,9	0,7	2,5	1,3	2,8	—	1,5	4,9	0,3	5,4	0,4	75,2	0,10	—	—	—	—
			2,7	2,3	0,6	2,0	1,4	2,7	—	1,7	6,1	0,6	5,9	0,9	73,1	0,10				
			1,4	1,3	0,1	1,3	1,4	2,2	—	0,5	5,2	0,1	3,2	0,1	83,2	0,05				
	I	Фиолетовый	4,7	11,4	1,5	5,5	2,2	2,0	—	1,1	5,6	0,1	5,8	0,1	60	0,33	—	—	—	—
Промежуточная	I (II)	Голубой Фиолетовый	15,4	29,7	4,2	4,8	3,2	3,3	0,5	0,2	0,3	0,1	5,2	0,2	32,9	1,34	—	—	—	—
			29,1	55,8	2,5	6,5	0,9	0,1	0,1	—	0,1	—	2,9	—	2,0	18,17				
	II	Зеленый	24,3	28,1	1,0	9,0	1,0	0,3	0,3	—	0,3	—	—	—	35,7	1,73	—	—	—	—
			6	12	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	80	0,25				
III	Белый	1	3	—	—	25	1	—	—	—	—	—	60	10	0,41	—	—	—	—	
Первая	III	Ярко-зеленый Фиолетовый	2	6	—	2	4	1	1	—	3	—	1	—	80	0,16	176—126	—	182—131	—
			7	14	—	—	1	1	2	—	1	—	1	—	73	0,28				
Кварц-флюоритовая жила		Фиолетовый Зеленый	3	6	—	1	2	1	—	2	1	—	—	—	84	0,14	133—112	—	—	—
			4	10	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	84	0,19				

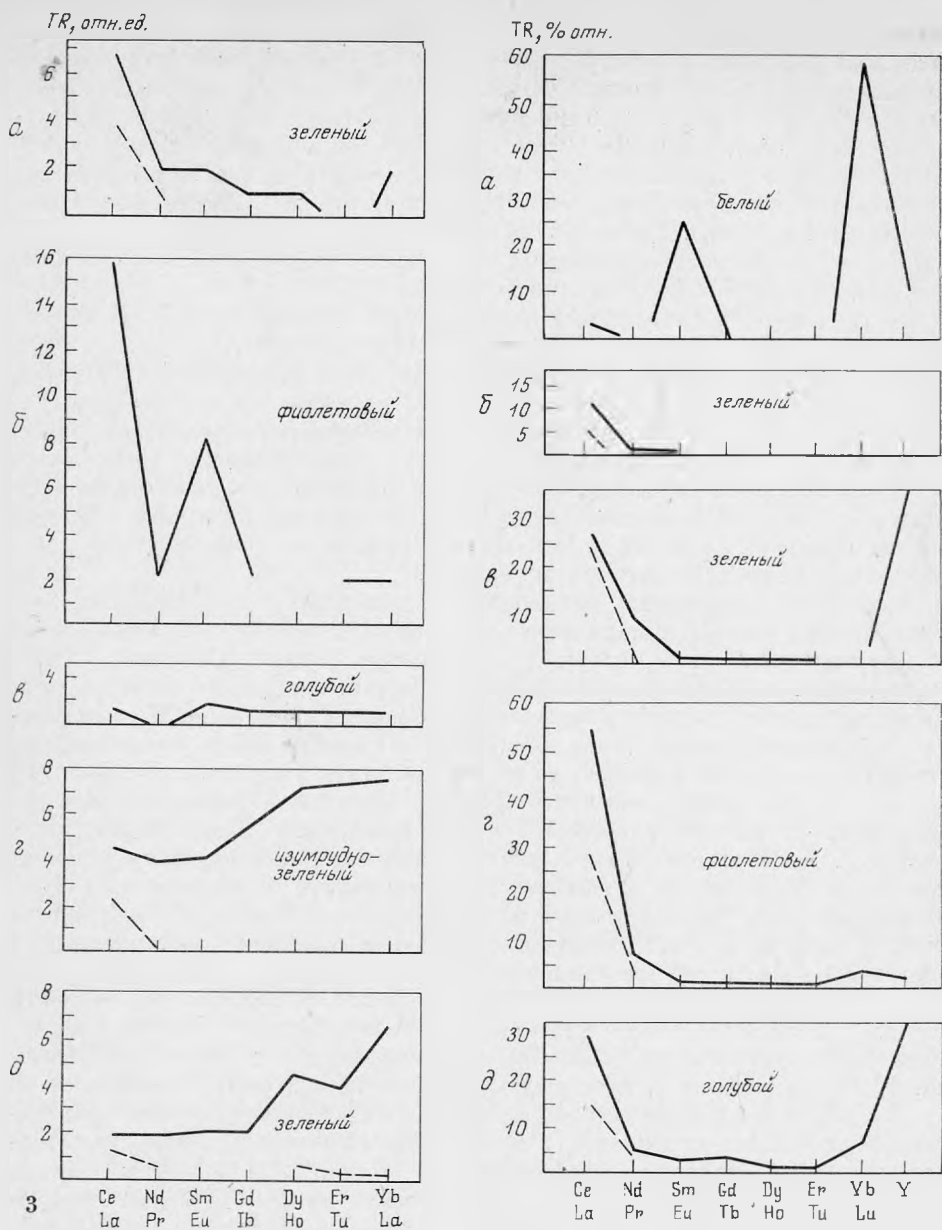


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов во флюорите из пегматита II группы

а — III генерация, $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ 0,008%, Y 80%; б — III генерация, $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ 0,002%, Y 60%; в — II генерация, $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ 0,009%, Y 95%; г — II генерация, $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ 1,84%, Y 56,5%; д — I генерация $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ 1,19%, Y 73,5%

Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов во флюорите из пегматита промежуточной группы

а — III генерация, $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ 0,003%; б — III генерация, $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ 0,004%, Y 80%; в — II—III генерация, $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ 0,025%; г — II—III генерация, $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ 0,12%; д — II (I?) генерация, $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ 0,084%

группы (табл. 8). Отношение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ возрастает от 0,10 до 0,18. В конце образования флюорита II оно падает до 0,01. Та же картина наблюдается при переходе от II генерации флюорита к III. Во внутренней зоне флюорита III $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 0,51$, а во внешних снижается до 0,19. Интересно также, что такое скачкообразное и повторяющееся изменение роли TR цериевой и иттриевой групп совпадает с изменением температуры гомогенизаций включений во флюоритах и в соответствующих им, по времени выделения, кварцах (см. табл. 8.). Несмотря на некоторую неполноту температурных данных, намечается зависимость между увеличением $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ и повышением температуры гомогенизации включений.

Эта зависимость находится в противоречии с отмечаемой А. И. Хомяковым (1967) закономерностью повышения основности селективных иттриевых минералов с понижением температуры. Если рассматривать процесс кристаллизации флюорита в целом, то действительно от первых высокотемпературных разностей флюорита к последним (низкотемпературным) основность их растет. Однако увеличение относительных содержаний элементов цериевой группы происходит не равномерно, а скачками и по времени соответствует внезапным (хотя и небольшим) подъемам температуры минералообразующей среды, происходящим на границе между отложениями флюорита различных генераций.

Существует зависимость выпадения тех или иных редкоземельных элементов от рН среды, причем известно, что цериевая группа осаждается в более щелочной среде, иттриевая — в более кислой (Щербина, 1959; Минеев, 1963, и др.). Во многих работах эта закономерность используется в обратной связи, и путем установления изменения состава TR в минералах определяется направление изменений рН среды. Если рассматривать наш материал с этих позиций, то можно говорить о постепенном увеличении щелочности среды с течением процесса минералообразования и падением температуры минералообразующих растворов. К этому выводу приходит и М. А. Плескова (1971). Однако общий ход эволюции состава редкоземельных элементов и изменения рН и температуры минералообразующей среды находится в противоречии с деталями его. Как уже упоминалось выше, отношение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$, понижающееся от внутренних к внешним зонам флюорита одной и той же генерации, резко возрастает при переходе от более ранней к более поздней генерации. Причем это изменение в точности повторяет изменение температуры минералообразующей среды, которая, по данным гомогенизации включений (Мельников, 1965; Плескова, Балицкий, 1966), достаточно резко повышается при переходе от I генерации ко II и от II к IV (табл. 8) и постепенно понижается в течение времени кристаллизации отдельных генераций (т. е. в течение отдельных стадий гидротермального этапа минералообразования).

Такая «внутренняя» частная закономерность на фоне общего хода процесса соответствует представлениям Ю. А. Балашова о том, что во фтористой системе с большим количеством Са, являющегося мощным осадителем TR, выпадение той или иной группы редких земель зависит не столько от рН среды, сколько от температуры и других параметров. При значениях рН, близких к нейтральным, Са в начале процесса кристаллизации быстро осаждает легкие лантаноиды. Затем выпадают Y и средние лантаноиды, еще позже — тяжелые (устное сообщение Ю. А. Балашова). В телах II группы в пределах каждой генерации выдерживается это положение.

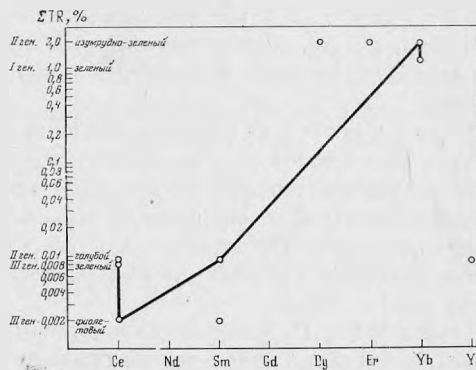
Для флюорита из промежуточной группы пегматитов температуры гомогенизации газово-жидких включений неизвестны. Но закономерность повышения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ при переходе от одной генерации к другой и понижение этого отношения в процессе кристаллизации одной генерации (от внутренней зоны к внешней) сохраняется.

Интересно, что при переходе от иттриевых разностей флюорита к содержащим в большем количестве цериевую группу состав ассоциирую-

щихся с ним редкоземельных минералов меняется на обратный (подробнее см. далее, в разделе «Редкие земли»).

Как известно, существует зависимость между содержанием редких земель в селективных минералах и их относительным составом, заключающаяся в том, что в иттриевых минералах с падением суммарного содержания редких земель возрастает роль цериевой группы; в цериевых — наоборот (Хомяков, 1963). В минералах Кента эта зависимость, хотя и не очень четко, проявлена во флюоритах. Прямой связи между ΣTR и ΣTR_{Ce} не наблюдается, но наблюдается смещение максимумов лантаноидов с Y на Sm и Ce при уменьшении суммы редкоземельных элементов во флюоритах (рис. 5). Возможно, именно этим явлением, связанным с особенностями вхождения примесей редких земель в минералы, а не повышением щелочности

Рис. 5. Возрастание роли TR_{Ce} с уменьшением ΣTR в иттриевых минералах (флюорит из пегматита II группы)



среды минералообразования следует объяснять сдвиг максимумов лантаноидов во флюоритах влево к концу гидротермального этапа. Эта причина кажется нам более вероятной, так как совместно с разностями флюорита, наиболее обогащенными TR цериевой группы (тела II группы), кристаллизуется значительное количество собственно иттриевых минералов (см. табл. 1).

Следует, однако, иметь в виду, что в некоторых телах промежуточной группы зависимость эта обратная. Здесь флюориты имеют существенно цериевый состав и играют роль комплексного минерала (фиолетовый флюорит II имеет даже состав селективного цериевого минерала), чем, вероятно, и вызвано изменение зависимости на обратную, характерную для селективных цериевых минералов (Хомяков, 1963).

Интересно, что при достаточно резких различиях в количестве и составе редких земель во флюоритах ранних генераций, взятых из различных тел (табл. 7 и 8), флюорит III в пегматитовых телах разных генетических групп и в кварц-флюоритовых жилах очень сходен. Он характеризуется резко выраженным La-Ce и Y максимумами и несколько повышенными содержаниями Sm. Самариевый пик, не характерный вообще для флюоритов, во флюоритах Кента наблюдается в большинстве случаев. Во флюорите из тел I и промежуточной групп Sm по значению занимает второе место среди собственно лантаноидов.

Абсолютное содержание TR во флюоритах III в телах различного генезиса также сходно (табл. 7). Все это подтверждает генетическую связь всех поздних флюоритов месторождения с флюоритом кварц-флюоритовых гидротермальных жил.

Акцессорные минералы

Как уже упоминалось ранее, акцессорная минерализация Кента чрезвычайно разнообразна и с научной точки зрения, несмотря на крайне ничтожные количества, представляет наибольший интерес. На место-

рождении присутствует значительное (в численном, а не количественном отношении) число минералов титана, ниобия, циркония, а в некоторых телах также бериллия, редких земель, тория и скандия. Для минералогической характеристики выделенных групп пегматитов, отличающихся друг от друга наличием различных минеральных комплексов, акцессорные минералы сгруппированы по геохимическому признаку. Ниже приводится характеристика соединений Be, Sc, TR, Th, Ti, Zr и Nb, а также ассоциирующих с ними минералов¹.

Минералы бериллия. В настоящее время на месторождении известно семь бериллиевых минералов. Распространены они только в пегматитах II группы и в грейзенах. В отдельных участках пегматитовых и грейзеновых тел бериллиевые минералы образуют небольшие скопления. Общее количество их на месторождении ничтожно.

Фенakit — наиболее часто встречающийся бериллиевый минерал. Распространен очень неравномерно. В телах II группы встречается часто, в пегматитах I группы его нет. На месторождении известны две генерации фенакита.

Фенakit I — более распространенный. Встречается он только в хрусталеносных полостях пегматитовых тел. Обычно фенакит I наблюдается в виде включений в зональных кристаллах кварца на границе между темно-дымчатой и бесцветной зонами. Образует мелкие (0,05—0,7 см) кристаллы ромбоэдрического и реже короткопризматического габитуса. Обычно фенакит I белый, непрозрачный. Прозрачные кристаллы встречаются очень редко.

Фенakit II распространен менее широко, чем фенакит I. Выделения его обычно наблюдаются на границе зон бесцветного (IV) и белого (V) кварцев или в самой внутренней зоне белого кварца. В некоторых телах фенакит II метасоматически развивается совместно с фиолетовым флюоритом по микроклину пегматоидной зоны. В хрусталеносных полостях наблюдается обрастание им зерен рутила.

Фенакит II образует кристаллы различного габитуса. Обычно сначала появляются длиннопризматические кристаллы, собранные в радиально-лучистые агрегаты. Они наблюдаются как на границе кварца IV и кварца V, так и в измененном микроклине пегматоидной зоны. Размеры выделений достигают 1 см. Затем происходит изменение габитуса кристаллов фенакита и радиально-лучистые сростки обрастают кристаллами ромбоэдрической формы, сходными с образованиями фенакита I. От последнего они отличаются только комплексом ассоциирующих минералов и почти повсеместной пространственной связью с радиально-лучистыми сростками.

Берилл — второй по времени образования (Чистякова, 1968) и распространению бериллиевый минерал месторождения. Он обнаружен только в виде включений в кварце IV и флюорите II. Время образования его ограничено первой половиной среднетемпературной гидротермальной стадии.

Размер кристаллов берилла колеблется от 0,4—0,5 см до 1,5 см в длину при поперечном сечении у длиннопризматических кристаллов 0,1—0,15 см, у игольчатых — доли миллиметров. Кристаллы берилла имеют зональное строение, причем зональность прослеживается как перпендикулярно, так и вдоль удлинения кристалла. Вначале образуются тонкие, часто волосовидные кристаллы бесцветного берилла, затем на них (включая основания кристаллов, выросшие в кварц) нарастает периферическая зона голубого берилла. Результаты исследования физических свойств бесцветного и голубого бериллов помещены в табл. 9, химический анализ приведен в табл. 10.

Как видно из приведенного анализа минерала, состав изучаемого берилла весьма своеобразен. По количеству и составу щелочей он попадает

¹ Описание некоторых минералов уже имеется в литературе, в связи с чем в настоящей работе данные их изучения приводятся сокращенно.

Физические свойства берилла

Цвет	n_o	n_e	Плеохроизм	Уд. вес. *	α_o в Å**	α_e в Å**	Микротвердость*** на призме	Электромагнитность
Бесцветный	1,579	1,572	—	2,71	$9,221 \pm 0,007$	$9,173 \pm 0,007$	851—897 кг/мм ²	Не электромагнитен
Голубой	1,588	1,580	По n_o — бесцветный По n_e — голубой	2,74	$9,267 \pm 0,005$	$9,202 \pm 0,005$		Электромагнитен

* Определен микрометодом С. И. Лебедевой.

** Вычислены Э. П. Размановой.

*** Определена С. И. Лебедевой.

Таблица 10

Химический анализ бериллиевых минералов Кента, в вес. %

Окислы	Берилл	Бацит	Миларит	Гентгельвин
SiO ₂	64,00	58,80	72,43	30,30
TiO ₂	0,12	—	—	—
Al ₂ O ₃	15,64	0,25	3,85	0,20
Sc ₂ O ₃	—	14,14	—	—
Fe ₂ O ₃	2,84	2,21	0,13	—
FeO	—	3,68	—	0,68
MnO	—	1,58	0,47	2,50
MgO	1,34	0,82	—	Следы
CaO	Не обн.	—	11,15	—
ZnO	0,20	—	—	51,23
BeO	12,52	12,19	5,85	12,68
Li ₂ O	0,1146	Не обн.	—	—
Na ₂ O	1,17	2,82	0,17	—
K ₂ O	0,056	0,22	4,65	—
Rb ₂ O	Не обн.	0,037	—	—
Cs ₂ O	0,0391	0,31	—	—
H ₂ O ⁺	2,00	2,60	1,43	—
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	0,18	—
S	—	—	—	5,50
—O=S	—	—	—	—2,75
Сумма	100,03	100,66	100,31	100,34
Аналитик	В. А. Молева		Г. А. Осолочкина	В. А. Молева

в группу щелочных натриевых бериллов, высокое же содержание MgO (1,34%) позволяет отнести его к щелочноземельным разновидностям. Интересной особенностью описываемого берилла является также необычно высокое содержание в нем железа (2,84% Fe₂O₃). До настоящего времени образцы бериллов с высоким содержанием железа и магния были известны лишь в пегматитах «линии скрещения», залегающих в сланцах и гибридных породах. Имеющиеся же в литературе очень редкие анализы берилла из хрусталеносных полостей пегматитов свидетельствуют о невысоком содержании в нем щелочей и других примесей.

В поздние этапы формирования месторождения берилл подвергается растворению, а иногда и замещению желто-зеленым глинистым материалом. Интересно, что более поздние бериллиевые минералы по бериллу не развиваются.

Б а ц ц и т является третьим (Чистякова, 1968) по времени образования бериллиевым минералом. Выделения его приурочены к периферическим частям зоны кварца IV и внутренней части зоны V. Образует он призматические и игольчатые кристаллы, внешне неотличимые от берилла. Цвет голубой, реже зеленоватый, бесцветный. Уд. вес 2,77. Размеры элементарной ячейки: $a_0 = 9,521 \text{ \AA}$, $c_0 = 9,165 \text{ \AA}$. Под микроскопом отличается от берилла только более высокими показателями преломления: $n_o = 1,622-1,636$; $n_e = 1,602-1,618$. Химический анализ (табл. 10) пересчитан на кристаллохимическую формулу: $\text{Be}_{3,06}(\text{Sc}_{1,26}\text{Fe}_{0,17}\text{Al}_{0,03} \cdot \text{Fe}_{0,31}\text{Mn}_{0,13}\text{Mg}_{0,12})_{2,02}(\text{Na}_{0,55}\text{K}_{0,03}\text{Cs}_{0,01})_{0,59}[\text{Si}_{5,93}\text{Be}_{0,07}]_6\text{O}_{18}] \cdot 0,88\text{H}_2\text{O}$.

М и л а р и т (Чистякова и др., 1964) наблюдается совместно с эпидотом в виде включений в светло-дымчатом кварце IV. Образуется он в небольшом числе тел. По времени кристаллизации близок к бериллу, однако образуются они всегда в разных телах.

Миларит наблюдается в виде длиннопризматических кристаллов с характерным строением «песочных часов». Цвет от желто-зеленого до травяно-зеленого. Уд. вес из различных пирамид роста 2,47 и 2,52. Параметры элементарной ячейки, соответственно, $a_0 = 10,395 \text{ \AA}$, $c_0 = 13,804 \text{ \AA}$ и $a_0 = 10,394 \text{ \AA}$, $c_0 = 13,825 \text{ \AA}$.

Под микроскопом выявлена очень сложная структура анизотропии. Показатели преломления $n_o = 1,545$, $n_e = 1,542$. Химический состав (табл. 11) при пересчете дает кристаллохимическую формулу, близкую к стехиометрической.

Б е р т р а н д и т образуется в низкотемпературную стадию гидротермального этапа. Находится он в ассоциации с белым кварцем V и фиолетовым флюоритом III. Наблюдается также в своеобразном кварц-берtrandит-флюоритовом агрегате, метасоматически развивающемся по микроклину.

Кристаллы берtrandита имеют длиннопризматический, короткопризматический, пластинчатый и почти изометричный габитус. Размер кристаллов колеблется от долей миллиметра до 1 см в длину. Цвет белый.

Минерал оптически двусный, отрицательный $n_g = 1,613 \pm 0,002$, $n_m = 1,604 \pm 0,002$, $n_p = 1,587 \pm 0,002$, $n_g - n_p = 0,026 \pm 0,002$.

Спектральный анализ берtrandита, помимо основных элементов, дает примеси Fe — 0,4%, Zn — 0,01, Al — 0,07, Y — 0,05, Ca, Mg — 0,03, Mn, Ge — 0,005, Cu — 0,001.

Г е н т г е л ь в и н образуется (Чистякова, Молева, 1966) в низкотемпературную гидротермальную стадию. Наблюдается в виде кристаллов тетраэдрического габитуса, заключенных в периферическую зону мутного полосчатого кварца и находящихся в ассоциации с гематитом и сфалеритом, а также нарастающих в мелких пустотах на кристаллы кварца, флюорита и берtrandита. В редких случаях встречается флюорит-слюдисто-гентгельвиновый агрегат, развивающийся по микроклину.

Размер кристаллов гентгельвина обычно менее 0,1 см. Лишь в редких случаях наблюдаются кристаллы, достигающие 0,4—0,5 см. Почти все кристаллы зональны. Центральная часть их окрашена обычно в буровато-желтый, внешняя — в более светлый розовато-желтый цвет. Уд. вес его 3,60. Размер элементарной ячейки $a_0 = 8,1367 \text{ \AA}$. Внутренняя зона имеет $n = 1,729$, внешняя — 1,740. От ранее известных гентгельвинов, помимо высокого содержания ZnO, отличается тем, что является почти чистым представителем ряда гентгельвин — гельвин. Это представляется особенно интересным в связи с тесной ассоциацией его с гематитом. По-видимому, наличие окисленных форм железа свидетельствует об отсутствии

двухвалентного железа в растворе при кристаллизации гентгельвина, чем и объясняется столь необычный состав нашего образца.

Минерал типа гадолинита, ближе не определенный, является наименее распространенным бериллиевым минералом на месторождении. Наблюдается в виде мелких (доли миллиметра) бесцветных кристаллов. Минерал двуосный. Показатели светопреломления колеблются в пределах 1,747—1,770. Такие низкие значения n для гадолинита не известны. Однако минерал дает рентгенограмму гадолинита. Микроспектральным анализом в нем установлены Be, Y, Fe, Si, Ca (последний элемент, вероятно, является примесью). Возможно, описываемый минерал близок к натрийбериллиевым минералам группы датолита, описанным Е. И. Семеновым (1963). Образуется в низкотемпературную гидротермальную стадию в пустотах растворения в изумрудно-зеленом флюорите II в ассоциации с чёрчитом.

Минералы редких земель и тория. Редкоземельная минерализация и минералы тория встречаются на месторождении в незначительном количестве, но пространственно развиты достаточно широко. В различных группах тел они распространены неравномерно. Если минералы тория известны в обеих группах тел, то редкоземельные соединения практически встречаются только в пегматитах II группы и в грейзенах. В пегматитах I группы из минералов, содержащих TR, известен лишь пирохлор. Во II группе пегматитов присутствуют монацит, ксенотим, ортит, флюоцерит, смирновскит, чёрчит, гадолинит (?), бастнезит.

Монацит является наряду с ксенотимом (Чистякова, Казакова, 1968) наиболее широко распространенным редкоземельным минералом пегматитов II группы. Небольшие выделения его известны почти во всех этих телах и в грейзенах района. Находится он в ассоциации с темно-дымчатым кварцем III, ильменитом, флюоцеритом и апатитом. Кристаллизуется в высокотемпературную стадию гидротермального этапа.

Монацит образует выделения неправильной формы, а также находится в виде хорошо ограненных кристаллов, достигающих иногда 2,5 см в длину. Цвет меняется от светло- до темно-оранжевого. Блеск стеклянный. Полупрозрачен. Уд. вес его 5,42 (определен методом гидростатического взвешивания). Спектральным анализом, помимо Р и TR, обнаружены примеси Mn 0,08%, Nb 0,05, Pb, Ca 0,02, Mg, Al, Fe 0,002, W 0,0002. По составу редких земель (табл. 11) и тория описываемый монацит близок к монациту из гидротермалитов Стинкемпскрааль (близ Ван-Рейсдорпа, Южно-Африканская Республика) (Семенов, 1963), отличаясь от последнего, в основном, лишь более низким содержанием Nd, что, видимо, вообще характерно для большинства казахстанских монацитов.

Ксенотим присутствует в большинстве тел второй группы (Чистякова, Казакова, 1968). Образуется в высокотемпературную гидротермальную стадию одновременно с монацитом, ильменитом, цирконом и другими минералами. Образует он выделения неправильной формы, а также характерные для этого минерала кристаллы тетрагонального габитуса. Размер кристаллов колеблется от микроскопических до 2—3 см в длину. Цвет желтый. Блеск стеклянный. Прозрачен. Уд. вес 4,69. Спектральным анализом установлены примеси Pb — 0,02%, Mn, Al, Fe, Ca — 0,005%, Sc, Mg, Be — 0,002%. Состав редких земель, помещенный в табл. 11, близок к среднему составу TR в ксенотимах (Семенов, 1963) и характеризуется диспрозиевым и иттербиевым почти равновеликими максимумами.

Ортит (Чистякова, Казакова, 1968) встречается в незначительном количестве тел II группы. Обнаружен он только в виде включений в бесцветном кварце IV и голубом флюорите II.

Ортит образуется в виде игольчатых кристаллов, вытянутых вдоль оси b . Кристаллы достигают 1,0 см в длину при поперечном сечении менее 0,01 — 0,03 см.

Таблица 11

Содержание редких земель в монаците, ксенотиме и ортите
(в % от суммы TR₂O₃)

Компоненты	Монацит	Монацит	Ксенотим	Ортит
La ₂ O ₃	25,9	33,0	1,5	24,9
CeO ₂	53,2	57,0	2,5	53,3
Pr ₆ O ₁₁	4,8	2,8	0,3	4,4
Nd ₂ O ₃	10,7	6,0	2,1	13,8
Sm ₂ O ₃	2,7	0,7	1,0	1,9
Gd ₂ O ₃	1,2	0,3	4,2	0,7
(Y, Tb) ₂ O ₃	1,2	} 0,2	62,8	1,0
Dy ₂ O ₃	0,3		8,2	—
Ho ₂ O ₃	—	—	1,2	—
Er ₂ O ₃	—	—	7,5	—
Tu ₂ O ₃	—	—	0,3	—
Yb ₂ O ₃	—	—	8,7	—
Lu ₂ O ₃	—	—	0,12	—
TR ₂ O ₃ , вес. %	66,35	66,16	62,52	20,44
ThO ₂ , %	6,25	4,84	1,98	—

Аналитик Г. М. Варшалл.

Таблица 12

Химический состав ортита и флюоцерита, в %

Компоненты	Ортит	Флюоцерит	Компоненты		
			Ортит	Флюоцерит	Флюоцерит
CaO	13,52	0,54	ΣTR _{Ce}	20,18	82,44
MnO	1,21	—	ΣTR _Y	0,36	0,16
MgO	0,22	Следы	H ₂ O ⁺	0,70	—
Al ₂ O ₃	17,30	—	H ₂ O ⁻	0,17	—
Fe ₂ O ₃	4,78	0,14	F	—	25,27
FeO	7,85	—	O = F ₂	—	-10,64
SiO ₂	32,57	—			
TiO ₂	0,47	—			
ThO ₂	0,30	1,56	С у м м а	99,63	99,47

Аналитик М. Е. Казакова.

Цвет темно-коричневый, в тонких сколах светло-коричневый, прозрачный. Блеск стеклянный. Уд. вес 3,89.

Под микроскопом прозрачен. Плеохроирует в зеленовато-коричневых тонах. Схема абсорбции $n_g > n_m > n_p$. Показатели преломления — $n_g = 1,780 \pm 0,002$; $n_m = 1,765$; $n_p = 1,754$; $n_g - n_p = 0,026$. Плоскость оптических осей параллельна (010); $(-)$ $2V \approx 69^\circ$.

Химический состав приведен в табл. 12. Содержание редких земель см. в табл. 11

Флюоцерит встречается на месторождении редко (Чистякова, Казакова, 1969). Находится он в ассоциации с монацитом, ильменитом, кварцем, флюоритом.

Чистый флюоцерит окрашен в слабый зеленовато-желтый цвет. Блеск его стеклянный. Прозрачен. Наблюдается в нем несовершенная спайность по дипирамиде. Излом у этого минерала раковистый. Микротвердость 390 кг/мм^2 . Уд. вес 5,93. Неизменный флюоцерит встречается чрезвычайно редко. Обычно он разбит густой сетью трещин, по которым развивается тонкозернистый флюорит. При этом флюоцерит теряет прозрачность и блеск и приобретает розовато-желтую, зеленовато-серую или серо-коричневую окраску.

Под микроскопом минерал прозрачен, бесцветен. Одноосный, отрицательный. Показатели светопреломления $n_o = 1,609$, $n_e = 1,603$.

Химический анализ неизменного флюоцерита см. в табл. 12. Состав редких земель — в табл. 13.

Т а б л и ц а 13

Относительные содержания редкоземельных элементов в свежем и измененном флюоцеритах (в % от суммы $\text{TR}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$)

Компоненты	Флюоцерит		Компоненты	Флюоцерит	
	Свежий	Измененный		Свежий	Измененный
La_2O_3	50,2	24,0	Sm_2O_3	0,2	0,6
CeO_2	41,2	68,7	Gd_2O_3	0,1	—
Pr_6O_{11}	4,5	1,3	($\text{Tb}, \text{Dy}, \text{Y}$) $_2\text{O}_3$	0,1	0,3
Nd_2O_3	3,7	5,1			

Аналитик В. И. Павлуцкая.

Ч ё р ч и т — очень редкий минерал. На месторождении встречен только в одном теле II группы пегматитов. Образуется как вторичный продукт в полостях растворения во флюорите II. Первичный минерал не сохранился. Наблюдается в виде мелких (доли миллиметра) бочонковидных кристаллов. Кристаллы прозрачны, бесцветны. Показатели светопреломления: $n_g = 1,658-1,660$; $n_m = n_p = 1,621$; $n_g - n_p = 0,039$. Рентгенограмма чёрчита близка к эталонной (табл. 14).

Т о р и т в пегматитовых телах встречается редко. Небольшие скопления его наблюдаются в грейзеновых телах района.

В пегматитах торит кристаллизуется в высокотемпературную стадию гидротермального этапа. Он находится в ассоциации с ильменитом, цирконом, пирохлором. Торит образуется в виде зерен неправильной формы. Размер выделений до 0,5 см в поперечнике. Цвет буро- и темно-коричневый. Блеск смоляной.

Рентгенограмма торита соответствует эталонной.

Химическим анализом в торите установлено 36,58% $\text{ThO}_2 + \text{TR}_2\text{O}_3$. Состав TR_2O_3 : La_2O_3 14; CeO_2 20, Pr_6O_{11} 2; Nd_2O_3 5; Sm_2O_3 3; Gd_2O_3 5; Er_2O_3 3; $\text{Y}_2\text{O}_3 + \text{Tb}_2\text{O}_3$ 48% ($\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3 = 100\%$).

Торит из грейзенов содержит 54,54% ThO_2 и лишь следы La и Y. Торит из пегматитовых тел имеет комплексный состав TR, что до сих пор для этого минерала не отмечалось. Описанные в литературе образцы имеют селективный цериевый (для щелочных гранитов и гидротермалитов) и итриевый (для гранитных пегматитов) состав (Семенов, 1963).

Т о р о г у м м и т. На месторождении был найден лишь один образец торогуммита в виде хорошо образованного кристалла. Периферическая часть его разбита серией радиальных трещин. Цвет минерала светло-коричневый, участками ярко-оранжевый. Непрозрачен.

Под микроскопом — одноосный, положительный. Показатели светопреломления у светло-коричневой части $n_e = 1,710$; $n_o = 1,692$; $n_e - n_o = 0,018$, у ярко-оранжевой $n_e = 1,706$, $n_o = 1,694$, $n_e - n_o = 0,012$.

Межплоскостные расстояния чёрчита

Кент		Корнуолл, Англия (Claringbull, Ней, 1953)		Кент		Корнуолл, Англия (Claringbull, Ней, 1953)	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
—	—	9	7,50	4	1,96	5	1,97
3	5,24	5	5,22	4	1,922	1	1,94
5	4,64	6	4,70	6	1,867	6	1,861
10	4,20	10	4,21	5	1,811	5	1,825
4	3,70	6	3,74	8	1,771	6	1,776
2	3,50	—	—	6	1,634	5	1,634
1	3,29	—	—	5	1,595	5	1,600
1	3,13	—	—	2	1,558	2	1,560
9	2,99	9	3,02	2	1,488	2ш	1,499
8	2,81	8	2,82	5	1,438	4	1,440
8	2,59	6	2,62	5р	1,394	4	1,397
—	—	5	2,51	3	1,342	4ш	1,324
5	2,46	5	2,46	3	1,309	4ш	1,306
5	2,36	5	2,39	3	1,247	4	1,253
3	2,26	—	—	2	1,216	4	1,222
7	2,15	6	2,17	2	1,161	2ш	1,163
6ш	2,04	5ш	2,05	2	1,120	5	1,123

Условия съемки: Си-излучение, $D = 57,3$ мм, 35 кэв, 11 ма.
Рентгенолог О. Л. Свешникова.

Таблица 15

Межплоскостные расстояния торогуммита

Кент		Техас (FrondeI, 1953)		Кент		Техас	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
8	4,65	9	4,65	3	1,728	1	1,740
3	3,90	—	—	3	1,660	1	1,653
10	5,53	10	3,54	3	1,592	—	—
6	2,82	4	2,82	—	—	2	2,565
9	2,63	6	2,65	5	1,476	2	1,469
4	2,51	3	2,50	4	1,422	3	1,431
—	—	0,5	2,33	3	1,388	2	1,379
7	2,21	4	2,20	4	1,326	3	1,326
4	1,975	4	2,00	4	1,270	2	1,267
6	1,880	3	1,869	—	—	4ш	1,172
10	1,817	6	1,818	1	1,131	1ш	1,130
3	1,771	1	1,767	2	1,109	2	1,112

Условия съемки: Си-излучение, $D = 57,3$ мм, 30 кэв, 3,5 ма.
Рентгенолог О. Л. Свешникова.

Рентгенограмма торогуммита приведена в табл. 15. Она аналогична эталонной.

Смирновскит был обнаружен только один раз в грейзенизированном граните. Образует он зерна неправильной формы размером до 1—1,5 мм. Смирновскит находится в ассоциации с дымчатым кварцем.

Межплоскостные расстояния смирновскита

Кент		Этыка, Забайкалье (Григорьев, Доломанова, 1957)		Кент		Этыка, Забайкалье (Григорьев, Доломанова, 1957)	
I	d, n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
2	3,94	—	—	—	—	1	1,723
—	—	6	3,56	10	1,680	10	1,686
2	3,34	—	—	3	1,609	4	1,610
8	3,19	10	3,21	2	1,540	—	—
2	3,05	7	3,03	1	1,397	—	—
—	—	7	3,82	8ш	1,283	—	—
5	2,77	7	2,77	—	—	1ш	1,328
1	2,68	—	—	—	—	7	1,277
1	2,51	1ш	2,47	7ш	1,250	7	1,250
1	2,35			5	1,187	2	1,185
3	2,16	4	2,17	1	1,163	—	—
—	—	2	2,13	8ш	1,142	10	1,145
10	1,963	10	1,964	8ш	1,072	10	1,076
3	1,851	8ш	1,848	2	1,041	—	—

Условия съемки: Fe-излучение, $D = 57,3$ мм, 30 кВа, 3,5 ма.
Рентгенолог О. Л. Свешникова.

Цвет минерала красновато-коричневый. В тонких сколах прозрачен. Кварц вокруг зерен смирновскита разбит системой мелких радиальных трещин.

Под микроскопом смирновскит изотропен. Прозрачен. Неравномерно окрашен в светло-коричневый цвет, $n = 1,700$. Он рентгеноаморфен. После прокаливании при 900° С в течение 2 часов получена рентгенограмма, близкая к эталонной (табл. 16).

Б а с т н е з и т развивается по ортиту. Встречается очень редко. Самостоятельные образования неизвестны. Сохраняет форму замещаемых кристаллов ортита. Цвет псевдоморфоз бурый. Определен рентгенографически.

Кроме перечисленных минералов, редкие земли в небольших количествах присутствуют в эпидоте и кальците (табл. 17).

Минералы титана. Минералы титана — широко развитые акцессории в пегматитовых телах обеих групп. Некоторые из них характерны также и для грейзенов. Абсолютное содержание минералов титана на месторождении незначительно.

Т а б л и ц а 17

Состав регоземельных элементов в эпидоте и кальците,
(в % от суммы $TR_2O_3 + Y_2O_3$)

Окислы	Эпидот	Кальцит	Окислы	Эпидот	Кальцит	Окислы	Эпидот	Кальцит
La_2O_3	15,1	2,7	Gd_2O_3	5,1	0,5	Er_2O_3	4,0	4,9
CeO_2	17,4	5,3	Tb_2O_3	32,6	73,3	Tu_2O_3	0,1	1,2
Pr_6O_{11}	3,5	0,1	Y_2O_3			Yb_2O_3	0,3	8,6
Nd_2O_3	10,9	0,3	Dy_2O_3	5,2	1,6	Lu_2O_3	—	0,5
Sm_2O_3	5,6	0,5	Ho_2O_3	0,2	0,5			

Аналитик В. И. Павлуцкая.

Ильменит широко распространен на месторождении. Он представляет собой характерный акцессорный минерал всех пегматитовых тел и обнаружен почти во всех грейзеновых проявлениях. Отсутствует ильменит лишь в поздних кварц-флюоритовых жилах.

Образование ильменита происходило в высокотемпературную гидротермальную стадию. Расположен он в краевых зонах пегматитов, развиваясь по трещинам спайности в микроклине и выполняя трещины дробления в ранних минеральных комплексах, а также в хрусталеносных полостях — в сростании с дымчатым кварцем и в виде кристаллов в нем. Образует кристаллы пластинчатого и таблитчатого габитуса.

Ассоциация минералов, кристаллизующихся совместно с ильменитом, различна в пегматитах разных групп. В пегматитах I группы он находится в ассоциации с колумбитом, цирконом, пирохлором, торитом, магнетитом. В пегматитах II группы, кроме того, с монацитом, ксенотимом, флюоцеритом и, редко, с апатитом.

По данным спектрального анализа, на месторождении присутствуют как железистые, так и марганцовистые разновидности ильменита. Химически анализированные образцы оказываются средними в ряду ильменит — пирофанит с соотношением $MnO : FeO = 1,07$. Уд. вес их 4,59—4,62.

В конце гидротермального этапа ильменит многих тел месторождения интенсивно замещен рутилом, брукитом и анатазом¹.

Ильменорут — минерал, очень редко встречающийся на месторождении. Обнаружен в пегматитовой зоне тел, подвергшихся интенсивной гидротермальной переработке. Наблюдается в виде выделений неправильной формы и редких длиннопризматических кристаллов. Находится он в ассоциации с кварцем и мелкочешуйчатой гидрослюдой, с которыми образует тесные сростания, а также с монацитом, цирконом и флюоритом. Ассоциация и взаимоотношения минералов свидетельствуют об образовании ильменорутита в гидротермальный этап. Высокий удельный вес минерала (4,63) и увеличение параметров его элементарной ячейки $a_0 = 4,62 \pm 0,00n \text{ \AA}$; $c_0 = 2,98 \pm 0,00n \text{ \AA}$ связаны с вхождением в него большого количества ниобия (Nb_2O_5 21,37%).

Минералы циркония. В описываемых пегматитах обнаружено два циркониевых минерала, имеющих весьма различное распространение. Если циркон является одним из самых характерных акцессорных минералов пегматитов обеих групп, то второй минерал — астрофиллит чрезвычайно редок и был встречен лишь в двух телах I группы, связанных с фацией рибекитовых гранитов.

Циркон — распространенный акцессорный минерал пегматитов обеих групп. Образование его происходило в первой половине высокотемпературной гидротермальной стадии. Находится он в ассоциации с кварцем, колумбитом, пирохлором, ильменитом, торитом. В тех телах, где широко проявились процессы метасоматоза, он в значительных количествах присутствует в краевых зонах пегматитов, замещая, совместно с кварцем, микроклин.

Циркон образует хорошо ограненные кристаллы короткопризматического и, реже, дипирамидального габитуса. Размер кристаллов от долей миллиметра до 1 см. Цвет от желтовато-коричневого до бурого.

Спектральные анализы цирконов свидетельствуют о значительном количестве примесей в них. Наибольшие содержания зарегистрированы для R, Fe, Al, Y, Hf, Th, что свидетельствует о значительном замещении основных компонентов минерала.

Состав редких земель цирконов из различных тел приведен в табл. 18.

Цирконы из различных тел весьма сходны по составу редких земель. Все они являются селективными иттриевыми минералами и имеют $Er-Yb$

¹ Подробное описание ильменита и продуктов его изменения будет опубликовано отдельно.

Состав редкоземельных элементов в цирконах из различных тел
(в % от суммы $TR_2O_3 + Y_2O_3$)

Компо- ненты	Пегматиты				Компо- ненты	Пегматиты			
	I группа			II группа		I группа			II группа
	1	2	3			1	2	3	
La_2O_3	0,3	2,5	1,3	0,6	Ho_2O_3	2,3	2,7	1,0	1,8
CeO_2	1,7	6,4	3,1	2,0	Er_2O_3	11,8	8,3	14,9	10,4
Pr_6O_{11}	0,1	0,2	0,2	0,1	Tu_2O_3	3,5	3,3	1,3	1,6
Nd_2O_3	0,3	5,1	0,8	1,5	Yb_2O_3	37,7	28,6	30,7	28,3
Sm_2O_3	0,1	0,3	0,2	5,0	Lu_2O_3	4,7	5,0	7,8	2,8
Gd_2O_3	0,2	0,5	0,4	1,3	$(Y, Tb)_2O_3$	31,6	30,8	34,3	38,8
Dy_2O_3	5,7	6,3	4,0	5,8	TR_2O_3 вес. %	2,62	2,82	0,30	2,44

Аналитик В. П. Павлуцкая.

максимумы, что вообще характерно для цирконов. Кентские цирконы отличаются необычно высоким содержанием Yb_2O_3 — 28—38% от ΣTR_2O_3 (что составляет 0,69—0,98% общего состава минерала). До сих пор наиболее значительный максимум на Yb отмечался в тортвейтите (31% от ΣTR). Для цирконов самый большой максимум на Yb до сих пор составлял 27% от ΣTR (Семенов, 1963).

Астрофиллит встречается очень редко и только в телах, пространственно связанных с фацией рибекитовых гранитов. Наблюдается он в виде игольчатых кристаллов, заключенных в дымчатый кварц III. Длина кристаллов достигает нескольких сантиметров. Кристаллы астрофиллита совместно с эгирипом были встречены также в пегматитных участках рибекитовых гранитов. Цвет минерала золотисто-желтый. Под микроскопом прозрачен. $n_g = 1,745 \pm 0,002$; $n_p = 1,714 \pm 0,002$; $n_g - n_p = 0,031 \pm 0,004$.

Минералы ниобия. В кентских пегматитах встречено два ниобиевых минерала — колумбит и мариньякит. Колумбит, хотя и в ничтожных количествах, распространен повсеместно, являясь характерным акцессорным минералом пегматитов обеих групп. Мариньякит был обнаружен только в двух пегматитовых телах I группы.

Колумбит наблюдается в альбитизированном микроклине пегматитной зоны (Чистякова и др., 1973). Образует он скопления неправильной формы и, реже, призматические кристаллы. Кентские колумбиты характеризуются очень высоким содержанием MnO (до 16,56%) и Nb_2O_5 (до 72,19%) при одновременном присутствии значительных количеств железа ($Fe_{общ}$ 5,89—13,63%). Железо и марганец, по полученным данным, находятся как в двух-, так и в трехвалентном состоянии. Характерно присутствие значительных (до 2,65%) количеств TiO_2 . Уд. вес колумбита 5,30—5,32.

Мариньякит — редкая разновидность пироклора встречен лишь в двух телах. Образует он мелкие скопления неправильной формы и октаэдрические кристаллы. Ассоциирует с ильменитом торитом, цирконом. Цвет минерала черный, блеск смоляной. Мариньякит рентгеноаморфен. Содержит он TR_2O_3 10,91% и UO_3 13,78%. Уд. вес мариньякита 4,28.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КЕНТСКИХ ПЕГМАТИТОВ

Различные этапы формирования пегматитов отличаются один от другого значением роли отдельных элементов. На Кентском месторождении это различие усиливается в связи с разницей в процессах становления пег-

матитов, находящихся в различных геологических условиях, и особенно в зависимости от расположения их по отношению к зонам тектонических нарушений. Благодаря наложению внепегматитовых гидротермальных растворов, пегматиты II группы обогащены элементами, нехарактерными для пегматитов месторождения как таковых. Поэтому небезынтересным представляется рассмотрение некоторых особенностей поведения отдельных элементов в процессе становления различных групп пегматитов.

Редкие щелочи. Для характеристики поведения редких щелочей в процессе минералообразования были изучены два тела из различных групп пегматитов. Из табл. 19 видно, что общая картина поведения изучаемых

Т а б л и ц а 19

Содержание редких щелочей в минералах различных этапов пегматитообразования, вес. %

Группа пегматитов	Компоненты	Э т а п ы					
		кристаллизация из расплава			кристаллизация из надкритических растворов	гидротермальные стадии высоко- и среднетемпературные	
		биотит	микроклин ранний	микроклин поздний	альбит	слюды	гидрослюды
Первая	Li ₂ O	1,311	0,0025	0,0031	<0,0005	5,4700—2,9600	0,0188—0,0051
	Rb ₂ O	0,296	0,0719	0,2160	0,0054	0,4690—0,3370	0,2280—0,1090
	Cs ₂ O	0,0017	0,0005	0,0010	0,0003	0,0060—0,0107	0,0045—0,0038
Вторая	Li ₂ O	—	<0,0005	0,0008	0,0004	0,0052—0,0085	0,032
	Rb ₂ O	—	0,0648	0,0705	0,0020	0,1540—0,1770	0,1030
	Cs ₂ O	—	0,0006	0,0005	0,0001	0,0032—0,0040	0,0020

Аналитик С. И. Гундиенкова.

элементов в обоих телах сходна и не отличается от описанных в литературе для пегматитового процесса (Гинзбург, 1955, 1957; Солодов, 1962). В течение процесса минералообразования происходит накопление редких щелочей. Уже в период кристаллизации из расплава, при переходе от ранних микроклинов к более поздним, наблюдается увеличение редких щелочей, особенно Rb и Cs. Значительные количества их содержатся также в биотите. В процессе альбитизации происходит вынос редких щелочей из микроклина. Небольшая часть их фиксируется в альбите, основная же масса осаждается в поздних слюдах, образующихся частично в период альбитизации и главным образом в процессе грейзенизации (высоко и среднетемпературные стадии гидротермального этапа). Хотя общее количество поздних слюд на месторождении крайне незначительно, они являются главными посетителями редких щелочей. В гидрослюдах, образующихся в низкотемпературную стадию гидротермального этапа, количество редких щелочей снижается.

Высокие содержания Li₂O — 2,96% — отмечаются в поздней слюде, замещающей микроклин; в ней же Rb₂O составляет 0,469%, в биотитах — 0,367 — 0,242%. Наибольшие количества Cs₂O обнаружены в бацитте — 0,31% и в берилле — 0,039%.

При общей тенденции к накоплению редких щелочей в конечные стадии процесса пегматитообразования в обеих группах тел наблюдаются резкие различия в абсолютных их содержаниях в минералах из пегматитов I и II групп (табл. 20).

При сравнении содержаний лития, рубидия и цезия в одних и тех же минералах из тел различных групп оказывается, что наиболее обогащены этими элементами минералы из пегматитов первой группы. Минералы из

Пределы содержания редких щелочей в минералах пегматитов двух генетических типов, вес. %

Этап	Минерал	Li ₂ O		Rb ₂ O		Cs ₂ O	
		пегматит		пегматит		пегматит	
		I группы	II группы	I группы	II группы	I группы	II группы
Магматический	Микроклин	0,0013—0,0031	0,0005—0,0008	0,0719—0,0160	0,0648—0,0705	0,0005—0,0021	0,0005—0,0006
	Биотит	1,058—1,311	—	0,242—0,367	—	0,0014—0,0017	—
	Рибскит	0,758	—	<0,0012	—	<0,0009	—
Кристаллизация из надкритического раствора	Альбит	0,0005—0,0019	0,0004	0,0025—0,0054	0,0020	0,0003—0,0007	0,0001
Гидротермальный	Слюда	0,319—2,960	0,0045—0,016	0,1470—0,3370	0,0963—0,1770	0,0041—0,0107	0,0027—0,0043
	Берилл	—	0,1146	—	—	—	0,0391
	Ваццит	—	—	—	0,0370	—	0,310
	Миларит	—	0,0037	—	0,0144	—	—

Таблица 21

Соотношения щелочей в минералах пегматитов различных групп

Группа пегматитов	Отношения щелочных элементов	Этапы							
		Магматический			Кристаллизация из надкритических растворов (альбитизация)	Гидротермальные стадии			Низкотемпературная
		Микроклин ранний	Микроклин поздний	Альбит		Грейзенизация, высоко- и средне-температурная		Глинистые минералы	
					Слюды				
I (без паложения)	K/Rb	104,870	46,57	101,85	—	30,86	—	37,71	70,83
	Li/Rb	0,0347	0,0143	0,0909	—	8,783	—	0,0824	0,0467
	Rb/Cs	143,90	216,00	18,00	—	31,49	—	50,66	28,68
	Li/Na	0,0004	0,0008	0,000	—	21,15	—	0,370	0,050
II (с паложением)	K/Rb	142,59	132,60	145,00	61,15	62,73	55,38	62,81	—
	Li/Rb	0,0077	0,0113	0,20	0,0331	0,0471	0,0493	0,0310	—
	Rb/Cs	108,00	141,00	20,00	38,50	49,69	42,14	51,50	—
	Li/Na	0,0001	0,0001	0,000	—	—	—	0,0355	—

тел второй группы, особенно поздние слюды, содержат значительно меньшие количества редких щелочей. Сходные их количества наблюдаются в слюдах из поздних кварц-флюоритовых жил. В целом нижние пределы содержаний редких щелочей в пегматитах I группы соответствуют верхним пределам содержаний их в тех же минералах пегматитов II группы (см. табл. 20). Это связано, по-видимому, с воздействием на пегматиты II группы поздних грейзенизирующих растворов, не связанных с собственно пегматитовым процессом.

Если сравнивать поведение лития, рубидия и цезия между собой, то оказывается, что в телах первой группы преимущественное накопление отмечается для Li, в телах второй группы большую роль в поздние стадии пегматитообразования играет Rb.

Для характеристики процесса минералообразования принято рассматривать не столько поведение отдельных щелочных элементов, сколько изменение соотношений их, считающихся индикаторными для определения колебаний щелочности минералообразующей среды. В табл. 21 приведены некоторые из этих отношений для пегматитовых тел из различных групп. Как следует из приведенных данных, в пегматитах I группы от ранних микроклинов к поздним происходит увеличение щелочности среды (увеличение отношений Li/Na и уменьшение K/Rb и Li/Rb); увеличение отношения Rb/Cs связано, по-видимому, с трудностью вхождения крупного иона Cs в решетку микроклина (Ставров, 1966). При альбитизации происходит уменьшение щелочности (возрастание величины K/Rb, Li/Rb, уменьшение Li/Na). Резкое уменьшение величины Rb/Cs, противоречащее общему ходу изменения взаимоотношений щелочей, связано, вероятно, с интенсивным выносом K и, соответственно, Rb при альбитизации. При грейзенизации роль щелочей уменьшается еще больше.

В телах II группы течение процесса кристаллизации в пределах магматического этапа также приводит к некоторому повышению щелочности среды (по K/Rb отношению) или она остается примерно той же (по Li/Rb). В дальнейшем ходе процесса щелочность постепенно падает.

Таким образом, для обеих групп пегматитовых тел месторождения наблюдается общая направленность в изменении pH минералообразующей среды.

Вообще следует отметить, что щелочи (не только редкие, но и K, и Na) играют большую роль только в первые этапы образования пегматитовых тел. При этом, если калиевые минералы (главным образом микроклин) слагают мощные зоны во многих телах, то натрия играет в них сравнительно незначительную роль. В пегматитах I группы натриевый метасоматоз проявлен очень слабо. Происходит лишь частичное замещение микроклина альбитом по сети мелких трещин. В целом же микроклин краевых зон и кристаллы его в полостях остаются нетронутыми этим процессом.

В пегматитах II группы, в которых поздние процессы (гидротермальный этап) привели к полному исчезновению микроклина в минерализованных полостях, калиевый полевой шпат краевых зон только слабо альбитизирован. Лишь в редких телах присутствуют значительные массы альбита.

В минерализованных полостях пегматитов обеих групп минералы K и Na практически отсутствуют. Здесь встречены лишь в качестве аксессуаров поздний мусковит и калиевый полевой шпат, но и эти минералы обнаружены далеко не во всех телах. Редкие же щелочи (Li, Rb, Cs) присутствуют только в виде примесей в этих аксессуарных минералах, а также в берилле, бацитите и миларите.

Таким образом, из изучения поведения редких щелочей можно сделать следующие выводы.

1: С течением процесса минералообразования в пегматитах обеих групп происходит увеличение роли редких щелочей. При этом для пегматитов I группы преимущественное возрастание отмечается для лития.

В телах II группы литий играет меньшую роль, большее значение приобретает Rb.

2. Различие в физико-химических условиях формирования пегматитов I и II групп сказывается на содержании редких щелочей в минералах: наибольшее обогащение редкими щелочами отмечается для минералов пегматитов I группы (не претерпевших воздействия наложенных гидротермальных растворов).

3. В целом щелочные металлы играют значительную роль только в первые этапы минералообразования. В гидротермальный этап роль K и Na в минералообразовании резко падает. Относительные количества редких щелочей при этом растут, хотя абсолютные значения их продолжают оставаться ничтожными.

4. При общем относительном увеличении количества редких щелочей в поздних минералах отмечается наиболее резкое увеличение Rb, в связи с чем изменение величин K/Rb и Rb/Cs в течение процесса минералообразования обратно.

Бериллий. Этот элемент присутствует на месторождении в ничтожном количестве. Однако во всех группах пегматитовых тел и в грейзенах он отмечается в минералах в виде примеси. На месторождении известно также несколько собственно бериллиевых акцессорных минералов.

Бериллиевые минералы в пегматитовых телах распространены неравномерно. В пегматитах II группы и в грейзенах они встречаются часто, в пегматитах I группы — полностью отсутствуют. Неравномерно распределены они и в разновозрастных минеральных комплексах пегматитов.

Зоны, образовавшиеся в ранние этапы формирования, лишены бериллиевых минералов. В магматический этап и в этап кристаллизации из надкритических растворов бериллий рассеивается в породообразующих минералах в количествах, обычных для гранитных пегматитов: микроклин содержит Be от тысячных до сотых долей процента, рибекит — тысячные доли.

Ограниченная способность бериллия входить в виде изоморфной примеси в породообразующие минералы ранних пегматитовых комплексов является главным фактором концентрации его в расплаве, что приводит к обогащению бериллием внутренних зон пегматитов — блоковой и ядра (Беус, 1960). В кентских же пегматитах собственно бериллиевые минералы не образуются вплоть до гидротермального этапа минералообразования. Как показали исследования последних лет (Гинзбург, и др., 1965; 1973), это объясняется тем, что в субщелочных гранитах, особенно при высоком содержании фтора и незначительном количестве минералов, в которые бериллий может входить изоморфно, образование бериллиевых минералов из магматического расплава не происходит. Бериллий совместно с фтором накапливается в поровых растворах, и кристаллизация бериллиевых минералов происходит в постмагматических гидротермальных образованиях.

Гидротермальный процесс в кентских пегматитах протекает различно для тел I и II групп. В пегматитах I группы бериллиевые минералы не образуются и в это время. В виде ничтожных примесей Be обнаружен в кварце и акцессорных минералах (до сотых долей процента). В пегматитах II группы во время гидротермального этапа Be также входит в виде примеси в различные минералы, но также образует и собственные соединения. Здесь известны семь минералов бериллия — фенакит, берилл, бацит, миларит, бертрандит, гентгельвин, гадолинит (?).

В гидротермальный этап пегматиты II группы подвергаются воздействию растворов, чрезвычайно насыщенных фтором и содержащих различные редкие элементы. Как известно, перенос бериллия часто связан с фтором (Беус, 1960), чем и можно объяснить появление его на месторождении именно в это время. На Кенте, судя по геохимической обстановке, это мог быть фторид бериллия или фторбериллат кальция.

В течение почти всей высокотемпературной гидротермальной стадии в пегматитах II группы бериллий входит в минералы только в виде примеси. Он содержится в ильмените, колумбите, цирконе, монаците, ксенотиме, кварце и флюорите (от тысячных до сотых долей процента). Кристаллизация собственно бериллиевого минерала — фенакита происходит в самом конце высокотемпературной гидротермальной стадии.

В начале среднетемпературной стадии в пегматиты II группы продолжают поступать насыщенные фтором растворы. В это время выпадает очень большое количество флюорита и кварца. Во вторую половину стадии, наряду с ними, кристаллизуются некоторые акцессорные минералы, содержащие примесь бериллия (эпидот — тысячные доли процента) и собственно бериллиевые минералы — берилл и, затем, бацит. В некоторых телах вместо берилла образуется миларит.

В низкотемпературную гидротермальную стадию бериллий в незначительном количестве входит в кварц, поздний мусковит и в продукты изменения ильменита — рутил, брукит и анатаз (десятитысячные и тысячные доли процента). Из собственно бериллиевых минералов образуются берtrandит, гентгельвин и гадолинит (?). В некоторых телах вместо берtrandита и гентгельвина кристаллизуется фенацит II.

Из числа гипергенных минералов бериллий содержат α -тридимит и псидомелан (десятитысячные — тысячные доли процента).

Таким образом, практически вся бериллиевая минерализация кентских пегматитов связана с гидротермальной деятельностью в телах II группы, располагающихся, как говорилось ранее, в пределах тектонических зон северо-западного направления. Аналогичное развитие бериллиевой минерализации в грейзенах района (см. табл. 1), связанных с системой той же северо-западной трещиноватости, говорит о генетической связи бериллиевой минерализации пегматитов и грейзенов.

Состав, области распространения и парагенетические ассоциации отдельных бериллиевых минералов свидетельствуют о кристаллизации их из среды, почти не содержащей алюминия. Из семи бериллиевых соединений только два имеют в своем составе Al (если не считать бацит, в котором обнаружено 0,25% Al_2O_3). В ассоциации с ними образуются лишь незначительные количества ортита, эпидота (среднетемпературная стадия) и мусковита (низкотемпературная стадия). Некоторое повышение содержания Al в растворе, необходимое для образования этих минералов, а также берилла и миларита, связано, по-видимому, с частичным замещением флюоритом микроклина ранних зон.

К концу гидротермального этапа в минералообразующем растворе при очень низком содержании двухвалентного железа концентрируется некоторое количество серы, входящей в состав гентгельвина и сфалерита.

Из вышесказанного можно сделать следующие выводы:

1. Кентские пегматиты очень сильно отличаются по роли и значению бериллия в их формировании. В пегматитах I группы бериллий играет роль рассеянного элемента и не образует концентраций, необходимых для кристаллизации собственных соединений. В пегматитах II группы развита акцессорная бериллиевая минерализация.

2. Бериллиевая минерализация отсутствует в ранних зонах пегматитов обеих групп и связана исключительно с гидротермальной деятельностью. Появление бериллиевой минерализации Кентского месторождения в постмагматических образованиях и четкая связь ее с редкоземельными соединениями обусловлены повышенной щелочностью материнских гранитов и высоким содержанием фтора в магматическом очаге.

3. Отсутствие собственно бериллиевых минералов в пегматитах I группы и значительное количество их в пегматитах II группы и в грейзеновых проявлениях района свидетельствует о генетической связи пегматитовой и грейзеновой бериллиевой минерализации и о наложении грейзенизирующих растворов на пегматиты II группы.

4. Состав и парагенетические ассоциации последовательно образующихся бериллиевых минералов свидетельствуют о значительном постоянстве состава минералообразующей среды и о незначительной роли в ней многих широко распространенных элементов, в частности Al^{3+} и Fe^{2+} . Это привело к образованию лишь незначительных количеств наиболее обычного бериллиевого минерала пегматитов — берилла и к осаждению большей части бериллия в фенаките, берtrandите, бацците и гентгельвине.

Алюминий. Интересной особенностью Кентского месторождения является резкое изменение роли алюминия на протяжении процесса минералообразования. В первые два этапа становления пегматитов роль алюминия очень велика. В это время образуются огромные количества полевых шпатов, биотит, а в некоторых телах и рибекит, являющийся второстепенным пороодообразующимся минералом. В следующий затем гидротермальный этап минералообразования роль алюминия резко падает. Пороодообразующие минералы гидротермального этапа — кварц и флюорит — содержат лишь примесь алюминия (десятые и сотые доли %). Акцессорные минералы этого времени представлены силикатами, фосфатами, окислами, фторидами. В тех случаях, когда образуются минералы, содержащие Al (берилл, миларит, баццит), он в значительной степени замещен другими катионами (в берилле и миларите на $1/4$, в бацците практически весь). Именно незначительную ролью алюминия в процессе минералообразования в гидротермальный этап объясняется кристаллизация фенакита, берtrandита, баццита и гентгельвина, а также крайне ограниченное количество поздних слюд в пегматитах и полное отсутствие на месторождении топаза — минерала, характерного для пегматитов, насыщенных фтором.

Как известно, в рудообразующих растворах повышенной щелочности алюминий образует растворимые алюминаты и не связывается в форме силикатов (Гинзбург и др., 1965; Назарова, 1969; Галецкий и др., 1970). Поскольку кентские пегматиты и грейзены связаны с субщелочными гранитами, щелочность гидротермальных растворов также была достаточно высока, что и привело, по-видимому, к отсутствию алюминия в минералах, образующихся в это время.

Скандий. Как уже указывалось в литературе (Семенов, 1966), характерной чертой кварц-флюоритовых пегматитов Казахстана является повышенное количество скандия. Кент не является исключением. Более того, высокое содержание скандия характерно не только для пегматитов месторождения, но и для многочисленных грейзеновых проявлений района, в которых был установлен собственно скандиевый минерал — тортвейтит (Кроль, 1966).

Пегматитовые тела Кента резко отличаются между собой по содержанию скандия: в некоторых из них был обнаружен скандиевый аналог берилла — баццит, в других почти нет минералов даже с примесью скандия.

Ранние зоны пегматитов, образующиеся в магматический и пневматолитовый этапы кристаллизации, почти не содержат минералов, в которых мог бы концентрироваться скандий. В это время он входил лишь в биотит (до 0,08%) и рибекит (~0,03%), причем, если биотит в небольших количествах присутствует во всех пегматитовых телах, то рибекит встречается чрезвычайно редко.

Основная масса акцессорных минералов с примесью Sc образуется в гидротермальный этап, когда кристаллизуются все минералы, содержащие редкие земли, цирконий, двухвалентное железо, марганец. В это время в тех или иных количествах скандий входит в большое число минералов и даже образует собственный минерал — баццит (табл. 22).

В высокотемпературную гидротермальную стадию развития пегматитового процесса скандий в количестве 0,001—0,8% Sc_2O_3 входит в циркон, ильменит, колумбит, торит, образующиеся в пегматитовых телах обеих групп. В дальнейшем история образования минералов, содержащих Sc,

Последовательность образования минералов, в которых присутствует скандий, в продолжение гидротермального этапа и содержание в них Sc_2O_3 , в % (по данным спектрального анализа)*

Стадии		
высокотемпературная	среднетемпературная	низкотемпературная
Колумбит 0,001—0,8 (0,15) Ильменит 0,015 (0,15) Пироксор $\sim 0,5$ (0,08) Циркон 0,08—0,8 (0,08) [0,367] Торит 0,003 (0,05) Флюорит 0,001 (1,0) Ксенотим 0,002 (1,5)	Берилл 0,005 (0,2) Ортит 0,3 (0,8) Кальцит 0,001 Эпидот 0,003 (0,01)	Бацит Гентгельвин 0,008 (0,1) Мусковит 0,03 (0,6) Рутил Брукит } 0,03 Анатаз } Ильменорутит 0,008 (0,3)

* Цифры в круглых скобках — максимальное содержание для данного минерала по Л. Ф. Борисенко (1964), в квадратных — по Е. И. Семенову (1966).

связана почти исключительно с пегматитами II группы. Во вторую половину высокотемпературной стадии в них кристаллизуются флюорит и ксенотим, содержащие до 0,002% Sc. Кристаллизующиеся в это время здесь же цериевые редкоземельные минералы скандия не содержат.

В среднетемпературную стадию начинается кристаллизация основной массы флюорита II. В нем содержится до 2% редких земель существенно иттриевого состава, но Sc в этом флюорите отсутствует. Все минералы, находящиеся в ассоциации с флюоритом II — берилл, ортит (в некоторых телах эпидот и кальцит) — содержат в тех или иных количествах Sc. Наиболее обогащен скандием ортит $\sim 0,3\%$ Sc_2O_3 . В самом конце среднетемпературной гидротермальной стадии кристаллизуется скандиевый берилл — бацит.

В низкотемпературную стадию после окончания кристаллизации бацита происходит рассеивание скандия в минералах, содержащих железо и титан (рутил, брукит, анатаз, ильменорутит, гентгельвин, мусковит).

В процессе гипергенеза скандий на месторождении не концентрируется. Из большого количества пиролюзита лишь в двух случаях обнаружено содержание 0,3 и 0,003% Sc_2O_3 .

Как известно, концентрация скандия в различных минералах объясняется изовалентным изоморфизмом его с Y, Lu и Yb, менее с Al и Fe^{3+} . Близость ионного радиуса приводит к легкому гетеровалентному замещению Mg, Fe^{2+} , отчасти Mn и Zr (Щербина, 1960; Борисенко, 1964).

На Кентском месторождении практически нет Mg и ограничено количество Fe^{2+} (о последнем свидетельствует вхождение большого количества Fe^{3+} в колумбит, ильменит, карфолит, а в более позднее время — образование почти идеального гентгельвина в ассоциации с гематитом). Минера-

лы TR, Mn и Zr в ранних зонах пегматитов отсутствуют. Этим обусловлено малое рассеяние скандия в первые этапы становления пегматитов и накопление его к началу гидротермальной деятельности.

В высокотемпературную гидротермальную стадию образуется значительное количество минералов, в том или ином количестве содержащих Fe^{2+} , что приводит к значительной концентрации в них скандия. Содержание скандия в растворе было, по-видимому, в это время весьма значительным, так как во многие минералы он входит в повышенном количестве.

В дальнейшем, в средне- и низкотемпературную стадии все минералы, имеющие в своем составе Fe^{2+} , также оказываются обогащенными скандием (ортит, гентгельвин).

В течение высокотемпературной стадии гидротермального этапа происходило некоторое накопление скандия в цирконе, широко распространенном на месторождении. Вхождение Sc в циркон сопровождалось появлением в последнем редких земель.

Минералы, содержащие TR_Y в отличие от вышеупомянутых железистых, почти не содержат скандия. В ксенотиме и флюорите I Sc_2O_3 присутствует в количестве лишь тысячных долей процента. Остальные анализированные иттриевые минералы (флюориты различных генераций из различных тел) вообще лишены Sc. Среди редкоземельных минералов высоким содержанием Sc характеризуются цериевые соединения, что связано с замещением в них скандием двухвалентного железа (широхлор, ортит), а не TR.

На вхождение Sc в редкоземельные минералы не за счет TR, а за счет Fe^{2+} и, возможно, Ti указывает Е. И. Семенов (1966). Кентский материал подтверждает этот вывод как поведением скандия в редкоземельных минералах, так и вхождением его в титановые соединения (рутил, брукит, анатаз) в продолжение низкотемпературной гидротермальной стадии.

Наибольшая концентрация скандия в берилле, приведшая к образованию его скандиевого аналога — баццита связана, по-видимому, не столько с легкостью замещения скандием алюминия в структуре берилла, сколько с незначительной ролью Al при гидротермальном минералообразовании, малым количеством минералов Fe^{2+} и неспособностью скандия замещать в силу каких-то причин Y и Yb в образующемся в это время флюорите II. Действительно, среди кристаллизующихся в течение гидротермального этапа минералов практически нет соединений Al. Исключения составляют лишь ортит, в котором, однако, более $1/3$ Al замещено другими элементами, и берилл, в котором четверть позиций алюминия также занята изоморфными примесями. В то же время к концу среднетемпературной гидротермальной стадии относительная концентрация скандия в растворе должна была значительно возрасти, поскольку к этому времени выделилось огромное количество флюорита II, не содержащего скандий, а те минералы, в которые скандий и вошел в виде примесей (ортит, берилл, эпидот, кальцит) — образовались лишь в ничтожных количествах.

Высокая концентрация бериллия и скандия в растворе при отсутствии минералов, в решетку которых они могли бы войти в качестве примесей, привели к образованию чрезвычайно редкого собственного скандиевого минерала — баццита. Кристаллизация его длится очень короткое время (конец высоко- и начало низкотемпературной стадии), после чего концентрация Sc упала¹ и образование баццита прекратилось. Бериллий при этом выпал в виде бертрандита гентгельвина, в некоторых случаях — фенакита II, а скандий снова рассеивался в виде ничтожной примеси в различных минералах. Самые высокие концентрации его в это время связаны с мусковитом и с различными модификациями TiO_2 . Замещение Ti^{4+} ($r_i = 0,64 \text{ \AA}$) на Sc^{3+} ($r_i = 0,83 \text{ \AA}$) должно компенсироваться

¹ В это время в пегматиты второй группы поступали растворы, образовавшие в районе месторождения низкотемпературные кварц-флюоритовые жилы. Как показало изучение последних, растворы эти не содержали повышенных количеств скандия.

вхождением в минерал иона, близкого по размеру к Ti и имеющего больший заряд, то есть Nb или Ta . Действительно, все модификации TiO_2 на Кенте содержат повышенные количества Nb .

Вопрос об источнике скандия на месторождении в связи с недостаточностью имеющегося материала решить трудно. Как известно, во многих случаях источником его в гранитных пегматитах оказываются породы основного состава, вмещающие пегматитовые поля. Для некоторых месторождений указывается возможность ассимиляции скандия из вмещающих пород непосредственно пегматитовым расплавом (Schaller а. о., 1962; Борисенко, 1964). В других случаях образование скандийсодержащих минералов пегматитов связывают с накоплением Sc в остаточном расплаве (Борисенко, 1964).

В Кентском интрузиве обогащение скандием пегматитов вряд ли можно связывать с ассимиляцией гранитным расплавом вмещающих пород. Пегматитовые тела располагаются непосредственно в теле материнской интрузии и, хотя и находятся, главным образом, вблизи контакта с кровлей, не обнаруживают закономерности между расстоянием от вмещающих пород и степенью обогащения скандием.

Возникновение большого числа поздних скандийсодержащих минералов только в пегматитах II группы и широкое развитие в пределах Кентского пегматитового поля грейзеновых проявлений, обогащенных скандийсодержащими минералами, в том числе и тортвейтитом, заставляет считать, что скандийсодержащие минералы, присутствующие только в пегматитах II группы, генетически связаны с наложенными на пегматиты гидротермальными растворами. Таким образом, и появление собственно скандиевого минерала — баццита — связано с деятельностью этих гидротермальных растворов.

Изложенное можно суммировать следующим образом:

1. Обогащение пегматитовых тел Кента скандием связано с геохимической спецификой пегматитоносных гранитов и не зависит от влияния вмещающих пород.

2. В ранние этапы пегматитообразования скандийсодержащие минералы образуются в очень незначительном количестве. Основная масса их кристаллизуется в гидротермальный этап минералообразования. При этом в пегматитах I группы минералы, содержащие скандий, в гидротермальный этап кристаллизуются практически только в первую половину высокотемпературной стадии. В дальнейшем история образования их связана почти исключительно с пегматитами II группы.

3. Возникновение большого числа поздних скандийсодержащих минералов только в пегматитах II группы и широкое развитие их в грейзеновых проявлениях района свидетельствует о генетической связи поздней скандиевой минерализации пегматитов с наложенными гидротермальными растворами.

4. Вхождение Sc в виде примеси в минералы изучаемых пегматитов связано, главным образом, с замещением им Fe и Ti .

5. Образование собственно скандиевого минерала — баццита обусловлено, наряду с высокой концентрацией Sc и Be , незначительной ролью Al в минералообразующем процессе.

Редкие земли и иттрий. Редкоземельные элементы, хотя и в очень незначительных количествах, распространены на месторождении достаточно широко и в некоторых телах играли заметную роль в процессе минералообразования. Они образуют как собственные минералы, так и входят во многие соединения в виде примесей. На месторождении насчитывается 20 минералов, содержащих TR (табл. 23). Наибольшим распространением они пользуются в пегматитах II группы, в телах I группы — почти неизвестны. Как видно из списка, в пегматитах I группы присутствует лишь один собственно редкоземельный минерал, в пегматитах II группы их девять.

Распределение минералов, содержащих редкие земли, в пегматитах I и II групп

Пегматиты I группы	Пегматиты II группы	Пегматиты I группы	Пегматиты II группы
	Фториды		Фосфаты
Флюорит	Флюорит Флюоцерит *		Монацит * Ксенотим * Чёрчит * Апатит Смирновскит *
	Оксиды		
Колумбит Мариньякит *	Колумбит Мариньякит * (?)		Карбонаты
	Силикаты		Кальцит Бастнезит *
Циркон Торит	Циркон Торит (?) Гадолинит * Торогуммит Эпидот Ортит * Бацит		

* Собственно редкоземельные минералы. Вопросительный знак поставлен рядом с минералами, нахождение которых в данной группе находится под сомнением.

Среди минералов, содержащих редкие земли, наибольшее число относится к классу силикатов, несколько меньшее — к фосфатам. Однако по степени развития на месторождении отдельных минералов среди собственно редкоземельных соединений на первом месте стоит монацит, а среди минералов с примесью TR — флюорит. Последний достаточно широко распространен в пегматитах (особенно II группы), что, по-видимому, является основным концентратором редких земель на месторождении. Собственно же редкоземельные минералы являются аксессуарными и играют подчиненную роль.

На Кентском месторождении появление TR-содержащих минералов происходит практически лишь в начале гидротермального этапа. Ранние зоны пегматитов редкоземельных минералов не содержат. Возможно, это связано с тем, что, как считают некоторые авторы (Гинзбург, Журавлева, 1959), в щелочных гранитах в условиях повышенной щелочности редкие земли образуют легко растворимые комплексные соединения и накопление их происходит лишь в течение пневматолитово-гидротермального и гидротермального процесса. Кроме того, в этот период не образуются минералы, в которые редкие земли могли бы входить в виде примесей.

Широкое развитие минералы, содержащие TR, приобрели в гидротермальную стадию. Наиболее ранними среди них являются колумбит, пироксид, торит, циркон и ильменит, кристаллизовавшиеся в первую половину высокотемпературной стадии. Эти минералы присутствуют в пегматитах обеих групп. Во вторую половину высокотемпературной стадии редкоземельная минерализация возникла лишь в пегматитах II группы, где появляется флюорит I и находящиеся в ассоциации с ним монацит, ксенотим, флюоцерит.

Редкоземельные минералы высокотемпературной гидротермальной стадии (исключая ксенотим) содержат TR цериевого состава. Минералы с примесями редких земель имеют иттриевый и, реже, комплексный (торит) состав.

В течение высокотемпературной стадии выпадала основная масса редких земель. В это время в значительном количестве образовались

собственно редкоземельные минералы, содержащие от 11 до 85% TR_2O_3 . В кристаллизовавшемся совместно с ними флюорите I содержится от 1 до 5,5% TR_2O_3 .

В среднетемпературную гидротермальную стадию в телах I группы минералы, содержащие редкие земли, не образовывались. В телах II группы в первую половину среднетемпературной гидротермальной стадии собственно редкоземельные минералы также не известны. В это время происходила кристаллизация очень большого количества флюорита II, в который вошли редкие земли. Он содержит 1,5—2% TR_2O_3 (изумрудно-зеленый, см. табл. 7). Во второй половине среднетемпературной гидротермальной стадии кристаллизовался лишь один собственно редкоземельный минерал — ортит, имеющий цериевый состав. Флюорит, находящийся с ним в ассоциации, содержит всего лишь тысячные доли процента TR. В этот же период времени, лишь несколько позже, кристаллизовался бацит (в нем комплексный состав TR с преобладанием Ce-группы), а в других телах — кальцит (содержащий TR Y-группы) и эпидот (в котором $\text{Ce} \approx \text{Y}$).

В низкотемпературную стадию гидротермального этапа в пегматитах I группы образовалось лишь незначительное количество флюорита III, содержащего сотые и тысячные доли процента TR_2O_3 . В телах II группы образовалось несколько редкоземельных минералов — чёрчит, гадолинит и бастнезит, из которых только в бастнезите TR имеют цериевый состав. Флюорит III, кристаллизовавшийся здесь в это время, имеет состав TR с большим процентом элементов цериевой группы, чем его ранние генерации.

Распределение редкоземельных элементов в минералах различных тел приведено на графиках — рис. 6—10. В большинстве тел присутствуют редкоземельные минералы с TR и цериевого и иттриевого состава. Исключение составляет тело из промежуточной группы пегматитов (см. рис. 4), где не были обнаружены минералы иттриевого состава, и одно тело I группы, где нет минералов, содержащих TR цериевой группы. Особенно резко отличается пегматит промежуточной группы, где даже флюориты имеют цериевый состав (см. табл. 8).

В целом на Кенте главная масса редкоземельных минералов обогащена элементами иттриевой группы, что является отличительной чертой редкоземельной минерализации гранитов (Гинзбург, Журавлева, 1959). Цериевые минералы, хоть и преобладают среди собственно редкоземельных минералов, в целом на месторождении играют подчиненную роль.

Как уже отмечалось при описании флюорита, в селективных минералах существует зависимость состава редкоземельных элементов от их суммарного содержания. Во флюорите, который в большинстве тел играет роль селективного иттриевого минерала, с уменьшением абсолютного содержания редкоземельных элементов повышается роль элементов цериевой группы (см. рис. 5). Незнученность всей гаммы иттриевых минералов месторождения не дает возможности судить о выдержанности этой зависимости для всех иттриевых соединений Кента. Достаточно четко она выражена в селективных цериевых минералах. Уменьшение суммы TR в минерале приводит к уменьшению роли цериевых земель (см. рис. 10), как это было установлено А. П. Хомяковым (1963). Исключением является лишь монацит одного из тел, содержащий несколько пониженное количество TR цериевой группы (97% от суммы TR_2O_3). Это, по-видимому, объясняется более высоким содержанием в нем Th (Хомяков, 1963).

На протяжении процесса минералообразования на месторождении происходило изменение состава редкоземельных минералов. Если в начале гидротермального этапа наряду с иттриевыми минералами кристаллизовалось значительное количество цериевых (пироксид, монацит, флюоцерит), то в среднетемпературную стадию из цериевых минералов образовался только ортит, а в низкотемпературную — цериевые минералы

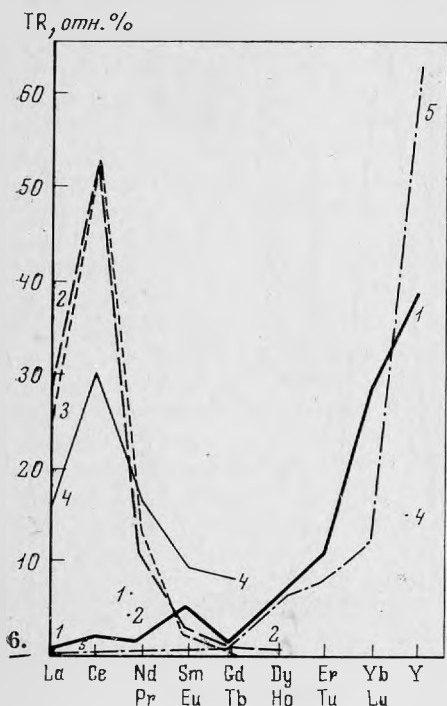


Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов в редкоземельных минералах пегматитов II группы

1 — пироксон, 2 — монацит, 3 — ортит, 4 — бацит, 5 — ксенотим-II

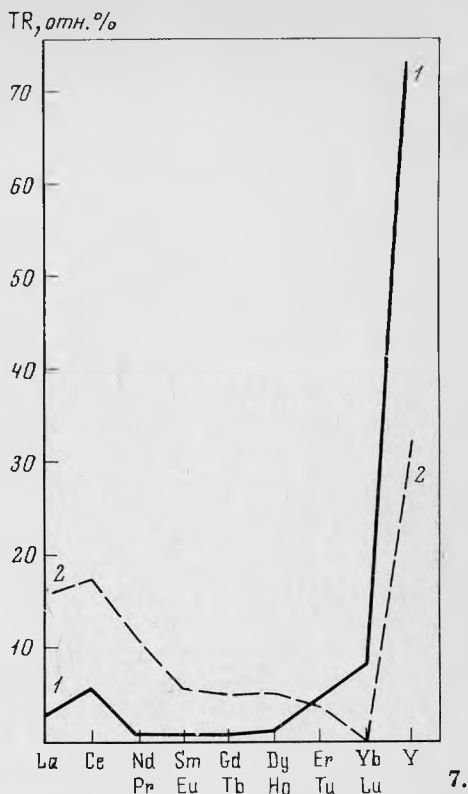


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов в минералах пегматитов II группы

1 — кальцит, 2 — эпидот

практически не возникали (появился лишь бастнезит, развивавшийся по ортиту).

Такая последовательность в смене составов редкоземельных минералов характерна для гранитных пегматитов и отмечается многими исследователями (Вайнштейн и др., 1956; Гинзбург, Журавлева, 1959; Минеев, 1963; Семенов, 1963; и др.).

Состав селективных цериевых и иттриевых минералов месторождения имеет обычный для редкоземельных минералов характер: цериевые минералы содержат практически только цериевую группу TR, иттриевые же характеризуются полным составом лантаноидов.

Состав редких земель в цериевых минералах, образовавшихся в разное время в одном и том же теле и в разных телах, в общем постоянен. Он характеризуется сложным La-Ce-Nd максимумом почти для всех изученных образцов. В иттриевых минералах (собственно редкоземельных) состав редких земель в течение процесса минералообразования меняется также очень незначительно. Все они обладают сложными Dy-Er-Yb-Y максимумами.

Гораздо ярче изменение относительных количеств редкоземельных элементов, происходившее параллельно с ходом процесса минералообразования, наблюдается в минералах с примесями TR. Наиболее широко распространенным минералом с примесью редких земель на месторождении является флюорит, кристаллизующийся в течение всего гидротермального этапа и образующий несколько генераций. Изменение относительных

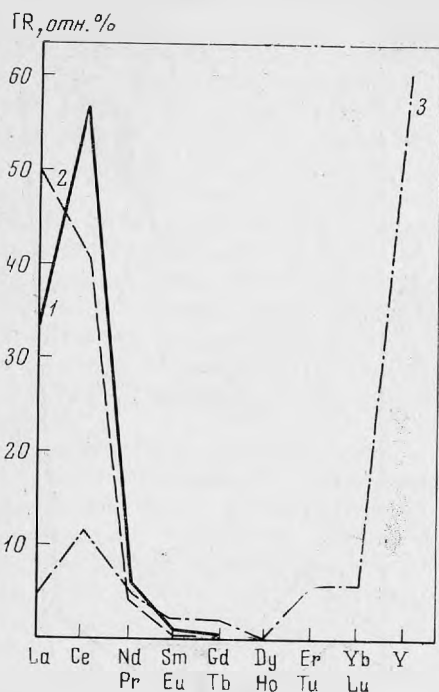


Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов в минералах флюоритовой ассоциации пегматитов II группы

1 — монацит, 2 — флюоцерит, 3 — флюорит

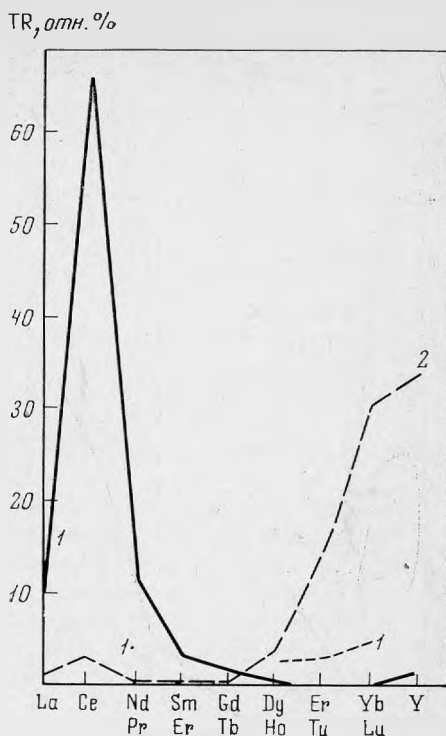


Рис. 9. Распределение редкоземельных элементов в минералах пегматита I группы

1 — мариньякит, 2 — циркон

количество TR во флюорите было рассмотрено ранее (см. описание флюорита). Во всех изученных телах происходит уменьшение отношения $\Sigma Ce / \Sigma Y$ от внутренних зон флюорита одной генерации к внешней и увеличение этого отношения при переходе от одной генерации к другой. В целом же намечается общая тенденция увеличения отношения $\Sigma Ce / \Sigma Y$ во флюоритах в последние стадии минералообразования.

Таким образом, в телах II группы в изменении состава редкоземельных элементов наблюдается как будто две тенденции. С одной стороны, акцес-



Рис. 10. Уменьшение роли TR_{Ce} параллельно со снижением суммы редкоземельных элементов в первичных минералах

сорные редкоземельные минералы и большинство аксессуарных минералов, содержащих примеси TR, к концу процесса минералообразования приобретали более ярко выраженный, чем в начале процесса, иттриевый состав. С другой — состав TR во флюорите, кристаллизовавшемся на протяжении всего гидротермального этапа, к концу процесса становился более цериевым. При этом в пределах различных гидротермальных стадий наиболее иттриевые разности флюорита находятся в ассоциации, как правило, с цериевыми минералами и наоборот. В целом, поскольку основная масса редких земель на месторождении содержится во флюорите, следует, по-видимому, считать, что, несмотря на более или менее постоянный «средний» состав редкоземельных элементов, выпадавших в различные гидротермальные стадии, к концу гидротермального процесса в общем выпадало больше цериевых земель, чем иттриевых.

Взаимоотношения редкоземельных минералов Кентского месторождения и поведение их в ходе гидротермального процесса свидетельствует о большой роли кристаллографического фактора разделения TR, основанного на различии ионных радиусов редкоземельных элементов. О влиянии кристаллографического фактора на образовании редкоземельных минералов различного состава нет единого мнения. Одни авторы придают ему большое значение (Щербина, 1959; Павленко, 1959; Семенов, 1963, Хомяков, 1967 и др.), другие отрицают его и все изменения состава редкоземельных элементов в минералах связывают с химической дифференциацией, основанной на различной способности цериевых и иттриевых редких земель к комплексообразованию и различной степени устойчивости этих комплексов при изменении кислотности минералообразующей среды (Минеев, 1963). На Кентском месторождении при увеличении роли иттриевых редкоземельных минералов к концу гидротермального процесса, свидетельствующем как будто об увеличении кислотности среды и о химической дифференциации редкоземельных элементов, происходящей в связи с этим, происходила одновременная кристаллизация селективных цериевых и селективных иттриевых минералов — мариньякита и циркона, монацита и ксенотима. Если учитывать также и минералы с примесями редких земель, то число одновременно образующихся минералов с резко различным составом TR значительно увеличится:

мариньякит + циркон + торит (+ колумбит + ильменит),
монацит + ксенотим + флюорит,
ортит + флюорит + бацит,

что свидетельствует о преимущественном вхождении элементов Y или Ce — группы TR в тот или иной минерал. При этом состав TR в минералах одной парагенетической ассоциации очень различен и различия эти гораздо больше, чем различия составов TR в разных генерациях одного и того же минерала (например, флюорита). Кроме того, как уже говорилось, увеличение роли иттриевой группы TR в собственно редкоземельных минералах к концу гидротермального этапа сопровождалось ослаблением ее в главном концентрате TR на месторождении — флюорите. При вхождении примеси редких земель в минералы происходило преимущественное накопление иттриевой группы TR в минералах кальция (флюорит, кальцит), ниобия (колумбит), циркония (циркон). Следует, однако, отметить, что бацит хоть и содержит значительное количество Y, в целом имеет, против ожидания, цериевый состав, а торит сильно обогащен иттрием. Это объясняется, по-видимому, уже геохимическим фактором распределения редких земель в минералах, поскольку торит кристаллизовался в начале высокотемпературной гидротермальной стадии, когда образовывались, главным образом, иттриевые минералы, а бацит — в конце среднетемпературной стадии, вскоре после Ce-содержащего ортита.

Все вышеизложенное можно суммировать следующим образом:

1. Несмотря на присутствие на месторождении значительного числа аксессуарных редкоземельных минералов, основная масса TR содержится

во флюорите, образующем во многих пегматитовых телах большие скопления.

2. Редкоземельные минералы и минералы с примесями редких земель почти неизвестны в пегматитах I группы и широко распространены в пегматитах II группы, расположенных в пределах зон тектонических нарушений.

3. Образование минералов, содержащих редкие земли, происходило только в гидротермальный этап становления пегматитов и связано в основном с воздействием на пегматитовые тела наложенных гидротермальных растворов, образовавших также собственно грейзеновые месторождения района.

4. Главная масса редких земель выпадала в высокотемпературную и в первую половину среднетемпературной гидротермальной стадии. В более позднее время количество обнаруженных редкоземельных минералов и содержание TR в них резко снижено.

5. Минералы, содержащие редкие земли, характеризуются в основном селективными составами. Комплексный состав TR на месторождении редок.

6. Состав селективных цериевых минералов на месторождении в целом постоянен как для минералов, образующихся в разные стадии процесса в одном теле, так и в разных телах и характеризуется La-Ce-Nd сложным максимумом. В то же время в них существует зависимость между абсолютным содержанием редкоземельных элементов и их составом. Уменьшение содержания TR в минерале сопровождается некоторым уменьшением в нем роли цериевых земель.

7. Состав селективных иттриевых минералов также достаточно постоянен для минералов, образовавшихся в одну и ту же стадию гидротермального процесса и характеризуется Dy-Er-Yb-Y максимумом. Состав же последовательно образовавшихся иттриевых минералов становился более цериевым с течением гидротермального процесса (флюорит), что могло быть вызвано как уменьшением абсолютного количества TR в минерале, так и уменьшением кислотности минералообразующей среды и падением ее температуры.

8. В целом состав собственно редкоземельных минералов в течение гидротермального этапа изменялся от цериевого в высокотемпературную стадию к иттриевому — в низкотемпературную.

9. Изменение состава редких земель в одном минерале на протяжении процесса минералообразования (например, во флюорите) не всегда может быть основой для геохимических построений и суждений об изменении кислотности минералообразующей среды, если, помимо этого минерала, образуются другие редкоземельные соединения. Кроме того, изменение состава TR в различных генерациях одного и того же минерала может быть связано не только с изменением кислотности, но и другими параметрами среды (возможно, с температурой, наличием тех или иных химических элементов), а также с кристаллохимическими особенностями редкоземельных соединений.

10. В дифференциации редких земель на Кентском месторождении большую роль играл кристаллохимический фактор. На фоне общего повышения роли иттриевых TR в собственно редкоземельных минералах к концу процесса, что может быть связано с химическим разделением редких земель при изменении кислотности минералообразующей среды, происходит одновременная кристаллизация иттриевых и цериевых селективных минералов. При этом состав TR у одновременно образующихся минералов отличается гораздо больше, чем у различных генераций одного и того же минерала.

Титан очень широко распространен на месторождении. Он является постоянной примесью всех минералов самых различных по времени образования комплексов — от магматических до гипергенных. Из соб-

ственно титановых минералов широко распространен только ильменит, присутствующий почти во всех изученных телах. Кроме того, образуются рутил, брукит, анатаз, ильменорутит, пирохлор, астрофиллит, но они встречаются редко.

В продолжении магматического этапа и этапа кристаллизации из надкритических растворов значительное количество титана рассеивалось в породообразующих минералах, особенно в биотите. По данным спектральных анализов, в кварце содержатся сотые доли процента Ti; в микроклине от тысячных до сотых, а в биотите — целые проценты. Рибекит, образовавшийся лишь в небольшом числе тел, содержит десятые доли процента Ti.

Собственно титановые минералы появились в гидротермальном этапе кристаллизации. В течение высокотемпературной стадии кристаллизовалось значительное количество ильменита. В редких случаях обнаруживаются пирохлор (мариньякит) и ильменорутит, а в телах, расположенных на контакте с рибекитовыми гранитами — астрофиллит. Происходило также накопление титана в колумбите (до целых процентов TiO_2). Сотые доли процента Ti содержат циркон, торит, ксенотим и карфолит, тысячные — монацит и флюорит.

В продолжение среднетемпературной гидротермальной стадии титан продолжал входить практически во все образующиеся в это время минералы. Небольшое количество его содержится в ортите и гематите (десятые доли процента). В еще меньшем количестве он присутствует в слюде, берилле, гентгельвине, эпидоте (сотые доли процента), кальците, бисмутите, фенаките, галените, сфалерите (тысячные доли процента). Кварц и флюорит содержат Ti от сотых до тысячных долей процента.

В условиях низкотемпературной гидротермальной стадии кристаллизовались рутил, брукит и анатаз. Однако образование их происходило за счет титана, содержавшегося в ильмените, то есть выпавшего в твердую фазу еще в высокотемпературную стадию.

Из гипергенных минералов повышенную концентрацию титана имеют окислы Mn (от сотых до целых процентов Ti).

Таким образом, собственно титановая минерализация, образовавшаяся за счет интенсивного выделения титана из раствора, появилась практически только в условиях высокотемпературной фазы гидротермального периода. В остальное время формирования пегматитовых тел происходило рассеяние титана среди породообразующих и аксессуарных минералов.

Тантал и ниобий. Кентские пегматиты содержат мало танталониобатов. Здесь обнаружены только колумбит и пирохлор (мариньякит). Колумбит является обычным минералом пегматитов обеих групп, пирохлор встречается редко. Помимо тантало-ниобатов, Ta и Nb в значительных количествах содержатся в титановых минералах — ильменорутиле, ильмените, рутиле, бруките, анатазе. В виде ничтожных примесей они присутствуют во многих минералах месторождения.

В условиях магматического этапа и этапа кристаллизации из надкритических растворов ниобий в количестве тысячных долей процента иногда входит в решетку микроклина, сотых и десятых долей процента в биотит. Кварц, кристаллизовавшийся в это время, содержит тысячные и десятитысячные доли, рибекит — тысячные доли процента Nb.

Собственно тантал-ниобиевые минералы появились в течение гидротермального этапа кристаллизации. В первой половине высокотемпературной гидротермальной стадии образовались колумбит и пирохлор. Характерной чертой их состава является резкое преобладание ниобия над танталом (табл. 24). Изученные колумбиты близки к крайним ниобиевым членам. Близкий по времени выделения к нему пирохлор также характеризуется преобладанием Nb, однако Ta/Nb отношение в нем гораздо выше, чем в колумбитах.

Отношение Ta/Nb в различных минералах пегматитов

Стадия гидротермального этапа	Минерал	Ta/Nb	Стадия гидротермального этапа	Минерал	Ta/Nb
Высокотемпературная	Колумбит	0,015	Низкотемпературная	Рутил черный	0,017
	То же	0,027		Рутил красный	0,002
	»	0,029		Лейкоксен	— *
	Пироклор	0,060		Брукит черный	— *
	Ильменорутил	0,059		Брукит желтый	0,050
			Анализ	0,070	

* Та отсутствует, содержится лишь Nb.

В виде примеси ниобий содержится в образовавшихся в это время ильменитах (от десятых долей до первых процентов). В незначительных количествах присутствует в кварце и флюорите (десятитысячные и тысячные доли процента).

В среднетемпературную стадию Nb в виде примесей фиксировался в голубом берилле, бацитте (тысячные доли процента), кварце и флюорите (десятитысячные и тысячные доли процента).

В низкотемпературную стадию образовался ильменорутил, характеризующийся, как и более ранние минералы, резким преобладанием Nb над Ta. В заметных количествах Nb и Ta фиксируются также в титановых минералах, развитых по ильмениту — рутиле, бруките и анатазе. Среди различных модификаций TiO_2 наиболее богатой ниобием разностью оказался рутил черного цвета, содержащий более 7% Nb_2O_5 . При дальнейшем развитии процессов замещения и переходе к другим полиморфным модификациям TiO_2 — брукиту и анатазу — количество Nb уменьшается, а Ta — несколько повышается. Ничтожные примеси Nb обнаружены в кварце V, флюорите III (тысячные и десятысячные доли процента), гематите (сотые доли).

Проследить изменение отношения Ta/Nb для собственно тантал-ниобиевых соединений, происходившее в процессе минералообразования на месторождении, невозможно, так как эти минералы образуются в продолжение одной стадии. В титановых минералах, последовательно образовавшихся в низкотемпературную гидротермальную стадию, к концу процесса наблюдается увеличение содержания Ta (см. табл. 24).

В процессе гипергенеза небольшое количество Nb отлагалось в псиломеланах (до сотых долей процента). Однако не во всех телах и не все образцы одного и того же тела содержат его.

Из вышеизложенного вытекают следующие выводы:

1. Кентское пегматитовое месторождение характеризуется незначительным числом минералов, содержащих Ta и Nb.

2. Собственно ниобиевые минералы и минералы, содержащие его в виде значительных примесей, образовались в условиях гидротермального этапа кристаллизации.

3. Все минералы, содержащие Ta и Nb, характеризуются резким преобладанием Nb над Ta.

4. Отношение Ta/Nb в целом на месторождении увеличивалось к концу процесса минералообразования.

Марганец. Этот элемент распространен на месторождении достаточно широко и играет существенную роль в образовании аксессуарной минерализации. Его роль в различных этапах минералообразования весьма неравнозначна.

В продолжение магматического этапа и этапа кристаллизации из надкритических растворов собственно марганцевые минералы не образо-

вывались, но в виде примеси Mn входил в значительных количествах в биотит и рибекит (целые проценты).

В условиях гидротермального этапа кристаллизации, главным образом его ранней стадии, среди аксессуаров образовалось значительное количество марганцовых минералов. В высокотемпературную стадию все минералы, в которые Mn мог входить в качестве основного компонента, представлены высокомарганцовистыми разновидностями — колумбит (11,60—16,56%), ильменит (24,37—26,70%), карфолит (11,59—16,11%). В течение среднетемпературной стадии марганцовые минералы не образовывались, марганец же в виде примесей входил в миларит, ортит, баццит, мусковит. В условиях низкотемпературной гидротермальной стадии роль Mn еще больше падает — образовался гентгельвин, содержащий лишь 2,5% MnO, а по высокомарганцовистым ильменитам — различные модификации TiO₂, содержащие лишь доли процента Mn. Гематит, кристаллизовавшийся в это же время, также содержит лишь десятые доли процента марганца, ильменорутит — следы. Только в самый последний период этапа кристаллизации из гидротермальных растворов, в конце низкотемпературной его стадии и, возможно, частично в гипергенный этап, появились значительные количества пиролюзита, а также вернадит и псиломелан. Марганец для их образования поступал, по-видимому, из минералов, подвергавшихся изменениям в течение гидротермальной стадии, главным образом из ильменита и в меньшей степени из рибекита и биотита.

Таким образом, роль марганца и общее количество минералов его уменьшаются от ранних этапов кристаллизации к поздним. Наибольшее количество Mn выпадало в продолжение этапа кристаллизации из надкритических растворов и в условиях высокотемпературной стадии гидротермального этапа. В поздние стадии гидротермального этапа марганцовые минералы подверглись изменениям, в результате которых Mn высвобождался и лишь в самое позднее время осаждался в виде окислов.

О ГЕНЕЗИСЕ ХРУСТАЛЕ- И ФЛЮОРИТОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ КЕНТА

Несмотря на то, что пегматиты очень давно привлекают внимание исследователей и о них написано много фундаментальных работ, вопрос о генезисе их все еще дискуссионен. Наибольшие разногласия существуют по поводу образования ранних зон пегматитов. Большинство исследователей считает, что ранние зоны пегматитов кристаллизуются из остаточного расплава — раствора (Ферсман, 1960; Камерон и др., 1951; Гинзбург, 1952; Власов, 1955; Петров, 1969; и др.).

Другие утверждают, что пегматиты образуются путем постмагматической кристаллизации жильных магматических пород и дальнейшего их метасоматического преобразования (Заварицкий, 1945; Николаев, 1956; Никитин, 1958; Дмитриев, 1958, 1966; и др.).

Процесс образования хрусталеносных пегматитов в настоящее время достаточно полно освещен в литературе. Большинство авторов принимает точку зрения А. Е. Ферсмана о наличии магматического этапа в процессе формирования пегматитов (Ермаков, 1960; Долгов, 1969; Захарченко и др., 1966; Труфанов, 1969; и др.). Лишь незначительная часть исследователей считает образование хрусталеносных пегматитов, и в частности кентских, метасоматическим (Дмитриев, 1966).

Существование пневматолитового этапа в процессе формирования пегматитов также подвергается сомнению многими исследователями (Смит, 1954; Ингерсон, Маккин, 1961). Это мнение основано главным образом на данных, полученных для воды и углекислоты, которые в условиях нормальных геотермобар имеют плотность выше критической и на всех глубинах находятся в жидком состоянии. В последнее время на основании

экспериментальных данных было высказано мнение, что пневматолитовый процесс минералообразования возможен только в случае высокого содержания CO_2 и при давлении более 1000 атм (В. Б. Наумов). Однако существует предположение, что это справедливо лишь в случае спокойного эволюционного остывания участка земной коры, не подвергавшегося тепловому воздействию интрузива. В областях внедрения интрузивов температурный режим резко меняется и создаются условия для образования газовых растворов (Долгов, 1969).

Данные по термометрии и фазовому составу включений в минералах Кентских пегматитов (Мельников, 1965; Плескова, Балицкий, 1966; Захарченко и др., 1966; В. С. Балицкий и др., 1966) — наличие раскристаллизованных включений, представляющих собой герметизированные капли расплава, газовые и существенно газовые включения, высокая температура гомогенизации свидетельствуют о наличии в процессе формирования описываемых пегматитов магматического этапа и этапа кристаллизации из надкритических растворов. В телах, где процесс пегматитообразования проявился наиболее полно, большую роль играли гидротермальные растворы.

В связи с вышеизложенным и учитывая, что исследователи, занимающиеся изучением физико-химических условий образования хрусталеносных пегматитов, признают существование периода кристаллизации из пневматолитовых растворов, в процессе формирования кентских пегматитов выделено три этапа: I) магматический этап; II) этап кристаллизации из надкритических (существенно газовых) растворов; III) гидротермальный этап.

К настоящему времени во многих телах проявились процессы гипергенеза, однако сколько-нибудь значительной роли они не играют.

Изучение вещественного состава Кентского пегматитового месторождения — выяснение распределения различных минеральных комплексов в телах различных групп, взаимоотношений этих комплексов и смены их во времени в одном и том же теле, изменение состава и свойств в различных генерациях минералов и пр. — показало, что описываемые пегматиты имеют чрезвычайно сложную историю формирования, зависящую, помимо характерных для хрусталеносных пегматитов условий (удаленности от кровли массива, степени экранированности породами кровли, величины и формы тела и пр.), от размещения по отношению к системам тектонических трещин, пересекающих материнские граниты.

Этап магматический

Фактический материал, полученный различными исследователями при изучении геологии Кентского месторождения, позволяет утверждать, что образование периферических зон пегматитовых тел происходило параллельно с кристаллизацией мелкозернистых гранитов дополнительной интрузии. Об этом говорит непосредственная и косвенная (в виде проводников, общих контролирующих структур и др.) связь большинства пегматитовых тел с гранитами дополнительной интрузии, отсутствие пересечений пегматитов последними и т. д. Аналогичная связь хрусталеносных пегматитов с мелкозернистыми гранитами дополнительных интрузий известна и в других пегматитоносных массивах Казахстана (Коптев-Дворников, 1952; Долгов, 1963; Бескин, Эфрос, 1969; Лукашев, 1969).

Зарождение пегматитов происходило из дифференциата расплава дополнительной интрузии в структурах, способствующих накоплению летучих компонентов. При этом в зависимости от степени герметизации системы могут возникать или крупные хорошо дифференцированные пегматиты (в условиях хорошего экранирования породами кровли в участках их структурного осложнения), или слабо- и недифференцированные тела

(в случае недостаточного экранирования и транзита летучих в системах трещин контракции, вблизи небольших ксенолитов, кровли, в участках морфологического осложнения тел дополнительных интрузий). Расположение пегматитовых тел подчинено системам трещин контракции, с которыми связано внедрение дополнительной интрузии мелкозернистых гранитов (личное сообщение О. Е. Чижика, 1970г.)

Исследования в области термо- и барометрии включений, в том числе затвердевших и кристаллофлюидных включений из периферических зон пегматитов, позволяют утверждать, что в начальный этап становления пегматитов кристаллизация происходила из магматического расплава. Замеры температуры гомогенизации включений в графической зоне кентских пегматитов дают $820-850^{\circ}\text{C}$ (Мельников, 1965). Гранитное стекло, по Горансону (Goranson, 1931), содержащее 6,25% воды, плавится при давлении 987 атм и температуре 720°C . А. И. Захарченко с соавторами (1966) для определения температуры начала образования пегматитов производил плавление гранитов и пегматитов в присутствии растворов, аналогичных зафиксированным во включениях (хлориды и бикарбонаты щелочей). Температура, определенная им для начала пегматитообразования, $700-800^{\circ}\text{C}$.

В течение магматического этапа в пегматитах Кента кристаллизовались мелкозернистая, графическая и, возможно, частично пегматоидная зоны. В это время образовались кварц I и микроклин I, а из второстепенных минералов — биотит и в некоторых телах рибекит.

Этап кристаллизации из надкритических растворов

В этот этап заканчивается формирование основных зон пегматитовых тел. Кристаллизуются пегматоидная, полевошпатовая зона и кварцевое ядро.

Результаты экспериментальных работ и данные термобарометрии свидетельствуют об образовании блоковых и пегматоидных зон, а также кварцевого ядра хрустале- и флюоритоносных пегматитов из пневматолиново-гидротермальных растворов при температуре $720-560^{\circ}\text{C}$ и давлении не ниже 650 атм (по некоторым данным до 1430 атм) (Бакуменко, 1968; Базаров, 1968). В конце этого периода кристаллизации температура падает ниже точки инверсии кварца, что отчетливо фиксируется образованием сотовой его структуры. О переходе раннего кварца (I и II) через точку инверсии свидетельствует и характерное его двойникование, выявленное методом травления фтористого-водородной кислотой, по Г. П. Барсанову и Э. Я. Гурьевой (1964).

Резкое охлаждение минералообразующей среды, происходящее в связи с полиморфным превращением кварца (Долгов, 1957), сказалось на температуре гомогенизации включений в нем. Первичные включения в сотовом кварце (II) обычно гомогенизируются при температуре более 575°C . По И. Т. Бакуменко (1968), она равна 600°C при давлении 6000 атм . Газовые включения в сотовом кварце из краевых зон кентских пегматитов, по данным А. И. Захарченко с соавторами (1966), гомогенизируются при температуре $> 600^{\circ}\text{C}$. Вторичные газово-жидкие включения — при температуре $450-316^{\circ}\text{C}$ (Мельников, 1965) и $430-200^{\circ}\text{C}$ (Захарченко и др., 1966).

При переходе точки инверсии кварц претерпел усадку (сокращение объема), что привело к возникновению незаполненного пространства внутри пегматитовых тел. В это время частично формировались остаточные полости, на стенках которых и образовались друзы кристаллов дымчатого и амethystовидного кварца II, имеющего сотовую или сетчатую структуру, и микроклина II.

О происшедших в пределах пегматитовых тел подвижках в связи

с усадкой кварца свидетельствуют наблюдающиеся на границе сотового (II) и следующей генерации кварца (III) присыпки мелких кристаллографически неоформленных зерен микроклина.

Пегматиты, формирование которых ограничивалось только магматическим или магматическим и этапом надкритических растворов, сложены комплексом ранних минералов массивной текстуры, не имеют крупных хрусталеносных полостей. В них отсутствуют поздние генерации минералов, в связи с чем они не имеют практической ценности.

В конце этапа надкритических растворов в пределах пегматитового поля происходили крупные тектонические надвижки, в результате которых были приоткрыты системы трещин северо-восточного и северо-западного простираний.

Гидротермальный этап

Гидротермальный этап явился главным в процессе формирования и заполнения хрусталеносных полостей. В это время интенсивно развивались процессы растворения, перекристаллизации и переотложения вещества с образованием крупных кристаллов в хрусталеносных полостях. В течение гидротермального этапа образовались пьезо- и оптические минералы месторождения.

В настоящее время все исследователи, занимающиеся изучением пегматитов с минерализованными полостями, особенно хрусталеносных, признают решающую роль гидротермальных растворов в процессе образования и заполнения полостей. Дискуссионным является вопрос о природе этих растворов — являются ли они авто- или аллогенными. Подавляющее большинство исследователей считает, что процессы перекристаллизации и метасоматоза, интенсивно проявленные во всех пегматитах с полостями, происходят в результате воздействия автогенных гидротермальных растворов, образовавшихся в пределах пегматитовых тел (Ермаков, 1955; Солодов, 1969; и др.). Лишь небольшое число ученых считает, что основная часть растворов, вызывающих гидротермальную переработку пегматитовых тел, наложена (Захарченко и др., 1966).

Изучение кентских хрусталеносных пегматитов — их положения по отношению к тектоническим зонам, взаимоотношений с грейзеновыми проявлениями и поздними гидротермальными жилами, широко развитыми в районе распределения минеральных комплексов в различных пегматитовых телах — позволяют прийти к выводу о существовании в пределах месторождения различных групп пегматитов, в которых проявилась деятельность гидротермальных растворов неодинаковой природы.

Кентский гранитный массив, как уже упоминалось ранее, разбит большим количеством трещин преимущественно северо-восточного и в меньшей степени северо-западного направлений. Трещины северо-восточного простирания неоднократно приоткрывались в процессе формирования интрузива, и в различных участках месторождения выполнены различными магматическими и постмагматическими образованиями.

В конце пневматолитового этапа образования пегматитов происходили тектонические подвижки, в результате которых часть трещин северо-восточного и северо-западного простираний приоткрывалась. Эти трещины явились путями движения высокотемпературных гидротермальных растворов, поднимавшихся из глубин остывающего интрузива, воздействие которых на граниты привело к появлению многочисленных грейзеновых тел, располагающихся в пределах пегматитового поля. Часть пегматитовых тел, оказавшаяся в тектонических зонах, также претерпела воздействие этих растворов и по характеру минерализации является «комплексной», так как содержит минералы, характерные для собственно пегматитов, и минералы грейзенов.

Из литературы известно (Захарченко и др., 1966), что кентские пегма-

титы являются совмещенными телами, в которых на собственно пегматитовые образования наложена деятельность гидротермальных растворов. Также упомянуто, что все пегматиты с крупными камерами, в которых имеются пьезооптические минералы, претерпели воздействие аллогенных грейзенизирующих растворов и несут грейзеновую минерализацию. Как показало наше изучение вещественного состава пегматитов и грейзенов района, а также расположения их в гранитном массиве, так однозначно трактовать этот вопрос нельзя. Кентские хрусталеносные пегматиты очень различны по структурному положению и минерализации. Среди них на месторождении, как уже говорилось, нами выделены две группы пегматитов:

I группа. Собственно пегматитовые тела, образовавшиеся в спокойной тектонической обстановке. В этих телах гидротермальный процесс проявился очень интенсивно, но источником гидротермальных растворов были либо сами остывающие пегматитовые тела, как это предполагает Н. П. Ермаков (1955) для выделенных им камерных пегматитов, либо это были так называемые «поровые» растворы, пропитывающие весь гранитный массив. Более вероятным представляется первое предположение.

Пегматиты этой группы характеризуются простым минеральным составом, хрусталеносные полости их заполнены почти исключительно кварцем. Здесь образуются крупные чистые кристаллы кварца, имеющие пьезооптические свойства.

II группа. Пегматитовые тела, расположенные в тектонических зонах северо-восточного простираия и в узлах пересечения их с трещинами северо-западного простираия. Пегматиты этой группы претерпели воздействия наложенных извне гидротермальных растворов, под влиянием которых образовались грейзены. Они характеризуются богатой и разнообразной наложенной минерализацией, отсутствующей в собственно пегматитовых телах I группы.

В период поздней гидротермальной деятельности происходили также тектонические подвижки, в результате которых вновь приоткрывалась часть трещин северо-восточного простираия. Эта система трещин явилась путем проникновения поздних гидротермальных растворов, из которых кристаллизовались минералы кварц-флюоритовых жил. Большая часть пегматитов II группы и некоторые тела I группы оказались в зонах поздней системы трещиноватости северо-восточного простираия, что привело к появлению в них поздней кварц-флюоритовой минерализации. Такие пегматиты I группы представляют собой промежуточную группу тел, кристаллизующихся в течение большей части гидротермального процесса в условиях относительно замкнутой, а затем в условиях открытой системы.

На основании изучения взаимоотношений минералов и их комплексов, а также различных генераций одного и того же минерала, гидротермальный этап кристаллизации разбит на три стадии: высоко-, средне- и низкотемпературную.

В связи с тем, что история формирования пегматитов I и II групп в гидротермальный этап различна, описание процесса дается для каждой группы отдельно.

Высокотемпературная стадия гидротермального этапа. В пегматитах I группы в период высокотемпературной стадии образовался кварц III. Обычно он окрашен в тот же цвет, что и кварц II, но лишен сотовой или сотовидной трещиноватости. Одновременно с ним кристаллизовались ильменит и циркон. В редких случаях появлялись мелкие кристаллы магнетита и астрофиллит, наблюдающиеся в виде включений в кварце.

В ранних зонах пегматитовых тел происходила альбитизация микроклина и одновременно развитие по нему кварца III. При этом образовались сложные «метакристаллы», в которых зоны кварца чередуются с мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом.

По трещинам в пегматоидной и полевошпатовой зонах отлагались колумбит, торит, пирохлор, циркон, ильменит.

Пегматиты II группы в высокотемпературную стадию гидротермального процесса оказались открытой системой, в которую поступали аллогенные грейзенизирующие растворы, насыщенные элементами, не характерными для собственно пегматитовых тел месторождения или присутствующими в них в ничтожных количествах, главным образом редкоземельными и бериллием.

Как и в пегматитах I группы, главным минералом, кристаллизовавшимся в эту стадию, является кварц III дымчатого цвета. Одновременно с ним кристаллизовались минералы, распространенные в пегматитах I группы, и, кроме того, ильменорутит, а в конце стадии — флюорит I, минералы TR, Be, P и Vi, отсутствующие в пегматитах I группы. Значительная часть этих минералов образует включения в кварце III и лишь некоторые присутствуют в виде самостоятельных выделений.

Наиболее ранними акцессорными минералами оказываются колумбит и циркон. Они, как правило, встречаются по трещинам в микроклине и реже в кварце периферических зон пегматитов. Лишь редко циркон наблюдается в хрусталоносных полостях. Затем появился очень близкий к ним по времени образования, но начинающий кристаллизоваться чуть позже ильменит, а в конце его образования — монацит и ксенотим (в очень редких случаях также флюоцерит, апатит и карфолит). Несколько позже, но еще в период роста этих минералов начинается образование флюорита I и, вероятно, в это же время кристаллизовался висмутин, располагающийся в периферических частях зоны темно-дымчатого кварца III. Все эти минералы, кроме висмутина, очень часто дают тесные сростания друг с другом. Поверхность их раздела часто имеет индукционный характер.

Самым поздним минералом этой стадии является фенакит I. Основания его кристаллов вырастают в зону темнодымчатого кварца III и имеют с ним индукционную поверхность раздела. Верхняя часть кристаллов заключена в следующую зону кварца IV и флюорита II, образовавшихся в следующую стадию.

Примерная температура гидротермальных растворов этой стадии (по данным гомогенизации включений) — 480—285° С (Мельников, 1965; Захарченко и др., 1966; Балицкий и др., 1966).

Включения газового, газовой-жидкого и существенно жидкого состава в кварцах из грейзенов района гомогенизируются при близких указанным температурах — 450—300° С (Захарченко и др., 1966).

Пегматитовые тела, в которых проявилась высокотемпературная стадия, являются источником пьезооптического кварца; флюорит, образующийся в это время, непрозрачен, практического значения не имеет.

Среднетемпературная стадия гидротермального процесса. В пегматитах I группы продолжалась кристаллизация кварца дымчатой окраски различной интенсивности (кварц IV). Одновременно образовались находящиеся в нем в виде мелких и редких включений хлорит и галенит. В некоторых телах отлагалось, по-видимому, некоторое количество кальцита, о чем свидетельствуют псевдоморфозы по нему гидроокислов железа и характерные «надпилы» в кристаллах кварца. В краевых зонах пегматитов продолжалось развитие метасоматического кварца по полевым шпатам (микроклину и альбиту).

В пегматитах II группы в эту стадию кристаллизовался светло-дымчатый, а затем бесцветный кварц IV (иногда цитрин), образующий, как правило, зону в крупных кристаллах кварца и в редких случаях встречающийся самостоятельно. Помимо акцессорных минералов, присутствующих в пегматитах I группы, здесь кристаллизовалось огромное количество флюорита II, а также возникли бериллиевые и редкоземельные минералы.

В среднетемпературную гидротермальную стадию образовалась основная масса флюорита, присутствующего на месторождении. Совместно со

светло-дымчатым кварцем IV кристаллизовался флюорит II изумрудно-зеленого цвета, содержащий, как и флюорит I, повышенное количество редких земель (TR_2O_3 до 2%). Одновременно с бесцветным кварцем IV образовался голубой флюорит II, содержащий ничтожную примесь TR_2O_3 . В редких случаях наблюдается бесцветная разность этого флюорита.

Бесцветный кварц IV (или одновременный с ним цитрин), а также голубой и бесцветный флюорит образовались в ассоциации значительного количества минералов, не известных в пегматитах I группы. Наиболее ранним аксессуарным минералом этой стадии является берилл. Он начал кристаллизоваться еще во время отложения светло-дымчатого кварца. Несколько позже берилла появился ортит, который в дальнейшем кристаллизовался совместно с бериллом. После выпадения берилла и ортита последовательно кристаллизовались мусковит, галенит и хлорит.

Следует отметить, что если зона бесцветного кварца имеет значительную мощность (более 3 см), то ясно видно, что все указанные выше минералы образовались в пределах внутренней части этой зоны. Центральная и периферическая части зоны бесцветного кварца не содержат включений других минералов. Лишь в самый конечный момент формирования ее началось образование бацитита.

Кристаллы кварца, одновременно содержащие берилл и бацитит, обнаружены не были. Однако постоянная приуроченность берилла к внутренней части бесцветного кварца, а бацитита — к внешней и к следующей за ней белой мутной зоне кварца V позволяет предполагать наличие прерыва во времени образования берилла и бацитита.

В некоторых случаях вместо берилла и ортита образовались миларит и эпидот, взаимоотношения которых очень сходны с взаимоотношениями берилла и ортита. Миларит и эпидот одновременны и образуют сростания друг с другом, с кварцем и флюоритом. Являются ли они одновременными с бериллом и ортитом — сказать трудно. О близости их кристаллизации во времени свидетельствует лишь образование обеих указанных пар минералов непосредственно вслед за фенакитом I.

В ранних зонах пегматитов II группы в среднетемпературную гидротермальную стадию происходило замещение полевых шпатов кварцем, флюоритом и слюдами с образованием грейзенов соответствующего состава, содержащих в незначительном количестве берилл и бацитит.

Температура образования минералов в это время, по данным гомогенизации существенно жидких многофазовых включений, в кварце — 350—177° С (Мельников, 1965; Захарченко и др., 1966), во флюорите — 340—196° С (Мельников, 1965; Плескова, Балицкий, 1966).

Следует отметить, что значения температур гомогенизации включений в кентских минералах среднетемпературной гидротермальной стадии очень близки к измеренным в минералах микроклин-флюорит-фенакитового агрегата (Архипчук, Кузьмин, 1968) из флюорит-фенакит-бертрандитовых грейзеновых месторождений — 300—260° С.

Пегматитовые тела, в которых проявлена среднетемпературная гидротермальная стадия, являются источником пьезоэлектрических минералов. Пегматиты I группы содержат кварц, характеризующийся большой чистотой. В пегматитах II группы кварц образует менее крупные кристаллы, содержит много минеральных включений, часто сдвойникован и свилеват. В этих телах присутствует значительное количество флюорита.

На границе между средне- и низкотемпературной стадией на месторождении происходили интенсивные тектонические подвижки, в результате которых образовались системы трещин северо-восточного направления.

Низкотемпературная гидротермальная стадия. В телах I группы, залегающих в тектонически спокойных участках месторождения, продолжал кристаллизоваться кварц V, не отличимый по внешнему виду от кварца предыдущей стадии. Совместно с ним в низкотемпературную гидротермальную стадию кристаллизовалось ничтожное количество флюорита,

наблюдающегося как в виде самостоятельных выделений между кристаллами кварца, так и в виде мельчайших включений в последнем.

В телах этой группы, которые оказались в тектонических зонах северо-восточного простирания и подверглись воздействию низкотемпературных гидротермальных растворов, давших начало кварц-флюоритовым жилам района, в это время образовался белый непрозрачный кварц V. Он кристаллизовался в виде гребенчатых агрегатов мелких кристаллов и образовал так называемую «рубашку» на прозрачных кристаллах кварца. Одновременно с ним выпадало значительное количество зеленого и фиолетового флюорита III, аналогичного флюориту из гидротермальных жил и по цвету, и по содержанию в нем редких земель. В ассоциации с кварцем и флюоритом в это время кристаллизовалась мелкочешуйчатая слюдка типа серицита.

В краевых зонах пегматитов I группы и во вмещающих гранитах на контакте с пегматитами происходило метасоматическое развитие кварца, флюорита и слюды по полевым шпатам. Происходило также замещение флюоритом кварца гранитов.

Пегматиты II группы, располагающиеся в тектонических зонах северо-восточного простирания, в начале низкотемпературной гидротермальной стадии также подверглись воздействию растворов, из которых образовались кварц-флюоритовые жилы месторождения. Наблюдаются случаи пересечения краевых зон пегматитов II группы кварц-флюоритовыми жилами.

Прозрачные кристаллы кварца в низкотемпературную стадию гидротермального этапа покрывались белой мутной «рубашкой» (генерация V). Одновременно кристаллизовался флюорит III зеленого, фиолетового, реже белого и розового цветов. Продолжали кристаллизоваться бериллиевые и редкоземельные минералы. По ильмениту развивались рутил, брукит и анатаз.

Среди аксессуаров самым ранним минералом, кристаллизовавшимся в период низкотемпературной гидротермальной стадии, был бацит. Начав кристаллизоваться еще в среднетемпературную стадию, он образовывался и во время прошедшего на границе стадий тектонического нарушения. Об этом свидетельствует ассоциация его с белым непрозрачным кварцем V и фиолетовым флюоритом III, а также проникновение его совместно с этими минералами по трещинам в зоны более раннего кварца и флюорита. Закончилась кристаллизация бацита в самом начале низкотемпературной гидротермальной стадии.

Первым среди собственно низкотемпературных гидротермальных минералов является рутил, замещающий ильменит и лишь в редких случаях наблюдающийся в виде самостоятельных выделений.

Следующим по времени образования оказывается фенакит II, причем сначала образовались длиннопризматические кристаллы его, собранные в радиально-лучистые агрегаты и сферолиты, а затем короткопризматические и ромбоэдрические кристаллы, нараставшие на длиннопризматические их агрегаты. Наблюдаются случаи обрастания зерен рутила сферолитом фенакита II.

Фенакит II кристаллизовался сравнительно редко и в большинстве тел отсутствует. Вместо него, может быть с некоторым запаздыванием во времени, возникал берtrandит. Призматические кристаллы его вращались своими основаниями в один из наиболее ранних прослоев, слагающих периферическую зону кварца V, и в соответствующий ей по времени выделения фиолетовый флюорит II.

После выпадения основной массы берtrandита начал кристаллизоваться гентгельвин. Его возникновение относится еще ко времени отложения берtrandита — мелкие кристаллы гентгельвина совместно с мелкочешуйчатой слюдкой вырастают в периферическую часть кристаллов берtrandита. Однако основная масса гентгельвина кристаллизовалась позже берtrandита совместно с кварцем, флюоритом и слюдой.

После образования гентгельвина, одновременно со следующим процессом кварца V кристаллизовался гематит. Еще ближе к периферической части описываемой зоны кварца наблюдается клейофан, а затем мелко-чешуйчатая зеленоватая слюдка типа серицита.

Процесс замещения ильменита поздними продуктами, начавшись с образования рутила, протекал, по-видимому, в течение всей низкотемпературной стадии. К концу ее происходила очень близкая по времени кристаллизация брукита и анатаза. Как и рутил, эти минералы практически отсутствуют вне псевдоморфоз по ильмениту, в связи с чем период их образования невозможно сопоставить со временем кристаллизации других минералов.

Наиболее поздней акцессорной минерализацией гидротермального этапа является группа вторичных редкоземельных минералов, развитых по неизвестному (несохранившемуся) минералу высоко- или среднетемпературной гидротермальной стадии. Минералы эти расположены в пустотах растворения в изумрудно-зеленом флюорите II, который вокруг пустот приобрел фиолетовую окраску и ячеистое строение.

Ассоциация минералов, развитая здесь, образовалась после окончания кристаллизации кварца V и флюорита II. Стенки пустот растворения обычно покрыты тонким слоем α -тридимита, который начал кристаллизоваться еще до появления редкоземельных минералов.

Температура гомогенизации газовой-жидких включений в кварце этой стадии 155—128° С; во флюорите — 212—115° С (Мельников, 1965).

По данным А. И. Захарченко с соавторами (1966), существенно жидкие и реже трехфазовые включения в кварце и флюорите этой стадии гомогенизируются при температуре 250—100° С. Температура гомогенизации аналогичных включений в гидротермальных кварц-флюоритовых жилах месторождения 250—80° С.

Эти данные близки к температурам гомогенизации включений во флюорит-бертрандитовом агрегате микроклин-фенакит-бертрандитовых грейзеновых месторождений — 250—160° С (Архицук, Кузьмин, 1968).

Состав водных вытяжек из кварца, кристаллизовавшегося в низкотемпературную гидротермальную стадию (V генерация), изучался А. И. Захарченко и др. (1966). Как следует из результатов анализов, состав растворов из включений зависит от положения минерала в процессе минералообразования. Если в ранних кварцах (II и частично III) преобладают хлориды щелочных и щелочно-земельных элементов, то в поздних — большую роль играют сульфидные и бикарбонатные соединения.

В низкотемпературную гидротермальную стадию только в пегматитах I группы, расположенных в тектонически спокойных участках месторождения, продолжал кристаллизоваться пьезооптический кварц. В основной же массе пегматитовых тел месторождения прозрачные разновидности кварца и флюорита не образовывались.

Из изложенного следует, что процесс заполнения хрусталеносных камер в пегматитах I и II групп имеет как сходные, так и отличные черты. Обычно полости в хрусталеносных пегматитах делят по способу образования на остаточные, растворения и зон дробления (Захарченко, Соколов, 1958, 1960; Дмитриев, 1958; Труфанов, 1960).

В описываемых пегматитах к остаточным полостям, вероятно, можно отнести лишь небольшие погребки мелких пегматитовых тел со слабо проявленным гидротермальным процессом, а также редкие занорыши в краевых зонах крупных пегматитовых тел, выполненные щетками мелких кристаллов кварца и микроклина.

Крупные хрусталеносные камеры в полнозональных пегматитовых телах, если и возникли как остаточные, в дальнейшем подверглись интенсивной гидротермальной обработке, в связи с чем они не могут считаться остаточными, в строгом понимании этого термина. Об этом свидетельствуют большие объемы полостей, богатая минерализация многих из них,

следы растворения и переотложения кварца. Крупные камеры пегматитов, несущие пьезооптические минералы, являются полостями растворения и в зависимости от генезиса гидротермальных растворов, в результате воздействия которых шли процессы растворения, переотложения и кристаллизации вещества в них, делятся на две группы: *А* — полости растворения, образовавшиеся и заполнившиеся благодаря воздействию автогенных гидротермальных растворов, возникших в ходе эволюции магматического расплава, из которого образовалось данное пегматитовое тело (пегматиты I группы). *Б* — полости растворения, формирование и заполнение которых шло при участии аллогенных гидротермальных растворов, наложенных на пегматитовые тела в процессе грейзенизации пермских гранитов.

Гипергенный процесс

Процесс гипергенеза развит на месторождении незначительно. В это время подверглись изменению некоторые ранние минералы — галенит, ильменит, — и возникло небольшое количество новообразований. По галениту образовался церуссит и штольцит. В пустотах между более ранними минералами, главным образом в хрусталеносных полостях, отлагались иногда значительные количества пиролюзита. Образовались псевдоморфозы пиролюзита и лимонита по карбонату. Марганец и железо для этих соединений, по-видимому, поступали из ильменита, подвергавшегося замещению различными модификациями TiO_2 в конце низкотемпературной гидротермальной стадии. В некоторых телах образовались гипс и мирабилит — последний иногда встречается в значительных количествах. Сера для образования этих минералов могла поступать из галенита при замещении его поздними минералами.

В процессе гипергенеза образовалось также некоторое количество флюорита V и опала, кристаллизовавшихся совместно и наблюдавшихся в виде корок на кристаллах кварца и раннего флюорита.

Таким образом, среди кентских пегматитов лишь незначительное количество тел являются собственно пегматитовыми, то есть пегматитами «чистой линии» в определении А. Е. Ферсмана (1960). Большинство тел, несущих кварцевую и флюоритовую минерализацию, не являются пегматитами в строгом понимании этого термина, а представляют собой сложные образования, в которых типичные пегматитовые минеральные ассоциации сопровождаются наложенными минеральными комплексами грейзеновых и кварц-флюоритовых гидротермальных жил, широко развитых в пределах пегматитового поля.

А. Е. Ферсман (1960) считал, что, связанные генетически, пегматиты и пневматолиты пространственно разобщены. Однако при описании пегматитов линии скрещения он подробно останавливается на случаях совмещения пегматитов и пневматолитов. При этом возможны два случая: автопневматолитиз, когда «скрещение как бы первично, вследствие того, что высокое местное давление не позволило пегматиту... выделить избыточные летучие компоненты». В этом случае, в сущности, остается пегматит чистой линии, но с избытком SiO_2 , сульфидов и проч. «Но гораздо чаще обогащение пневматолитом происходит позднее и скрещение идет повторно в различные моменты общего процесса остывания» (Ферсман, 1960, стр. 229). К пегматитам такого рода А. Е. Ферсман относил Шерлвогорское месторождение — Восточное Забайкалье, Циновец — Чехословакия, Натас-Майн — Юго-Западная Африка. Изучение этих месторождений в более позднее время показало, что большинство из них является типичными грейзеновыми образованиями.

Процессы автопневматолита и поздней автогидротермальной переработки, как уже упоминалось ранее, отмечаются всеми исследователями

пегматитов, особенно хрусталеносных. Процессы же наложения грезенизирующих и поздних гидротермальных растворов на пегматитовые тела почти не освещены в литературе. Вероятно, это в значительной степени объясняется геохимической общностью генетически различных минеральных тел, связанных с единым интрузивным комплексом, в связи с чем минералого-геохимические критерии не дают убедительных доказательств наложения одних типов процессов на другие.

«В каждом пегматитовом поле имеется прямая связь между степенью дифференциации пегматитовых тел и концентрацией в них редких элементов, а также скоплениями редкометалльных элементов. В большинстве пегматитовых тел, содержащих редкометалльные минералы, в отличие от несодержащих таковые, сильно проявлены процессы замещения...» (Власов, 1955, стр. 56). Это положение справедливо не только в отношении редкометалльных пегматитов. В хрусталеносных пегматитах накопление редкометалльных минералов (если они вообще присутствуют) происходит также главным образом в поздние этапы (или стадии) минералообразования. Примером этого являются хрусталеносные пегматиты Украины, Забайкалья.

На Кенте пегматиты I группы, даже наиболее замещенные (то есть имеющие крупную хрусталеносную полость, содержащую большое количество кварца), не несут редкометалльной минерализации. Собственно пегматитовым телам месторождения она несвойственна. Вся редкометалльная и редкоземельная минерализация, генетически связанная с пермским интрузивом, концентрируется в грейзеновых образованиях района. В пегматитах она присутствует только в тех телах, которые оказались в тектонически нарушенных участках поля, несущих собственно грейзеновую, отличную от пегматитовой, минерализацию. При этом минеральными комплексами, генетически связанными с грейзенами, обогащаются не только пегматитовые тела с ярко проявленными поздними стадиями пегматитового процесса, с которыми можно было бы связать появление редкометалльной минерализации в пегматитах Кента, поскольку именно в процессе заполнения полостей кристаллизуется почти вся гамма редкометалльных и редкоземельных минералов. Эти поздние комплексы содержатся также в телах, где проявились только ранние этапы пегматитообразования, что само по себе свидетельствует о генетической чужеродности их по отношению к пегматитам, в которых они наблюдаются.

Таким образом, особенностью Кентского месторождения является резко выраженная геохимическая специализация остаточного расплава, давшего начало пегматитовым телам, и высокотемпературных пневматолитово-гидротермальных растворов, с которыми связано образование грейзеновых проявлений и кварц-флюоритовых жил района.

Несмотря на большую близость во времени отщепления от материнского очага, продукты дифференциации, давшие начало грейзенам, содержали, очевидно, значительно большие количества летучих компонентов, особенно F, а также ощутимые количества редких элементов, практически отсутствовавших в пегматитовом расплаве (или содержавшихся в нем в очень небольших количествах) — Be, TR, Sc, P, Bi, Zn. Это обусловлено связью пегматитов и грейзенов с гранитами повышенной щелочности, в которых, как показали работы последнего времени (Гипзбург, 1973), Be, TR и некоторые другие элементы (особенно в присутствии большого количества фтора) отделяются от магматического расплава в составе растворов, образующих гидротермальные месторождения. Особое структурное положение части пегматитовых тел, расположенных в тектонических зонах, являющихся путями миграции гидротермальных дифференциатов, послужило причиной появления в них несвойственной для Кентских пегматитов (в строгом понимании этого термина) минерализации.

ВЫВОДЫ

1. Кентское хрустале- и флюоритоносное месторождение представлено классическим типом внутригранитных хрусталоносных пегматитов, имеющих, однако, некоторые специфические черты:

1) Связь пегматитов с аляскистыми гранитами повышенной щелочности, 2) Различное геологическое положение пегматитов, благодаря чему они четко делятся на две группы: а) пегматиты I группы, формировавшиеся в спокойных тектонических условиях, б) пегматиты II группы, внедрявшиеся в области периодически повторявшихся тектонических нарушений.

II. Кентские пегматиты, как показало изучение парагенетических ассоциаций минералов, а также термометрические исследования, формировались в три этапа:

1. Магматический этап. Из магматического расплава образовались аплитовидная, графическая и, возможно, частично пегматоидная зоны. Температура становления графической зоны — 700—800° С.

2. Этап кристаллизации из надкритических растворов. Заканчивалась кристаллизация основных зон пегматитов — пегматоидной, полевошпатовой и кварцевого ядра. Температура кристаллизации снизилась примерно до 500° С.

3. Гидротермальный этап. В это время происходило заполнение хрусталоносных полостей и метасоматическая переработка периферических зон пегматитов. Температура кристаллизации, по данным гомогенизации включений, менялась от 500 до 80° С. В продолжение гидротермального этапа образовались все важные в промышленном отношении минералы и основная масса аксессуарных минералов.

III. Геохимическая характеристика пегматитов I и II групп, в связи с разным геологическим положением, различна.

Пегматиты I группы образовывались в тектонически спокойных участках месторождения, в условиях относительно замкнутой системы.

Пегматиты II группы, формировавшиеся в областях повторяющихся тектонических нарушений, в течение гидротермального этапа минералообразования кристаллизовались в условиях открытой системы и испытали воздействие гидротермальных растворов, имеющих отличную от пегматитов геохимическую специализацию. Это обусловило обогащение пегматитов II группы F, Be, TR, Sc, P, Bi, Zn, практически отсутствующими в пегматитах I группы.

В целом для кентских пегматитов характерны следующие геохимические черты:

1. Незначительная роль летучих элементов в процессе кристаллизации краевых зон пегматитов и огромное значение их (главным образом фтора) для гидротермального этапа (особенно в пегматитах II группы).

2. Незначительная роль щелочей в процессе гидротермального минералообразования.

3. Полное отсутствие таких характерных для пегматитов элементов, как В и Sn.

4. Повышенное содержание Mn.

5. Высокое содержание трехвалентного железа в гидротермальных растворах, отразившееся на составе Fe-содержащих минералов и в образовании ассоциации гентгельвина с гематитом.

6. Незначительная роль алюминия в продолжение гидротермального этапа минералообразования (особенно в хрусталоносных полостях), в связи с чем среди минералов этого времени почти отсутствуют алюмосиликаты.

7. Резкое преобладание Nb над Ta, сохранившееся в течение всего процесса минералообразования, хотя отмечается тенденция увеличения Ta/Nb отношения к концу процесса.

8. Повышенное содержание Be, TR, Sc, P, Bi и Zn в пегматитах

II группы и образование в связи с этим чрезвычайно разнообразной акцессорной минерализации. Для последней, в свою очередь, характерно:

а) кристаллизация только в условиях гидротермального этапа минералообразования;

б) для редкоземельной минерализации характерно последовательное изменение состава от цериевого к иттриевому у собственно редкоземельных минералов к концу гидротермального процесса и параллельное увеличение роли редких земель цериевой группы во флюорите, являющемся основным концентратом TR на месторождении;

в) характерной чертой скандиевой минерализации (минералов, содержащих скандий в виде примеси, а не собственно скандиевых, из которых известен один только бацит) является связь скандия, главным образом, с железом и титаном.

IV. Минеральный состав пегматитов II группы, благодаря различному течению процесса минералообразования в гидротермальный этап, сильно отличается от минерализации пегматитов I группы. Особенностью минерализации пегматитов II группы является наличие значительных количеств флюорита, а также ассоциацией минералов, характерных для гидротермальных месторождений, связанных с субщелочными и щелочными гранитоидами (ассоциация минералов Be с минералами TR, Th, Zn, S; почти полное отсутствие Al-содержащих минералов).

В пегматитах обеих групп в течение гидротермального этапа кристаллизовалось большое количество кварца, альбит, а также ничтожные количества магнетита, колумбита, циркона, пироклора, ильменита, торита, галенита, серицита, кальцита, брукита, анатаза и гематита. В пегматитах II группы образовались, кроме того, акцессорные монацит, ксенотим, флюорит, апатит, торогуммит, висмутин, фенакит, берилл, миларит, ортит, эпидот, бацит, ильменорутил, бертрандит, гентгельвин, сфалерит, чэрчит и баствезит.

V. Геологическое положение, минеральный состав и взаимоотношения с постмагматическими образованиями пегматитов I группы являются типичными для камерных пегматитов. По классификации А. Е. Ферсмана они представляют собой образец пегматитов «чистой линии». Полнозональные тела этой группы являются источником пьезооптического кварца.

Пегматиты II группы, располагающиеся в зонах тектонических нарушений, характеризующиеся особой геохимической специализацией и наличием минеральных комплексов, не свойственных собственно пегматитовым телам месторождения и широко развитых в гидротермальных образованиях района, относятся к редко встречающемуся типу пегматитов «линии скрещения», по А. Е. Ферману, когда скрещение идет повторно в различные моменты общего процесса. Наиболее крупные пегматитовые тела II группы, обладающие хрусталеносными полостями, содержат, помимо кварца, большое количество флюорита.

VI. Разделение пегматитов на две группы в зависимости от геологического положения и соответственно от течения процесса минералообразования дает возможность прогнозировать нахождение ценных в практическом отношении минералов (кварц или кварц + флюорит) в пегматитовых телах различных участков месторождения. Это же позволяет судить о качестве кварца (о размерах кристаллов, количестве твердых включений, свилватости и др.) во вновь открываемых пегматитовых телах.

Литература

- Архипчук Р. З., Кузьмин И. Я. К характеристике природы минералообразующих растворов флюорит-фенакит-бертрандитовой минерализации. — Изв. Зап.-Сиб. фил. Геоогр. общ-ва СССР», 1968, 4, № 1.
- Базаров Л. Ш. Изменение физико-химических условий в процессе формирования пегматитов Центрального Казахстана. В кн. «Минералогическая термометрия и барометрия». Т. 1. М., «Наука», 1968.

- Бакуменко И. Т. О процессах образования высокотемпературных зон пегматитов. В кн. «Минералогическая термометрия и барометрия». Т. 1. М., «Наука», 1968.
- Балицкий В. С., Самойлович М. И., Новожилов А. И., Ступаков Г. П. О влиянии температурных условий образования кварца на содержание структурной примеси алюминия. — Мин. сборник Львовск. ун-та, 1966, № 20, вып. 3.
- Барсанов Г. П. Принципы современной классификации минералов. — Труды Минер. музея АН СССР, 1959, вып. 9.
- Барсанов Г. П., Гурьева Э. Я. О значении и методах исследования α - β превращения природного кварца. — Труды Минер. музея АН СССР, вып. 15.
- Безмен И. Л., Громова А. В., Мельников Ф. П. О возможных причинах упорядоченности калиевых полевых шпатов гранитов. В кн. «Тезисы совещания Московского общества испытателей природы по новым методам исследования». М., 1967.
- Бескин С. М., Эфрос В. Д. Основы классификации пегматитов формации малых глубин и методики выделения продуктивных объектов. В кн. «Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах». М., «Недра», 1969.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Борисенко Л. Ф. Скандий. — В сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». Т. 1. М., «Наука», 1964.
- Вайнштейн Э. Е., Тугаринов А. И., Туранская П. В. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах. — Геохимия, 1956, № 2.
- Василькова Н. Н., Соломкина С. Г. Типоморфные особенности флюорита и кварца. М., «Недра», 1965.
- Власов К. А. Генезис редкометалльных гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 5.
- Галецкий Л. С., Мельник Ю. М., Разумеева Н. П. Условия образования гентельвина. — Мин. сборник Львовск. ун-та, 1970, № 24, вып. 2.
- Гинзбург А. И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях и их оценке. — Разведка недр, 1952, № 2.
- Гинзбург А. И. К вопросу о химическом составе берилла. — Труды Минер. музея АН СССР, 1955, вып. 7.
- Гинзбург А. И. Некоторые особенности геохимии лития. — Труды Минер. музея АН СССР, 1957, вып. 8.
- Гинзбург А. И. Геохимия бериллия. В сб. «Бериллиевые минералы перспективных типов месторождений». М., 1973.
- Гинзбург А. И., Журавлева Л. П. Генетические типы месторождений редкоземельных элементов. — В кн. «Геология месторождений редких элементов», вып. 3. М., «Госгеолтехиздат», 1959.
- Гинзбург А. И., Заболотная П. П. Бертрандит-фенакитовые месторождения — новый тип бериллиевого сырья. В кн. «Геология месторождений редких элементов». Вып. 27. М., «Недра», 1965.
- Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. Смирновскит — новый минерал из группы водных фторо-силикато-фосфатов тория. — Записки Всес. мин. общ-ва, 1957, ч. 86, № 5.
- Дмитриев С. Д. Структуры гранитных пегматитов Прибалхашья и некоторые особенности их формирования. Записки Всес. мин. общ-ва, 1958, ч. 87, вып. 2.
- Дмитриев С. Д. Метасоматический пегматит массива Кент. — Вестник Ленингр. ун-та, 1966, № 6, сер. Геол. и геоф., вып. 1.
- Долгов Ю. А. Включения сетчатых кварцев в пегматитах Волыни и данные термозвукового анализа. — Труды Всес. научно-исслед. ин-та пьезооптич. минер. сырья, 1957, вып. 2.
- Долгов Ю. А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов. В сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии». Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1963.
- Долгов Ю. А. Становление гранитных интрузий и образование камерных пегматитов. В кн. «Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах». М., «Недра», 1969.
- Ермаков Н. П. Происхождение гранитных пегматитов камерного типа. — В кн. «Доклады Юбилейной сессии МГУ». М., 1955.
- Ермаков Н. П. Гранитные пегматиты, силекситы и кварцолиты Казахстана. — В кн. «Минералогия и генезис пегматитов». — Труды XXI сессии Междунар. геол. конгр., проблема 17. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Заварицкий А. Н. Основной вопрос физической химии процесса образования пегматитов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Загарченко А. И., Венедиктов С. Н., Соколов Я. Н. Особенности характера и генезиса пегматитов с кристаллами пьезооптического кварца. — Сов. геология, 1958, № 8.
- Загарченко А. И., Соколов Я. Н. Хрусталеносные и флюоритопосные пегматиты и их основные генетические типы. — Бюллетень ВСЕГЕИ, 1960, вып. 2.
- Загарченко А. И. О физико-химических условиях и процессах формирования гранитных пегматитов. — Геохимия, 1964, № 11.

- Захарченко А. И., Москалюк А. А., Гуревич М. Г., Овчинников И. М. Температурный режим и состав растворов в процессе образования флюорит-кварцевых жил, грейзенов и пегматитов массива Кент. В сб. «Исследование минералообразующих растворов». М., «Недра», 1966.
- Ингерсон И., Маккин Дж. Х. Происхождение рудообразующих флюидов района Айрон Сиринга, Юта. В сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Камерон Е. П., Жанс Р. Г., Мак-Нейр А. Г., Пейдж Л. Р. Внутреннее строение гранитных пегматитов. М., ИЛ, 1951.
- Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов на примере Центрального Казахстана. — Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 4.
- Кроль О. Ф. Редкоземельно-ториево-железная минерализация в Казахстане. — В сб. «Геология, геохимия и минералогия редких элементов Казахстана». Алма-Ата, 1966.
- Кулаков М. П. Минералого-геохимические особенности кварц-флюоритовых пегматитов. — В сб. «Геохимия и минералогия пегматитов», Алма-Ата, «Наука», 1971.
- Лукашев Е. П. Структурное положение камерных пегматитов в Кентском гранитном массиве (Центральный Казахстан). В кн. «Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах». М., «Недра», 1969.
- Лукашев А. Н., Абланов Б. Ф. Рибекит из пегматитов Кентского гранитного массива и некоторые вопросы его генезиса. — Записки Всес. мин. общ-ва, 1971, ч. 100, вып. 2.
- Мельников Ф. П. О строении и генезисе пегматитовых тел Центрального Казахстана. — Вестник МГУ, серия IV — геол., 1965, № 3.
- Минеев Д. А. Геохимическая дифференциация редкоземельных элементов. — Геохимия, 1963, № 2.
- Мокиевский В. А., Ян Фэн Цзюнь. Новое о твердых включениях в кристаллах. — Записки Всес. мин. общ-ва, 1961, ч. 90, вып. 5.
- Назарова А. С. Особенности метасоматоза во флюорит-фенакит-берtrandитовом месторождении. — Труды Минер. музея АН СССР, 1969, вып. 19.
- Никитин В. Д. Строение и генезис письменных гранитов в пегматитовых жилах. — Записки Ленингр. Горн. ин-та, 1958, вып. 2.
- Николаев В. А. К вопросам теории процессов эндогенного минералообразования. — В кн. «Вопросы геохимии и минералогии». М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Павленко А. С., Вайнштейн Э. Е., Туранская И. В. О некоторых закономерностях поведения редких земель и иттрия в магматических и постмагматических процессах. — Геохимия, 1959, № 4.
- Петров В. П. Теория генезиса пегматитовых жил в свете данных Д. Кеннеди о системе кремнекислота — вода. В кн. «Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах». М., «Недра», 1969.
- Плескова М. А., Балицкий В. С. Типоморфные особенности и условия образования флюорита в пегматитах Центрального Казахстана. — Мин. сборник Львовск. ун-та, 1966, № 20, вып. 4.
- Плескова М. А. Термолуминесценция различных генераций флюорита из хрусталеносных пегматитов Кента (Центральный Казахстан). — Труды VII конференции ВИМС. М., 1969.
- Плескова М. А. Геохимические особенности флюорита пегматитов Казахстана. В кн. «Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах». М., «Недра», 1969.
- Плескова М. А. Редкие земли во флюорите из пегматитовых тел Центрального Казахстана. — Труды Минер. музея АН СССР, 1971, вып. 20.
- Семенов Е. И. Минералогия редких земель. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Семенов Е. И., Кулаков М. В., Костюнина Л. П., Казакова М. Е., Дудыкина А. С. О содержании Sc в кварц-флюоритовых пегматитах Казахстана. — Геохимия, 1966, № 2.
- Смит Ф. Г. Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов. В кн. «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования», М., ИЛ, 1954.
- Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Солодов Н. А. Роль автометасоматоза и сингенетической перекристаллизации в процессе формирования пегматитов. — В кн. «Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах». М. «Недра», 1969.
- Ставров О. Д. Новые данные о содержании цезия в минералах. — В кн. «Геология месторождений редких элементов», вып. 30. М. «Недра», 1966.
- Труфанов В. Н. Минералогия и термодинамика хрустальных полостей гранитных пегматитов. Ростов-на-Дону, Изд-во Ростов. унив., 1969.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. — В кн. «Академик Ферсман. Избранные труды». Т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хомяков А. П. О взаимосвязи между содержанием и составом редких земель в минералах. — Геохимия, 1963, № 2.

- Хомяков А. П. О роли химического и кристаллохимического фактора в распределении редких земель.— Геохимия, 1967, № 2.
- Чистякова М. Б. Берилл и бацит из хрусталеносных полостей гранитных пегматитов Казахстана.— Труды Минер. музея АН СССР, 1968, вып. 18.
- Чистякова М. Б., Осолодкина Г. А., Разманова З. П. Миларит из Казахстана.— Докл. АН СССР, 1964, 159, № 6.
- Чистякова М. Б., Молева В. А. Гентгельвин из хрусталеносных полостей кантского гранитного массива (Центральный Казахстан).— Труды Минер. музея АН СССР, 1966, вып. 17.
- Чистякова М. Б., Казакова М. Е. Редкоземельные минералы из хрусталеносных полостей гранитных пегматитов (Центральный Казахстан).— Труды Минер. музея АН СССР, 1968, вып. 18.
- Чистякова М. Б., Казакова М. Е. Флюорит из Казахстана. Труды Минер. музея АН СССР, 1969, вып. 19.
- Чистякова М. Б., Казакова М. Е. Находка карфолита в СССР Докл. АН СССР, 1970, 195, № 6.
- Чистякова М. Б., Казакова М. Е., Свешникова О. Л. Акцессорный колумбит из пегматитов Кента (Центральный Казахстан). Труды Минер. музея АН СССР, 1973, вып. 22.
- Щербина В. В. Геохимические основы разделения редкоземельных элементов. В кн.: «Геология месторождений редких элементов», вып. 3. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Щербина В. В. Особенности геохимии скандия и типы его месторождений.— В сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Claringbull G. F., Hey M. H. A re-examination of churchite.— Mineral. Mag., 1953, 20.
- Frondel C. Hydroxyl substitution in thorite and zircon.— Am. Mineral., 1953, 38, No 11—12.
- Goranson R. W. The solubility of water in granite magmas.— Amer. J., Sci., 1931, No 22.
- Schaller W. T., Stevens R. F., Jahns R. H. An usual beryl from Arisona.— Am. Mineral. 1962, 47, No 5—6.