

А.Я. ЛУНЦ

МИНЕРАЛОГИЯ
ГЕОХИМИЯ
И ГЕНЕЗИС
РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ
ПЕГМАТИТОВ
СЕВЕРО-ЗАПАДА
СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

Всесоюзный научно-исследовательский институт
морской геологии и геофизики (ВНИИМОРГЕО)

549.1+550.4:553.49-

А. Я. ЛУНЦ

МИНЕРАЛОГИЯ,
ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС
РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ
ПЕГМАТИТОВ
ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ
СЕВЕРО-ЗАПАДА СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва, 1972



936

Лунц А. Я. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДА СССР. М., «НЕДРА», 1972. 176 с.

В монографии дается минералого-геохимическая и генетическая характеристика редкоземельных пегматитов щелочных гранитов Северо-Запада СССР, а также ее сопоставление с редкоземельными пегматитами Карелии и Норвегии. Детально описаны пятнадцать минералов редких элементов и все многообразие минеральных парагенезисов пегматитов. Выделена формация редкоземельных пегматитов и предложена новая классификация редкоземельных пегматитов щелочных гранитов района. Показаны особенности метасоматического роста минералов и многообразие их форм, установлена метасоматическая природа и поздний гидротермальный, наложенный характер минерализации, а также разрыв во времени в ее образовании и проявлении процессов альбитизации и окварцевания. Выявлена общая последовательность образования дорудных и редкоземельных (рудных) минералов и закономерная смена минеральных парагенезисов редких элементов во времени, показано одновременное и многостадийное отложение минералов. Предложена генетическая схема процесса формирования пегматитов и редкоземельной минерализации. Детально описываются процессы гипогенного преобразования (псевдоморфного замещения) минералов редких элементов, показано широкое развитие этих процессов и неравновесных минеральных парагенезисов редких элементов, выявлена сложная картина смены во времени состава редких земель. Установлена зависимость состава редкоземельной минерализации от состава вмещающих и подстилающих пород пегматитов и показана сопряженность проявления метасоматических процессов во вмещающих породах и в самих пегматитах. Выявлены основные закономерности зонального пространственного размещения различных групп пегматитов, находящихся в зависимости от различия щелочности — кислотности и состава вмещающих пород. Показана обратная зональность в расположении редкоземельных и мусковитовых пегматитов и высказано предположение об обратной зональности в расположении идентичных пегматитов в других пегматитовых полях. Выявлены зоны и вмещающие породы, перспективные для локализации пегматитов с определенной минерализацией.

Таблиц 50, иллюстраций 73, список литературы — 162 названия.

Научный редактор профессор **В. Д. НИКИТИН**

ПРЕДИСЛОВИЕ

Пегматиты щелочных гранитов Северо-Запада СССР давно привлекали внимание своими сложными геологическими и генетическими соотношениями и своеобразной акцессорной редкоземельной минерализацией. Особое внимание эти пегматиты вызывают и потому, что до последнего времени они встречались сравнительно редко. Кроме этой территории, они были известны только в Сибири. Однако в связи с выявлением идентичных минеральных парагенезисов редких элементов (гадолинита, таленита, иттриалита, титано-тантало-ниобатов) в редкоземельных пегматитах щелочных (субщелочных) гранитов и в некоторых типах пегматитов нормальных гранитов группа пегматитов щелочных гранитов может быть значительно расширена за счет редкоземельных пегматитов, которые ранее генетически связывались с нормальными гранитами. К ним относятся гадолинитовые и титано-тантало-ниобиевые пегматиты, встреченные в Хундхолмене (Южная Норвегия), в юго-западной и юго-восточной Норвегии, Швеции (Иттерби), США (Баррингер Хилл), Канаде, на Мадагаскаре и в других районах. С щелочными гранитами следует генетически связать также акцессорную титано-тантало-ниобиевую минерализацию Карелии, наложенную на пегматиты нормальных гранитов.

В основу настоящей работы положены результаты исследований, проведенных автором в 1957—1965 гг. по редкоземельным пегматитам щелочных гранитов одного из районов Северо-Запада СССР. Были учтены также материалы работ геологических партий Северо-Западного геологического управления, Кольского филиала АН СССР (И. В. Бельков, Н. И. Плетнева, А. П. Белолипецкий), ИМГРЭ АН СССР (А. П. Калита) и ВИМС (Н. Е. Костин, А. Я. Волженкова).

Первые данные о геологической характеристике пегматитового поля района, строении пегматитовых жил и редкоземельных минералах были получены И. В. Бельковым (1958), выделившим гадолинитовый тип пегматитов с чевкинитом, фергусонитом, циртолитом и иттриалитом. Поисково-разведочные работы, проведенные в 1956—1959 гг. по пегматитам этого района, а затем работы Н. И. Плетневой и др. (1962), А. П. Калиты — (1963, 1965, 1966), и А. Я. Лунца (1961, 1962, 1963_{1, 2, 3}, 1965, 1966), выявили значительное разнообразие парагенетических ассоциаций минералов редких элементов и типов редкоземельной минерализации. В результате были выделены различные типы редкоземельных пегматитов, концентрирующихся в зоне непосредственного экзоконтакта интрузии щелочных гранитов и расположенных ближе к щелочным гранитам, нежели ранее выделенные гадолинитовые пегматиты. Это позволило выделить в свою очередь две зоны редкоземельных пегматитов с различной минерализацией, расположенные на разном удалении от контакта щелочной интрузии, и поставить вопрос о разработке классификации редкоземельных пегматитов района. Наличие зональности пегматитового поля позволило автору исследовать ее причины и выяснить, наблюдается ли соответствие между

зональностью пегматитового поля и метасоматической зональностью экзоконтакта щелочной интрузии, а также выявить соотношение метасоматических процессов в пегматитовых жилах и во вмещающих их породах — метасоматитах. Была исследована зависимость между составом минерализации и составом вмещающих и подстилающих пород пегматитов.

В связи с зональностью пегматитового поля представляли интерес выявление основных закономерностей в пространственном размещении пегматитов и выработка на их основе поисковых критериев.

Как известно, проблема генезиса пегматитов и рудной минерализации в них является объектом оживленной и острой дискуссии. Представляется, что только детальное изучение возрастных и генетических взаимоотношений минералов и горных пород пегматитовых тел в различных группах и типах пегматитов, а также в зонах минерализации вне пегматитовых жил, и использование критериев метасоматического способа образования минералов, выработанных В. Д. Никитиным, позволяет выявить главные особенности процесса образования пегматитов, установить природу редкоземельных (рудных) минералов и последовательность их отложения.

В работе широко обсуждаются также генезис и стадийность редкоземельной минерализации, неравновесные минеральные парагенезисы редких элементов, особенно псевдоморфные замещения редкоземельных минералов и смена редких земель в минералах во времени. Большое внимание уделено описанию целого ряда новых и сравнительно редко встречающихся редкоземельных минералов и обобщению материала по минералогии и геохимии редких земель в пегматитах района.

При исследовании минералов анализы (спектральные, рентгеноспектральные, хроматографические, химические, рентгеноструктурные, термические и изучение твердости минералов) производились сотрудниками лабораторий ВСЕГЕИ, ВИМС, ИМГРЭ и СЗТГУ: А. И. Комковым, Г. А. Сидоренко, И. В. Сорокиным, С. И. Лебедевой, Л. И. Денисенко, А. П. Григорчук, В. С. Салтыковой, Н. И. Столяровой и Н. Н. Кузнецовой.

Настоящая работа выполнялась под руководством профессора, доктора геолого-минералогических наук В. Д. Никитина. Автор приносит свою благодарность профессорам Д. П. Григорьеву, И. И. Шафрановскому, С. А. Руденко и доктору геолого-минералогических наук П. П. Боровикову за советы и замечания по вопросам, затронутым в работе, а также весьма признателен А. П. Калите, Н. И. Плетневой и А. Я. Волженковой.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И КЛАССИФИКАЦИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Геологическое строение района распространения пегматитов наиболее полно охарактеризовано в сводной работе И. В. Белькова (1963). Территория распространения редкоземельных пегматитов сложена разнообразным комплексом метаморфических, магматических и метасоматических пород архейского, протерозойского и палеозойского возраста. Наиболее широко развиты протерозойские образования, в небольшой степени — архейские (рис. 1).

Архейские породы обнажаются в северо-западной и южной частях территории, где представлены преобладающими олигоклазовыми и олигоклаз-микроклиновыми гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами, подчиненными им биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами и массивом плагиоклаз-микроклиновых гранитов. Среди протерозойских пород выделяются нижнепротерозойская серия осадочно-метаморфических пород, интрузии метабазитов, габбро-анортозитов и габбро-амфиболитов, а также образования верхнего протерозоя: интрузия щелочных гранитов, породы зон щелочного метасоматоза и разнообразные по составу пегматитовые жилы. Серия осадочно-метаморфических пород подразделяется на два комплекса: нижний — гнейсовый и верхний — сланцевый, залегающие согласно и слагающие крупный синклиниорий.

Породы гнейсового комплекса мощностью 800—1500 м прослеживаются в виде широких полос западного и северо-западного простираний, окаймляющих выходы пород сланцевого комплекса. Среди пород гнейсового комплекса наиболее широко распространены биотитовые гнейсы, гранато-биотитовые разности образуют отдельные линзы, приуроченные к более верхним частям разреза. Минеральный состав гнейсов следующий: плагиоклаз (№ 15—№ 31) 20—30%; кварц 30—40%; микроклин 1—5%; биотит от 5—8% до 10—15%; мусковит 1—2%; гранат — от 1—2% до 10—15%. Из акцессорных минералов обнаружены эпидот, ортит, сфен, апатит, циркон, магнетит, ильменит и др.

Сланцевый комплекс представлен в основном высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами. В центральной и западной частях района сланцевый комплекс по составу, разрезу, мощности и выдержанности отдельных горизонтов сильно отличается от сланцевого комплекса восточной части. Эти отличия связаны как с общим поднятием оси синклинория на западе, так и с залеганием пород сланцевого комплекса в виде узкой полосы, зажатой среди щелочных гранитов. Сланцевый комплекс представлен, по данным С. Н. Суловой (1962), гранато-сланцевыми, силлиманитовыми, слюдяно-ставролитовыми, кварцевыми, реже ставролитовыми сланцами и мусковитовыми кварцитами. Детальная минералогическая характеристика пород сланцевого комплекса приводится в работе И. В. Белькова (1963).

Нижнепротерозойские метабазиты представлены пластовыми телами массивных и сланцеватых амфиболитов, залегающих в основном среди

ческие преобразования, взаимоотношения минералов, а также стадийность и последовательность проявления метасоматических процессов в каждой зоне щелочного метасоматоза и в кристаллических сланцах.

Зона эгирин-авгит-гастингситовых гранито-гнейсов. Породы этой зоны приурочиваются к краевой части интрузии средне- и крупнозернистых щелочных гранитов и образуют в плане прерывистую и колеблющуюся по широте зону от 0,2—0,5 до 3—4 км, местами до 5—6 км (см. рис. 4). Породы розового цвета с фиолетовым оттенком, мелко- и тонкозернистого сложения, с гнейсовидной текстурой, обусловленной линейным расположением тонких иголочек и призматических кристаллов эгирин-авгита и субщелочного амфибола. Первичные гнейсы этой зоны полностью утратили свой первоначальный облик, структуру и текстуру и в результате интенсивного метасоматического преобразования приближаются по составу к щелочным гранитам. Минеральный состав пород, по данным И. В. Гинзбурга (1958), следующий: микроклин 30—40%; плагиоклаз 15—20%; кварц 10—20%; гастингсит 8—10%; эгирин-авгит 3—5%; биотит 1—2%.

Среди минералов следует различать первичные минералы гнейсового субстрата и минералы, связанные с проявлением щелочного метасоматоза.

Микроклин является основным минералом. Он равномерно располагается по стыкам образованных минералов, а также наблюдается в виде прожилков, жилковидных обособлений более крупных размеров и порфиризовидных метакристаллов, ориентированных согласно гнейсовидности пород. Микроклин имеет резко извилистые и заливообразные контуры при соприкосновении с плагиоклазом и кварцем, зерна и обособления его характеризуются хорошо выраженной двойниковой решеткой. Микроклин более поздний минерал по отношению к первичному плагиоклазу и кварцу гнейсового субстрата. Об этом свидетельствует замещение им этих минералов, особенно плагиоклаза. Процесс замещения начинается с появления в плагиоклазовых зернах антипертитов, сливающиеся затем в пятнистые выделения микроклина, среди которых наблюдаются многочисленные реликты плагиоклаза. Таким образом, микроклин в этой зоне пород связан с проявлением ранней стадии калиевого метасоматоза — микроклинизацией.

Первичный плагиоклаз (№ 8—12) представлен большей частью не-двойникованными зернами. Основность плагиоклаза понижается по сравнению с плагиоклазом неизменных гнейсов. Количество плагиоклаза уменьшается по сравнению с его содержанием в неизменных гнейсах за счет микроклина. Местами вокруг плагиоклазовых зерен наблюдаются альбитовые каемки. Мелкозернистый, сахаровидный альбит (№ 2—6) имеет незначительное распространение и его образование связано с процессом натриевого метасоматоза (I) — альбитизацией.

В породе этой зоны преобладает первичный кварц гнейсового субстрата, образующий большей частью мелкие зерна полигональной формы. Более поздний кварц наблюдается в виде редких жилок и мономинеральных скоплений. Количество кварца резко уменьшается по сравнению с его содержанием в неизменных гнейсах, так как часть его замещена микроклином. Ранний кварц часто встречается в виде реликтовых включений в микроклине и темноцветных минералах. Более поздний кварц замещает альбит и особенно микроклин, но корродируется темноцветными минералами. Образование позднего кварца связано со слабо проявленным процессом кремнекислого метасоматоза (локальные зоны и участки окварцевания), частично и с перестройением первичного кремнезема в процессе щелочного метасоматоза.

Среди темноцветных минералов преобладает субщелочная роговая обманка — гастингсит; эгирин-авгит имеет небольшое распространение, а арфведсонит встречается в редких случаях. Если эгирин-авгит является характерным минералом лишь этой зоны щелочного метасоматоза, то гастингсит является типоморфным минералом пород всех зон щелочного метасоматоза (Гинзбург, 1961).

Эгирин-авгит встречается в виде удлиненно-призматических, скелетных и футляровидных метакристаллов (рис. 2), часто образует зерна неправильной пойкилитовой формы. В эгирин-авгите наблюдается большое количество реликтовых включений первичных минералов гнейсового субстрата (кварца, плагиоклаза), микроклина и реже альбита. Метакристаллы эгирина-авгита приурочиваются к контактам ранее образованных минералов и часто располагаются цепочечно. Местами они встречаются в виде полос и прожилков, секущих первичные минералы гнейсового субстрата. При развитии эгирина-авгита по контактам между ранее образованными минералами наблюдается разведение и замещение последних эгирином-авгитом. Все это свидетельствует о более позднем отложении эгирина-авгита.

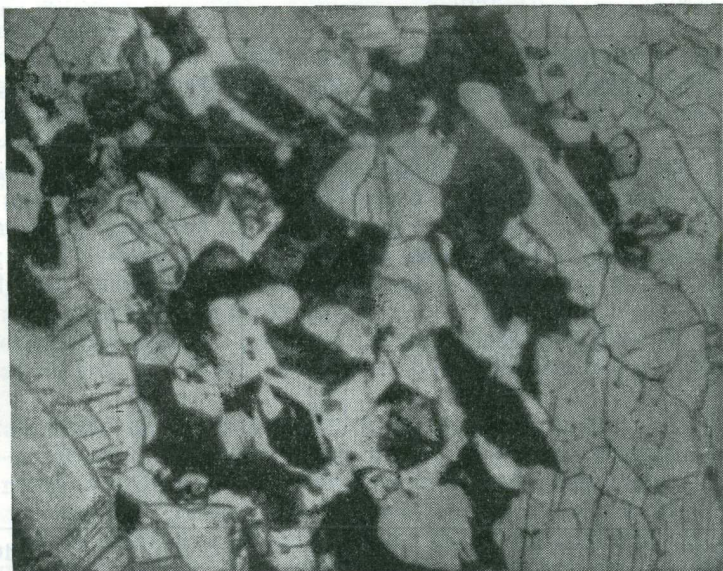


Рис. 2. Скелетный метакристалл эгирина (темно-серое и черное) с частыми реликтами полевых шпатов (светло-серое). Щелочные гранито-гнейсы. $\times 51$, без анализатора

Образование эгирина-авгита и эгирина — эгиринизация связывается с проявлением поздней стадии натриевого метасоматоза (II) и мобилизации железа из вмещающих пород, протекающего после альбитизации и окварцевания породы. Для этой стадии щелочного метасоматоза характерно отложение натрий-железистых силикатов.

Гастингсит встречается в виде игольчатых, удлиненно-призматических, скелетных и футляровидных метакристаллов, содержащих частые реликтовые включения плагиоклаза, альбита, кварца и микроклина. Гастингсит, как и эгирин-авгит, ориентирован вдоль гнейсовидности пород, приурочивается часто к контактам ранее образованных минералов, разведает, замещает и рассекает последние. Эти наблюдения позволяют говорить о более позднем образовании гастингсита по отношению к плагиоклазу, кварцу, альбиту и микроклину. Нередко наблюдается интенсивное замещение эгирина-авгита гастингситом, приводящее к образованию псевдоморфоз гастингсита по эгирина-авгиту. Это указывает на то, что образование гастингсита связано с более поздним метасоматическим процессом, нежели отложение эгирина — гастингситизацией.

Биотит в зоне щелочного метасоматоза встречается редко. Чаще он наблюдается вблизи контакта пегматитовых жил, где рассекает и замещает ранее образованный эгирин и гастингсит, что указывает на проявление

еще более поздней стадии метасоматоза, нежели отложение эгирина и гастингсита.

Рассмотрим химический состав перечисленных темноцветных минералов (табл. 1). Судя по данным состава этих минералов (в порядке последовательности их отложений), отчетливо видна общая направленность в изменении химического состава минералов, показывающая последовательное снижение содержания натрия и соответствующее возрастание калия. Это связано с изменением физико-химических условий минералообразующих растворов, в результате чего наблюдается замещение ранних темноцветных минералов (эгирина) поздними — гастингситом, а затем обоих — биотитом.

Таблица 1

Химический состав темноцветных минералов из щелочных гранито-гнейсов

Окислы	Минералы	Эгивин	Гастингсит	Гастингсит из метасоматита	Биотит
	SiO ₂	50,06	37,74	36,72	35,18
	TiO ₂	1,66	1,09	1,47	2,14
	Al ₂ O ₃	1,83	11,15	14,11	14,14
	Fe ₂ O ₃	26,80	8,81	7,13	8,85
	FeO	5,76	23,44	23,28	22,53
	MnO	0,65	0,76	0,58	0,58
	MgO	0,61	2,59	0,78	1,96
	CaO	1,56	7,20	8,20	0,60
	Na ₂ O	9,90	1,43	0,68	0,16
	K ₂ O	1,28	3,63	3,27	7,78
	F	—	0,56	0,96	0,52
	CO ₂	—	—	0,10	—
	P ₂ O ₅	—	—	—	0,32
	H ₂ O ⁺	0,12	1,83	2,75	4,22
	H ₂ O ⁻	—	—	0,46	1,04
	С у м м а	100,23	100,23	100,45	100,02
	—O = F ₂	—	-0,23	-0,40	-0,22
	С у м м а		100,00	100,05	99,80
		Чумаков, 1958	Батиева, 1958	Материалы П. В. Соколова	Батиева, 1958

Акцессорные минералы представлены ортитом, сфеном, цирконом, циртолитом, магнетитом, астрофиллитом, апатитом, флюоритом и пироклором. Детальное исследование вещественного состава акцессорных минералов проведено в эндоконтактной зоне щелочных гранитов (Бельков, 1962). Акцессорная минерализация большей частью наблюдается в виде небольших скоплений и гнезд, реже она образует рассеянную вкрапленность. Акцессорные минералы приурочиваются к скоплениям темноцветных минералов (эгирин-авгита, гастингсита, биотита) и к локальным зонам и участкам окварцевания. Сфен, апатит, ортит и пироклор тяготеют к тем разновидностям экзоконтактных образований, для которых характерен более основной плагиоклаз (олигоклаз, альбит, олигоклаз). Такая локализация в распределении акцессорных минералов, очевидно, свидетельствует, что источник Ca, Fe и Ti, входящих в состав акцессориев, находится в самих экзоконтактных образованиях, а редкие элементы приносятся постмагматическими растворами извне.

Акцессорные минералы приурочиваются к контактам ранее образованных минералов. Для них характерно цепочечное и струйчатое расположение, иногда в виде жилков. Формы выделения акцессорных минералов самые разнообразные: встречаются обычные и угнетенные метакристаллы, различные скелетные и футляровидные образования, содержащие частые реликты кварца, микроклина и реже альбита. Акцессорные минералы раз-

растаются, замещая плагиоклаз, микроклин, кварц и темноцветные минералы, нередко пересекают их и нарастают на плоскости граней этих минералов.

Эти факты свидетельствуют о метасоматической природе акцессорной минерализации в экзоконтактовых образованиях щелочных гранитов.

Последовательность образования акцессорных минералов может быть представлена в следующем виде: флюорит — магнетит — апатит — сфен — ортит — астрофиллит — пироклор — циркон — циртолит. При этом установлена лишь одна генерация каждого минерала. Образование акцессорных минералов в экзоконтактовой зоне щелочных гранитов связывается с наложенными процессами различных стадий постмагматического дорудного и редкоземельного (рудного) метасоматоза.

Таким образом, для пород этой зоны щелочного метасоматоза — щелочных гранито-гнейсов характерно высокое содержание микроклина, поздних щелочных пироксенов и амфиболов, небольшое содержание альбита, олигоклаз-альбита, кварца и повышенная концентрация акцессорных минералов, выявляется интенсивный привнос калия, натрия, редких элементов и в незначительной степени кремнезема.

Зона гастингситовых гнейсо-метасоматитов. Породы прослеживаются непосредственно за щелочными гранито-гнейсами и образуют в плане полосу шириной от нескольких метров до 1,5—4 км, в некоторых участках до 7—10 км (см. рис. 4). Они характеризуются тонкозернистым, сахаровидным сложением основной массы и серым цветом, местами в них наблюдаются реликты гнейсов.

Минеральный состав гнейсо-метасоматитов следующий: микроклин 30%; плагиоклаз 15—30%; кварц 20—30%, гастингсит 8—10%; биотит 3—5%.

Состав акцессорных минералов и последовательность их образования в гнейсо-метасоматитах аналогичны акцессорным минералам в щелочных гранито-гнейсах, однако общее содержание их здесь ниже. Характерно отсутствие эгирин-авгита, повышенное содержание биотита, развивающегося по гастингситу, плагиоклаза, особенно альбита, и некоторое уменьшение микроклина. Количество первичного кварца (гнейсового субстрата) по сравнению с зоной щелочных гранито-гнейсов здесь, наоборот, несколько увеличивается за счет уменьшения содержания микроклина. Альбит представлен в основном мелкозернистой, сахаровидной модификацией.

Таким образом, породы этой зоны характеризуются некоторым понижением щелочности по сравнению с предыдущей зоной.

Зона гастингсито-биотитовых инъекционных гнейсов. Породы наиболее удалены от щелочных гранитов и располагаются между щелочными гнейсо-метасоматитами и неизменными биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами. Они имеют наименьшую, по сравнению с предыдущими зонами, ширину и нечеткие контакты с окружающими гнейсами.

Средний минеральный состав этих пород, по данным И. В. Гинзбурга (1958), следующий: кварц 30%, плагиоклаз 26%, микроклин 23%, биотит 8%, гастингсит 7%, гранат 1,8%, эпидот 1,6%, акцессорные минералы 1,5%.

Породы этой зоны слабее, нежели другие экзоконтактовые образования, подвергнуты щелочному метасоматозу. По сравнению с породами предыдущей зоны в инъекционных гнейсах наблюдается пониженное содержание микроклина, альбита, гастингсита и повышенное количество первичного кварца, плагиоклаза (№ 15—20) и биотита. В инъекционных гнейсах нередко наблюдаются зерна первичного граната (гнейсового субстрата) скелетной формы, в той или иной степени замещенного гастингситом. Местами встречаются типичные псевдоморфозы гастингсита по гранату с сохранением присущих ему скелетных форм. Содержание акцессорных минералов резко уменьшается по сравнению с предыдущими зонами. Они представлены магнетитом, сфеном, апатитом и редко цирконом.

Таким образом, зона инъекционных гнейсов характеризуется понижением щелочности (меньшее содержание микроклина, альбита, гастингсита) по сравнению с породами предыдущих зон щелочного метасоматоза и повышением содержания первичного кварца и глиноземистых минералов гнейсового субстрата — биотита, граната.

Влияние интрузии щелочных гранитов сказалось еще в общей мусковитизации гнейсов и кристаллических сланцев, распространенных вдали от краевой зоны щелочных гранитов.

Породы сланцевого комплекса вблизи выходов щелочных гранитов изменяют свой минеральный состав по сравнению с идентичными породами сланцевого комплекса, расположенными вдали от интрузии щелочных гранитов (Сулова, 1962; Бельков, 1963). По мере приближения кристаллических сланцев к щелочным гранитам (400—600 м) в первых возрастает содержание граната, кварца, появляется микроклин (ранний калиевый метасоматоз) и наблюдается массовая мусковитизация сланцев, связанная с поздним калиевым метасоматозом. Мусковит здесь развивается по силлиманиту, ставролиту и кианиту. Метасоматические преобразования в минеральном составе сланцев свидетельствуют о воздействии процессов щелочного метасоматоза на породы сланцевого комплекса.

Итак, можно сделать следующие выводы.

1. В зоне контакта гнейсо-сланцевых пород с интрузией щелочных гранитов устанавливается хорошо выраженная метасоматическая зональность (табл. 2).

2. В направлении от неизменных гнейсов к краевой зоне интрузии щелочных гранитов повышается содержание микроклина, гастингсита, эгирина-авгита, альбита и уменьшается содержание кварца и глиноземистых минералов — граната и биотита до полного их исчезновения. В результате этого повышается щелочность пород экзоконтактовой зоны щелочных гранитов и происходит их сиенитизация.

3. В направлении от щелочных гранитов к неизменным гнейсам происходит постепенное понижение щелочности пород и увеличение их кислотности. Наибольшая кислотность наблюдается в кристаллических сланцах.

4. Типоморфные минералы зон щелочного метасоматоза: эгирин, эгирин-авгит и гастингсит образуются в результате воздействия щелочных постмагматических растворов на первичные минералы гнейсов — биотит, гранат и плагиоклаз, которые становятся в этих условиях неустойчивыми и растворяются. При этом железо, кальций, титан, алюминий и основное количество кремния для этих минералов заимствовались из первичных минералов гнейсов. В результате эти элементы совместно с принесенными извне калием и натрием входят в состав вновь возникающих минералов.

5. Метасоматические преобразования в биотитовых и гранато-биотитовых гнейсах экзоконтактовой зоны щелочных гранитов, приводящие к образованию различных типов щелочных метасоматитов, связаны с воздействием наложенных метасоматических процессов, среди которых намечается следующая последовательность: 1) микроклинизация, 2) альбитизация, 3) мусковитизация (биотитизация), 4) окварцевание, 5) эгиринизация, 6) гастингситизация и 7) поздняя биотитизация.

6. Метасоматическая зональность экзоконтактовой зоны щелочных гранитов обусловлена все уменьшающимся воздействием щелочного метасоматоза на гнейсо-сланцевые породы по мере их удаления от краевой зоны интрузии щелочных гранитов и неравномерным, зональным проявлением различных метасоматических процессов. Это связано с неодинаковой активностью и концентрацией калия, натрия и кремнезема в постмагматических растворах и первичным минеральным составом осадочно-метаморфических образований, слагающих экзоконтактовую зону щелочных гранитов.

**Схема метасоматической зональности экзоконтактной зоны
щелочных гранитов**

Зоны экзоконтакта в направлении от краевой части интрузии щелочных гранитов к породам сландцевого комплекса	Последовательность развития основных изложенных метасоматических процессов и степень их проявления	Минеральный состав экзоконтактных образований, %	Привнос основных компонентов *	Химизм процесса
I. Щелочные эгирин-авгит-гастингситовые гранито-гнейсы	1. Микроклинизация, интенсивная 2. Альбитизация, слабая 3. Окварцевание, незначительная 4. Эгиринизация, интенсивная 5. Гастингситизация интенсивная 6. Поздняя биотитизация, незначительная 7. Акцессорная редкоземельная минерализация, интенсивная	Микроклин 30—40; альбит-олигоклаз и альбит 15—20; кварц 10—20; гастингсит 8—10; эгирин-авгит 3—5; биотит 1—2	[K, Na, TR] ((Si, K ⁿ))	↑
II. Гастингситовые и биотит-гастингситовые гнейсо-метасоматиты (щелочные гнейсы)	1. Микроклинизация, уменьшение активности 2. Альбитизация, интенсивная 3. Окварцевание, незначительная 4. Гастингситизация, интенсивная 5. Поздняя биотитизация, слабая 6. Акцессорная редкоземельная минерализация, интенсивная	Микроклин 30; альбит-олигоклаз и альбит 15—30; кварц 20—30; гастингсит 8—10; биотит 3—5	[Na, (K, TR)] (K ⁿ), ((Si))	↑
III. Гастингсит-биотитовые инъекционные гнейсы	Уменьшение активности 1. Микроклинизация 2. Альбитизация 3. Гастингситизация 4. Акцессорная минерализация	Кварц 30; альбит-олигоклаз 26; микроклин 23; биотит 8; гастингсит 7; гранат 1,8; эпидот 1,6; акцессорные 1,5	[(K, Na)] ((TR, Si))	↑
IV. Биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы	1. Микроклинизация, слабая 2. Мусковитизация биотита и плагиоклаза, повышение активности	Кварц 30—40; плагиоклаз (альбит-олигоклаз) 20—30; микроклин 1—5; биотит — от 5—8 до 10—15; гранат — от 1—2 до 10—15; мусковит 1—2	(K) (K')	↑
V. Мусковито-силлиманит-ставролитовые и двуслюдяно-гранатовые сланцы	1. Микроклинизация, слабая 2. Мусковитизация ставролита и силлиманита, интенсивная		(K) [K']	↑

* Привнос компонентов: интенсивный [], средний (уменьшение активности) [()], слабый (), незначительный (()), в связи с микроклинизацией — K, в связи с мусковитизацией — K', в связи с поздней биотитизацией — Kⁿ.

ПЕГМАТИТОВЫЕ ЖИЛЫ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

С щелочными гранитами генетически связан разнообразный комплекс пегматитовых жил, которые концентрируются в эндо- и экзоконтактной зонах гранитов, особенно в последней, и в породах сланцевого комплекса. В направлении от гранитов к породам сланцевого комплекса выявлено зональное расположение пегматитовых жил различного минерального состава, среди которых выделяются следующие пегматиты:

1) безрудные микроклиновые пегматиты с арфведсонитом и эгирином; 2) редкоземельные пегматиты; 3) плагиомусковитовые пегматиты; 4) плагиоклаз-микроклиновые и микроклиновые мусковитовые и мусковито-берилловые пегматиты.

Безрудные микроклиновые пегматиты с эгирином и арфведсонитом залегают в крупно- и среднезернистых арфведсонитовых и эгирин-арфведсонитовых щелочных гранитах и реже в экзоконтактной зоне щелочных гранитов — в мелкозернистых эгирин-авгит-гастингситовых гранито-гнейсах. Они имеют небольшое распространение и встречаются в виде одиночных, рассеянных жил, и лишь в районе участка V (см. рис. 1) отмечается их некоторая концентрация.

Безрудные микроклиновые пегматиты имеют простирание согласное с направлением гнейсовидности вмещающих пород. Морфология жил весьма однообразная, встречаются линзообразные и жилообразные тела, достигающие первых десятков метров в длину, реже 100—200 м, при мощности от 0,5—1,5 до 2,5—3 м. Пегматитовые жилы характеризуются слабо выраженной зональностью. Периферические части жил сложены аплитовидными и мелкозернистыми породами гранитного сложения, а центральные части — пегматитовыми породами сегрегационной структуры. Реже в центральных частях жил наблюдаются небольшие обособления микроклина и серого кварца.

Основными породообразующими минералами этих пегматитов являются микроклин розового цвета, реже мясо-красного, и кварц. В редких жилах наблюдаются участки амазонитизированного микроклина. Из второстепенных и аксессуарных минералов присутствуют арфведсонит, эгирин, астрофиллит, ильменит и единичные кристаллы циркона и биотита. Минеральный состав пегматитов идентичен составу вмещающих пород — щелочных гранитов и гранито-гнейсов. Пегматиты не окварцованы, очень слабо альбитизированы и не содержат редкоземельной минерализации.

Редкоземельные пегматиты залегают в экзоконтактной зоне щелочных гранитов.

Плагиоклаз-мусковитовые пегматиты расположены на большом удалении от краевой зоны щелочных гранитов и распространены в пределах узкой полосы кристаллических сланцев. Пегматиты распределены неравномерно и образуют четыре куста жил в центральной и западной частях района (см. рис. 1). По условиям залегания пегматиты представляют собой пластово-секущие тела, имеют обычно неправильную линзообразную форму, нередко с пережимами и раздувами различной мощности. Длина пегматитовых тел варьирует от 10—30 до 100 м при мощности от 2—6 до 30 м. По внутреннему строению жилы делятся на два типа — зональные и незональные. В пределах участка наблюдается постепенный переход незональных жил в зональные. Жилы сложены мелко- и среднезернистыми породами графической, сегрегационной и пегматитоидной структур. Центральные части зональных жил сложены кварцевыми обособлениями мощностью от 0,8—1,5 до 12—15 м в раздувах. Основными породообразующими минералами жил являются плагиоклаз (№ 8—20) от 30 до 60—80% и мусковит. Из второстепенных и аксессуарных минералов встречены биотит, гранат, апатит, хлорит, ильменит, монацит и др.

Плагиоклаз-микроклиновые и микроклиновые мусковитовые и мусковито-берилловые пегматиты встречаются в виде редких, разрозненных

жил в мусковитизированных сланцах. Иногда они наблюдаются совместно с описанными плагиоклаз-мусковитовыми жилами в восточной части района, севернее участка III (см. рис. 1).

Общими чертами этой группы пегматитов являются их значительная удаленность от контактов с щелочными гранитами, пластово-секущее залегание и линзообразная форма жил. Для состава жил характерно резкое преобладание микроклина над плагиоклазом, слабое развитие процессов альбитизации и полное отсутствие редкоземельной минерализации. Внутреннее строение пегматитовых жил не отличается от ранее описанных плагиомусковитовых пегматитов. Второстепенные и акцессорные минералы представлены мусковитом, биотитом, гранатом, бериллом, гентгельвином и апатитом. Акцессорный берилл обнаружен лишь в некоторых жилах в виде единичных кристаллов, небольших скоплений и гнезд.

Исследование шлихов, взятых из пегматитов, выявило, что кроме вышеописанных акцессорных минералов, характерных для этих пегматитов, они содержат в ничтожном количестве акцессорные минералы, типичные для редкоземельных пегматитов щелочных гранитов — циркон, гадолинит, сфен, флюорит, ильменит, амфибол и др.

Таким образом, о генетической связи вышеописанных мусковитовых пегматитов с щелочными гранитами свидетельствует одинаковый комплекс акцессорных минералов. Кроме того косвенным признаком, подтверждающим связь этих пегматитовых образований с щелочными гранитами, является территориально близкое расположение их к площади распространения самих гранитов.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Редкоземельные пегматиты щелочных гранитов образуют обширный комплекс жильных образований (около 200 жил), залегающих в экзоконтактной зоне гранитов, редко в эндоконтакте. Они концентрируются на отдельных участках, образуют кусты жил, или встречаются в виде одиночных жил. Кусты жил приурочены к наиболее складчатым зонам экзоконтакта, осложненным мелкой складчатостью и разрывной тектоникой. Так, например, пегматитовые жилы участка III располагаются вблизи ядра крупной синклинали и приурочиваются к южному крылу этой структуры, изменяющей простирание с широтного направления на меридиональное и осложненной мелкими складками. Пегматитовые жилы тяготеют здесь к серии трещин северо-восточного и северо-западного направлений.

На участке IV пегматитовые жилы, согласно данным В. Л. Богатырева, концентрируются в северной и северо-восточной частях крупной синклинали структуры и приурочиваются к двум взаимноперпендикулярным системам трещин: 1) диагональным трещинам северо-восточного простирания ($40-45^\circ$) с крутым углом падения ($50-70^\circ$); 2) системам трещин, направление которых совпадает с направлением погружения линейности вмещающих пород с пологим углом падения ($10-30^\circ$) и северо-западным ($310-320^\circ$) простиранием (рис. 3).

На участке IX пегматитовые жилы приурочены к дугообразному изгибу синклинали структуры, обращенной вогнутостью на северо-запад (рис. 4).

Исследованные редкоземельные пегматиты по преобладающему компоненту полевых шпатов — микроклина и амазонита подразделяются на две группы. К первой группе редкоземельных пегматитов относятся преимущественно микроклиновые пегматиты (см. рис. 1 — участки III, IV, V) и реже плагиомикроклиновые и микроклин-плагиоклазовые (участки VI, VII). Ко второй группе редкоземельных пегматитов относятся амазонитовые жилы (участки I—IV). Такое разделение редкоземельных пегматитов на две группы соответствует зональному пространственному расположению их по отношению к краевой зоне щелочных гранитов как в пределах всего

пегматитового поля в целом, так и на отдельных пегматитовых участках в частности, а также различному составу редкоземельной (рудной) минерализации, комплекса дорудных минералов и неодинаковой интенсивности проявления процессов постмагматического метасоматоза в обеих группах пегматитов.

Редкоземельные микроклиновые пегматиты первой группы. Микроклиновые и реже плагиомикроклиновые и микроклин-плагиоклазовые пегматиты первой группы пространственно приурочены непосредственно к контактовой зоне щелочных гранитов и метасоматически измененных гнейсов и залегают в щелочных гранито-гнейсах (эгирин-авгит-гастингситовых) и во внутренней зоне щелочных гнейсо-метасоматитов (гастингситовых). Лишь пегматиты участка IX частично залегают в амфиболитах и в толще инъекционных биотитовых гнейсов, переслаивающихся с амфиболитами.

По характеру залегания пегматиты этой группы подразделяются на согласные, секущие и пластово-секущие тела. По морфологии среди них выделяются жилообразные и линзообразные тела с отдельными пережимами и раздувами, реже встречаются пластообразные тела. Протяженность пегматитовых тел колеблется от первых десятков метров до 300—800 м при мощности от 1—5 до 10—15 м в раздувах жил. Контакты пегматитовых жил с вмещающими их породами обычно прямолинейные и резкие, реже извилистые и неясные. В экзоконтакте пегматитов отмечается биотитизация гастингсита вмещающих пород. Иногда наблюдается перекристаллизация приконтактных зон и обогащение их редкоземельными минералами (участки IV, VII, IX).

Внутреннее строение жил этой группы характеризуется слабой зональностью, только в наиболее крупных пегматитовых жилах она хорошо выражена (участок IV, жилы 13, 14). Породы аплитовидного сложения имеют небольшое распространение и слагают местами маломощные (1—5 м) оторочки в приальбановых частях

жил (участки IV, V, VII). Письменный гранит пользуется также незначительным распространением и встречается в виде небольших пятен и участков среди наиболее крупных пегматитовых жил (участок IV). Жилы этой группы сложены в основном породами гранит-пегматитовой, сегрегационной и пегматоидной структур. Иногда в центральных частях крупных пегматитовых жил (участок IV, жилы 13, 14) появляются блоковые обособления микроклина, кварца и зоны мономинерального кварца (3 м).

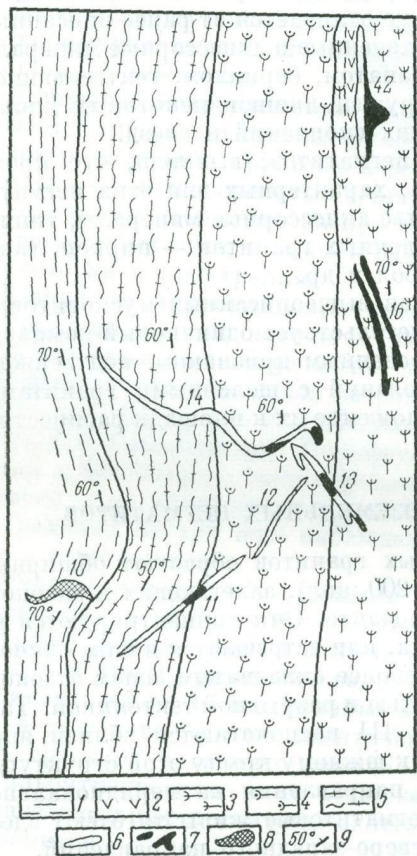


Рис. 3. Зональное расположение абукмалито-фергусонитовых и гадолинитовых пегматитов на участке IV (по В. Л. Богатыреву и А. П. Гаврилову).

1 — биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы; 2 — амфиболиты; 3 — щелочные гранито-гнейсы; 4 — щелочные гнейсо-метасоматиты; 5 — щелочные инъекционные гнейсы; 6 — микроклиновые пегматиты (частично альбитизированные); 7 — участки и зоны интенсивного развития позднего кварца и абукмалито-фергусонитовой минерализации в микроклиновых пегматитах; 8 — гадолинитовые амазонитовые пегматиты (интенсивно альбитизированные); 9 — элементы залегания пород; арабские цифры — номера жил

Основными породообразующими минералами этой группы жил являются: микроклин розовато-серого и светло-серого цветов, реже амзонитизированный микроклин, плагиоклаз и кварц. Плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 10—15) серого и серовато-белого цветов, местами призматический, встречается в виде реликтов в микроклиновых пегматитах или слагает периферические зоны в плагиоминоклиновых жилах. Альбит-олигоклаз широко распространен только в жилах участков VII, IX, X. Амазонит встречается лишь в отдельных жилах на участках IX и X, где он наблюдается в виде пятен и небольших обособлений в центральных частях жил. Здесь наблюдается амазонитизация микроклина.

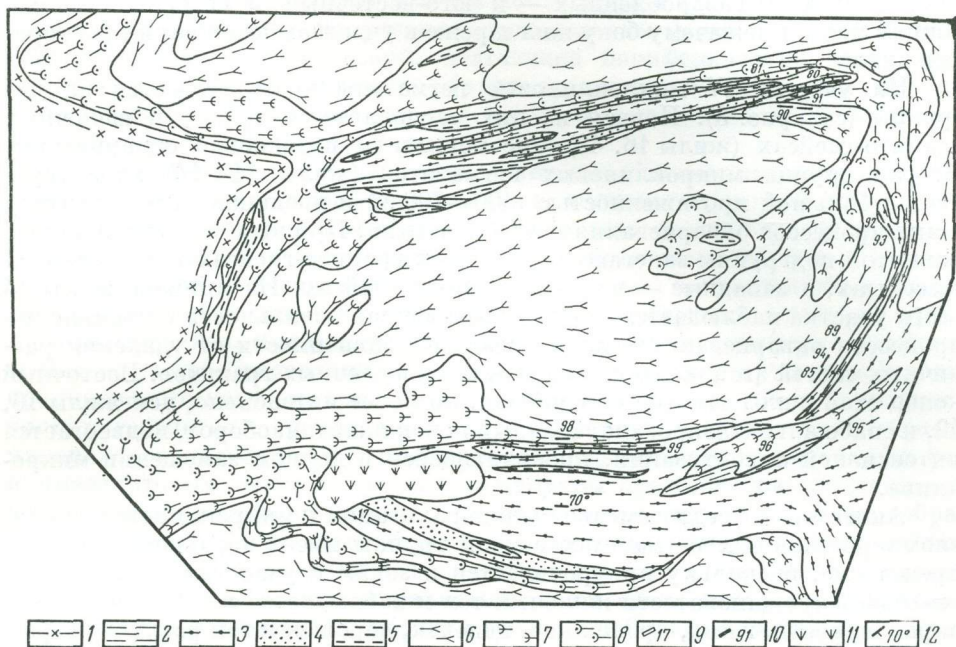


Рис. 4. Характер расположения редкоземельных пегматитов в краевой зоне щелочных гранитов. Участок IX (по Е. В. Тавастшерц и В. С. Богдановой).

1 — биотитовые гнейсы, инъецированные плагиоминоклиновым гранитом; 2 — биотитовые, частью биотитовые гнейсы с гранатом, переслаивающиеся с гранатовыми амфиболитами; 3 — гранато-биотитовые, частью биотитовые гнейсы, переслаивающиеся с гранатовыми амфиболитами; 4 — гранато-двуслюдные сланцы; 5 — амфиболиты полевошпатовые и гранатовые, частью габбро-амфиболиты; 6 — щелочные граниты; 7 — щелочные гранито-гнейсы; 8 — щелочные гнейсо-метасоматиты; 9 — мусковитовые и берилло-мусковитовые плагиоминоклиновые пегматиты; 10 — фергусонит-торит-циртолитовые плагиоминоклиновые (амазонитизированные) пегматиты; 11 — четвертичные отложения; 12 — элементы залегания пород; арабские цифры — номера жил

Второстепенные минералы весьма характерны для этой группы пегматитов и представлены эгирином, эгирин-авгитом, гастингситом, магнетитом и реже флюоритом. Наиболее распространенным минералом этого комплекса является магнетит, содержание которого достигает 5—10%, местами 15—20%. В пегматитах этой группы не обнаружен биотит, весьма характерный минерал для амазонитовых пегматитов второй группы. Лишь в пегматитах участка IX биотит наблюдается в значительном количестве.

Микроклиновые пегматиты слабо альбитизированы (участки V, VII, IX), местами альбит в них обнаруживается с трудом (участок X — ортоновые жилы; участок VI; жилы 23, 23а участка III; жилы 16, 42 участка IV). Лишь в жилах 11—14 участка IV наблюдается более интенсивная альбитизация. В пегматитовых жилах преимущественно развит мелко- и среднепластинчатый альбит. Реже наблюдается развитие мелкозернистого сахаровидного альбита, особенно вдоль приконтактных зон жильных тел.

Альбитизации подвергаются здесь в основном средне- и крупнозернистые пегматитовые породы сегрегационной, пегматоидной и блоковой структур.

Редкоземельные микроклиновые пегматиты подвергнуты весьма интенсивному воздействию кремнекислого метасоматоза, который проявлен участками. Кремнекислый метасоматоз проявляется в образовании более поздних жил и прожилков серого мелкозернистого кварца, обособлений, участков и зон сплошного окварцевания, развивающихся как по различным пегматитовым породам, так и по зонам альбитизации. В зонах окварцевания часто остаются единичные реликты кристаллов микроклина, альбито-олигоклаза и альбита. Зоны и участки позднего кварца тяготеют к определенным участкам пегматитовых жил, в тектоническом отношении наиболее ослабленных и раздробленных — к юго-восточным и северо-восточным концам жил, к лежащему боку жил и реже к участкам изменения простирающихся жил.

На участке IV микроклиновые пегматиты подразделяются на две группы (см. рис. 3). Первая из них располагается только в щелочных гранито-гнейсах (жилы 16, 42), где пегматиты интенсивно окварцованы. Вторая группа микроклиновых пегматитов (жилы 11—14) характеризуется большой протяженностью (400—700 м) и неодинаковым развитием в них процессов окварцевания и альбитизации. При этом восточные концы жил этой подгруппы залегают в щелочных гранито-гнейсах и гнейсо-метасоматитах, а западные — в инъекционных гнейсах. На примере жилы 14 этого участка наблюдается хорошо выраженная зональность в проявлении процессов окварцевания и альбитизации в зависимости от удаления различных частей этой жилы от краевой зоны щелочных гранитов. Восточный конец этой жилы заметно окварцован, но менее интенсивно, чем жилы 16, 42, и слабо альбитизирован; западный конец жилы, наоборот, подвергается интенсивной альбитизации, проявляющейся в полном замещении микроклина.

Акцессорная редкоземельная минерализация в микроклиновых и плагиомикроклиновых пегматитах первой группы имеет неравномерное распределение, поскольку приурочивается к зонам и участкам наиболее интенсивной трещиноватости жильных тел и наблюдается в виде рассеянной вкрапленности, гнезд, прожилков, цепочек, дорожек и зон различных размеров и протяженности. Редкоземельная минерализация представлена абукумалитом, фергусонитом, циртолитом, блонстрандином, иттротитанитом, ортитоподобным минералом, ортитом, чевкинитом, минералами группы торита и другими редко встречающимися редкоземельными минералами. Характерной особенностью вышеуказанной редкоземельной минерализации является тесная ассоциация с магнетитом и приуроченность ее повсеместно к зонам и участкам позднего кварца. Только в редких случаях чевкинит, иттротитанит, фергусонит, блонстрандин и абукумалит обнаруживаются в зонах и участках альбитизации и неизменного пегматита (западные и центральные части жил 11—14 участка IV, жила 5 участка VII). Редкоземельная минерализация (циртолит, блонстрандин и др.) установлена также в экзоконтактной зоне пегматитов и иногда распространяется на расстояние 1—4 м от их контакта.

Редкоземельные, амазонитовые пегматиты второй группы. К этой группе редкоземельных пегматитов относятся амазонитовые жилы, пространственно расположенные на большем удалении от краевой зоны щелочных гранитов, чем микроклиновые пегматиты первой группы. Амазонитовые пегматиты приурочиваются к инъекционным и слабо измененным гранато-биотитовым и биотитовым гнейсам. Реже они локализируются во внешней зоне щелочных гнейсо-метасоматитов.

По характеру залегания амазонитовые пегматиты подразделяются на согласные, секущие и пластово-секущие тела. По форме среди них выделяются линзообразные, жилообразные и пластообразные тела. Реже встречаются тела неправильной формы, штокообразные, подковообразные

и дугообразные с частыми пережимами, раздувами и разветвлениями. Протяженность пегматитовых тел колеблется от 4—30 до 70—250 м, реже до 600 м при мощности от 0,5—5 до 13—20 м в раздувах жил.

Контакты амазонитовых пегматитов с вмещающими породами в основном резкие и отчетливые. В экзоконтакте пегматитовых жил нередко наблюдаются биотитизация вмещающих их гастингситовых гнейсо-метасоматитов и образование маломощных биотитовых оторочек, местами обнаружена амазонитизация (1—2 м) вмещающих пород (участки III, IV). Внутреннее строение амазонитовых пегматитов характеризуется слабо выраженной зональностью и только в наиболее крупных жилах она более отчетлива. Мелкозернистые породы аплитовидного и гранитного сложения пользуются незначительным распространением и наблюдаются лишь в призальбандовых частях жил. Широко развиты пегматитовые породы сегрегационной структуры, реже графической, слагающие периферические части жил и лишь местами центральные. Крупнозернистые пегматитовые породы пегматоидной и блоковой структур, реже кварцевые оси и обособления, наблюдаются в центральных частях жил.

По составу пегматиты плагиоамазонитовые. Большинство жил наряду с преобладающим амазонитом содержат желтовато-розовый микроклин и ранний альбит-олигоклаз (№ 10—18). Последний особенно развит в жилах участков I, VIII, X (гадолинитовых) и в некоторых жилах участков II и III.

По окраске амазонита пегматиты этой группы подразделяются на две подгруппы. Амазонитовые пегматиты первой подгруппы сложены ярко-зеленым и зеленоватым амазонитом, интенсивно, но неравномерно альбитизированы до преобразования их в альбититы и не подвергнуты воздействию кремнекислого метасоматоза. Из второстепенных минералов присутствуют биотит, гастингсит, гранат, магнетит и флюорит. Наиболее характерным минералом является биотит. Акцессорная редкоземельная минерализация в амазонитовых пегматитах этой подгруппы представлена гадолинитом, в меньшей степени фергусонитом и цирколитом и приурочена главным образом к зонам альбитизации. Реже гадолинитовая минерализация наблюдается в неальбитизированном пегматите и тяготеет к амазониту и микроклину. Редкоземельная минерализация распределяется в амазонитовых пегматитах неравномерно, образуя гнезда и небольшой мощности зоны.

Амазонитовые пегматиты второй подгруппы пространственно расположены на большем расстоянии от контакта щелочных гранитов, чем амазонитовые пегматиты первой подгруппы, и залегают в неизменных биотитовых и гранато-биотитовых гнейсах. Они сложены голубовато-зеленым и бледно-зеленым амазонитом, очень слабо альбитизированы и, как правило, редкоземельная минерализация в них отсутствует, за исключением редких, единичных зерен гадолинита, фергусонита и циркона. Из второстепенных минералов в них развиты только биотит и гранат.

КЛАССИФИКАЦИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Рассмотрим кратко принципы классификации редкоземельных пегматитов нормальных (щелочноземельных) и щелочных гранитов.

А. Е. Ферсман (1940) в классификации гранитных пегматитов по преобладающей геофазе — температурной ступени пегматитового процесса выделил среди редкоземельных пегматитов два ранних типа: церовый и урано-редкоземельный и считал, что пегматиты первого типа переходят в урано-редкоземельные пегматиты. Для редкоземельных пегматитов Норвегии В. С. Бреггером (Brögger, 1906) и Х. Бьерликке (Bjørlykke, 1935, 1937) была дана более дробная классификация, но основанная также на преобладании одного или комплекса редкоземельных минералов. В. С. Бреггер среди редкоземельных гранитных пегматитов Южной Норвегии выделил следующие типы: 1) колумбитовые и самарскитовые пегматиты с монацитом, 2) эвксенитовые (поликраз, блонстрандин) жилы

с гадолинитом, ортитом, иттротитанитом, торитом и ксенотимом. Х. Бьерликке для редкоземельных гранитных пегматитов Южной Норвегии (районы Ивеланд, Сетесдал, Крагеро) предложил дробную классификацию, выделив две группы пегматитов. Первая группа — пегматиты, бедные кальцием. Здесь по преобладанию одного или комплекса редкоземельных минералов выделяются различные типы, пространственно расположенные на близком расстоянии: таленит-гадолинитовые, фергусонитовые, эвксенит-самарскитовые и колумбитовые. Вторая группа пегматитов, богатых кальцием, подразделяется на гелландитовые, фергусонито-бетафитовые и бетафитовые типы.

В сводных работах последнего времени среди формации редкоземельных пегматитов, генетически связанных с нормальными (щелочноземельными) гранитами, в зависимости от преобладания в них тех или иных редкоземельных минералов, выделяются следующие типы: 1) фонадитовые, 2) ортитовые и 3) ксенотим-циртолит-уранитовые (Ферсман, 1940; Гинзбург и др., 1959; Родионов, 1960; Семенов, 1963; Родионов, 1965).

В схемах классификации к редкоземельным пегматитам нормальных гранитов относятся также гадолинитовый и титано-тантало-ниобиевый типы пегматитов. Однако выявление идентичных минеральных парагенезисов редких элементов в этих двух типах пегматитов (гадолинита, таленита, итриалита, титано-тантало-ниобатов) и в редкоземельных пегматитах щелочных (субщелочных) гранитов (Гинзбург и Куприянова, 1966), указывает на то, что гадолинитовые и титано-тантало-ниобиевые типы пегматитов, относимые ранее к нормальным гранитам, должны быть генетически связаны только с щелочными (субщелочными) гранитами. Об этом свидетельствует также щелочной и субщелочной характер гранитов редкоземельных пегматитов района Хундхолмена в Южной Норвегии (Brögger, Vogt, Schetelig, 1922; Гинзбург и др., 1966) и Мадагаскара (Колотухина, Первухина, Рожанец, 1964), развитие процессов пироклоризации ранних титано-тантало-ниобатов в этих типах пегматитов, и широкое распространение в них ильменита и карбонатов редких земель (по редкоземельным силикатам).

Таким образом, гадолинитовые и титано-тантало-ниобиевые пегматиты Норвегии, Швеции, Канады, США, Мадагаскара, Урала (Блюмовская копь) и ряда других районов могут быть отнесены к пегматитам щелочных (субщелочных) гранитов. С последними следует связывать также акцессорную титано-тантало-ниобиевую минерализацию в пегматитах Карелии, наложенную на пегматиты нормальных гранитов.

Пегматиты щелочных гранитов до последнего времени в отдельный тип не выделялись. Они были обнаружены за последние 15—20 лет только на Северо-Западе СССР, в Сибири и Якутии. Материалы по классификации редкоземельных пегматитов щелочных гранитов появились в геологической литературе лишь в последние годы.

Среди редкоземельных пегматитов Сибири, связанных со щелочными гранитами, представляющими вторую, более позднюю интрузивную фазу нефелиновых сиенитов, выделяется пироклор-чевкинитовый тип, в котором, кроме этих двух минералов, встречаются: иттротитанит, фергусонит, алюмобритолит, гадолинит, циркон, эльсвортит, монацит, рибекит, альбит, микроклин и кварц (Кудрина, Кудрин, 1961; Швей, 1962).

Среди редкоземельных пегматитов Якутии, генетически связанных с молодыми щелочными гранитами, ассоциирующими с щелочными габброидами, выделяется пироклор-бритолит-чевкинитовый тип. Здесь, кроме этих минералов, обнаружены итриалит, алюмобритолит, гадолинит, циркон, ксенотим, фергусонит, поликраз, фторсиликат редких земель, торит, сфен, меланоцерит, микроклин-пертит, амазонит, кварц, альбит, эгириин и щелочной амфибол (Семенов, 1963; Прощенко, 1967).

Среди редкоземельных пегматитов щелочных гранитов района И. В. Бельковым (1958), А. И. Гинзбургом и др. (1959), И. В. Швей (1962)

**Схема классификации формации редкоземельных пегматитов
щелочных гранитов**

Группа пегматитов	Типы редкоземельных пегматитов, обусловленные преобладающим развитием минерализации одной или нескольких стадий редкоземельного — редкометалльного (рудного) метасоматоза	Минеральные парагенезисы	Участок
Микроклиновая	Чевкинитовый	Чевкинит, циркон, сфен, магнетит, гастингсит, кварц, микроклин, олигоклаз-альбит, флюорит	VI
	Ортитовый	Ортит, фергусонит, циртолит, магнетит, амазонит, кварц, микроклин, олигоклаз, олигоклаз-альбит, флюорит	X
	Иттротитанитовый	Иттротитанит, сфен, ураноторит, ортитоподобный минерал, циркон, флюорит, магнетит, микроклин, кварц, эгирин, астрофиллит, биотит	V
	Абукумалито-иттротитанитовый	Иттротитанит, абукумалит, циртолит, фергусонит, чевкинит, ортит, магнетит, кварц, микроклин, эгирин	IV
	Абукумалито-фергусонитовый	Фергусонит, абукумалит, циртолит, блонстрандин, чевкинит, иттротитанит, ферриторит, ураноторит, магнетит, астрофиллит, микроклин, эгирин, кварц, альбит, флюорит	IV
	Абукумалитовый	Абукумалит, ферриторит, фергусонит, циртолит, магнетит, кварц, микроклин	III
	Таленитовый	Таленит, фергусонит, магнетит, кварц, альбит-олигоклаз, амазонит, микроклин	X
	Циртолито-блонстрандинный	Блонстрандин, циртолит, циркон, ортитоподобный минерал, ортит, силикат TR, Ca, Th, иттротитанит, редкоземельный ферриторит, астрофиллит, эгирин, олигоклаз, олигоклаз-альбит, кварц, микроклин, магнетит, альбит	VII
	Фергусонито-торито-циртолитовый	Циртолит, торит, фергусонит, ураноторит, ферриторит, иттротитанит, микроклин, олигоклаз, альбит, кварц, биотит, магнетит, флюорит	IX
	Касситерито-пироклоро-фергусонитовый	Та-содержащий фергусонит Pb-пироклор, касситерит, редкий генгельвин, ильменит, биотит, флюорит, амазонит, альбит, микроклин, альбит-олигоклаз, кварц	VIII
Амазонитовая	Гадолинитовый	Гадолинит, фергусонит, циркон, редкий ортит, единичный берилл, флюорит, биотит, амазонит, альбит, гранат, магнетит, кварц	I, II, III, IV, X

и Е. И. Семеновым (1963) выделяется гадолининовый тип с фергусонитом, циртолитом, чевкинитом, иттриалитом и абукумалитом (карноцеритом). А. И. Гинзбург, И. В. Швей и Е. И. Семенов в гадолининовый тип пегматитов объединяли жилы, содержащие, кроме гадолинита, чевкинит, абукумалит (карноцерит) и таленит. Однако в действительности все перечисленные редкоземельные минералы, кроме гадолинита, в этом типе пегматитов не были встречены. Этими исследователями не учитывалась пространственная зональность в размещении двух групп пегматитов с различной редкоземельной минерализацией (гадолининовой с одной стороны и абукумалитовой, чевкинитовой — с другой) по отношению к краевой части интрузии щелочных гранитов.

А. П. Калита (1966) дал более дробную классификацию пегматитов щелочных гранитов и выделил два типа пегматитов: 1) альбит-микроклиновые с абукумалитом и иттриевыми титано-тантало-ниобатами и 2) альбит-амазонитовые с гадолинином.

Типы редкоземельных пегматитов щелочных гранитов. В основу классификации редкоземельных пегматитов щелочных гранитов рассматриваемого района положено преобладание двух групп полевых шпатов и комплекса редкоземельных минералов. По этому принципу редкоземельные пегматиты подразделяются на две группы: 1) микроклиновые и 2) амазонитовые. Среди редкоземельных микроклиновых пегматитов первой группы в зависимости от преобладания в них одного или нескольких редкоземельных минералов, при отсутствии или незначительном развитии остальных, выделяется десять типов редкоземельных пегматитов (табл. 3).

Выделенные типы микроклиновых пегматитов отличаются по составу редкоземельной минерализации, совместно не встречаются и локализуются на отдельных участках, но приурочиваются к зоне непосредственно экзоконтакта щелочных гранитов и залегают в одних и тех же щелочных метасоматитах, характеризующихся высокой щелочностью.

Среди редкоземельных амазонитовых пегматитов второй группы выделяется только один тип — гадолининовый, имеющий широкое распространение и пространственно всегда расположенный на удалении от контактовой зоны интрузии щелочных гранитов.

В связи с многообразием типов редкоземельных пегматитов и их минеральных парагенезисов их можно объединить, следуя за А. И. Гинзбургом и Г. Г. Родионовым (1960) и Г. Г. Родионовым (1965), в формацию редкоземельных пегматитов щелочных гранитов.

МИНЕРАЛЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

В исследованных редкоземельных пегматитах в настоящее время обнаружено около пятидесяти минералов, которые согласно общей химической классификации подразделяются следующим образом:

Сульфиды

Галенит
Халькопирит

Пирит

Фториды

Простые и сложные окислы

Флюорит
Кварц
Гематит
Ильменит
Магнетит
Анагас
Ильменорутил

Рутил
Ниобиевый лейкоксен
Касситерит
Пирохлор
Свинцовый пирохлор
Фергусонит
Бломстрандин

Карбонаты

Кальцит

Церуссит

Фторкарбонаты редких земель

Бастнезит
Паризит

У-бастнезит

Фосфаты

Апатит

Сульфаты

Англезит

Силикаты

Микроклин-пертит
Амазонит
Олигоклаз
Альбит-олигоклаз
Альбит
Биотит
Мусковит
Хлорит
Гранат
Эгирин
Арфведсонит
Гастингсит
Астрофиллит

Титанит
Итротитанит
Гадолинит
Абукумалит
Силикат TR, Ca, Th
Ортит
Ортитоподобный минерал
Чевкинит
Таленит
Циркон
Циртолит
Ураноторит
Редкоземельный ферриторит

По степени распространенности могут быть выделены главные породообразующие, второстепенные и аксессуарные минералы.

К главным породообразующим минералам пегматитовых жил относятся микроклин-пертит, амазонит, олигоклаз, альбит-олигоклаз, альбит и кварц. Среди второстепенных минералов особенно развиты магнетит, биотит и эгирин. Аксессуарные минералы подразделяются на основную группу минералов редких элементов и небольшую группу минералов, не содержащих редких элементов. Особенно широко распространены титано-ниобаты

и ниобаты редких земель (фергусонит, блонстрандин и др.), силикаты редких земель (абукумалит, гадолинит, ортит, ортитоподобный минерал, иттротитанит и др.) и циркония (циртолит), реже силикаты тория (ферриториты) и в незначительной степени силикаты бериллия (берилл, гентгельвин) и редкоземельные фторкарбонаты (У-бастнезит и др.). Среди аксессуарных минералов, не содержащих редких элементов, распространены астрофиллит, гранат, ильменит и другие.

ГЛАВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Микроклин. По окраске среди микроклина выделяются следующие разновидности: 1) розовый, красный и мясо-красный; 2) розовато-желтый и светло-розовый; 3) белый, серый, серовато-розовый; 4) зеленовато-розовый; 5) зеленый, голубовато-зеленый, бледно-зеленый. Эти разновидности микроклина характерны для определенных групп пегматитов. Первая — для безрудных микроклиновых пегматитов с арфведсонитом и эгирином, вторая — для мусковитовых и мусковито-берилловых пегматитов, а остальные три для редкоземельных пегматитов.

Микроклин белого, серого и серовато-розового цветов является основным породообразующим минералом редкоземельных микроклиновых пегматитов. Микроклин встречается во всех жилах этой группы, и наибольшее его количество наблюдается в их центральных частях. В плагиомикроклиновых пегматитах этой группы (участок IX) микроклин слагает почти полностью центральные части жил и лишь в небольшом количестве присутствует в периферических частях жил, где преобладают олигоклаз и альбит-олигоклаз. Размер зерен и блоковых обособлений микроклина в пегматитах колеблется от 1—2 см до 20—30 см, реже до 50 см. Зеленовато-розовый микроклин (амазонитизированный), имеющий пятнистый облик, наблюдается в основном в амазонитовых пегматитах и лишь в виде редких жил, небольших участков и пятен обнаружен среди микроклиновых пегматитов (участки IX, X и западная часть жилы 14 участка IV). Микроклин зеленого и голубовато-зеленого цветов (амазонит) является типоморфным породообразующим минералом амазонитовых гадолинитовых пегматитов. Амазонит бледно-зеленой окраски характерен для безрудных пегматитов этой группы, наиболее удаленных от контакта щелочных гранитов.

Амазонит распределяется в пегматитах неравномерно и встречается в виде мелких зерен, пятен и выделений неправильных очертаний размером от 1—2 до 5—8 см, а также представлен блоковыми обособлениями от 10—20 до 50—80 см. Нередко наблюдается постепенный переход зеленых разновидностей микроклина в периферической части кристаллов в зеленовато-розовые и светло-розовые разновидности в центральной части кристаллов. Зеленый цвет часто распространяется в микроклин по направлению спайности и пертитовых вростков, или по маломощным жилковатым зонам перекристаллизации письменного гранита и сегрегационного пегматита. Это свидетельствует о том, что появление зеленой окраски в микроклин или амазонитизация микроклина происходит не одновременно с образованием микроклина, а позднее, и связана с воздействием на микроклин более поздних постмагматических растворов, привносящих Pb, Rb, Tl (Заварицкий, 1943; Жиров, Стишов, 1965; Фельдман и др., 1967) и проникающих по ослабленным направлениям в микроклин и явно видимым трещинкам. Амазонитизация микроклина предшествует процессу массовой альбитизации, так как амазонит замещается альбитом. Поскольку амазонитизация микроклина наблюдается в основном в пегматитовых жилах, удаленных от контакта щелочных гранитов, где развиты менее щелочные породы, нежели в непосредственной зоне экзоконтакта, то процесс амазонитизации протекает, очевидно, лишь при изменении физико-химических условий минералообразующих растворов в более кислотной среде вмещающих и подстилающих пород пегматитов.

Оптические константы микроклина и амазонита из пегматитовых жил обеих групп приводятся в табл. 4.

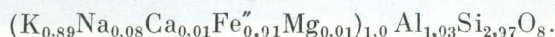
Таблица 4

Оптические константы микроклина и амазонита

Константы	Куст пегматитовых жил западное участка VII			Участок IV, жила 14
	Розовый микроклин	Зеленовато-розовый микроклин	Зеленый микроклин (амазонит)	Амазонит
N_g	$1,527 \pm 0,001$	$1,525 \pm 0,001$	$1,527 \pm 0,001$	1,525—1,526
N_m	—	—	—	1,522—1,523
N_p	$1,520 \pm 0,001$	$1,519 \pm 0,001$	$1,519 \pm 0,001$	1,518—1,522
$N_g - N_p$	0,007	0,006	0,008	0,007
+2V	(77°—84°)	(78°—88°)	(80°—89°)	(80°—82°)
cNg	17°—19°	17°—19°	18°—19°	—
Материалы И. В. Белькова				Материалы Н. И. Плетневой

Химический состав амазонита из жилы 14 участка IV, по данным Н. И. Плетневой, следующий (в %): SiO_2 64,3; $\text{K}_2\text{O} + \text{Rb}_2\text{O}$ 15,07; Al_2O_3 19,04; FeO 0,1; MgO 0,12; CaO 0,3; Na_2O 0,92; H_2O^+ 0,24; сумма 100,09.

Кристаллохимическая формула амазонита:



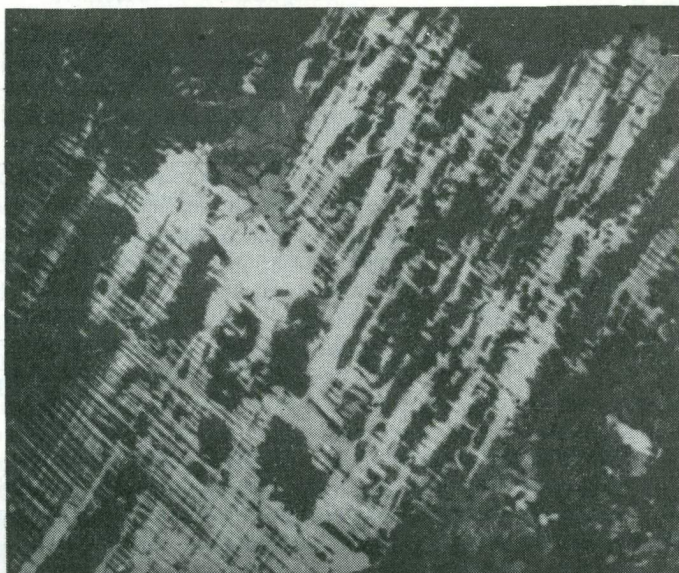
Фактический материал, полученный при изучении в шлифах взаимоотношений микроклина с плагиоклазом, показывает более позднее метасоматическое развитие микроклина по первичному плагиоклазу во всех типах и группах пегматитов щелочных гранитов района, за исключением плагиомусковитовых. Наиболее резко этот процесс прослеживается в пегматитах, расположенных на удалении от контакта щелочных гранитов, где микроклинизация плагиоклаза затухает. Это находится в соответствии и с понижением активности микроклинизации пород, вмещающих пегматиты.

Микроклинизация плагиоклаза протекает весьма разнообразно, начальная ее стадия проявляется в образовании антипертитов замещения. Новообразованный микроклин развивается также в виде пластинок и жилков по контактам зерен плагиоклаза. Замещение плагиоклаза микроклином начинается с периферии плагиоклазовых кристаллов и распространяется к центру последних. Нередко от новообразований микроклина в сторону центральной части плагиоклазовых зерен отходят выступы и жилки микроклина, замещающие плагиоклаз. Нередко целые зерна плагиоклаза (до 1—2 см в диаметре и более) замещены микроклином скелетного, петельчатого и сетчатого строения, в которых между петлями и сеткой микроклина сохраняются мелкие реликтовые включения плагиоклаза, имеющие извилистые границы и единую оптическую ориентировку. Это характерно для микроклина ранней стадии развития.

На участке VIII (жила 1) наблюдалось замещение крупных кристаллов первичного альбит-олигоклаза микроклином, имеющим пятнистое и особенно ленточное строение (рис. 5, а). Вследствие преобладающего ленточного и полосчатого развития микроклина по плагиоклазу в первом сохраняются многочисленные ленты плагиоклаза, располагающиеся параллельно и «кулисообразно» друг другу. В результате такого замещения, когда не видно соединения реликтовых полос и лент плагиоклаза с основным зерном плагиоклаза, первые могут быть ошибочно приняты за жильные пертиты замещения. Если удастся наблюдать соединение реликтовых полос и лент плагиоклаза с основным объемом плагиоклазового зерна (в больших

шлифах и реже в обычных), то последний имеет вид «расщепленного» кристалла с заостренными концами (см. рис. 5, б). Вследствие этого «перитовые вроски» различной формы — пятнистые, ленточные, линзовидные

а



б

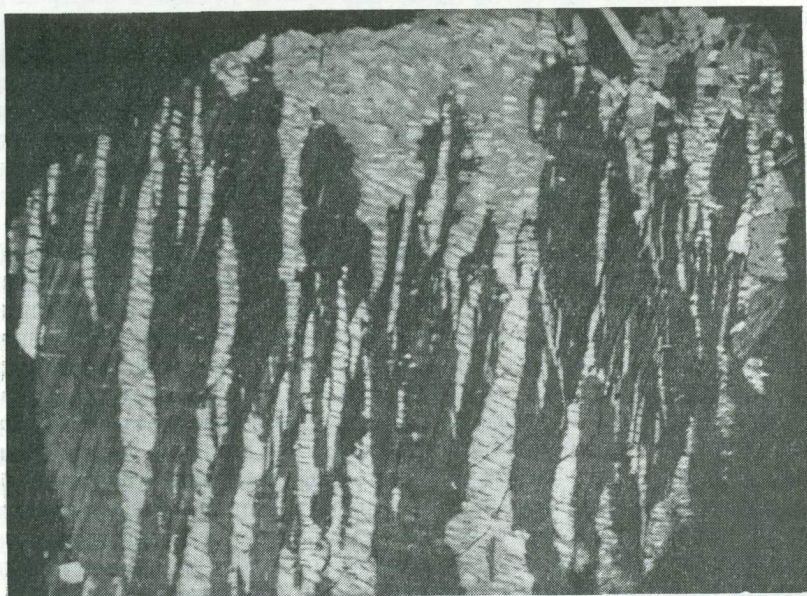


Рис. 5. Характер замещения плагиоклаза микроклином. Участок VIII, жила 1

- а — сетчатое развитие микроклина (решетчатое, серое) по плагиоклазу (темно-серое); в микроклине сохраняются частые реликты плагиоклаза в виде пятен и лент (верхней части снимка), подвергшиеся альбитизации. Увел. $\times 3$, николи +.
- б — полосчатое, лентовидное развитие микроклина (темно-серое) по плагиоклазу (серое); ленты и полосы первичного плагиоклаза соединяются с основной массой плагиоклазового зерна (верхняя часть снимка). $\times 3$, николи +.

и жильные, наблюдаемые в микроклине, представляют собой останцы раннего плагиоклаза, подвергшегося микроклинизации, а затем в более поздние стадии развития породы, возможно, перекристаллизованные. Переход

останцев плагиоклаза в альбит не связан, по всей вероятности, с привнесением натрия извне, а происходит в процессе микроклинизации плагиоклаза за счет освобождающегося при этом натрия. Этим же можно объяснить более кислый состав плагиоклаза в пегматитовых жилах и во вмещающих их породах, подвергшихся микроклинизации, по сравнению с жильными телами и вмещающими их породами, в которых процессы замещения плагиоклаза микроклином не наблюдаются.

И. В. Бельков (1958) и А. П. Калита (1963) относят микроклин из пегматитов к магматическим минералам, образовавшимся при кристаллизации из пегматитового расплава. Поскольку метасоматическая природа микроклина во вмещающих породах пегматита — щелочных метасоматитах — ими не отрицается, а выше нами была показана синхронность образования микроклина в пегматитах и вмещающих метасоматитах, то образование микроклина в пегматитах и метасоматитах И. В. Бельковым и А. П. Калитой разрывается во времени.

Изучение взаимоотношений микроклина с кварцевыми зернами в гранит-аплитовых породах и кварцевыми вростками в письменных гранитах показывает, что метасоматическое развитие микроклина происходит после формирования гранит-аплитовых пород, но предшествует образованию письменных гранитов. Это доказывается развитием процесса микроклинизации плагиоклаза в гранит-аплитовых жильных телах и нахождением реликтов микроклина в пластинчатых, подковообразных и футлярообразных формах кварцевых вростков из письменных гранитов (рис. 6, а), а также пересечением «пертитовых вростков» кварцевыми ихтиоглиптами (см. рис. 6, б). Иногда наблюдается пересечение кварцевыми вростками линии контакта микроклина (развитого по плагиоклазу) с альбит-олигоклазом, причем одни концы кварцевых вростков располагаются в микроклине, другие — в альбит-олигоклазе. Кроме того кварцевые ихтиоглипты обнаруживаются здесь как в плагиоклазе, так и в микроклине.

Образование микроклина связывается нами с ранним калиевым метасоматозом, наложенным сингенетично как на пегматитовые жилы, так и на вмещающие их породы. В исследованных пегматитах микроклин является самым ранним метасоматическим минералом. После формирования основных структурных разновидностей пегматитовых пород микроклин подвергается амазонитизации, а затем микроклин и амазонит замещаются пластинчатым и сахаровидным альбитом. Во время проявления позднего кремнекислого метасоматоза, микроклин интенсивно замещается кварцем (см. табл. 48). В более поздние стадии минералообразования по микроклину развивается целый ряд второстепенных (дорудных) и аксессуарных редкоземельных минералов.

Альбит-олигоклаз имеет неодинаковое распространение в различных группах пегматитов, залегающих на различном удалении от контакта щелочных гранитов. Это находится в прямой зависимости от интенсивности проявления процесса микроклинизации плагиоклаза, затухающей по мере удаления от контакта щелочных гранитов.

В большинстве редкоземельных микроклиновых пегматитов альбит-олигоклаз в результате интенсивной микроклинизации сохранился в виде редких зерен. Только на участках VI, VII, IX и X альбит-олигоклаз наблюдается в большем количестве и иногда слагает периферические части жил. В гадолиновых плагиоамазонитовых пегматитах, более удаленных от контакта щелочных гранитов, содержание альбит-олигоклаза более высокое, нежели в микроклиновых пегматитах. Здесь встречаются крупные участки и зоны пегматитовых пород графической и сегрегационной структур плагиоклазового состава. В породах сланцевой толщи наблюдаются слюдоносные плагиоклазовые пегматиты и редкие плагио-микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые жилы. Это находится в соответствии со слабым проявлением процессов микроклинизации вмещающих пород.

Альбит-олигоклаз представлен в пегматитовых жилах пластинчатыми и таблитчатыми кристаллами с весьма хорошо выраженной двойниковой штриховкой и иризацией на плоскостях (010). Альбит-олигоклаз белого

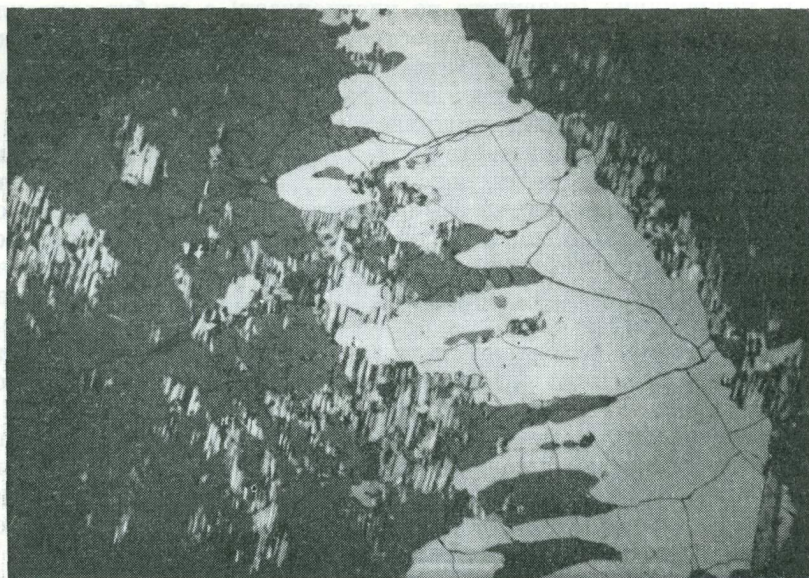
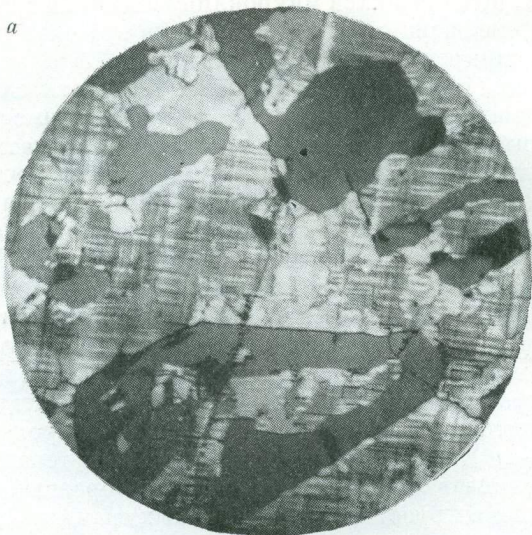


Рис. 6. Некоторые формы роста кварца и характер их разрастания в пегматитах.

a — пересечение пертитовых вростков альбита (серое) подковообразными и футляровидными кристаллами кварца (темно-серое); последние заключают реликтовые участки микроклина (пегматит графической структуры). Участок II. $\times 24$, николи +.
 б — замещение микроклина (темно-серое) и пертитовых вростков альбита селъчатыми ихтиоглистами кварца (серое). — пегматит сегрегационной структуры. Участок III. $\times 3$, николи +

и кремового цвета. В шлифах наблюдается тонкое полисинтетическое двойникование альбит-олигоклаза по альбитовому закону. По данным И. В. Белькова, $2V$ плагиоклаза варьирует от $+76^\circ$ до $+82^\circ$. Состав альбит-олигоклаза № 8—15, реже № 20—25.

Альбит. В микроклиновых и плагиомикроклиновых пегматитах альбит встречается в незначительном количестве, или вообще отсутствует. Значительное содержание его наблюдалось только в западных и центральных частях жил 11—14 участка IV, где первичная пегматитовая порода замещена и превращена в пластинчатый альбитит. Содержание альбита в таких зонах замещения достигает 80—90%. В амазонитовых пегматитах альбит имеет более широкое, но неравномерное распространение.

Среди альбита в порядке образования можно выделить следующие четыре генерации: 1) альбит пертитовых вростков; 2) пластинчатый, тонко- и толстотаблитчатый альбит; 3) мелкозернистый, сахаровидный альбит; 4) друзы мелкокристаллического альбита.

Альбит пертитовых вростков сдвойникован по карлсбадскому и альбитовому законам и колеблется, по данным И. В. Белькова, от 0 до № 8, Ng $1,535 \pm 0,001$; Np $1,524 \pm 0,001$; $Ng - Np$ $0,011$; $2V$ колеблется от $+75^\circ$ до 82° . По данным Н. И. Плетневой и В. А. Артамонова, состав альбита пертитовых вростков в жилах участков IV и VIII колеблется в пределах № 1—3.

Наиболее широко распространен пластинчатый и тонкотаблитчатый альбит, встречающийся в различных частях пегматитовых жил. Альбит образует веерообразные, розетковидные и радиальнолучистые агрегаты (клевеландит), метасоматически развивающиеся по микроклину и амазониту различных пегматитовых пород, но предположительно по блоковым обособлениям микроклина и амазонита. Пластинчатые и тонкотаблитчатые разновидности альбита сдвойникованы большей частью по альбитовому и реже карлсбадскому законам, $2V + 78^\circ - (+83^\circ)$, состав альбита, по данным Н. И. Плетневой, № 1—4.

Мелкозернистый сахаровидный агрегат альбита образует в амазонитовых пегматитах участки и пятна неправильных очертаний, а также зоны большой протяженности, приуроченные к центральным частям пегматитовых тел и к зальбандам жил, и особенно к последним. Нередко мелкозернистый альбит встречается пространственно совместно с пластинчатым альбитом. Мелкозернистый альбит развивается главным образом по микроклину и амазониту. В начале альбит проникает вдоль тонких трещин и расчленяет микроклин-амазонитовые блоки и обособления, затем происходит полное замещение микроклина и амазонита альбитом. Нередко крупные участки пегматитовых пород в амазонитовых жилах превращены в альбититы (жила 10 участка IV), состоящие на 80—90% и более из мелкозернистого альбита и редких реликтов первичного кварца и амазонита. Мелкозернистый альбит сдвойникован по карлсбадскому и альбитовому законам, реже наблюдаются несдвойникованные зерна альбита. $2V$ альбита колеблется в пределах от $+79^\circ$ до $+85^\circ$, состав альбита в пегматитах участка IV и VIII по данным Н. И. Плетневой и В. А. Артамонова, № 1—2, реже № 5.

Изучение взаимоотношений разновидностей альбита показало, что сахаровидный альбит нередко развивается по пластинчатому и является более поздним образованием, возникшим частично в результате перекристаллизации пластинчатого альбита. Мелкозернистый альбит является более ранним минералом по отношению к кварцу из зон замещения и ко всему комплексу минералов дорудного и редкоземельного метасоматоза (см. табл. 48).

Кварц — один из основных породообразующих минералов пегматитов. Содержание кварца в пегматитах от 20—40% до 60—80%. Выделяются три генерации кварца. Ранний кварц в мелкозернистых породах аплитового и гранитного сложения, обычно белого и серовато-белого цвета, образуется при кристаллизации в магматических условиях. Кварц второй генерации слагает пегматитовые породы графической, сегрегационной, пегматоидной структур и блоковых обособлений. Окраска его белая,

серовато-белая, серая, темно-серая до дымчатой. Он образуется в результате перекристаллизации мелкозернистых гранит-аплитовых пород и реже

в связи с ранним кремнекислым метасоматозом. Кварц третьей генерации белого, светло-серого и дымчатого цветов связан с поздним кремнекислым метасоматозом и представлен мелкозернистым агрегатом, часто сильно гранулированным, реже среднезернистым агрегатом, переходящим в монолитный кварц. Поздний кварц образует жилки и прожилки небольшой мощности (рис. 7), но чаще наблюдается в виде зон сплошного окварцевания, секущих и развивающихся как по раннему кварц-микроклиновому пегматиту, так и по участкам альбитизации (рис. 8). Поздний кварц распространен только в редкоземельных микроклиновых и плаггио-

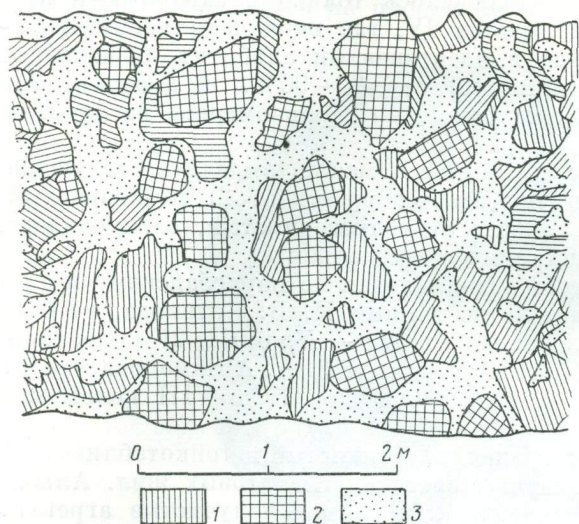


Рис. 7. Проникновение жилок позднего кварца по контактам микроклин-плаггиоклазовых зерен в пегматите и интенсивное замещение плаггиоклаза и микроклина кварцем. Участок X. (Схематическая зарисовка штуфа по И. В. Белькову).

1 — плаггиоклаз; 2 — микроклин; 3 — кварц

микроклиновых пегматитах, залегающих вблизи контакта щелочных гранитов. Развитие позднего кварца в микроклиновых пегматитах первой

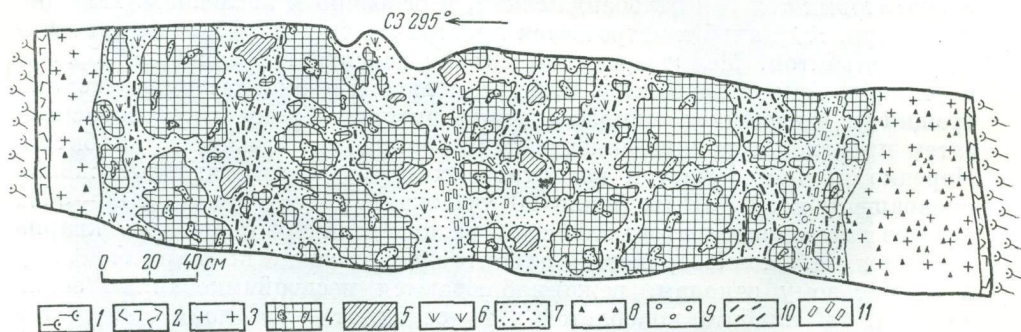


Рис. 8. Характер замещения микроклинового пегматита поздним кварцем и цепочное расположение редкоземельных минералов. Участок IV (по В. Л. Богатыреву).

1 — щелочные гнейсо-метасоматиты; 2 — аплитовидная порода; 3 — гранитная порода; 4 — микроклин с выделениями раннего кварца (сегрегационный пегматит); 5 — эгирин; 6 — пластинчатый альбит; 7 — поздний кварц; 8 — магнетит; 9 — абукумалит; 10 — фергусонит; 11 — циртолит

группы и во вмещающих их породах, в противоположность процессу микроклинизации, носит локальный характер и связан с проявлением инфильтрационного (околотрещинного) кремнекислого метасоматоза.

ВТОРОСТЕПЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Магнетит — самый распространенный второстепенный минерал редкоземельных микроклиновых пегматитов. Среди гадолиновых амазонитовых пегматитов он обнаружен в небольшом количестве и только на участках II, III и X при залегании пегматитов в щелочных гнейсо-метасоматитах.

В редкоземельных микроклиновых пегматитах магнетит встречается в пегматитовых породах различных структур и в участках альбитизации, но большей частью он приурочивается к зонам окварцевания. В гадолинитовых амазонитовых пегматитах магнетит тяготеет главным образом к участкам и зонам альбитизации и реже встречается в неизменном кварц-амазонитовом пегматите.

Изучение закономерностей распределения магнетита показало, что в пегматитовых жилах он тяготеет к наиболее ослабленным и трещиноватым зонам, к забандам пегматитовых жил, к контактам пегматитовых пород различных структур и к зонам окварцевания и альбитизации. Для магнетита весьма характерно цепочечное и струйчатое расположение кристаллов, что свидетельствует о приуроченности его к волосовидным трещинкам. Наличие частых реликтов в магнетите вмещающих его минералов — микроклина, альбита и особенно кварца, оконтуренных тонкой скульптурой ступенчатого нарастания граней магнетита (рис. 9), дает основание утверждать метасоматический способ его образования. В зонах окварцевания содержание магнетита достигает 30—50%.

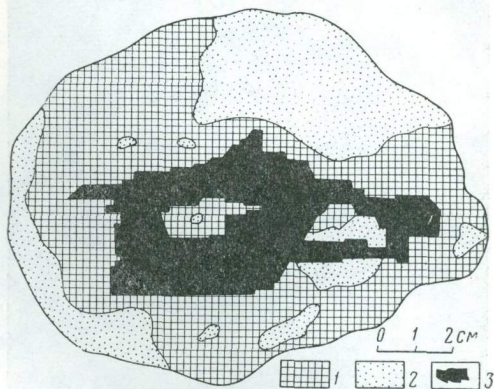


Рис. 9. Разрастание пластинчатого метакристалла магнетита в кварц-микроклиновой пегматитовой породе. Участок III, жила 23 (Схематическая зарисовка штуфа).

1 — кварц; 2 — микроклин; 3 — магнетит

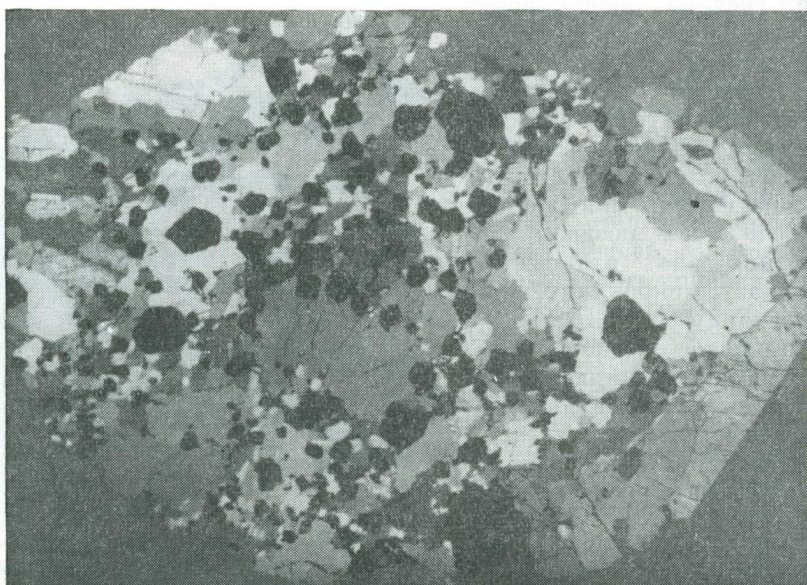


Рис. 10. Цепочечное расположение зерен магнетита по контактам кварцевых зерен (белое, серое, темно-серое). Кварц-магнетитовый агрегат. Участок IV. $\times 3$, николи +

Изучение магнетито-кварцевых агрегатов в шлифах показало, что цепочки магнетитовых зерен приурочиваются к контактам кварцевых зерен и к тонким трещинкам, секущим эти зерна (рис. 10). К стыкам кварце-

вых зерен тяготеют и угнетенные пластинчатые метакристаллы, и жилковидные выделения магнетита. В зонах окварцевания, сложенных мелкозернистым агрегатом, магнетит ассоциирует с мелкозернистым флюоритом и эгирином, приуроченными также к контактам кварцевых зерен. В зонах более крупнозернистого и монолитного кварца магнетит находится в ассоциации с эгирином, редкоземельными минералами (циртолитом, чевкинитом, абукумалитом, фергусонитом, иттротитанитом, астрофиллитом, ферриторитом и др.) и реже с флюоритом. В гадолинитовых амазонитовых пегматитах магнетит ассоциирует с биотитом, флюоритом, фергусонитом, реже с гадолинитом и циртолитом.

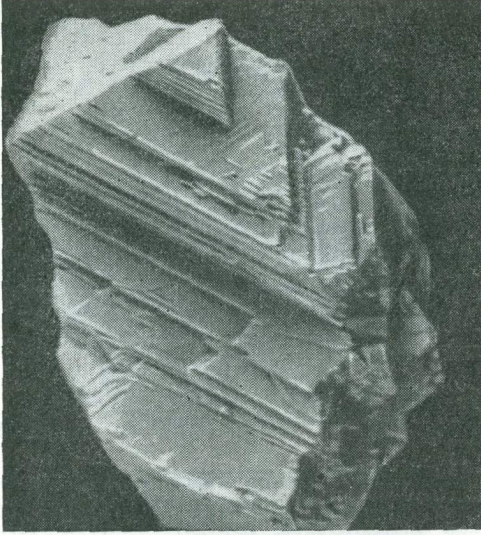


Рис. 11. Пластинчатый метакристалл магнетита со скульптурой неравномерного ступенчатого роста граней. Участок IV. $\times 5$. Снято в парах MgO

ского (1956, 1957, 1961), выделяются следующие: обычные и хорошо ограненные, угнетенные пластинчатые, подковообразные и футлярообразные, скелеты причудливых очертаний, кристаллические воронки и дендриты (рис. 11, 12).

Особенности разрастания магнетита в пегматитах, а также многообразие форм роста его кристаллов свидетельствуют о метасоматической природе магнетита и более позднем его образовании по отношению к олигоклазу, микроклину, альбиту и кварцу из зон замещения. Большое разнообразие форм роста метакристаллов магнетита является результатом разрастания магнетита в твердых, консолидированных пегматитовых породах, имеющих различное строение и текстуру и, следовательно, различные условия для роста метакристаллов.

Нами выделена одна генерация магнетита, образование которой связано с поздними метасоматическими процессами, наложенными как на неизменный кварц — микроклиновый и кварц-амазонитовый пегматит, так и на участки альбитизации и окварцевания в тех же пегматитах.

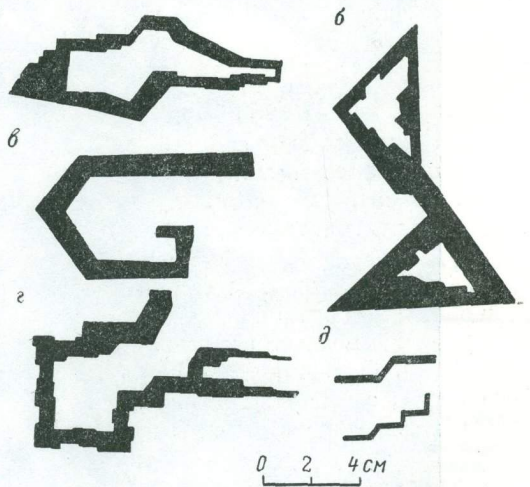
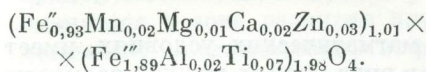


Рис. 12. Формы роста магнетита (черное) в позднем кварце (белое), оконтуренные границами нарастания того же магнетита (участок III, жилы 23, 23а с абукумалитом):

а — футляровидный метакристалл; б — срастание двух футляровидных метакристаллов; в — подковообразный метакристалл; г — скелетный метакристалл; д — пластинчатые (угнетенные) метакристаллы, разрастающиеся по трещинкам двух-трех направлений. (Схематическая зарисовка шгупфов)

Химический состав магнетита из жилы 13 участка IV, по данным Н. И. Плетневой, следующий (в %): Fe_2O_3 65,51; FeO 29,16; Al_2O_3 0,48; TiO_2 2,44; MnO 0,68; MgO 0,10; CaO 0,41; ZnO 1,04; сумма 99,82.

Кристаллохимическая формула магнетита следующая:



Изучение взаимоотношений магнетита с ассоциирующими с ним минералами показало, что магнетит является более поздним минералом по отношению к минералам дорудного метасоматоза: гранату, биотиту (II), флюориту, эгирину, арфведсониту, гастингситу и более ранним по отношению к гематиту, биотиту (III) и ко всему комплексу аксессуарных редкоземельных минералов (см. табл. 48). Интересные соотношения наблюдались между магнетитом и флюоритом. Магнетит корродирует и замещает флюорит, а скелетные ветви магнетита проникают по стыкам между зернами флюорита и окаймляют их (рис. 13). Флюорит является

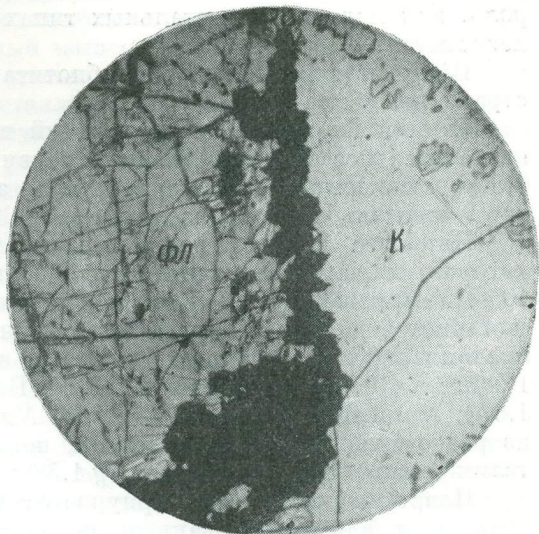


Рис. 13. Разрастание скелетной ветви магнетита (черное) с извилистым и ступенчатым контуром по контакту флюорита (фл) и кварца (к). Участок III, жила 18. $\times 64$, без анализатора

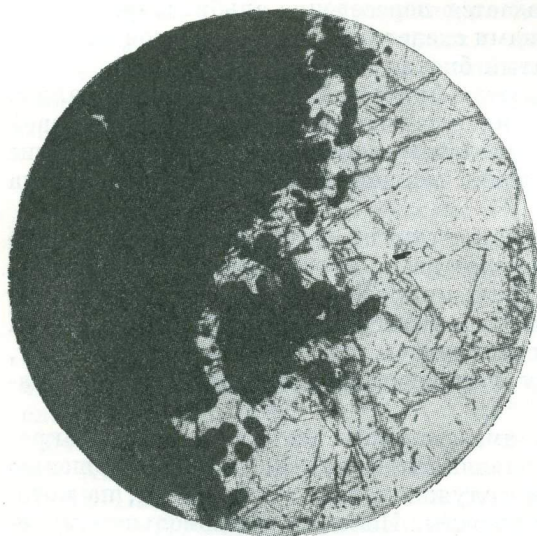


Рис. 14. Замещение флюорита (серое) магнетитом (черное). Участок III, жила 18. $\times 64$, без анализатора

неравновесным минералом по отношению к магнетиту, он интенсивно замещается магнетитом (рис. 14), в результате чего в последнем обнаруживаются лишь редкие реликты флюорита.

Отложение магнетита может быть связано с самостоятельной стадией минералообразования, последовавшей за отложением большей части минералов дорудного метасоматоза, но предшествовавшей отложению биотита (III) и редкоземельных минералов.

Биотит является типоморфным минералом гадолиновых и безрудных амазонитовых пегматитов второй группы, залегающих в биотитовых гнейсах и реже в биотито-гастингситовых инъекционных гнейсах. Появление биотита в пегматитах зависит от его содержания во вмещающих породах.

В редкоземельных микроклиновых пегматитах биотит встречается редкими чешуйками и пластинками, развивающимися иногда по эгирину, гастингситу и магнетиту. Только в фергусонит-торито-циртолитовом типе пегматитов на участке IX в виде исключения наблюдается

большое количество биотита, явно преобладающего над магнетитом, что обуславливается залеганием пегматитовых жил с редкоземельной минерализацией в биотитовых гнейсах. Здесь биотиту принадлежит такая же роль, как магнетиту в остальных типах редкоземельных микроклиновых пегматитах.

Выделяются три генерации биотита, имеющие неодинаковое распространение.

Ранний биотит I, образованный в магматических условиях, имеет незначительное распространение и развит в виде мелких чешуек размером 0,5 см в поперечнике только в породах аплитовидной и гранитной структуры в призальбандовых частях жил.

Наиболее широко распространен биотит второй генерации, для которого характерен пластинчатый облик кристаллов от 2×3 см до 10×5 см, реже до 15×8 см в поперечнике при толщине пластин от долей миллиметра до 0,3—0,5 см. Биотит черный и темно-зеленый. Показатели преломления пластинчатого биотита из амазонитовых пегматитов участка IV (жила 10), согласно данным Н. И. Плетневой, следующие: N_g 1,660—1,672; N_m 1,610; N_p 1,597—1,600; N_g-N_p 0,063—0,072. Для биотита из редкоземельных микроклиновых пегматитов того же участка показатели преломления следующие: N_g 1,586; N_p 1,514; N_g-N_p 0,072.

Пластинчатый биотит приурочивается главным образом к неизменным и альбитизированным пегматитовым породам сегрегационной и пегматоидной структур. Нередко он встречается в обособлениях амазонита и в зонах альбититов (жила 10, участок IV). При изучении закономерностей распределения пластинчатых кристаллов биотита выявилось, что они располагаются в породе цепочно и тяготеют к волосовидным трещинам. Особенно часто выявляется приуроченность пластинок биотита к трещинам спайности микроклина и амазонита, к контактам кварц-полевошпатовых пород и крупных обособлений амазонита. Реже устанавливается субпараллельное расположение пластинок биотита, в которых обнаруживаются частые реликтовые включения вмещающей пегматитовой породы. Нередко наблюдается пересечение альбитизированного пегматита и зон альбититов цепочками скелетных метакристаллов биотита. В зонах окварцевания пластинчатый биотит не обнаружен.

Среди биотита иногда встречаются футлярообразные метакристаллы, центральная часть которых сложена вмещающей кварц-полевошпатовой и пегматитовой породой, а также скелетные метакристаллы, содержащие многочисленные реликтовые включения плагиоклаза, кварца, микроклина и альбита из зон замещения.

Приведенные наблюдения свидетельствуют о метасоматической природе второй генерации биотита и более позднем его образовании по отношению к олигоклазу, раннему кварцу, микроклину и амазониту пегматитовых жил, а также по отношению к альбиту. Пластинчатый биотит II является, однако, более ранним минералом по отношению к гранату, кварцу из зон замещения и всему комплексу минералов дорудного метасоматоза (см. табл. 48).

Редкоземельные минералы в амазонитовых пегматитах и в микроклиновых пегматитах (участок IX) являются более поздними по отношению к биотиту II, поскольку последний служит нередко субстратом, на котором нарастают редкоземельные минералы. Иногда редкоземельные минералы образуют угнетенные, пластинчатые метакристаллы (гадолинит и др.) в биотите.

Образование биотита II связывается с поздним калиевым метасоматозом II и мобилизацией постмагматическими растворами железа из вмещающих пород пегматитов — биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов.

В пегматитовых жилах, расположенных на удалении от краевой зоны щелочных гранитов и залегающих в мусковитизированных биотито-

вых гнейсах вблизи контакта со сланцевым комплексом и непосредственно в мусковитизированных кианито-ставролитовых и силлиманитовых сланцах, слюдястый минерал представлен большей частью мусковитом, сопоставляемым с биотитом II редкоземельных амазонитовых пегматитов. Таким образом, поздний калиевый метасоматоз, протекающий с мобилизацией местного железа, по мере удаления от интрузии щелочных гранитов сменяется в зоне развития кристаллических сланцев обычным поздним калиевым метасоматозом, в результате чего в пегматитах образуется в основном мусковит II и весьма редко биотит II. Это связано с отсутствием или незначительной концентрацией железа в постмагматических растворах ввиду отсутствия железа (биотита) во вмещающих и подстилающих породах пегматитовых жил. Вследствие этого мусковитизация кристаллических сланцев и образование мусковита в пегматитах, залегающих в тех же породах, представляется нам синхронным и сопряженным процессом, связанным с проявлением позднего калиевого метасоматоза.

На участке III в амазонитовой жиле 18, содержащей магнетит и редкий ферриторит, а также в некоторых редкоземельных микроклиновых пегматитах на участке IV была обнаружена третья генерация мелкочешуйчатого биотита, замещающая метакристаллы эгирина, гастингита и магнетита. Биотит III является неравновесным минералом главным образом по отношению к магнетиту. Сначала биотит замещает периферические части магнетита, затем он проникает в центральные части метакристаллов магнетита, а в конце процесса наблюдается образование частичных и полных псевдоморфоз мелкочешуйчатого биотита по магнетиту. Мелкочешуйчатые агрегаты позднего биотита III пересекают участки, сложенные альбитом и поздним кварцем, и замещают остальные минералы дорудного метасоматоза. По-видимому, образование биотита III необходимо связать с более поздней стадией минералообразования, нежели отложение магнетита и всего комплекса минералов дорудного метасоматоза, но предшествующей отложению редкоземельных минералов (см. табл. 48).

Эгирин — характерный минерал безрудных и редкоземельных микроклиновых пегматитов, залегающих в среднезернистых щелочных гранитах и мелкозернистых щелочных гранито-гнейсах, для которых эгирин является также типоморфным минералом, связанным с проявлением щелочного метасоматоза.

Эгирин встречается в пегматитовых породах различных структур, но тяготеет к зонам окварцевания. Основная масса кристаллов эгирина обнаружена в пегматитах участка IV и в жиле 5 участка VII. Эгирин образует выделения неправильной формы и небольших размеров. Реже встречаются призматические кристаллы размером от 1—2 до 8—10 см, реже до 15—20 см по длинной оси. Эгирин — черного цвета, в шлифах травяно-зеленый с хорошо выраженным плеохроизмом, по *Ng* — зеленый и густо-зеленый, по *Np* — желтовато-зеленый. Показатели преломления эгирина из пегматитовых жил участка IV, по данным Н. И. Плетневой, следующие: *Ng* 1,796—1,803, *Nm* 1,784—1,789; *Np* 1,749—1,762; *Ng*—*Np* 0,041—0,047; *2V* — 69°. Удельный вес эгирина 3,559.

Химический состав эгирина из пегматитов участка IV, по данным Н. И. Плетневой, следующий (в %): SiO₂ 51,36; TiO₂ 0,26; Al₂O₃ 1,37; Fe₂O₃ 26,71; FeO 4,38; MnO 0,36; MgO 0,49; CaO 3,77; Na₂O 10,26; K₂O 0,11; TR₂O₃ 0,18; H₂O 0,18; п. п. п. 0,24; сумма 99,67.

Кристаллохимическая формула эгирина:



Эгирин является более поздним минералом по отношению к раннему олигоклазу, альбит-олигоклазу и микроклину, по которым нередко наблюдается метасоматическое развитие эгирина. Об этом свидетельствует нахождение реликтов олигоклаза и микроклина в эгирине, а также

разрастание его в микроклине в виде хорошо выраженных метакристаллов (участок VII).

Изучение эгирина из зон альбитизации и окварцевания показало, что он также является более поздним минералом по отношению как к различным разновидностям альбита (пластинчатого, мелкозернистого и сахаровидного), так и к кварцу. Так, эгирин, обнаруженный среди среднепластинчатого альбита, разрастается по стыкам альбитовых пластинок, окаймляет и интенсивно замещает их. Еще более наглядно разрастание метакристаллов эгирина наблюдается при проникновении его в виде тонких скелетных ветвей, щупальцев и заливообразных выступов по контактам мелкопластинчатого и сахаровидного альбита, затем происходит окаймление и замещение альбитовых зерен, что приводит к полному замещению альбита. Однако устанавливается неравномерное разрастание эгирина и в результате сохраняются частые реликты пластинчатого альбита, как бы сцементированные эгирином.

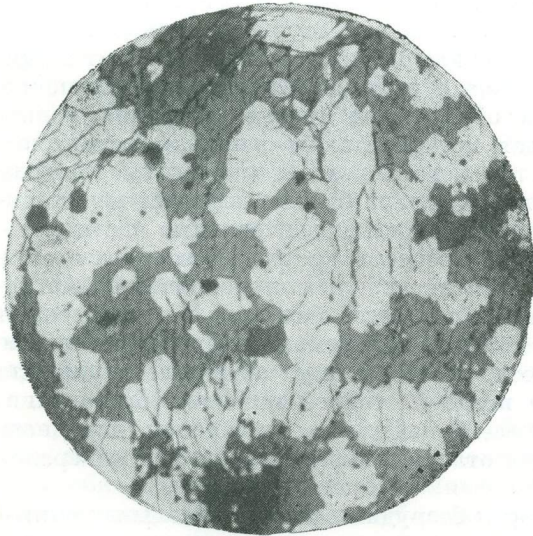


Рис. 15. Скелетный метакристалл эгирина (темно-серое) в позднем кварце (светлое). В эгирине заключены реликты кварца. Участок IV. $\times 15$, без анализатора

В зонах окварцевания наблюдается идентичный механизм роста метакристаллов эгирина. Он разрастается по контактам зернистого кварцевого агрегата, образуя угнетенные неправильной формы метакристаллы со щупальцами и выступами, вдающимися глубоко в кварцевый агрегат и замещающие их. Нередко наблюдаются метакристаллы эгирина скелетного строения, содержащие частые реликты мелкозернистого кварцевого агрегата (рис. 15).

В шлифах выявляется, что эгирин разрастается не только по стыкам между кварцевыми зернами, но и вдоль многочисленных трещин, которыми раздроблены зерна кварца. Следовательно, до образования эгирина кварцевый агрегат подвергался дроблению и деформации. Таким образом, образованию эгирина предшествовали тектонические подвижки.

Все эти материалы дают основание предполагать, что эгирин в зонах альбитизации и окварцевания образуется в результате метасоматического замещения альбита и кварца. И. В. Бельков (1958) пришел к иному выводу и предполагал, что образование эгирина происходит до окварцевания, ввиду разъедания эгирина кварцем. Нашими исследованиями это не подтверждается, эгирин, наоборот, метасоматически разрастается в консолидированном и деформированном кварце.

Эгирин находится в пегматитовых жилах в ассоциации с флюоритом, астрофиллитом, биотитом, магнетитом, циртолитом, реже с фергусонитом, абукумалитом и блонстрандином. В ассоциации с арфведсонитом эгирин был обнаружен только в редких шлифах из пегматитов участка IV (жилы 13, 14), где наблюдалось метасоматическое развитие арфведсонита по эгирину. Замещение эгирина арфведсонитом начинается с периферии метакристаллов эгирина в виде тонкой маломощной каемки, а также по трещинкам, пересекающим эгирин. Далее процесс замещения эгирина арфведсонитом распространяется в центральные части метакристаллов эгирина, что приводит к образованию псевдоморфоз арфведсонита по эги-

рину. Отложение арфведсонита связано с более поздней стадией натриевого метасоматоза, нежели образование эгирина, постмагматические растворы которого характеризуются уменьшением потенциала натрия.

С эгирином тесно ассоциируют флюорит и магнетит. Флюорит является более ранним минералом по отношению к эгирину. Об этом свидетельствует замещение флюорита эгирином, окаймление зерен флюорита заливообразными выступами и щупальцами эгирина и наличие реликтовых включений флюорита в эгирине. Арфведсонит также интенсивно замещает флюорит. Очевидно, это происходит вследствие того, что одним из источников кальция для образования арфведсонита является флюорит. Эгирин является более ранним минералом по отношению к гастингситу, магнетиту, биотиту (III) и всему комплексу редкоземельных минералов (см. табл. 48).

Таким образом, отложение эгирина можно связать с самостоятельной стадией минералообразования, последовавшей за окварцеванием и выделением флюорита, но до отложения щелочных амфиболов, магнетита и минералов редких элементов.

Гастингсит является характерным второстепенным минералом редкоземельных микроклинитовых пегматитов, залегающих в гастингситовых гранито-гнейсах и гнейсо-метасоматитах. Он обнаружен на участках IV, V, VI и X. Гастингсит приурочивается к зонам окварцевания пегматитов, реже наблюдается в участках неизменного пегматита.

На участке VI гастингсит, по данным И. В. Белькова (1958), образует выделения неправильной формы черного цвета. Показатели его преломления следующие: N_g 1,704; N_m 1,701; N_p 1,690; $N_g - N_p$ 0,014; cN_g 18°; $2V - 39^\circ$. Плеохроизм гастингсита по N_g синевато-зеленый, по N_p — зеленовато-бурый, по N_m — зеленовато-желтый. Гастингсит ассоциирует с флюоритом, магнетитом, сфеном, чевкинитом и цирконом.

Представляет интерес гастингсит из гадолинитовой амазонитовой пегматитовой жилы 45 (участок II), залегающей в гастингситовых гнейсо-метасоматитах, где он тяготеет к письменным гранитам. Гастингсит представлен угнетенными пластинчатыми метакристаллами, встречаются футлярovidные и дендритовидные формы скелетов, содержащих реликтовые включения альбитизированной кварц-плагиоклаз-амазонитовой пегматитовой породы, что свидетельствует о метасоматической природе гастингсита. Метакристаллы гастингсита расположены в письменных гранитах в трех направлениях, соответствующих ориентировке ихтиоглиптов кварца в письменных гранитах (рис. 16). Это указывает, что пластинки гастингсита приурочиваются к наиболее ослабленным и трещиноватым направлениям в полевоом шпате, причем до образования гастингсита эти направления в полевоом шпате использовали для своего роста ихтиоглипты кварца.

Таким образом, гастингсит является более поздним минералом по отношению к плагиоклазу, раннему кварцу, микроклину и амазониту, а также к альбиту и кварцу из зон замещения.

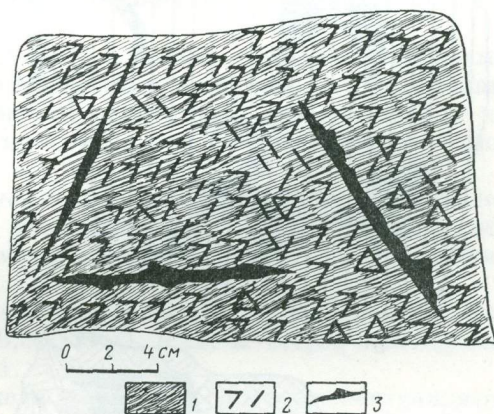


Рис. 16. Пластинчатые (угнетенные) метакристаллы гастингсита расположены параллельно трем направлениям роста кварцевых ихтиоглиптов в письменных гранитах. (Схематическая зарисовка штуфа).

1 — амазонит; 2 — кварцевые ихтиоглипты; 3 — гастингсит

Изучение взаимоотношений гастингсита с ассоциирующими с ним минералами показывает, что гастингсит является более ранним минералом по отношению к магнетиту, биотиту (III) и всему комплексу редкоземельных минералов, но более поздним по отношению к процессам массовой альбитизации и окварцевания пегматита и большей части минералов дорудного метасоматоза (см. табл. 48).

Приведенные материалы позволяют связать отложение гастингсита с самостоятельной стадией минералообразования, последовавшей за выделением эгирина, но предшествовавшей образованию магнетита, биотита III и минералов редких элементов.

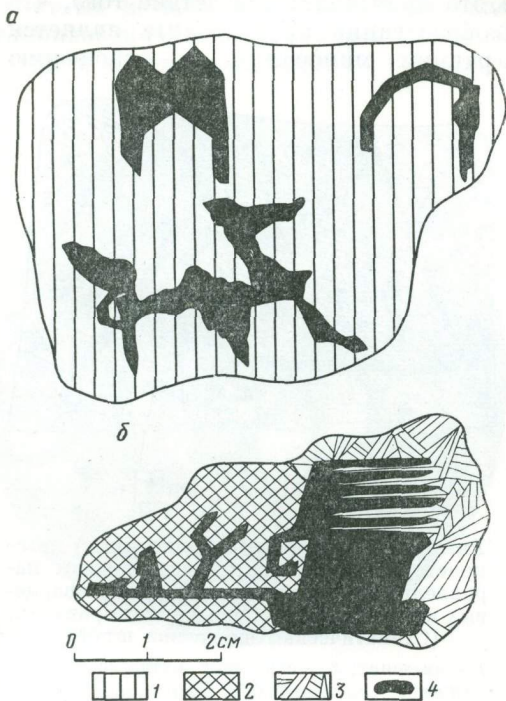


Рис. 17. Формы скелетных метакристаллов флюорита (схематическая зарисовка штуфов):

a — подковообразные и скелетные метакристаллы флюорита в плагноклазе (участок VII, жила 5); *b* — ветви скелетного метакристалла флюорита разрастаются по контактам пластинчатого альбита (участок III). 1 — плагноклаз; 2 — амазонит; 3 — пластинчатый альбит; 4 — флюорит

Флюорит встречается в пегматитовых породах различных структур. В амазонитовых пегматитах участка III флюорит большей частью тяготеет к участкам альбитизации, сложенным мелкозернистым сахаровидным и тонкопластинчатым альбитом. В последних флюорит разрастается по контактам различно ориентированных пластинок альбита и образует скелетные метакристаллы неправильных очертаний, в которых сохраняются многочисленные реликты пластинчатого альбита. Эти наблюдения свидетельствуют о метасоматическом замещении альбита флюоритом (рис. 17, б).

В редкоземельных микроклиновых пегматитах участка IV флюорит приурочивается к зонам окварцевания, сложенным мелкозернистым кварцевым агрегатом, где он ассоциирует с магнетитом, реже он встречается в зонах среднезернистого и монокристаллического кварца. В последних флюорит образует редкие крупные выделения и ассоциирует с магнетитом, абукумалитом, цитролитом, фергусонитом и другими редкоземельными минералами. В мелкозернистом кварцевом агрегате флюорит приурочи-

Флюорит — распространенный минерал и встречается во всех типах редкоземельных микроклиновых пегматитов первой группы. Он обнаружен в значительных количествах и в гадолинитовых амазонитовых пегматитах, но только в тех жилах, которые залегают во внешней зоне щелочных гнейсо-метасоматитов и в инъекционных гнейсах. В гадолинитовых и безрудных амазонитовых пегматитах, залегающих в неизменных биотитовых гнейсах на большом удалении от контакта щелочных гранитов, флюорит не был обнаружен (северная часть участка III, жила 10 участка IV, участок I). Флюорит образует выделения округлой, каплевидной, продолговатой и неправильной формы, реже встречаются гнезда. Хорошо выраженные кристаллы отмечаются исключительно редко. Размеры кристаллов и выделений флюорита варьируют от 1×2 мм до 1×2 см, реже до 4×6 см в поперечнике. Среди флюорита по окраске различают следующие разновидности: густо-фиолетовая до черного, фиолетовая, сиреневая, бледно-сиреневая и бесцветная.

вается к контактам кварцевых зерен и образует угнетенные метакристаллы. Часто наблюдается цепочечное расположение флюорита по стыкам кварцевых зерен и присутствие реликтовых включений последних в флюорите. Очевидно, что флюорит образуется в результате метасоматического замещения кварцевого агрегата и является более поздним минералом по отношению к кварцу из зон замещения.

На участках VII, IX и X флюорит приурочивается к зонам пегматита кварц-микроклин-олигоклазового состава. Здесь он образует метакристаллы изометричной, скелетной, футлярообразной и подковообразной формы с многочисленными реликтами плагиоклаза (см. рис. 17, а).

Таким образом, флюорит — более поздний минерал по отношению к породообразующим минералам пегматита: олигоклазу, альбит-олигоклазу, раннему кварцу, микроклину, амазониту, а также к альбиту и кварцу из зон замещения.

Изучение взаимоотношений флюорита с ассоциирующими минералами выявило, что флюорит является более ранним минералом по отношению к преобладающему комплексу минералов дорудного метасоматоза и ко всему комплексу редкоземельных минералов, но более поздним по отношению к биотиту II.

Отложение флюорита связывается с самостоятельной стадией минералообразования, последовавшей за окварцеванием, но предшествующей отложению минералов дорудного метасоматоза и редких элементов (см. табл. 48).

Химический состав флюорита (в %) из участка IV, по данным А. П. Калиты, следующий: CaO 71,22; F 48,50; Fe₂O₃ 0,22; Σ TR₂O₃ 0,19; сумма 120,13; O=F₂ 20,32; сумма 99,81.

Изучение состава редких земель флюорита (рентгеноспектральным методом) из участка IV показало, по данным Н. И. Плетневой, что среди редких земель (Σ TR₂O₃ = 100%) присутствуют только элементы иттриевой группы с преобладанием среди них самого иттрия: Y₂O₃ 90,1%; Yb₂O₃ 9,4%; Lu₂O₃ 0,3%; Ho₂O₃ 0,2%. В флюорите из участка II количественным спектральным анализом (лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик Л. И. Денисенко) были также обнаружены Pb 0,01—0,03%; Na 0,1%; Be 0,003—0,01%.

Кроме описанного флюорита, в пегматитах была выявлена поздняя генерация флюорита, повсеместно сопровождающаяся карбонатами редких земель (участки IV, VII). Поздний флюорит, темно-фиолетового до черного цвета, имеет незначительное распространение и метасоматически развивается по ранним кальцийсодержащим редкоземельным силикатам: абукумалиту, силикату TR, Ca, Th, ортиту и ортитоподобному минералу в виде жилок и выделений неправильной формы.

Изучение непосредственных контактов позднего флюорита с карбонатами редких земель показывает, что флюорит является в какой-то мере более поздним минералом по отношению к карбонатам редких земель, о чем свидетельствует корродирование и незначительное замещение последних флюоритом (см. табл. 48).

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Окислы ниобия, тантала, титана и редких земель

Пирохлор впервые в пегматитах был обнаружен автором в 1957 г. на участке VIII в сильно альбитизированной пегматитовой жиле (I) олигоклаз-микроклин-амазонитового состава, залегающей в среднезернистых арфведсонит-эгириновых щелочных гранитах. Пирохлор образует мелкую вкрапленность и приурочивается непосредственно к амазонитизированному микроклину, альбит-олигоклазу и представлен в основном мелкими зернами изометричной формы от 1 до 3—4 мм в поперечнике,

ассоциирующими с фергусонитом и касситеритом. Пирохлор буровато-черного цвета, в шлифах в проходящем свете буровато-красного; радиоактивен, оптически изотропен вследствие метамиктного состояния. Рентгеноаморфен. После прокалывания образцов пирохлора при температуре 1000° в течение часа были получены дебаэграммы минерала структурного типа пирохлора (табл. 5). Параметры кристаллической ячейки исследованного минерала (a_0 10,46—10,48 ± 0,01кХ) несколько выше параметров ячейки обычных пирохлоров (a_0 10,35 — 10,38 кХ), что может быть связано с изоморфным замещением Са—РЬ или Ва (аналитик А. И. Комков, ВСЕГЕИ). Это подтверждается данными состава пирохлора (в %), полученными полуквантитативным спектральным анализом (аналитик Н. А. Смирнова, лаборатория ВСЕГЕИ): Nb > 10; Та ~ 10; РЬ ~ 10; Fe 1—3; Si 1; Са 0,01—0,1; Ва 0,1—0,3; Ti 0,3—1; Mn 0,1; Y 0,1—1; Yb — 0,01—0,1; La 0,1—0,3; U 1; Th 0,1.

Таблица 5

Расчет рентгенограммы порошка пирохлора и свинцового пирохлора

№ линии	Свинцовый пирохлор * Участок VIII, жила 1			Пирохлор (Михеев, 1957)			№ линии	Свинцовый пирохлор Участок VIII, жила 1			Пирохлор (Михеев, 1957)		
	hkl	I	d (кХ)	hkl	I	d (Å)		hkl	I	d (кХ)	hkl	I	d (Å)
1	222	4	(3,31)	222В	2	(3,342)	14	—	—	—	731, 553	2	1,344
2	311	1	3,15	311	1,5	3,123	15	662	2	1,323	662β	1	(1,315)
3	222	10	3,01	222	8	3,030	16	800	3	1,305	800	2	1,293
4	400	1	2,80	—	—	—	17	840	2	1,288	840β	1	(1,243)
5	400	6	2,62	400	2	2,586	18	662	8	1,199	662	6	1,187
6	331	1	2,39	—	—	—	19	840	8	1,169	840	5	1,157
7	440	4	2,09	440β	1,5	(2,041)	20	911	2	1,157	—	—	—
8	—	—	—	511, 333	1	1,994	21	—	—	—	664	1	1,103
9	440	10	1,853	440	10	1,880	22	—	—	—	931	1	1,082
10	622	4	1,740	622β	2	(1,721)	23	840	7	1,066	844	6	1,056
11	444	1	1,667	—	—	—	24	666	8	1,007	666	8	0,9963
12	622	10	1,577	622	10	1,558	25	—	—	—	—	10	0,8740
13	444	5	1,509	444, 734β, 553β	3	1,492	26	—	—	—	—	7	0,8622

* Условия съемки: $\lambda = \text{Fe}$, $D = 57,3$ мм, $d = 0,5$ мм, 30кV, 12мА. Аналитик А. И. Комков (ВСЕГЕИ).

Как видно из данных спектрального анализа, особенностью состава пирохлора является повышенное содержание Та, РЬ и Fe при незначительном содержании редких земель и кальция. В связи с этим на участке VIII впервые выделен свинцовый пирохлор — редко встречающаяся разновидность пирохлора. Вследствие большого содержания свинца, изоморфно замещающего кальций в структуре минерала, межплоскостные расстояния и параметры кристаллической ячейки исследованного пирохлора увеличены по сравнению с обычным пирохлором (ионный радиус РЬ больше кальция).

Интересно отметить, что жила I участка VIII является той ослабленной, трещиноватой зоной, вдоль которой в течение всего периода формирования акцессорной редкоземельной минерализации просачивались постмагматические растворы, обогащенные нехарактерным для пегматитов специфическим комплексом элементов — Zn, Pb, Sn, Ba, S и Ta, что привело к образованию здесь самого яркого для данного района изумрудно-зеленого амазонита, гентгельвина, цинкосодержащего (0,3—1%) ильменита, танталосодержащего (9,5%) фергусонита, тантало-свинцовосодержащего пирохлора и касситерита.

Изучение пирохлора в шлифах показало, что он образует только псевдоморфозы по фергусониту и собственных форм не имеет. Пирохлор развивается метасоматическим путем по фергусониту, что позволяет

назвать этот процесс пирохлоризацией фергусонита. Обычно пирохлор начинает развиваться от периферии метакристаллов фергусонита к его центральным частям, образуя полные псевдоморфозы по фергусониту. Однако в пирохлоре большей частью сохраняются реликты первичного фергусонита, что достоверно указывает на более позднее метасоматическое развитие пирохлора по фергусониту. Пирохлоризация фергусонита устанавливается также в шлифах из пегматитов участка IX*.

Остановимся на химизме процесса пирохлоризации фергусонита участка VIII. В литературе под термином пирохлоризации титано-тантало-ниобатов описывается процесс развития более позднего пирохлора по колумбиту, эвксениту и самарскиту (Калита, 1961, 1964). Лишь в одной работе (Скоробогатова, 1961) упоминается о замещении фергусонита пирохлором. При пирохлоризации титано-тантало-ниобатов происходит привнос постмагматическими растворами щелочей, в основном кальция, гидратации минерала, иногда и вынос в раствор железа (Калита, 1964).

О химизме процесса пирохлоризации фергусонита на участке VIII можно судить, сравнивая химические анализы раннего фергусонита и результаты спектрального анализа позднего пирохлора. Данные состава фергусонита из участка VIII показали, что они отличаются от фергусонитов из других участков (см. табл. 7) резко повышенным содержанием тантала (9,56%). В процессе пирохлоризации фергусонита из последнего выносятся редкие земли (в фергусоните 40—41% TR_2O_3 ; в пирохлоре Y 0,1—1%, Yb 0,01—0,1% и La 0,1—0,3), в небольшой степени выносятся кальций (в фергусоните около 1,68%, в пирохлоре 0,01—0,1%) и привносятся Pb ~ 10% (в фергусоните 0,17%), Ba 0,1—0,3% (в фергусоните отсутствует) и Fe 1—3% (в фергусоните около 0,4%). Вследствие выноса редких земель из раннего фергусонита в пирохлоре наблюдается обогащение Nb > 10%, Ta ~ 10% и в меньшей степени ураном и торием. Вынос во время пирохлоризации фергусонита таких сильных оснований, как иттриевые редкие земли и частично кальция, и привнос более слабых оснований — Pb, Fe и Ba, позволяет предполагать повышение кислотности минералообразующих растворов, воздействовавших на ранее образованный фергусонит. Привнос постмагматическими растворами железа во время процесса пирохлоризации фергусонита доказывается присутствием выделений гематита неправильной формы в пирохлоре (в шлифах), отложение которых последовало, вероятно, сразу же после кристаллизации самого пирохлора. Это согласуется с наблюдениями В. С. Гайдуковой (1960) по фтористому пирохлору, в котором установлены сходные явления.

Отличительной чертой химизма пирохлоризации фергусонита, приведшей к образованию свинцового пирохлора, является привнос Pb и Fe вместо кальция и почти полный вынос редких земель и кальция из ранее образованного минерала. В последнее время на Урале обнаружен плюмбопирохлор, содержащий окиси свинца в пределах 27,5—38,7%, редкие земли 4,8% — 11,8%, а кальция в пределах 1,17—1,71%, с параметром элементарной ячейки минерала a_0 10,53—10,57 Å (Скоробогатова и др., 1966). В данном случае плюмбопирохлор не образует псевдоморфозы по фергусониту, а представлен самостоятельными кристаллами.

Таким образом, образование плюмбопирохлора так же, как и процесс пирохлоризации, может протекать при незначительном привносе кальция или вообще без него.

На участке IX наблюдается процесс пирохлоризации фергусонита, протекающий с привносом минералообразующими растворами кальция, что приводит к образованию пирохлора обычного состава. Это обусловлено тем, что вмещающие и подстилающие горные породы пегматитов обогащены здесь кальцием (амфиболиты).

* На участке IX пирохлор впервые был обнаружен и описан А. Б. Наливкиным в 1958 г. Псевдоморфное развитие пирохлора по фергусониту не было установлено.

Итак, установлено два типа процессов пирохлоризации ромбических и тетрагональных титано-тантало-ниобатов редких земель. Первый, широко распространенный тип процесса пирохлоризации протекает с привнесением кальция и характеризуется повышением щелочности минералообразующих растворов в результате их инфильтрации через толщу вмещающих и подстилающих пород пегматитов, обогащенных кальцием. Второй тип процесса пирохлоризации наблюдается в пегматитах, вмещающие и подстилающие породы которых обеднены кальцием. Он протекает с привнесением Pb, Fe, Ba и характеризуется повышением кислотности минералообразующих растворов, при котором почти все редкие земли и кальций первичного минерала (фергусонита) выносятся из минерала в раствор, в результате чего образуется бескальциевый свинцовый пирохлор.

Псевдоморфное развитие пирохлора по фергусониту в результате резкого изменения режима щелочности — кислотности минералообразующей среды (повышение и понижение) позволяет связать отложение пирохлора с самостоятельной стадией минералообразования, последовавшей за выделением фергусонита, но до циртолита и касситерита (см. табл. 48).

Фергусонит. Впервые был обнаружен в пегматитах щелочных гранитов И. В. Бельковым (1958). Он является распространенным акцессорным минералом и особенно развит в абукумалит-фергусонитовом и фергусонит-торито-циртолитовом типах пегматитов (см. рис. 1). В остальных типах редкоземельных микроклиновых пегматитов фергусонит встречался в виде редких кристаллов (см. табл. 3).

В редкоземельных микроклиновых пегматитах фергусонит концентрируется главным образом в зонах и участках окварцевания и ассоциирует с циртолитом, абукумалитом, магнетитом, пирохлором, чевкинитом, иттротитанитом, эгирином и флюоритом, но особенно с магнетитом. В гадолинитовых амазонитовых пегматитах фергусонит менее распространен. Здесь он наблюдается в заметном количестве только на участках II, III при залегании пегматитов в щелочных метасоматитах. При залегании амазонитовых пегматитов в биотитовых гнейсах они вообще не содержат фергусонита, или он наблюдается в виде редких кристаллов (участок I, жилы 3, 44; участок IV, жила 10). В амазонитовых пегматитах фергусонит приурочивается к зонам альбитизации, в редких случаях он обнаружен в участках неизмененного пегматита. Фергусонит ассоциирует с циртолитом, гадолинитом, магнетитом, биотитом и флюоритом.

Фергусонит встречается в виде удлиненных призматических кристаллов от 2—3 мм до 1—2 см по длинной оси и до 0,3 × 0,5 см в поперечнике. В связи с преимущественным развитием граней (230), (231), реже (111), фергусонит имеет вид удлиненных тетрагональных призматических кристаллов с дипирамидой на концах и выпуклыми, округленными ребрами между гранями (Бельков, 1958). Вследствие этого он имеет эллипсоидальный и веретенообразный облик, а в продольном разрезе — овальную форму. Исследование фергусонита из пегматитов различных участков (III, IV, VIII, IX) выявило расщепленный рост его кристаллов, являющийся характерным признаком для фергусонита изученных пегматитов. И. В. Бельков (1958) и А. П. Калита (1963) отмечали, что фергусонит образует иногда веерообразные агрегаты.

Изучение фергусонита под бинокляром и в шлифах показало, что основная масса кристаллов этого минерала имеет извилистый и неровный контур граней, обусловленный их ступенчатой поверхностью. Это вызвано тем, что каждая грань фергусонита сложена большим количеством тонких субиндивидов и соответственно каждый кристалл фергусонита расщеплен на множество субиндивидов. Последние ориентированы в основном субпараллельно удлинению кристаллов фергусонита, реже повернуты друг относительно друга от 15°—25° до 90°. Длина субиндивидов

соответствует длине кристаллов фергусонита, а в поперечнике достигает 1—2 мм. Они имеют прямоугольное и квадратное поперечное сечение, однако нередко в связи с уплощением и угнетением кристаллов фергусонита приобретают пластинчатую, досковидную форму. Изучение поперечных разрезов кристаллов фергусонита показало, что их расщепление на отдельные субиндивиды происходит только в периферической части кристаллов, т. е. в конечных стадиях их роста. Основная центральная часть кристаллов характеризуется нормальным ростом (рис. 18). Охарактеризованная картина расщепления кристаллов является типичной и наиболее широко распространенной для изученного фергусонита.

В результате расщепленного роста кристаллов фергусонита во вмещающем их кварце и альбите остаются отпечатки роста субиндивидов фергусонита. Реже кристаллы фергусонита расщепляются на отдельные лучи (субиндивиды первого порядка), рост которых начинается из одного центра (основания кристалла) в виде метелки (рис. 19, А). Наблюдались также случаи, когда расщепление кристалла начиналось в средней его

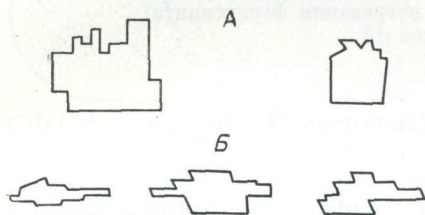


Рис. 18. Формы кристаллов фергусонита (поперечные разрезы), расщепленных только в периферической части (ступенчатые поверхности):

А — изометричные; Б — пластинчатые и досковидные

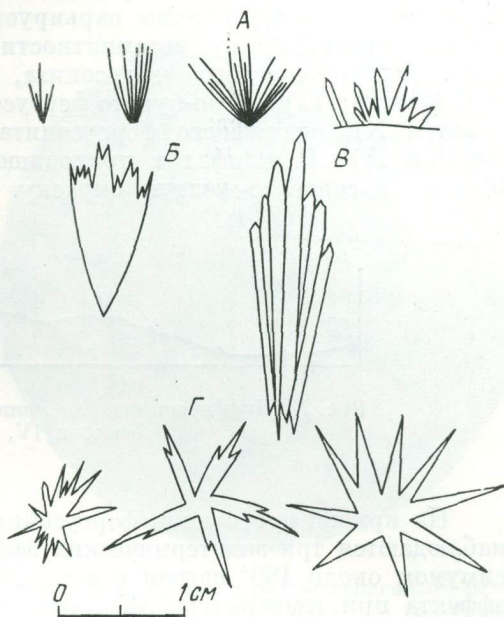


Рис. 19. Формы расщепленных кристаллов фергусонита:

А — в виде метелки; Б — расщепление начинается в средней части кристалла; В — сноповидная; Г — радиальнолучистая. Участок IV. (Схематическая зарисовка)

части (см. рис. 19, В); иногда отмечается сноповидная форма расщепления кристаллов фергусонита с множеством головок на обоих концах кристаллов (см. рис. 19, В). В результате расщепленного роста кристаллов фергусонита отдельные лучи-субиндивиды отклоняются от основного направления кристалла от 16 до 26°. Иногда расщепленные кристаллы фергусонита этого типа разрастаются непосредственно от поверхности трещинки. Лучи-субиндивиды первого порядка разделяются на субиндивиды второго порядка, видимые только в шлифах. Последние отклоняются от основного направления только в шлифах субиндивидов первого порядка на 5—6°, реже до 26°. Последней стадией развития расщепленных кристаллов фергусонита является образование радиально-лучистых форм (см. рис. 19, Г). Причина расщепления кристаллов полностью еще не выяснена, однако многие исследователи связывают это с захватом кристаллами различных включений и с наличием в них примесей (Григорьев, 1961). Поскольку фергусонит является весьма трудно диагностируемым минералом как в штуфах, так и шлифах, то расщепленный рост его кристаллов может в значительной степени упростить его диагностику. В связи с этим расщепленный рост кристаллов фергусонита может быть предложен в качестве диагностического признака, отличающего фергусонит от

других титано-тантало-ниобатов редких земель — блонстрандина и пирохлора.

Цвет фергусонита темно-бурый, бурый, коричневый, светло-коричневый, зеленовато-коричневый и оранжевый. Блеск минерала алмазовидный, излом раковистый, твердость 6—7. Фергусонит радиоактивный минерал, вследствие этого кварц и альбит вокруг него разбиты мелкими радиальнолучистыми трещинками, заполненными бурым веществом. Оптически фергусонит изотропный из-за метамиктного состояния. По данным И. В. Белькова (1958), показатели преломления различных разновидностей фергусонита колеблются от 2,05 для темно-бурой (участок X) до 2,12 для оранжевой (участок IV). Удельный вес различных разновидностей фергусонита также сильно варьирует в зависимости от химического состава минерала, его метамиктности и степени изменения. Удельный вес светло-коричневого фергусонита, по данным А. П. Калиты (1963), 4,97 (участок IV); темно-бурого фергусонита 5,16 (данные И. В. Белькова, участок X); оранжевого фергусонита 5,32 (данные Н. И. Плетневой, участок IV). В шлифах в проходящем свете фергусонит имеет светло-желтую и серовато-желтую окраску.

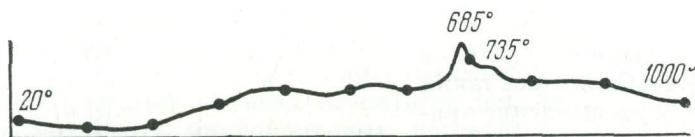
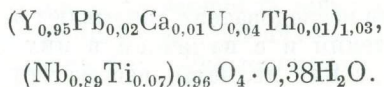


Рис. 20. Дифференциальная кривая нагревания фергусонита. Участок IV, жила 13

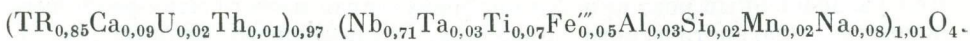
На кривой нагревания фергусонита (аналитик Л. Рыбакова, ВИМС) наблюдаются три эндотермических эффекта, основной из которых с максимумом около 180° связан с выделением воды, и три экзотермических эффекта при температуре 540°, 680° и 730° (рис. 20). Природа первого экзотермического эффекта остается неясной. Сдвоенный экзотермический эффект при 680° и 730° связан, по данным А. И. Гинзбурга и др. (1960), с двумя фазами рекристаллизации минерала. При этом основная фаза рекристаллизации фергусонита связана с эффектом при 680°, а эффект при 730° проявляется слабо. Фергусонит рентгеноаморфен. После прокаливания минерала при температуре в 600° в течение часа была получена рентгенограмма тетрагонального фергусонита и после прокаливания минерала при температуре в 1000° в течение часа была получена рентгенограмма моноклинного фергусонита (табл. 6), хорошо сопоставляемая с рентгенограммами фергусонита по данным А. И. Комкова (1957).

Химический состав фергусонита из пегматитов исследованного района характеризуется повышенным содержанием тантала, урана, тория и воды по сравнению с химическим составом фергусонита из альбитов Сибири (табл. 7). По содержанию тантала (9,56%) фергусонит участка VIII отличается от фергусонитов других участков и его можно отнести к танталовой разновидности.

Пересчитанные химические анализы фергусонита на общую формулу ABX_4 приводят к следующим формулам минерала: фергусонит участка IV:



Фергусонит участка X:



Фergusonит по составу редких земель является селективным иттриевым минералом (табл. 8). Содержание редких земель иттриевой группы колеблется от 87,4 до 98,6% при содержании самого иттрия в пределах 46,5—50,6%. Содержание редких земель цериевой группы составляет 1,4—12,6%. Состав редких земель фергусонита микроклиновых пегматитовых жил 16 и 14, залегающих на участке IV в породах высокой щелочности, отличается от состава фергусонита из гадолиновой амазонитовой жилы 10 участка III, залегающей в менее щелочных породах, повышенным содержанием редких земель цериевой группы, т. е. более щелочным составом редких земель. Если для первых двух характерны диспрозиевый и эрбиевый максимумы, идентичные для фергусонита из альбититов, то для третьего образца характерны иттербиевый и эрбиевый максимумы (см. табл. 7).

Таким образом, редкие земли фергусонита являются показателями изменения режима

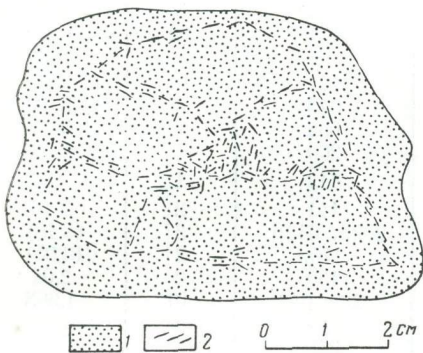


Рис. 21. Петлеобразное расположение цепочек метакристаллов фергусонита в кварце.

1 — кварц; 2 — фергусонит

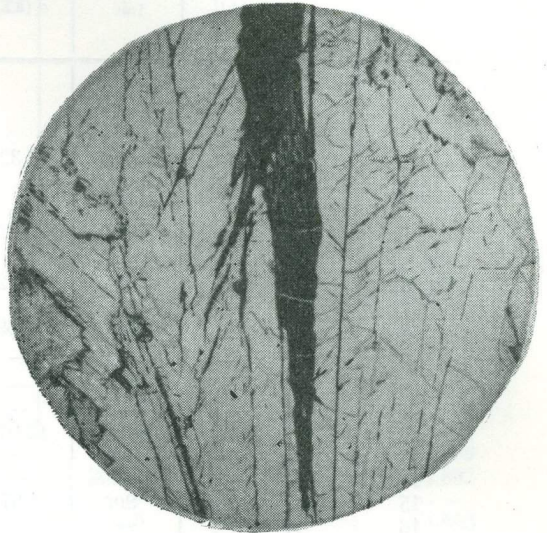


Рис. 22. Лучеобразный (расщепленный) метакристалл фергусонита (черное) в пластинчатом альбите (светло-серое). Отдельные лучи фергусонита рассекают альбит. Участок VIII, жила 1. $\times 15$, николи ||

кислотности-щелочности минералообразующих растворов при инфильтрации их через различные вмещающие среды пегматитовых жил. С поверхности кристаллы фергусонита местами покрыты гипергенными продуктами изменения ярко-желтого цвета, образующими нередко псевдоморфозы по фергусониту. Представлены они, по данным полуколичественного спектрального анализа (аналитик А. П. Григорчук, ВСЕГЕИ) соединениями урана, тория и в меньшей мере окислами редких земель иттриевой группы.

Изучение взаимоотношений фергусонита с альбитом, поздним кварцем и реже с амазонитом показало, что фергусонит является более поздним минералом. Об этом свидетельствует цепочечное расположение кристаллов фергусонита по волосовидным трещинам, секущим зоны окварцевания в различных направлениях, реже обособления амазонита (см. рис. 8 и 21). Нередко наблюдается расположение фергусонита в виде цепочек по интерстициям кварцевых зерен. В зонах пластинчатого альбита фергусонит приурочивается к контактам между пластинками альбита, а также к другим более ослабленным направлениям альбита: плоскостям двойникования и спайности (рис. 22).

В кристаллах фергусонита часто наблюдались реликтовые включения позднего кварца и пластинчатого альбита, тяготеющие к центральным частям его кристаллов. Реликтовые включения альбита и кварца оконтурены скульптурой ступенчатого нарастания мелких граней фергусонита.

Расчет рентгенограммы

№ линии	Участок III, жила 10			Участок IV, жила 14		
	Тетрагональный фергусонит *, 600°			Моноклинный фергусонит *, 1000°		
	hkl	I	d (кX)	hkl	I	d (кX)
1	112β	3ш	(3,32)	121β	3	(3,43)
2	—	—	—	121β	3	(3,26)
3	—	—	—	121	10	3,13
4	112	10ш	3,02	—	—	—
5	—	—	—	121	10	2,95
6	004	3	2,72	040	6	2,74
7	—	—	—	002	4	2,64
8	200	4ш	2,59	200	4	2,53
9	—	—	—	112	1	2,22
10	—	—	—	141	2	2,16
11	—	—	—	202β; 042β	3	(2,10)
12	204β	2	(2,07)	240β	2	(2,05)
13	—	—	—	150	2	2,01
14	—	—	—	202; 042	10	1,903
15	204	9ш	1,874	—	—	—
16	—	—	—	240	8	1,856
17	—	—	—	161β	1	(1,812)
18	—	—	—	—	—	—
19	—	—	—	202	5	1,759
20	—	—	—	—	—	—
21	—	—	—	—	—	—
22	—	—	—	—	—	—
23	—	—	—	161	5	1,647
24	116	5ш	1,620	123; 161	7ш	1,626
25	312	7ш	1,558	321; 242; 123	7ш	1,567
26	—	—	—	—	—	—
27	—	—	—	321	5	1,510
28	—	—	—	242	4	1,480
29	—	—	—	—	—	—
30	—	—	—	080	3	1,369
31	—	—	—	004	2	1,322
32	—	—	—	181	1	1,294
33	—	—	—	400	2	1,260

Параметры кристаллической ячейки фергусонита

$a_0 5,18 \pm 0,01$ кX
 $c_0 10,89 \pm 0,02$ кX

$a_0 5,08$ кX
 $b_0 10,96$ кX
 $c_0 5,31$ кX
 $\beta 85^\circ 30'$

порошка фергусонита

Комков, 1957					
Тетрагональный фергусонит			Моноклинный фергусонит		
hkl	I	d (кX)	hkl	I	d (кX)
112	4	(3,33)	121β	4	(3,41)
—	—	—	121β	3	(3,23)
—	—	—	121	10	3,12
112	10	3,03	—	—	—
—	—	—	121	10	2,95
004	4	2,72	040	5	2,72
—	—	—	002	4	2,63
200	5	2,58	200	3	2,52
—	—	—	—	—	—
114	1	2,18	141	2	2,15
—	—	—	042β	4	(2,08)
204β	3	(2,06)	240β	3	(2,04)
—	—	—	150	1	1,999
—	—	—	202; 042	10	1,892
204	9	1,876	—	—	—
220	6	1,822	240	8	1,853
—	—	—	161β	1	(1,806)
116β	1	(1,793)	161; 123β	1	(1,780)
—	—	—	202	5	1,752
312	2	(1,723)	—	—	—
—	2	—	242β; 123	1	(1,700)
—	—	—	321β	1	(1,657)
—	—	—	161	6	1,639
116	8	1,627	161; 123	9ш	1,616
312	9	1,563	321	5	1,568
224	5	1,517	123; 242	8ш	1,554
—	—	—	321	7	1,502
—	—	—	242	4	1,473
—	—	—	170	2	1,393
008	2	1,361	080	3	1,361
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—

$a_0 5,15$ кX
 $c_0 10,80$ кX

$a_0 5,05$ кX
 $b_0 10,89$ кX
 $c_0 5,27$ кX
 $\beta 85^\circ 30'$

Примечание: ш — широкая линия;

* Условия съемки: $\lambda = \text{Fe}$, $D = 57,3$ мм; $d = 0,5$ мм; 30 кV; $10-12$ mA; аналитик А. И. Комков

(ВСЕГЕИ).

Таблица 7

Химические анализы фергусонита (вес. %)

Компоненты	Пегматиты щелочных гранитов			Альбититы
	Участок VIII, жила 1 (данные А. П. Калиты)	Участок IV (Калита, 1963)	Участок X (Бельгов, 1958)	Сибирь (Петрова и др., 1961)
SiO ₂	0,40	—	0,57	1,28
TiO ₂	2,00	2,24	2,42	1,98
ThO ₂	2,15	1,43	2,48	1,65
ZrO ₂	—	—	0,05	—
Al ₂ O ₃	—	—	0,76	1,00
Fe ₂ O ₃	0,40	0,10	1,83	0,30
FeO	—	—	—	1,07
PbO	0,17	1,22	0,64	—
MnO	0,03	—	0,51	—
MgO	—	—	—	0,08
CaO	1,68	0,24	2,20	—
K ₂ O	0,02	—	—	—
Na ₂ O	0,03	—	1,03	0,56
Nb ₂ O ₅	38,04	45,66	38,95	39,78
Ta ₂ O ₅	9,56	0,36	2,62	1,06
UO ₂	1,30	4,13	—	2,56
UO ₃	0,26	—	—	—
U ₃ O ₈	—	—	2,43	—
Σ Ce ₂ O ₃	1,33	—	0,99	6,45
Σ Y ₂ O ₃	39,07	41,85	39,12	38,07
H ₂ O ⁺	3,27	2,70	3,81	0,80
H ₂ O ⁻	0,19	—	—	0,10
F	—	—	—	0,56
Сумма	99,98	99,93	100,40	97,33
—O=F ₂	—	—	—	—0,23
Сумма	—	—	—	97,10

Таблица 8

Состав редких земель (Σ TR₂O₃=100%) в фергусоните

Элементы	Пегматиты щелочных гранитов			Альбититы щелочных пород	Гранитные пегматиты	Элементы	Пегматиты щелочных гранитов			Альбититы щелочных пород	Гранитные пегматиты
	Участок IV		Участок III	Сибирь Петрова и др., 1961	Норвегия Семенов, Баринский, 1958		Участок IV		Участок III	Сибирь Петрова и др., 1961	Норвегия Семенов, Баринский, 1958
	Жила 16 *	Жила 14 **	Жила 10 *				Жила 16 *	Жила 14 **	Жила 10 *		
La	—	2,3	—	1,5	0,2	Tb	2,0	1,8	—	2,7	0,9
Ce	0,6	2,0	—	3,3	0,5	Dy	16,0	13,2	9,0	16,3	9,5
Pr	0,3	—	—	1,0	0,1	Ho	5,0	4,3	3,6	2,9	2,5
Nd	1,8	2,0	1,0	2,1	0,3	Er	12,3	13,1	12,4	13,4	11,0
Sm	2,6	1,4	0,4	1,9	0,7	Tu	—	0,7	—	1,4	2,0
Eu	—	—	—	—	0,2	Yb	7,0	7,4	19,0	5,4	15,0
Gd	6,0	4,9	—	3,6	4,3	Lu	—	0,4	4,0	1,3	2,8
						Y	46,4	46,5	50,6	43,5	(50) ***
ΣCe	11,3	12,6	1,4	13,4	6,3	ΣY	88,7	87,4	98,6	86,9	93,7

* Хроматографический анализ (из минерала), аналитик М. Муравинская (ИГЕМ).

** Рентгено-спектральный анализ (из минерала), аналитик И. В. Сорокин (ВИМС).

*** Содержание иттрия определено по разности 100% TR — Ln (Семенов, 1963).

Все эти наблюдения, а также встречающиеся угнетенные формы роста кристаллов фергусонита свидетельствуют о метасоматической природе фергусонита и более позднем их образовании по отношению к амазониту, а также к альбиту и кварцу из зон замещения.

В изученных пегматитах установлена лишь одна генерация фергусонита, генетически связанная с более поздней минерализацией, наложенной как на неизменный микроклин-амазонитовый пегматит, так и на зоны альбитизации и окварцевания в тех же пегматитах.

Взаимоотношения фергусонита с второстепенными и редкоземельными минералами показывают, что фергусонит является более поздним минералом по отношению ко всему комплексу минералов дорудного метасоматоза и ряду редкоземельных минералов: абукумалиту, гадолиниту, чевкиниту, иттротитаниту, ортиту и ортитоподобному минералу (см. табл. 48). Фергусонит рассекает эгирин, магнетит и флюорит (рис. 23).

Особенно характерны примеры разрастания расщепленных метакристаллов фергусонита в магнетите. Фергусонит часто рассекает кристаллы чевкинита и проникает в последние в виде прожилков и расщепленных метакристаллов, замещая чевкинит (рис. 24).

Особенно интересны соотношения фергусонита с абукумалитом. Фергусонит окаймляет и

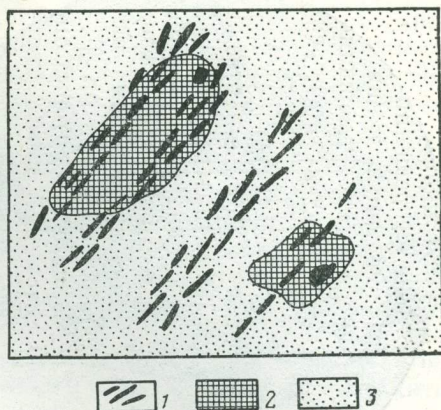


Рис. 23. Цепочки метакристаллов фергусонита рассекают магнетит. Участок IV.

1 — фергусонит; 2 — магнетит; 3 — поздний кварц. (Схематическая зарисовка штуфа)

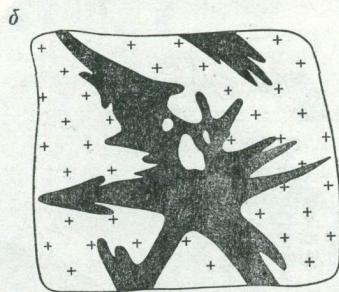
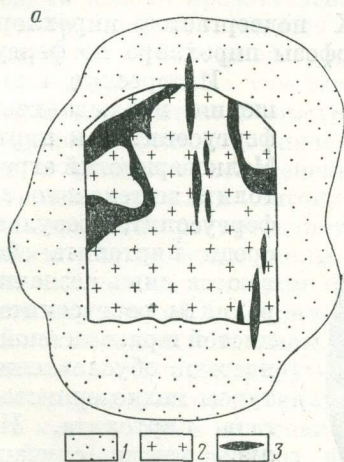


Рис. 24. Характер взаимоотношений фергусонита с чевкинитом:

а — пересечение и замещение чевкинита прожилками фергусонита; б — развитие расщепленного метакристалла фергусонита по чевкиниту. Участок IV, жила 42. 1 — кварц; 2 — чевкинит; 3 — фергусонит. (Схематическая зарисовка шлифов)

рассекает абукумалит, часто разрастается от граней кристаллов абукумалита. Весьма эффектно примеры разрастания расщепленных метакристаллов фергусонита в периферической части абукумалита и замещение его фергусонитом, а также образование расщепленных метакристаллов фергусонита в центральных частях кристаллов абукумалита (рис. 25). В некоторых шлифах наблюдалось проникновение расщепленных метакристаллов фергусонита в периферическую часть метакристаллов гадолинита и метасоматическое развитие фергусонита по гадолинару (рис. 26). На

участке IV в жиле 42 наблюдалось прорастание и пересечение иттриотанита и ортита метакристаллами фергусонита. Однако фергусонит является более ранним минералом по отношению к пирохлору, касситериту, ферриториту, циртолиту и флюорит II — карбонатной ассоциации редких земель.

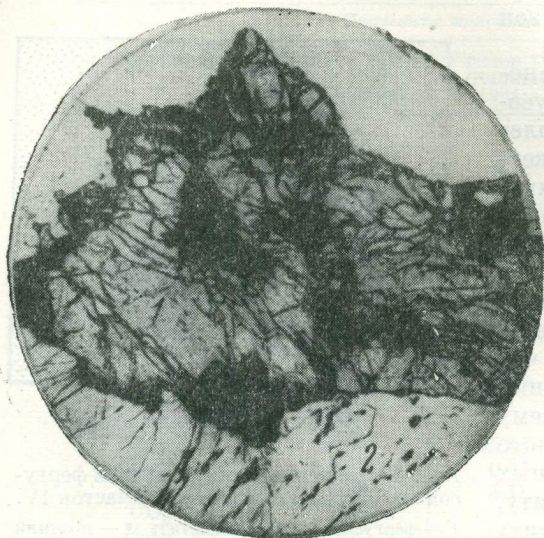


Рис. 25. Разрастание метакристаллов фергусонита (черное) в периферической и центральной частях кристалла абукумалита.

1 — серое с рельефом; 2 — кварц. Участок IV, $\times 3$, николи ||

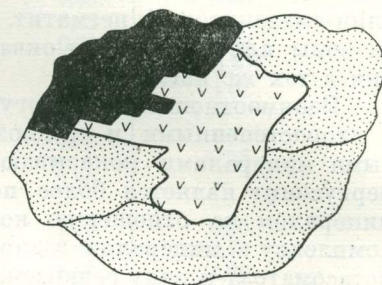


Рис. 26. Метакристалл фергусонита со ступенчатой поверхностью вдавняется в гадолинит.

1 — кварц; 2 — фергусонит; 3 — гадолинит. Участок IV. (Схематическая зарисовка шлифа)

Фергусонит на участках VIII и IX подвергается пирохлоризации, вследствие чего образуются псевдоморфозы пирохлора по фергусониту.



Рис. 27. Разрастание идиоморфных метакристаллов и лучистых сростков циртолита (серое с рельефом) в фергусоните (темно-серое). Участок IV. $\times 27$, без анализатора

Интересные взаимоотношения наблюдались между фергусонитом и циртолитом. Мелкозернистый агрегат циртолита интенсивно замещает фергусонит, в результате чего среди циртолита обнаруживаются лишь незначительные реликты фергусонита с извилистой и разъеденной поверхностью, обусловленной контуром мелкозернистого агрегата циртолита. Наблюдались также случаи, когда циртолит разрастался в периферических и центральных частях метакристаллов фергусонита в виде хорошо ограниченных лучистых сростков и отдельных метакристаллов (рис. 27). Фергусонит (участок IV) корродируется и замещается также ферриторитом, в редких случаях и флюоритом II.

Приведенный фактический материал показывает, что фергусонит является неравновесным минералом по отношению к следующим редкоземельным минералам (в порядке последовательности их выделения):

чевкиниту, абукумалиту, гадолиниту, пирохлору, циртолиту, ферриториту, касситериту, редкоземельным карбонатам и позднему флюориту (см. табл. 49). Это позволяет связать отложение фергусонита с самостоятельной стадией минералообразования, последовавшей за отложением ранних редкоземельных силикатов (чевкинита, абукумалита и др.), блонстрандина и поздних редкоземельных силикатов (итротитанита, ортита и др.), но до отложения пирохлора и циртолита (см. табл. 48). При образовании фергусонита постагматическими растворами привносятся извне ниобий и редкие земли иттриевой группы.

Более позднее выделение фергусонита по отношению к блонстрандину обосновывается косвенными признаками, принимая во внимание позднее отложение фергусонита по отношению к итротитаниту и ортиту, являющимися в то же время более поздними минералами по отношению к блонстрандину, а также установленным фактом замещения ромбических титано-ниобатов (приорита) — тетрагональными (фергусонитом) в альбититах Сибири (Скоробогатова и др., 1961). В связи с этим нельзя согласиться с данными А. П. Калиты, по мнению которого фергусонит образуется позднее чевкинита, но ранее абукумалита, блонстрандина (эксенита) и гадолинита.

Блонстрандин. Титано-ниобаты редких земель впервые были обнаружены в исследованных пегматитах в 1956—1957 гг. на двух участках IV (жилы 13, 14) и VII (жила 5). На IV участке титано-ниобат редких земель вначале был определен как ризерит, затем описывался А. П. Калитой (1963) как эксенит. На VII участке он был рентгенографически диагностирован А. И. Комковым как минерал из серии приорит-блонстрандина. Детальные минералогические исследования, проведенные в 1962—1964 гг., показали, что обнаруженные на участках IV и VII титано-ниобаты редких земель представлены только блонстрандином (Лунц, 1965).

Блонстрандин наблюдается в микроклиновых и микроклин-плагиоклазовых пегматитах первой группы. Наиболее широкое распространение имеет блонстрандин на участке VII (жила 5) в циртолит-блонстрандиновом типе пегматитов. Блонстрандин приурочивается к зонам альбитизации (мелко- и среднепластинчатого альбита) и окварцевания пегматита, а также к участкам неизмененного пегматоидного щелочного гранита кварц-эгирин-микроклин-олигоклазового состава.

Блонстрандин распределяется в жиле неравномерно и тяготеет к эндоконтактовым зонам жилы, где образует гнездообразные и линзообразные скопления размером от 5×10 до 10×30 см в поперечнике. Мощность оруденелых эндоконтактовых зон достигает 30—40 см. В пределах эндоконтактовых зон жилы блонстрандина располагаются цепочечно, в виде дорожек и концентрируются в субпараллельные полосы, ориентированные параллельно зальбанду жилы, что свидетельствует о приуроченности его кристаллов к волосовидным трещинкам. Обогащение блонстрандином наблюдается и в породах, вмещающих жилу — в щелочных гранито-гнейсах, щелочных гнейсо-метасоматитах и в среднезернистых пегматоидных щелочных гранитах, как у самого экзоконтакта, так и на расстоянии 1—4 м от контакта жилы. На участке IV (жилы 13, 14) в абукумалито-фергусонитовом типе пегматитов блонстрандин имеет незначительное распространение и образует редкие линзообразные скопления, гнезда и цепочки. Блонстрандин тяготеет к зонам окварцевания и альбитизации пегматита. Блонстрандин участка VII (жила 5) по морфологии и облику кристаллов резко отличается от блонстрандина участка IV (жилы 13, 14).

В жиле 5 выделяются четыре типа кристаллов блонстрандина: 1) кристаллы коротко-призматического облика размером до $0,8 \times 1$ см в поперечнике; 2) кристаллы призматического, удлиненно-призматического реже столбчато-долотовидного облика, длина их 2,5—6 см (рис. 28); 3) толсто- и тонкопластинчатые кристаллы, реже тонкопластинчатые, уплощенные по второму пинакoidу размером от $1,0 \times 1,5$ до $2,5 \times 4$ см в поперечнике

при толщине таблиц от 1 до 3—4 мм; 4) игольчатые кристаллы, образующие лучистые и радиально-лучистые агрегаты — «бломстрандиновые солнца», длина кристаллов 0,4—1,5 см.

Среди выделенных типов кристаллов бломстрандина наибольшее распространение имеют призматические и удлиненно-призматические. Часто наблюдаются различные срастания бломстрандина. Эти типы кристаллов характерны для минералов серии приорит-бломстрандина. (Гецева, Савельева, 1956; Соболева, Пудовкина, 1957; Brögger, 1906; Björlykke, 1930).

Наблюдаются некоторые особенности в распространении перечисленных типов кристаллов бломстрандина в пределах пегматитовой жилы 5. В зонах альбитизации и в участках неизмененного пегматита встречаются кристаллы коротко- и удлиненно-призматические. В южном,

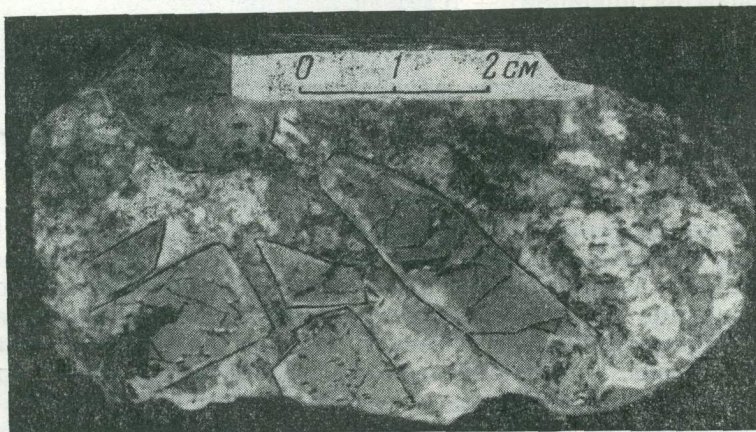


Рис. 28. Кристаллы бломстрандина (темно-серое) призматической и удлиненно-призматической формы. Участок VII, жила 5

наиболее окварцованном конце жилы, распространены исключительно игольчатые кристаллы бломстрандина, как одиночные, так и лучистые и радиальнолучистые их агрегаты. В щелочных гранитах, вмещающих жилу 5 и подвергнутых альбитизации (сахаровидным альбитом), наблюдаются большей частью скелетные и дендритовидные кристаллы бломстрандина, а на участках развития щелочных гранитов пегматоидной структуры, сложенных пластинчатым олигоклазом, эгирином и реже кварцем, отмечаются таблитчатые и пластинчатые кристаллы. Таким образом, в жиле 5 наблюдается тесная зависимость образования различных типов кристаллов бломстрандина от текстуры и сложения той вмещающей среды, в которой он кристаллизовался.*

На участке IV в жилах 13, 14 развиты в основном тонкотаблитчатые и призматические кристаллы бломстрандина (рис. 29, а). Наиболее широко развитые грани в этих кристаллах (010), (100), (110), (111), реже встречается (201). Нередко наблюдается параллельное срастание тонких пластинок бломстрандина по (010) (см. рис. 29, б). Размеры кристаллов бломстрандина на этом участке колеблются от 2×5 мм до $1,0 \times 1,5$ см в поперечнике.

Описанный облик кристаллов, а также характерные грани этих кристаллов в жилах 13, 14, судя по литературным данным (Brögger, 1906; Дэна и др., 1951; Гецева, Савельева, 1956; Соболева, Пудовкина, 1957),

* Влияние физической неоднородности вмещающей среды на рост метакристаллов рассматривалось в работах В. Д. Никитина (1955₁).

являются типичными для минералов серии эвксенит-поликраза, скорее всего поликраза, но резко отличаются от облика кристаллов блонстрандина из жилы 5.

При изучении блонстрандина нами были выделены три разновидности его, отличающиеся по цвету, физическим свойствам и химическому составу. К первой разновидности относится блонстрандин коричневого цвета из жил 13, 14 участка IV. К остальным двум его разновидностям относятся красный (обр. 23а) и буровато-коричневый (обр. 23) блонстрандин из жилы 5 участка VII. В редких случаях в жиле 5 наблюдалось обрастание красного блонстрандина буровато-коричневой разновидностью. Это позволило считать блонстрандин красного цвета ранней разновидностью этого минерала, а буровато-коричневый блонстрандин — поздней разновидностью. Эти разновидности блонстрандина встречаются обособленно друг от друга. Однако между образованием ранней и поздней разновидностей блонстрандина другие минералы не выделялись.

Результаты измерения удельного веса, показателя преломления и твердости для красного и буровато-коричневого блонстрандина из жилы 5 близки между собой, но отличаются от данных, полученных для коричневого блонстрандина из участка IV (табл. 9).

Блонстрандин является радиоактивным минералом, вследствие этого вокруг кварца, альбита, альбит-олигоклаза и олигоклаза наблюдается мелкая радиально-лучистая трещиноватость и коричнево-бурая и черная оторочки.

В настоящее время среди ромбических титано-ниобатов иттриевых редких земель выделяются две изоморфные серии минералов приорит-блонстрандина и эвксенит-поликраза. Эвксенит и приорит являются ниобиевыми членами этих изоморфных серий, а блонстрандин и поликраз — титановыми. Минералы этих серий сходны между собой по химическому составу и ряду физических свойств, но отличаются по своей структуре (Комков, 1959; Горжевская, Сидоренко, 1963, 1964). В связи с этим термический анализ приобретает роль одного из основных методов диагностики минералов этих изоморфных серий.

Проведенные термические исследования красного и буровато-коричневого блонстрандина из жилы 5 показали на кривых нагревания эндотермический эффект, проявленный в температурном интервале от 50° до 200° с максимумом около 140—150° (рис. 30, 1) *.

Эндотермический эффект связан с выделением воды, не входящей в решетку минерала, а поглощаемой минералом при его метамиктном распаде. При температуре 340° наблюдается пологий экзотермический эффект, связанный, вероятно, с окислением двухвалентного железа. Основной экзотермический эффект, связанный с рекристаллизацией минерала и восстановлением его кристаллической структуры, наблюдается при температуре 500—505° и является характерным диагностическим признаком минералов изоморфной серии приорит-блонстрандина, в отличие от минералов серии эвксенит-поликраза (Амбарцумян и др., 1961). На кривых

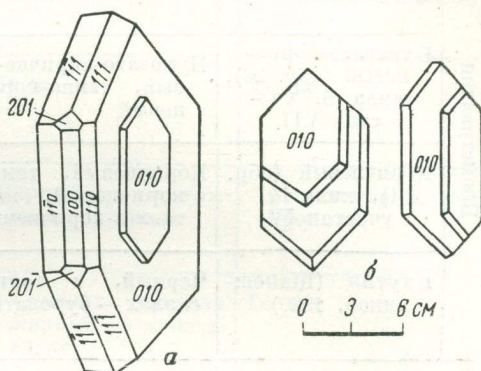


Рис. 29. Облик кристаллов блонстрандина (параморфозы по поликразу):

а — призматические, б — тонкопластинчатые с параллельным срастанием тонких табличек и пластинок. Участок IV, жилы 13, 14

* Термический анализ блонстрандина из жилы 5 проводился в термической лаборатории ВСЕГЕИ Б. Касатовым.

Физические свойства тита

	Разновидности титано-ниобатов редких земель	Цвет	Цвет в прозрачных шлифах, в проходящем свете	Удельный вес	
				Гидростатическое взвешивание	Непосредственное измерение объема и веса из микроаналитики *
Бломстрандин	Красный (обр. 23а), жила 5, участок VII	Красный, красновато-желтый и красновато-коричневый	Желтый, серовато-желтый, буровато-желтый	4,76	4,72
	Буровато-коричневый (обр. 23), жила 5, участок VII	Буровато-коричневый, темно-коричневый	Желтый, серовато-желтый	4,64	4,70
	Коричневый (обр. 21), жила 14, участок IV	Коричневый, темно-коричневый, желтовато-коричневый	Коричневый, реже желтовато-бурый	4,47	4,45
	Якутия (Шапошников, 1960)	Черный, в тонких сколах — буроватый	Буроватый	4,95	—
Приорит	Сибирь (Костин, Петрова и др., 1960)	Красно-бурый	Бурый	5,03	—
Эвксенит	Соколова, 1959	Черный, в тонких осколках красновато-бурый	Красновато-бурый	5,31—5,47	—

* Среднее из трех измерений. Аналитик Г. Г. Прохорова (ИМГРЭ).
 ** Определение показателей преломления бломстрандина в сплавах проводилось В. Г. Фелличе
 *** Определение твердости изученного бломстрандина на приборе ПМТ-3 при нагрузке 100 г ме

но-ниобатов редких земель

Показатель преломления	Твердость *	Излом	Блеск	Агрегатное состояние
$2,15 \pm 0,01^{**}$	5,8 (737 кг/мм ²) ***	Неровный, раковистый	В свежих изломах жирный до алмазовидного	Метамиктный, изотропный, редкие участки анизотропные
$2,15 \pm 0,01^{**}$	5,7 (706 кг/мм ²) ***	Неровный, раковистый	То же	То же
$2,11-2,14 (\pm 0,01)^{**}$	5,5 (665 кг/мм ²) ***	Неровный, полураковистый	Жирный, с поверхности тусклый	Метамиктный, изотропный
—	—	—	В свежих изломах жирный до алмазовидного	То же
$2,18 \pm 0,05$	6,3 (724 кг/мм ²)	Раковистый	Смолистый, с поверхности тусклый	Метамиктный, изотропный, редкие участки анизотропные
$2,23-2,28$	—	—	От сильно смолистого до тусклосмолистого, нередко переходящего в жирный	Метамиктный, изотропный, участки анизотропные

вым (ИМГРЭ).
 тодом микровдавливания и пересчет на классы Хрущева проводились С. И. Лебедевой (ИМГРЭ).

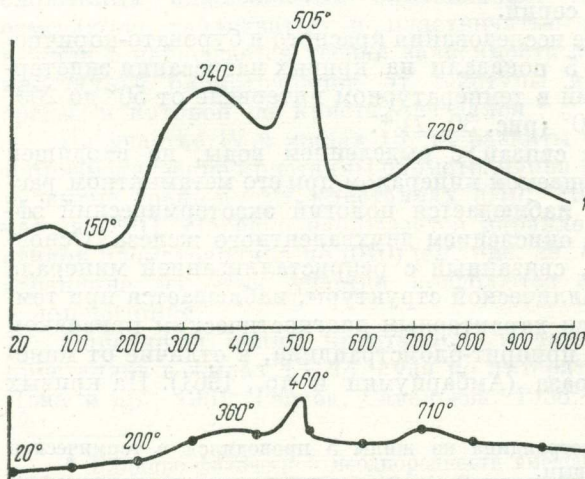


Рис. 30. Дифференциальные кривые нагревания бломстрандина:

1 — красный бломстрандин (обр. 23а) из жилы 5 участка VII; 2 — коричневый бломстрандин (обр. 21; параморфоза по поликразу) из жилы 13 участка IV

нагревания бломстрандина из жилы 5 наблюдается еще один плавный и плохо проявленный экзотермический эффект в температурном интервале 730—770°, связанный, очевидно, с кристаллизацией кубической фазы. Дифференциальные кривые нагревания красного и буровато-коричневого бломстрандина из жилы 5 идентичны.

Коричневый бломстрандин из жилы 14 участка IV, описанный ранее А. П. Калитой (1963) как эвксенит, подвергался детальному термическому исследованию (лаборатория ВИМС, аналитик Л. Рыбакова). Было проанализировано четыре образца бломстрандина, взятых из различных участков этих жил, и получены идентичные дифференциальные кривые, характерные для минералов изоморфной серии приорит-бломстрандина, и сходные с таковыми для бломстрандина из жилы 5. Дифференциальные кривые нагревания коричневого бломстрандина (см. рис. 30, 2) характеризуются эндотермическим эффектом в температурном интервале от 20° до 300° с максимумом в 180—200° и экзотермическими эффектами при 360—380°, 440—460° и 680—720°. Таким образом, дифференциальная кривая

Расчет рентгенограммы порошка мине

Бломстрандин, 600° (Лунц, 1965)							
Участок VII, жила 5							
№ линии	Красный *		Кубическая фаза		Буровато-коричневый *		Кубичес
	I	d (hX)	hkl	a ₀	I	d (hX)	hkl
Обр. 23а				Обр.			
1	2	3	4	5	6	7	8
1	—	—	—	—	—	—	—
2	1	4,38	—	—	—	—	—
3	—	—	—	—	—	—	—
4	1	3,82	—	—	—	—	—
5	1	3,58	—	—	—	—	—
6	—	—	—	—	—	—	—
7	5	3,23	—	—	2	3,17	—
8	—	—	—	—	—	—	—
9	9	2,993	—	—	10	2,975	—
10	10ш	2,935	222	10,17	9	2,931	222
11	10	2,909	—	—	10	2,899	—
12	4	2,755	—	—	2	2,759	—
13	—	—	—	—	—	—	—
14	5	2,591	—	—	2	2,581	—
15	5	2,547	400	10,19	2	2,534	400
16	1р	2,420	—	—	1	2,411	—
17	3	2,330	331	10,16	1	2,329	331
18	3	2,224	—	—	2	2,226	—
19	—	—	—	—	—	—	—
20	3	2,104	—	—	1	2,105	—
21	1	2,028	—	—	1	2,024	—
22	5	1,982	—	—	5	1,976	—
23	5	1,945	—	—	4	1,943	—
24	4	1,897	—	—	3	1,895	—
25	4	1,838	—	—	4	1,845	—
26	—	—	—	—	—	—	—
27	8	1,796	440	10,16	6	1,794	440
28	1	1,764	—	—	1	1,771	—
29	3	1,723	531	10,19	1	1,722	531
30	5	1,677	—	—	4	1,675	—
31	2	1,641	—	—	—	—	—
32	2	1,602	—	—	1	1,605	—
33	7	1,568	—	—	5	1,570	—
34	—	—	—	—	—	—	—
35	9	1,532	622	10,16	7	1,528	622
36	—	—	—	—	—	—	—
37	7	1,499	—	—	5	1,506	—
38	—	—	—	—	—	—	—
39	7	1,466	—	—	4	1,464	—
40	1	1,415	—	—	1	1,413	—
41	1	1,384	—	—	1	1,384	—
42	1	1,362	—	—	—	—	—
43	1	1,343	—	—	—	—	—
44	1	1,315	—	—	1	1,316	—
45	2	1,288	—	—	—	—	—
46	3	1,281	—	—	1	1,282	—
47	1	1,259	—	—	1	1,255	—
48	2	1,224	—	—	—	—	—

ралов серии приорит-бломстрандина

Участок IV, жила 14				Бломстрандин, 580° (Комков, 1959)			Приорит-бломстрандин, кристаллический 700° (Горжевская, Сидоренко, 1963)	
кая фаза	Коричневый **			hkl	I	d (hX)	I	d (hX)
	a ₀	hkl	I					
23а	Обр. 21			hkl	I	d (hX)	I	d (hX)
9	10	11	12	13	14	15	16	17
—	—	—	—	—	—	—	2	5,41
—	—	—	—	—	—	—	3	4,30
—	—	—	—	—	—	—	1	3,94
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	2	3,31
—	—	—	—	—	—	—	4	3,15
—	022	3	3,06	022	2	3,05	3	3,03
—	130	7	2,96	180	7	2,96	8	2,97
10,15	—	—	—	—	—	—	—	—
—	112	10	2,91	112	10	2,89	10	2,883
—	131	2	2,77	131	2	2,75	3	2,748
—	—	—	—	—	—	—	1	2,615
—	200	3	2,59	200; 041	3	2,58	4	2,581
10,14	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	140	1	2,44	1	2,406
10,15	—	—	—	—	—	—	—	—
—	103	3	2,23	103; 042	3	2,23	5	2,214
—	042	2	2,20	—	—	—	2	2,183
—	230	2	2,12	—	—	—	2	2,094
—	231	1	2,03	—	—	—	4	2,007
—	222	3	1,981	222	4	1,980	5	1,964
—	151	2	1,951	151	3	1,940	5	1,934
—	—	—	—	—	—	—	2	1,888
—	004	4	1,848	004	5	1,846	7	1,835
—	—	—	—	241; 243; 060	3	1,821	3	1,815
10,15	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	231	1	1,767	2	1,766
10,19	—	—	—	—	—	—	1	1,720
—	301; 242	6	1,674	242	6	1,675	8	1,673
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	1,603
—	134	6	1,570	134	6	1,572	7	1,571
—	—	—	—	330	3	1,551	4	1,547
10,13	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	252	1	1,520	1	1,517
—	204; 322	6	1,497	204	6	1,503	8	1,501
—	—	—	—	170	3	1,495	—	—
—	171	4	1,459	171	3	1,460	4	1,459
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	272	1	1,382	3	1,385
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	3	1,312
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	2	1,281
—	—	—	—	—	—	—	1	1,259
—	—	—	—	—	—	—	—	—

* λ=Fe, D=68 мм, d=0,6 мм, 30-35 kV, 6-8 mA. Аналитик Э. П. Сальдау (ЛГИ).
 ** λ=Fe, D=57,3 мм, d=0,5 мм, 30 kV, 12 mA. Аналитик А. И. Комков (ВСЕГЕИ). ш—широ

кая линия, р—размытая линия.

Бломстрандин, 600° (Лунц, 1965)								
Участок VII, жила 5								
№ линии	Красный *		Кубическая фаза		Буровато-коричневый *		Кубичес	
	<i>I</i>	<i>d</i> (кХ)	<i>hkl</i>	<i>a</i> ₀	<i>I</i>	<i>d</i> (кХ)	<i>hkl</i>	
	Обр. 23а				Обр.			
1	2	3	4	5	6	7	8	
49	1	1,209	—	—	—	—	—	
50	8	1,191	—	—	9	1,191	—	
51	9	1,164	662	10,15	9	1,163	662	
52	1	1,145	752	10,11	1	1,149	752	
53	8	1,137	—	—	2	1,133	—	
54	2	1,123	—	—	1	1,123	—	
55	2	1,1099	—	—	1	1,100	—	
56	—	—	—	—	—	—	—	
57	2	1,081	—	—	—	—	—	
58	4	1,067	—	—	3	1,065	—	
59	1	1,050	—	—	—	—	—	
60	8	1,038	—	—	6	1,035	—	
61	—	—	—	—	—	—	—	
62	—	—	—	—	—	—	—	
63	—	—	—	—	—	—	—	
64	—	—	—	—	—	—	—	
Параметры кристаллической ячейки	—	—	<i>a</i> ₀ среднее = 10,16 кХ		<i>a</i> ₀ 5,16 кХ <i>b</i> ₀ 10,93 кХ <i>c</i> ₀ 7,39 кХ		<i>a</i> ₀ среднее = 10,15 кХ	

* λ=Fe, D=68 мм, d=0,6 мм, 30–35 кВ, 6–8 тА. Аналитик Э. П. Сальдау (ЛГИ).
** λ=Fe, D=57,3 мм, d=0,5 мм, 30 кВ, 12 тА. Аналитик А. П. Комков (ВСЕГЕИ). ш—широ

нагревания коричневого бломстрандина из жилы 14 очень близка к кривым нагревания красного и буровато-коричневого бломстрандина из жилы 5.

Бломстрандин из жилы 5 рентгеноаморфен. После прокаливания при температуре в 600° в течение часа была получена дифракционная картина минералов структурного типа приорит-бломстрандина (табл. 10), хорошо сопоставляемая с дебаеграммой кристаллической разновидности минерала из серии приорит-бломстрандина. При прокаливании образцов бломстрандина была получена и кубическая фаза пирохлорового типа, которая проиндцирована и имеет средний параметр кристаллической ячейки *a*₀ 10,15 кХ. Это согласуется с данными, полученными А. И. Комковым (1959) и С. А. Горжевской и Г. А. Сидоренко (1963).

Дебаеграммы красного и буровато-коричневого бломстрандина из жилы 5 сходны между собой, хотя и наблюдаются незначительные отличия в значениях межплоскостных расстояний, что связано с некоторыми отличиями их химического состава.

При равномерном нагревании бломстрандина (в зернах) из жилы 14 (участок IV) от 20° до 600° в течение часа была получена дебаеграмма, характерная также для минералов серии приорит-бломстрандина, но без кубической фазы.

Таким образом, все три разновидности бломстрандина, изученные рентгенографически после прокаливания при 600°, дали идентичные дебае-

Участок IV, жила 14				Бломстрандин, 580° (Комков, 1959)			Приорит-бломстрандин, кристаллический 700° (Горжевская, Сидоренко, 1963)	
кая фаза	Коричневый **			<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> (кХ)	<i>I</i>	<i>d</i> (кХ)
	<i>a</i> ₀	<i>hkl</i>	<i>I</i>					
23а	Обр. 21							
9	10	11	12	13	14	15	16	17
—	—	—	—	—	—	—	1	1,211
—	344; 116	6	1,195	—	—	—	8	1,189
10,14	174	5	1,165	—	—	—	5	1,162
—	—	—	—	—	—	—	3	1,149
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	5	1,123
—	—	—	—	—	—	—	1	1,102
—	—	—	—	—	—	—	1	1,093
—	—	—	—	—	—	—	1	1,083
—	—	—	—	—	—	—	5	1,067
—	—	—	—	—	—	—	4	1,051
—	—	—	—	—	—	—	4	1,038
—	—	—	—	—	—	—	4	1,030
—	—	—	—	—	—	—	2	1,018
—	—	—	—	—	—	—	3	1,008
—	—	—	—	—	—	—	2	1,000
—	—	—	—	<i>a</i> ₀ 5,16 кХ <i>b</i> ₀ 10,93 кХ <i>c</i> ₀ 7,38 кХ			<i>a</i> ₀ = 5,16 кХ <i>b</i> ₀ = 10,93 кХ <i>c</i> ₀ = 7,36 кХ	

кая линия, р — размытая линия.

граммы минералов серии приорит-бломстрандина, что находится в соответствии с результатами термических исследований.

Прокаливание разновидностей бломстрандина при температуре 950–1000° и 1100° дало типичные дебаеграммы и параметры кристаллической ячейки эвксенита, хорошо сопоставляемые с эталонными дебаеграммами эвксенита (табл. 11). При этом в дебаеграммах эвксенита была также выявлена кубическая фаза с параметром от 10,14 кХ до 10,18–10,19 кХ. Явления полиморфного превращения бломстрандина в структурный тип эвксенита при высокотемпературном прокаливании хорошо согласуются с известными литературными данными (Комков, 1959, 1963; Горжевская, Сидоренко, 1963; 1964; Лунц, 1965).

Данные химических составов красного и буровато-коричневого бломстрандина из жилы 5 (табл. 12) показывают, что они отличаются высоким содержанием TiO₂ (32–36%), значительно преобладающим над содержанием Nb₂O₅ (13,7–15%). Отношение весовых процентов (Nb, Ta)₂O₅ к TiO₂ для красного бломстрандина составляет 0,48, для буровато-коричневого — 0,45. Редкие земли в этих разновидностях бломстрандина достигают 30–32%. При сопоставлении результатов химических анализов двух разновидностей бломстрандина из жилы 5 видны их некоторые отличия, что и обуславливают различия в цвете минерала и его свойствах.

Расчет рентгенограммы порошка эвксенита

Таблица 11

№ линии	Эвксенит (высокотемпературная полиморфная модификация блонстрандина) * 950—1000° (Луц, 1965) Участок VII, жила 5								Искусственный эвксенит (Комков, 1959)			Эвксенит, 1000° (Горжевская, Сидоренко, 1963)			
	Буровато-коричневый		Кубическая фаза		Красный		Кубическая фаза		hkl	I	d (kX)	I	d (kX)		
	I	d (kX)	hkl	a ₀	I	d (kX)	hkl	a ₀							
	(Обр. 23а)								(Обр. 23а)						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
1	3	3,64	—	—	4	3,657	—	—	130	2	3,68	4	3,671		
2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	3,60		
3	—	—	—	—	—	—	—	—	121	1	3,37	—	—		
4	6	3,22	310, 222β	10,14	4	3,237	310; 222β	10,16	—	—	—	6	3,27		
5	8	2,983	—	—	10	2,990	—	—	131	10	3,00	10	2,97		
6	9	2,911	222	—	10	2,943	222	10,19	—	—	—	—	—		
7	3	2,765	—	—	2	2,774	—	—	200	4	2,79	5	2,76		
8	3	2,596	—	—	3	2,600	—	—	002; 012	2p	2,59	4	2,58		
9	4	2,535	400	10,14	5	2,541	400	10,16	—	—	—	1	2,51		
10	2	2,417	411, 330	—	2	2,427	411; 330	—	060; 201	3	2,44	6	2,40		
11	4	2,307	331	—	3	2,335	331	10,18	032	2p	2,30	4	2,29		
12	2	2,242	—	—	1	2,311	—	—	—	—	—	—	—		
13	2	2,177	—	—	2	2,191	—	—	231	3	2,19	3	2,17		
14	2	2,106	—	—	3	2,111	—	—	132	2p	2,11	3	2,10		
15	1	2,018	—	—	—	—	—	—	241	3	2,04	2	2,00		
16	4	1,976	—	—	3	1,980	—	—	144	1	1,975	—	—		
17	3	1,943	—	—	1	1,954	—	—	052	1	1,946	2	1,928		
18	4	1,892	—	—	4	1,899	—	—	202	5	1,903	7	1,888		
19	—	—	—	—	—	—	—	—	212	1	1,879	—	—		
20	3p	1,824	—	—	4	1,826	—	—	260	6	1,835	8	1,825		
21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,809		
22	10	1,792	440	10,14	9	1,797	440	10,16	—	—	—	—	—		
23	1	1,764	—	—	4	1,771	—	—	062	6	1,778	7	1,771		
24	5	1,720	—	—	4	1,723	531	10,19	261; 330	7	1,734	8	1,728		
25	6	1,682	600	—	4	1,689	600	10,14	—	—	—	2	1,677		
26	4	1,638	—	—	5	1,642	—	—	331	3	1,648	8	1,637		
27	—	—	—	—	—	—	—	—	072	1	1,628	—	—		
28	3	1,612	—	—	2	1,610	—	—	123	3	1,610	3	1,607		
29	—	—	—	—	—	—	—	—	252	2	1,588	2	1,585		
30	4	1,561	—	—	4	1,562	—	—	133	4	1,563	5	1,560		
31	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,537		
32	10	1,528	622	10,13	9	1,532	622	10,16	—	—	—	—	—		

33	1	1,501	—	—	—	1,493	—	—	143	1	1,505	—	—
34	—	—	—	—	—	—	—	—	191; 262	8	1,492	—	—
35	2	1,486	—	—	4	1,484	—	—	322	1	1,479	9	1,486
36	4	1,462	—	—	4	1,467	—	—	202; 213	2p	1,460	1	1,459
37	1	1,438	—	—	3	1,436	—	—	322	3	1,435	6	1,437
38	—	—	—	—	—	—	—	—	272; 400	2p	1,392	1	1,392
39	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	1,389
40	2	1,371	—	—	1	1,362	—	—	—	—	—	2	1,363
41	1	1,339	—	—	1	1,335	—	—	—	—	—	—	—
42	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,317
43	1	1,294	—	—	1	1,294	—	—	—	—	—	4	1,293
44	1	1,280	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	1,277
45	5	1,268	800	10,14	4	1,269	800	10,15	—	—	—	1	1,260
46	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,243
47	2	1,224	821	10,16	3	1,222	821	10,15	—	—	—	5	1,224
48	3	1,207	—	—	3	1,207	—	—	—	—	—	4	1,214
49	4p	1,191	—	—	1	1,192	—	—	—	—	—	4	1,185
50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	1,175
51	10	1,164	662	10,15	10	1,165	662	10,16	—	—	—	7	1,158
52	9	1,135	840	10,15	9	1,136	840	10,16	—	—	—	1	1,143
53	1	1,125	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
54	1	1,114	910	10,09	1	1,117	910	—	—	—	—	2	1,117
55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,110
56	1	1,102	—	—	1	1,101	—	—	—	—	—	5	1,103
57	1	1,093	921	10,14	1	1,093	921	10,14	—	—	—	—	—
58	4	1,083	—	—	3	1,083	—	—	—	—	—	7	1,083
59	2	1,072	664	—	3	1,078	664	—	—	—	—	—	—
60	1	1,057	—	—	1	1,058	—	—	—	—	—	4	1,058
61	1	1,051	852	10,14	1	1,051	852	10,14	—	—	—	1	1,044
62	10	1,037	844	10,16	10	1,036	844	10,15	—	—	—	3	1,036
63	1	1,030	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
64	5	1,022	933	10,17	4	1,018	933	10,13	—	—	—	7	1,023
65	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	1,017
66	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,010
67	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	0,997
68	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	0,989
69	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	0,976

Параметры кристаллической ячейки

a_0 5,53кX	a_0 среднее = 10,14кX	a_0 5,55кX	a_0 среднее = 10,16кX	a_0 5,58кX	a_0 5,49—5,56 ± 0,02кX
b_0 14,62кX		b_0 14,67кX		b_0 14,62кX	b_0 14,45—14,63 ± 0,02кX
c_0 5,19кX		c_0 5,20кX		c_0 5,18кX	c_0 5,15—5,19 ± 0,02кX

* $\lambda = \text{Fe}$, $D = 68$ мм, $d = 0,6$ мм, 35kV , $6-8$ мА. Аналитик Э. П. Сальдау (ЛГИ); р — размытая линия. Параметры кристаллической ячейки эвксенита (обр. 21, жила 14, участок IV), прокаленного при температуре 1100° : a_0 $5,544 \pm 0,005 \text{ \AA}$; b_0 $14,57 \pm 0,01 \text{ \AA}$; c_0 $5,174 \pm 0,005 \text{ \AA}$. Параметр кристаллической ячейки кубической фазы эвксенита (обр. 21) равен $10,18 \text{ \AA}$. Аналитик В. Б. Александров (ИМГРЭ).

Химический состав бломстрандина, приорита и эвксенита (вес. %)

Компоненты	Бломстрандин *			Эвксенит	Приорит *	Эвксенит **	Бломстрандин **		Бломстрандин *
	Пегматиты щелочных гранитов				Альбититы щелочных сиенитов	Гранитные пегматиты			
	Красный (обр. 23а)	Буровато-коричневый (обр. 23)	Коричневый (обр. 21)	Участок IV, жила 14 (Калита, 1963)		Сибирь (Костин и др., 1960)	Норвегия (Brögger, 1906)	Норвегия (Brögger, 1906)	Норвегия (Björlykke, 1930)
	Участок VII, жила 5		Участок IV, жила 14						
	Лунц, 1965								
ΣTR_2O_3	31,93	30,50	23,84	25,15	36,55	29,93	28,10	35,16	25,72
UO ₂	2,30	0,98	—	—	0,51	5,83	5,35	3,78	3,44
UO ₃	2,15	1,20	—	—	0,57	—	—	—	—
U ₃ O ₈	—	—	9,15	9,90	—	—	—	—	—
ThO ₂	3,9	5,27	0,6	2,15	1,85	3,58	4,28	1,46	2,75
PbO	0,39	0,73	—	—	—	0,63	0,84	—	—
CaO	3,90	2,00	2,68	2,00	0,87	1,08	1,80	0,88	0,69
MgO	0,32	—	0,16	—	0,15	0,06	0,15	0,38	0,90
MnO	0,15	—	0,36	—	—	0,16	0,30	—	0,10
ZrO ₂	—	0,27	—	—	—	—	1,33	—	—
Nb ₂ O ₅	13,75	14,90	23,94	20,55	34,37	27,64	23,35	19,11	17,62
Ta ₂ O ₅	1,55	1,22	2,30	2,18	0,41	1,27	1,15		8,25
TiO ₂	31,95	36,15	26,51	25,41	21,77	25,68	27,39	31,84	33,73
Al ₂ O ₃	0,7	—	0,36	1,33	0,64	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	1,72	2,80	4,27	3,68	0,50	—	—	—	0,73
FeO	—	—	—	—	—	1,13	1,43	4,30	—
SiO ₂	0,60	0,24	1,38	1,80	0,64	0,17	0,40	—	2,48
SnO ₂	—	—	0,10	—	—	0,18	0,18	—	0,08
H ₂ O ⁺	3,75	3,60	4,25	6,00	0,52	2,55	2,56	3,70	2,75
H ₂ O ⁻	0,50	0,07	0,25		—				
F	—	—	—	—	0,90	—	—	—	—
С у м м а	99,56	99,93	100,15	100,15	100,25	100,16	99,78	100,61	99,47
Аналитик	М. М. Стукалова (ВСЕГЕИ)	К. А. Бакланова (ВСЕГЕИ)	Л. Е. Новорусова (ИМГРЭ)	—	Л. И. Полупанова	—	—	—	—

* Диагностика минералов дана на основании рентгенометрических и термических анализов.

** Диагностика минералов дана на основании гониометрических измерений.

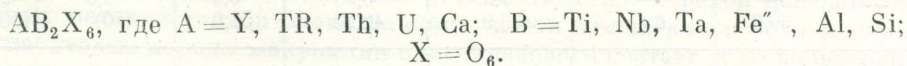
Химический состав коричневого блонстрандина из жилы 14 очень близок к химическому составу минерала из той же жилы, описанного А. П. Калитой (1963) как эвксенит, что свидетельствует об идентичности этих минералов. В этих образцах блонстрандина наблюдается уменьшение содержания TiO_5 (25,5—26,5%) и увеличение $(Nb, Ta)_2O_5$ 22,8—26,2%. Отношение весовых процентов $(Nb, Ta)_2O_5$ к TiO_2 составляет для коричневого блонстрандина единицу, а для «эвксенита» (Калита) 0,89. Следовательно, по соотношению титана и ниобия они должны быть отнесены к титановым членам этих изоморфных серий, а не к ниобиевым (эвксениту), как это описывал А. П. Калита. Редкие земли здесь уменьшаются, достигая 24—25%.

Таким образом, химический состав титано-ниобатов редких земель из жилы 14 отличается от химического состава блонстрандина из жилы 5. Если исходить из химического состава и облика кристаллов, то коричневый титано-ниобат редких земель (обр. 21) и «эвксенит» из жилы 14 могут быть отнесены к поликразу. Однако положить в основу определения минералов этих изоморфных серий только данные химического состава и облик минералов методически неверно, поскольку известно образование параморфоз одних минералов по другим среди этих серий. Представляется, что диагностику минералов этой группы следует основывать на данных термических и рентгенографических исследований при определенных температурах.

По данным результатов термических и рентгенографических анализов, коричневый титано-ниобат редких земель из жилы 14 является блонстрандином, несмотря на облик кристаллов поликразы. Это объясняется тем, что в жиле 14 наблюдается редкий случай образования параморфозы блонстрандина по раннему поликразу, обусловленной переходом структуры прежнего минерала (поликразы) в структурный тип приорит-блонстрандина, при сохранении химического состава, внешнего облика и формы кристаллов первичного поликразы. К блонстрандину должен быть отнесен также и ранее описанный А. П. Калитой (1963) «эвксенит» из той же жилы 14 участка IV. Отнесение А. П. Калитой титано-ниобата редких земель из жилы 14 к эвксениту обусловлено тем, что диагностика минерала основывалась только на данных его химического состава и рентгеноструктурного изучения при 900° , когда минерал уже перешел в структуру эвксенита. Термическое исследование минерала и рентгеноструктурное изучение его при 600° им не проводилось.

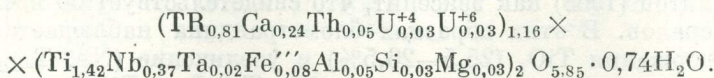
Характерной особенностью изученных разновидностей блонстрандина является ничтожное содержание Ta_2O_5 , достигающее 1,22—1,55% в блонстрандинах жилы 5 и 2,18—2,30% в блонстрандине из жилы 14. В блонстрандинах из жилы 5 Th (3,9—5,27%) преобладает над U (2,18—2,45%), между тем как в блонстрандинах из жилы 14 U (9,15—9,90%) значительно преобладает над Th (0,6—2,10%). В качестве изоморфных примесей присутствуют CaO (2,0—3,9%), Fe_2O_3 (2,0—4,27%); PbO (0,4—0,73%); Al_2O_3 (0,3—1,4%); SiO_2 (0,3—1,8%); MgO (0,16—0,32%); MnO (0,15—0,36%) и Zr 0,27%. Спектральным анализом (аналитики Л. И. Денисенко, А. П. Григорчук, ВСЕГЕИ) установлено присутствие Cu (0,0001%), Sr (0,001—0,003%), Ba (0,03—0,1%), Zn (0,03—0,1%) и Sn (0,1%).

Пересчеты химических анализов блонстрандина были сделаны на типовую формулу:

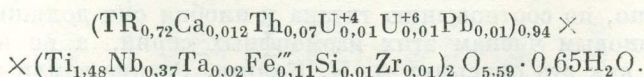


Сумма катионов, входящих в группу «В», была принята за постоянную величину, равную двум. Средний молекулярный вес редких земель красного, буровато-коричневого (из минерала) и коричневого блонстрандина (из осадка) соответственно равен 281,41; 276,26 и 278,64.

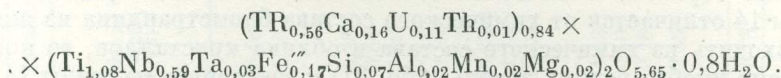
Кристаллохимические формулы бломстрандина следующие:
Красный бломстрандин (обр. 23а):



Буровато-коричневый бломстрандин (обр. 23):



Коричневый бломстрандин (обр. 21):



Пересчет на типовую формулу бломстрандина показал в одной разновидности избыток группы «А» (1,16 атомных количеств), а в остальных разновидностях дефицит группы «А» (0,84—0,94 атомных количеств); в анионной группе наблюдается недосыщенность (5,59—5,85 атомных количеств).

По составу редких земель бломстрандины (табл. 13) являются существенно иттриевыми минералами с явным преобладанием самого иттрия (60—65%). Содержание редких земель иттриевой группы в бломстрандине варьирует в пределах 84,1—91,5%, а цериевой группы от 8,5% до 15,9%.

Таблица 13

Состав редких земель ($\Sigma TR_2O_3 = 100\%$) в бломстрандине, приорите и эвксените

Элементы	Бломстрандин (Лунц, 1965)			Приорит *	Эвксенит		
	Пегматиты щелочных гранитов			Альбититы щелочных пород	Гранитные пегматиты		
	Участок VII, жила 5		Участок IV, жила 14	Сибирь	Карелия	Норвегия	
	Красный **	Буровато-коричневый **	Коричневый ***	(Костин и др., 1960)	(Калита, 1961)	(Семенов, Баринский, 1958)	
La	—	—	0,1	0,45	1,3	1,0	0,5
Ce	5,4	3,6	0,9	1,62	5,0	2,5	1,8
Pr	—	—	0,3	0,59	1,8	0,8	0,6
Nd	4,6	2,3	1,3	3,51	6,0	2,3	1,7
Sm	2,5	2,5	1,9	4,10	6,4	5,5	2,8
Eu	—	—	0,3	—	0,2	0,4	0,2
Gd	3,4	2,7	3,7	8,33	6,8	10,0	5,5
Σ Ce	15,9	11,1	8,5	18,60	27,5	22,5	13,1
Tb	—	—	1,0	2,78	1,1	1,8	1,2
Dy	10,5	6,9	7,3	17,82	6,5	11,0	8,5
Ho	—	2,1	2,1	3,66	1,4	2,2	2,0
Er	9,0	8,4	8,1	7,46	3,8	5,0	6,5
Tu	—	—	1,9	0,89	0,9	1,0	1,1
Yb	4,6	6,0	6,0	6,00	5,0	5,5	15,0
Lu	—	—	1,2	0,59	0,9	1,0	2,8
Y	60,0	65,5	63,9	42,20	52,9	(50)	(50)
Σ Y	84,1	88,9	91,5	81,40	72,5	77,5	87,1

* Диагностированный рентгенографическим методом.

** Рентгеноспектральный анализ из минерала. Аналитик И. В. Сорокин (ВИМС).

*** Хроматографический анализ из минерала. Аналитик Л. Е. Новорусова (ИМГРЭ).

Для исследованных разновидностей бломстрандина характерными являются иттриевые максимумы (см. табл. 13 и рис. 71), лишь для красного бломстрандина (обр. 23а) отмечаются слабо выраженные диспрозиевый и эрбиевый максимумы. По составу редких земель изученные образцы бломстрандина близки к титано-ниобатам редких земель из гранитных пегматитов (Семенов, 1963), однако в последних отмечается более высокое содержание цериевых редких земель.

Данные состава редких земель в изученных образцах бломстрандина (см. табл. 13) показывают более высокое содержание редких земель цериевой группы (15,9%) в красном бломстрандине по сравнению с остальными разновидностями (8,5—11,4%), а также уменьшение содержания иттрия (60%; 63,9—65,5%). Это позволяет утверждать, что ранняя разновидность бломстрандина (красная) является более щелочной по сравнению с более поздними разновидностями.

В жиле 5 кристаллы бломстрандина с поверхности местами покрыты тонкой каемкой вторичных минералов. Каемка изменения бломстрандина достигает толщины 1—3 мм. В редких случаях гипергенные минералы развиваются не только по периферической части бломстрандина, но и проникают по трещинам в центральную часть, образуя псевдоморфозы по бломстрандину, в результате чего от последних остаются отдельные реликты. Рентгеноструктурное изучение гипергенных минералов Г. А. Сидоренко, развивающихся в периферической зоне кристаллов бломстрандина (замещенных иттротитанитом), показало наличие двух минералов: лейкоксенизированного сфена и анатаза. Полуколичественный спектральный анализ (лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик А. П. Григорчук) продуктов гипергенного изменения бломстрандина выявил присутствие следующих элементов: Si 3—10%; Ca 3—10%; Ti 10%; Al 1—3%; Fe 1—3%; Th 1—3%; Nb 1—3%; Y 0,3—1%; Yb 0,03—0,1%; La 0,1%; Pb 0,3%.

Кристаллы бломстрандина приурочиваются к волосовидным трещинам, секущим все разновидности пегматита: зоны альбитизации, окварцевания, участки неизмененного микроклин-олигоклазового пегматита и вмещающие их породы. Бломстрандин по времени образования не сингенетичен с процессом окварцевания и альбитизации пегматита, а является более поздним минералом, связанным с гидротермальными процессами, наложенными как на зоны альбитизации и окварцевания пегматита, так и на неизмененные пегматитовые и вмещающие их породы.

В кристаллах бломстрандина выявлены частые реликты олигоклаза, микроклина, альбита и кварца, которые являются вмещающими минералами бломстрандина. Эти факты, а также цепочечное расположение кристаллов вдоль трещин свидетельствуют о метасоматической природе бломстрандина.

Среди метакристаллов бломстрандина, кроме вышеописанных обычных и хорошо ограненных кристаллов, имеющих наибольшее распространение, можно выделить скелетные и футляровидные формы (жила 5 участка VII). Последние представляют собой хорошо ограненные и идиоморфные образования, где бломстрандин слагает лишь маломощную толщиной в 1—1,5 мм каемку-футляр, а вся основная внутренняя часть футляра сложена вмещающими щелочными гнейсо-метасоматитами.

Скелетные метакристаллы бломстрандина тяготеют к зонам окварцевания и альбитизации пегматита, сложенным мелкозернистым кварцевым и альбититовым агрегатами. Реже устанавливается переход цепочек скелетных метакристаллов бломстрандина из зон замещения в неизмененные пегматитовые породы микроклин-олигоклазового состава и во вмещающие породы жил — щелочные гранито-гнейсы. Метакристаллы бломстрандина всегда содержат реликты тех минералов и пород, по которым они метасоматически развиваются.

Скелетные метакристаллы бломстрандина большей частью зональные. При этом основная центральная часть метакристаллов имеет скелетное

строение и лишь маломощная периферическая часть блонстрандина характеризуется нормально-кристаллическим ростом. Реже встречаются метакристаллы блонстрандина, имеющие противоположное строение.

При изучении скелетных метакристаллов блонстрандина в шлифах выявляется механизм их образования. Та часть метакристаллов блонстрандина, которая имеет скелетное строение, состоит из маломощных скелетных ветвей, которые в начале роста блонстрандина разрастались по контактам между ранее образованными зернами кварца и альбита, реже микроклина и олигоклаза (рис. 31). Именно в этих направлениях в начале роста скелетного метакристалла блонстрандина происходило замещение альбита и кварца блонстрандином.

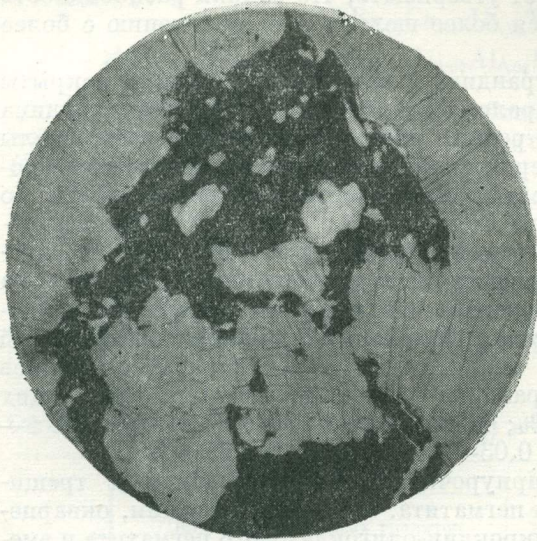


Рис. 31. Скелетные ветви блонстрандина (черное) разрастаются по контактам кварц-альбитовых зерен (серое) и замещают их. $\times 15$, без анализатора

Постепенно скелетные ветви блонстрандина утолщались за счет замещения альбита и кварца блонстрандином. Но вследствие слабой концентрации и активности растворов в ранние периоды роста блонстрандина замещение инфильтрующими постмагматическими растворами основной массы породы, сложеной агрегатом мелкозернистых зерен альбита и кварца, было затруднено, в результате чего зерна альбита и кварца большей частью лишь обтекались скелетными ветвями блонстрандина. В последующие периоды формирования зональных скелетных метакристаллов блонстрандина приток минералообразующих растворов и их концентрация, по всей вероятности, увеличивались, вследствие чего вмещающая блонстрандин пегматитовая порода подвергалась более интенсивному замещению. В результате периферические части зональных скелетных метакристаллов блонстрандина характеризуются нормально-кристаллическим ростом и почти полным отсутствием реликтовых включений кварца и альбита*.

Метасоматическое развитие блонстрандина в пределах одних и тех же цепочек и дорожек, пересекающих неизменные пегматитовые породы, сложенные ранним кварцем, плагиоклазом и микроклином, а также зоны замещения (альбит, поздний кварц), и разрастание блонстрандина в одной и той же жиле, как в неизменных пегматитовых породах, так и в зонах замещения и во вмещающих породах пегматитов (причем кристаллы блонстрандина ничем не отличаются друг от друга) доказывает присутствие среди блонстрандина только одной генерации, образованной после отложения олигоклаза, микроклина, альбита и кварца из зон замещения и связанной с гидротермальными процессами. Это противоречит данным предыдущих исследователей блонстрандина (Björlykke, 1935, 1937; Btögger и др., 1922; Ферсман, 1940; Гинзбург, 1960; Швей, 1962; Гинзбург и др., 1966), которые считали, что отложение основной части блонстрандина происходило из пегматитового расплава одновременно (и даже ранее) с олигоклазом, микроклином и кварцем. Вызывает сомнение, справедливо ли

* Особенности форм роста метакристаллов блонстрандина и механизм их образования аналогичны тем примерам, которые приводятся для других минералов в работах В. Д. Никитина (1955₁, 1959₁), С. А. Руденко (1957) и А. Г. Жабина (1960).

* Особенности форм роста метакристаллов блонстрандина и механизм их образования аналогичны тем примерам, которые приводятся для других минералов в работах В. Д. Никитина (1955₁, 1959₁), С. А. Руденко (1957) и А. Г. Жабина (1960).

выделение вышеуказанными исследователями двух, реже трех генераций бломстрандина (эвксенита): первая (основная) — сингенетичная образованию основных породообразующих минералов, вторая — сингенетичная формированию альбитовых зон, третья — сингенетичная образованию зон окварцевания. Наблюдения по редкоземельным пегматитам района показывают ошибочность такого подхода к выделению генераций бломстрандина и других редкоземельных минералов и устанавливают наложенный гидротермальный характер отложения бломстрандина.

Минеральные ассоциации бломстрандина неодинаковы. На участке IV бломстрандин ассоциирует с магнетитом, циртолитом, ферриторитом



Рис. 32. Замещение бломстрандина (Бл) мелкозернистым циртолитовым агрегатом (темно-серое), на котором нарастают более крупные сросшиеся кристаллы циртолита (в верхней части снимка), разрастающиеся частично по кварцу (белое). Участок VII, жила 5. $\times 3$, без анализатора

и реже с фергусонитом. На участке VII бломстрандин особенно тесно ассоциирует с иттротитанитом, циртолитом, ортитом, ортитоподобным минералом и силикатом TR, Ca, Th (аналогом абукумалита), реже он встречается совместно с магнетитом и эгирином. Изучение взаимоотношений бломстрандина с перечисленными минералами показывает, что он является более поздним минералом по отношению к эгирину, магнетиту и силикату TR, Ca, Th. Об этом свидетельствуют пересечения магнетита метакристаллами бломстрандина, но главным образом замещение магнетита бломстрандином, в результате чего в более позднем бломстрандине часто сохраняются лишь небольшие разъеденные реликты магнетита. Нередко наблюдалось также корродирование и замещение силиката TR, Ca, Th бломстрандином и наличие реликтов первого в бломстрандине. Особенно интересны примеры метасоматического разрастания скелетного метакристалла бломстрандина причудливых очертаний в силикате TR, Ca, Th. В результате такого скелетного роста в бломстрандине выявляются многочисленные реликты замещенного минерала. Реликты силиката TR, Ca, Th в бломстрандине затем замещаются ортитом и ортитоподобным минералом, которые корродируют и замещают бломстрандин.

Бломстрандин является более ранним минералом по отношению к целому ряду редкоземельных минералов: ортиту, ортитоподобному минералу, циртолиту, иттротитаниту и астрофиллиту. Бломстрандин сечется цепочками метакристаллов циртолита, жилками иттротитанита, корродируется и замещается ортитом. Весьма наглядны наблюдаемые

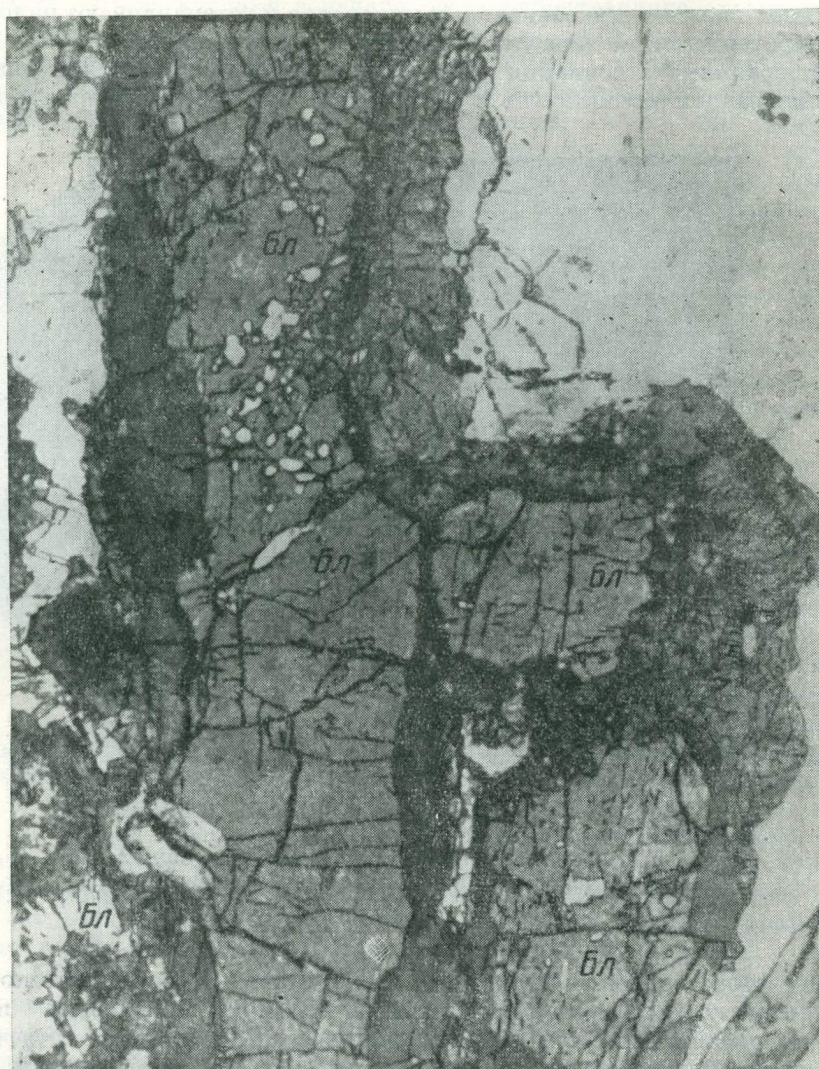


Рис. 33. Развитие оторочки замещения иттротитанита (темно-серое) в периферических частях метакристаллов бломстрандина (серое — Бл). Белое — кварц. Участок VII, жила 5. $\times 3$, без анализатора

явления замещения бломстрандина мелкозернистым агрегатом циртолита (рис. 32). Нередко друзы циртолита нарастают на бломстрандин. Более поздний характер выделения ортита по отношению к бломстрандину подтверждается также фактическим материалом по Норвегии в районе Кабуланда (Vjöglykke, 1930), где жилки ортита рассекают бломстрандин. В связи с этим вызывают сомнения данные А. П. Калиты (1961) по пегматитам Карелии о более раннем выделении ортита по отношению к бломстрандину. Интересным процессом, не описанным еще в литературе, является широко проявленная сфенизация бломстрандина, обнаруженная в жиле 5

участка VII*. Замещение блонстрандина начинается в основном с периферии, вследствие чего образуется каемка или оторочка иттротитанита различной толщины (рис. 33). Контакт иттротитанитовой оторочки с блонстрандином резкий, но поверхность контакта является прямолинейной, округлой («полусферической и сферической»), остро-извилистой, заливообразной и нередко имеет неправильные прихотливые очертания. Часто на фоне основного ровного и прямолинейного контакта иттротитанита с блонстрандином первый глубоко вдается в блонстрандин в виде полусферических и даже округлых образований (рис. 34). При развитии иттротитанита по блонстрандину в виде каемок и оторочек, блонстрандин подвергается замещению в пределах 10—40% от первоначального объема метакристаллов. Нередко иттротитанитовая оторочка не до конца замещает блонстрандин и в ней сохраняются многочисленные мелкие реликты блонстрандина неправильной формы.

Часто наблюдается более интенсивное замещение блонстрандина иттротитанитом, при этом иттротитанитовая оторочка утолщается, становится более мощной и от нее отходят крупные жилки и заливообразные выступы к центральной части метакристаллов блонстрандина. Постепенно жилки иттротитанита соединяются друг с другом и расчлениают центральную часть метакристаллов блонстрандина на мелкие фрагменты неправильной формы. Таким образом устанавливается частичное псевдоморфное развитие иттротитанита по блонстрандину, при этом только в центральной части бывших метакристаллов блонстрандина сохраняются небольшие реликты последнего (рис. 35). Полное замещение блонстрандина иттротитанитом не наблюдалось. Замещение происходит нередко в пределах 50—70% от первоначального объема блонстрандина.

Реже наблюдается иной тип замещения блонстрандина иттротитанитом. От маломощных оторочек иттротитанита, сравнительно слабо замещающих блонстрандин и в основном нарастающих и окаймляющих его, в сторону центральной части метакристаллов блонстрандина отходят многочисленные маломощные и более утолщенные прожилки иттротитанита, метасоматически развивающиеся по блонстрандину и располагающиеся параллельно друг другу. Жилки и прожилки иттротитанита расчлениают метакристаллы блонстрандина на отдельные фрагменты, в результате чего сохраняются лишь маломощные реликтовые полосы блонстрандина. Часто отмечается сетчатое и петлеобразное расположение иттротитанита в блонстрандине.

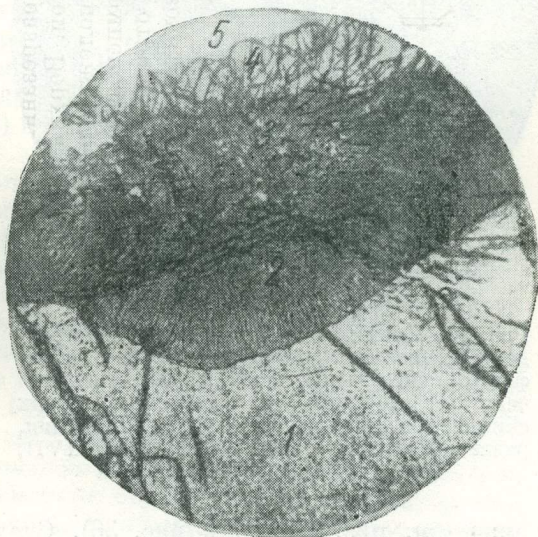


Рис. 34. Зональное строение иттротитанитовой оторочки (темно-серое).

1 — неизменный блонстрандин (серое), 2 — часть оторочки иттротитанита с тонкими темными лентами рутила, развивающейся по блонстрандину, 3 — часть оторочки замещения иттротитанита с пятнистым расположением рутиловых выделений, 4 — друзы замещения иттротитанита (серое с рельефом), нарастающие на оторочку замещения иттротитанита и расширяющиеся по кварцу (белое — 5). Участок VII, жила 5. $\times 15$, без анализатора

* Этот процесс описывается нами для удобства терминологии как сфенизация блонстрандина, несмотря на то что сфен содержит 5,2% TR_2O_3 и должен быть отнесен к иттротитаниту.

Установлено, что метакристаллы блонстрандина небольших размеров, особенно игольчатые, слабее замещены иттротитанитом по сравнению с кристаллами блонстрандина средних и крупных размеров. Слабо замещены иттротитанитом и скелетные метакристаллы блонстрандина, в которых тонкие оторочки иттротитанита наблюдаются лишь на контакте блонстрандина с реликтивными включениями полевых шпатов и кварца.

Весьма сложен механизм образования иттротитанитовых оторочек. В начальной стадии иттротитанит в виде оторочек замещения псевдоморфно образуется по блонстрандину и нередко глубоко вдается в последний. С противоположной от блонстрандина стороны иттротитанит развивается по вмещающему метакристаллы блонстрандина кварцевому и альбитовому агрегатам и нарастает в виде друз замещения как на ранее образованную оторочку замещения иттротитанита, так и на плоскости граней блонстран-

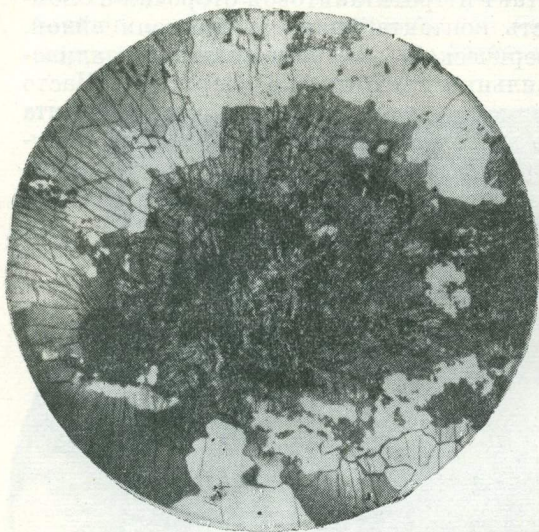


Рис. 35. Интенсивное замещение блонстрандина (черное) иттротитанитом (серое с рельефом в центральной части снимка). Внешняя часть иттротитанита (в верхней и левой частях снимка) представляет собой друзы замещения, развивающиеся по кварцу (белое). Участок VII, жила 5. $\times 10$, без анализатора

дина (см. рис. 34, 35 и рис. 36). Следовательно, оторочка замещения иттротитанита переходит непосредственно в друзы замещения иттротитанита. Описанные ранее оторочки нарастания иттротитанита в генетическом отношении представляют собой также друзы замещения (см. рис. 35).

Таким образом, почти все метакристаллы блонстрандина имеют зональное строение: центральная часть сложена блонстрандином, промежуточная часть — оторочкой замещения иттротитанита, а периферическая часть — друзами замещения иттротитанита*.

Основной причиной появления зональных двусторонних оторочек иттротитанита является резкое изменение режима щелочности — кислотности и равновесности растворов в различных стадиях формирования этих оторочек. Образование оторочек замещения иттротитанита, развивающихся псевдоморфно

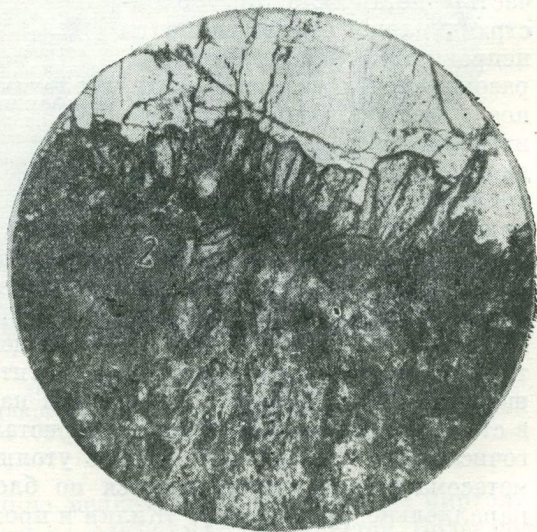


Рис. 36. Друзы замещения иттротитанита (I) нарастают на оторочку замещения иттротитанита (темно-серое, черное); серое — блонстрандин (2), белое — кварц. Участок VII, жила 5. $\times 27$, без анализатора

* Друзы замещения наблюдались в жиле 5 и при изучении других редкоземельных минералов (циртолита, ильменита и астрофиллита).

по блонстрандину, можно рассматривать как результат воздействия неравновесных минералообразующих растворов на блонстрандин. Между тем по мере развития и метасоматического роста этих оторочек достигается локальное равновесие между инфильтрующим раствором и замещаемым минералом, и раствор, наоборот, становится уже неравновесным по отношению к вмещающему кристаллы блонстрандина кварц-альбитовому агрегату, который подвергается замещению.

Таким образом, можно предположить, что в различных стадиях формирования зональных оторочек иттротитанита происходит резкое изменение режима щелочности — кислотности минералообразующих растворов, в результате чего устанавливается смена равновесного состояния растворов неравновесным и наоборот, что приводит к переходу оторочек замещения иттротитанита (по блонстрандину) в друзы замещения, метасоматически развивающиеся по кварц-альбитовому агрегату.

Сходные зональные овоиды и друзы замещения были описаны А. Г. Жабиным и Н. В. Свяжиновым (1962) на примере редкоземельных минералов щелочного комплекса Урала.

Образование друз иттротитанита метасоматическим путем не по блонстрандину, а за счет кварца и альбита, доказывается наличием реликтовых включений альбита и кварца в иттротитаните и отсутствием в нем реликтов блонстрандина. Несмотря на то что оторочка замещения иттротитанита непосредственно переходит в друзы иттротитанита, окраска различных частей этой сложной оторочки резко отлична. Детальное изучение непосредственного контакта иттротитанитовой оторочки замещения с блонстрандином показало, что у самого контакта иттротитанит приобретает розовый, розовато-бурый и бурый цвет. Этот цвет сохраняется не только у самого контакта с блонстрандином, но по всей оторочке замещения иттротитанита, образовавшегося по блонстрандину, в то время как иттротитанит приобретает свою обычную окраску по мере перехода оторочки замещения в друзы замещения. Необычная окраска иттротитанитовой оторочки (по блонстрандину) обуславливается химизмом процесса замещения блонстрандина иттротитанитом.

Изучение иттротитанитовой оторочки в контакте с блонстрандином показало, что кроме изменения окраски наблюдается переотложение избыточного компонента — титана, не вошедшего в кристаллическую структуру иттротитанита в процессе замещения блонстрандина иттротитанитом и не вынесенного в раствор. Титан осаждается на месте в пределах периферической оторочки замещения иттротитанита в виде новообразованного минерала — рутила и не мигрирует в друзы замещения иттротитанита. По рентгенографическим данным и результатам спектральных анализов иттротитанитовой оторочки замещения новообразованный минерал диагностируется главным образом как рутил, в редких случаях как анатаз. Следовательно, по измененной окраске иттротитанита и выделению вновь образованного рутила можно восстановить первичные контуры метакристаллов блонстрандина.

Рутил осаждается на протяжении всего периода роста и развития иттротитанитовой оторочки замещения. Можно предположить, что рутил образуется одновременно с иттротитанитом или частично после его кристаллизации, так как местами наблюдается явное замещение иттротитанита рутилом. Но он связан именно с освобождением избыточного вещества при замещении блонстрандина иттротитанитом на месте, когда иттротитанит уже выкристаллизовался, а титан еще частично находился в растворе и мигрировал в пределах оторочки иттротитанита, замещая последний.

Морфология рутиловых выделений разнообразная. Непосредственно у линии контакта иттротитанитовой оторочки и блонстрандина рутил представлен в виде тончайших (в доли миллиметров) удлиненных лент и пластинок, имеющих иногда прямоугольную форму, непрозрачных,

от темно-серого до серовато-черного цвета. Они располагаются перпендикулярно или под небольшим углом к линии контакта иттротитанита и блонстрандина (см. рис. 34). Особенно наглядно это проявляется, когда иттротитанит вдается в блонстрандин в виде полусферических и округлых образований, или сама поверхность контакта полукруглая. При этом выделения рутила образуют лучистый, радиальнолучистый и сноповидный рисунок (рис. 37).

Менее характерно расположение выделений рутила на прямолинейных контактовых поверхностях иттротитанитовой оторочки с блонстрандином. Мощность оторочки иттротитанита с закономерно расположенными выделениями рутила невелика и равна одной-двум удлинённым лентам рутила. Выделения рутила наблюдаются в шлифах только при больших увеличениях.

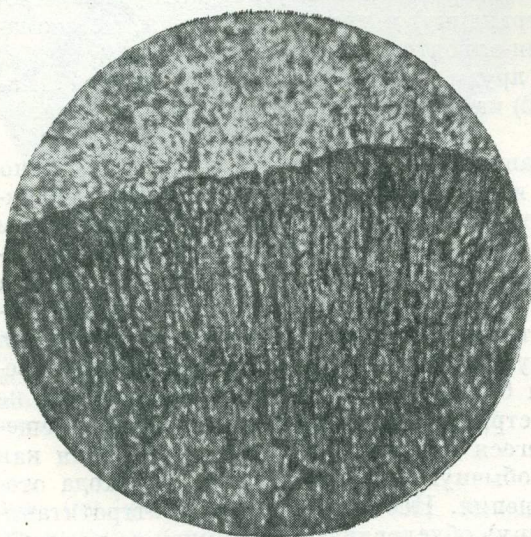


Рис. 37. Расположение лент рутила (черное) перпендикулярно линии контакта иттротитанита (темно-серое) и блонстрандина (серое). $\times 40$, без анализатора. (деталь рис. 34)

По мере удаления от непосредственного контакта иттротитанита и блонстрандина форма рутиловых выделений в иттротитанитовой оторочке изменяется и они приобретают округлые, изометричные, нередко неправильные очертания. Они рассеяны в виде тонкой вкрапленности в розовато-бурой иттротитанитовой оторочке замещения. Местами наблюдается цепочечное и струйчатое расположение рутиловых выделений, образующих маломощные жилки и прожилки. Иногда рутил образует скопления, обособления и пятна изометричных и неправильных очертаний и целиком замещает иттротитанит, вследствие чего последний становится непрозрачным. Вдали

от непосредственного контакта иттротитанита с блонстрандином, в первом наблюдается тончайшая равномерная пылевидная вкрапленность рутила.

На отдельных участках в иттротитаните совместно с выделениями рутила округлой и неправильной формы встречается редкая вкрапленность ильменита. Рутиловые выделения и мелкая вкрапленность ильменита в иттротитанитовой оторочке почти целиком лейкоксенизированы. В единичных шлифах, в которых не наблюдалась сфенизация блонстрандина, последний окаймляется оторочкой замещения лейкоксенизированного ильменита, реже рассекается прожилками ильменита (см. рис. 70).

Титано-тантало-ниобаты, представленные минералами группы пироклора, эвксенитом, самарскитом, а также колумбиты устойчивы при определенных физико-химических условиях. При изменении этих условий они замещаются в результате воздействия гидротермальных растворов другими минералами. Так, пироклор в щелочных и карбонатитовых комплексах замещается ферсмитом и колумбитом, т. е. происходит его ферсмитаизация и колумбитаизация. В гранитных пегматитах установлена, наоборот, пироклоризация эвксенита, самарскита и колумбита (Гайдукова, 1960; Калита, 1961, 1964; Гинзбург и др., 1960; Жабин и Гайдукова, 1962).

Гидротермальные изменения блонстрандина, выраженные в сфенизации, происходят с выносом из блонстрандина основной массы редких земель, небольшое количество которых могло войти в решетку вновь кристаллизующегося иттротитанита (5,2%), и с выносом большей части

Nb (13—15%), незначительное количество которого могло войти в рутил (Nb — 1—3% — результаты спектрального анализа). Титан, содержащийся в блонстрандине (32—36%), переотлагается в виде новообразованной рутила в иттротитанитовой оторочке замещения, и, по всей вероятности, не выносится в раствор. То, что редкие земли при замещении блонстрандина выносятся в раствор, не вызывает особого удивления, поскольку 90—95% из 100% TR_2O_3 представлены резкими землями иттриевой группы, являющимися подвижными и легко мигрирующими элементами. Вынос основной части Nb в раствор при замещении блонстрандина иттротитанитом представляет интересное явление, поскольку в процессе пирохлоризации и колумбитизации титано-тантало-ниобатов констатировалось инертное поведение Nb. Это обусловлено, по нашему мнению, иным составом растворов, действовавших на ранее образованные титано-ниобаты (блонстрандин). Постмагматические растворы этой стадии минералообразования были обогащены кальцием и титаном (влияние химизма вмещающих пород), что обусловило образование иттротитанита и исключило появление пирохлора и колумбита. Последние не могли образоваться из-за небольшой концентрации железа и ниобия (13—15%) в постмагматических растворах. В процессе сфенизации блонстрандина именно титан ведет себя как инертный компонент.

Основная причина замещения блонстрандина иттротитанитом заключается в неустойчивости ранее образованного блонстрандина при последующем соприкосновении с минералообразующими растворами, физико-химические условия которых, особенно режим щелочности — кислотности, изменились по сравнению с условиями образования блонстрандина.

Метасоматическое развитие ильменита по блонстрандину, наблюдаемое в некоторых шлифах из жилы 5 участка VII, необходимо связать, ввиду развития ильменита в этой же жиле по иттротитаниту, с более поздней стадией минералообразования, нежели сфенизация блонстрандина. Ильменитизация блонстрандина является результатом воздействия на блонстрандин постмагматических растворов, обогащенных железом и в меньшей степени титаном, но обедненных кальцием. Титан заимствуется растворами главным образом из блонстрандина, а редкие земли и ниобий при этом выносятся. Основной причиной ильменитизации блонстрандина является изменение режима кислотности — щелочности минералообразующих растворов, действовавших на ранее образованный блонстрандин, обусловленное выносом в раствор таких сильных оснований, как иттриевые редкие земли и амфотерного ниобия при выносе более слабого основания — железа.

Таким образом, гипогенные изменения блонстрандина, выраженные в процессах его сфенизации и ильменитизации, представляют собой результат воздействия на последний постмагматических растворов, состав и режим щелочности — кислотности которых изменялись на протяжении различных стадий минералообразования.

Приведенные наблюдения позволяют связать отложение блонстрандина с самостоятельной стадией минералообразования, последовавшей за образованием ранних силикатов редких земель (чевкинита, абукумалита, гадолинита и др.), но до отложения иттротитанита, ортита, фергусонита и цирколита (см. табл. 48). При образовании блонстрандина постмагматическими растворами привносятся извне редкие земли иттриевой группы и ниобий, а титан выщелачивается из вмещающих и подстилающих пород пегматитов (амфиболитов).

Ниобиевый лейкоксен является редкой находкой и обнаружен в микроклиновых пегматитах участка IV А. П. Калитой (1963), где образует псевдоморфозы призматического облика по ильменорутилу. Цвет минерала — желтый. Неизмененный ильменорутил обладает черной окраской и сохранился только в виде отдельных реликтов среди лейкоксена. Твердость ниобиевого лейкоксена низкая, удельный вес 2,90, что объясняется

интенсивной гидратацией минерала и превращением его в результате гипергенного изменения в рыхлое вещество.

Химический состав ниобиевого лейкоксена, по данным А. П. Калиты, следующий (в %): TiO_2 57,55; Nb_2O_5 5,76; Fe_2O_3 11,83; FeO 2,56; MnO 0,04; MgO 0,14; CaO 0,47; Na_2O 0,23; P_2O_5 0,42; SiO_2 1,45; п. п. п. 11,55; H_2O 7,45; сумма 99,45.

Касситерит впервые в пегматитах района был обнаружен в 1957 г. на участке VIII в сильно альбитизированной олигоклаз-микроклин-амазонитовой пегматитовой жиле 1, залегающей в среднерельефных щелочных арфведсонит-эгириновых гранитах. Касситерит образует редкую рассеянную вкрапленность, реже он встречается в виде единичных зерен, небольших скоплений и цепочек. Касситерит в этой жиле ассоциирует с фергусонитом и пироксеном.

Касситерит коричневого цвета, со слабым розовым оттенком, в бинокляре темно-бурый, в шлифах в проходящем свете светло-розовый, переходящий в розовато-бурый, и отличается высоким двупреломлением.

Рентгенограмма изученного касситерита (табл. 14) и параметры кристаллической ячейки минерала: a_0 4,724 кХ и c_0 3,176 кХ близки к рентгенограмме и параметрам кристаллической ячейки эталонного касситерита (Михеев, 1957).

Таблица 14

Расчет рентгенограммы порошка касситерита

№ линии	Участок VIII, жила 1			Михеев, 1957		№ линии	Участок VIII, жила 1			Михеев, 1957	
	hkl	I	d (кХ)	I	d (Å)		hkl	I	d (кХ)	I	d (Å)
1	110	4	3,55	1	(3,688)	15	301	7	1,410	5	1,410
2	110	8	3,34	5	3,333	16	321	3	1,375	—	—
3	101	4	2,90	1	(2,904)	17	—	—	—	1	(1,335)
4	101	9	2,64	5	2,631	18	202	5	1,317	3	1,320
5	200	5	2,36	3	2,359	19	321	8	1,214	6	1,213
6	211	5	1,940	3	(1,937)	20	312	1	1,200	—	—
7	220	2	1,841	1	(1,847)	21	400	2	1,181	2	1,182
8	211	10	1,760	8	1,758	22	222	6	1,153	5	1,153
9	220	7	1,670	5	1,670	23	—	—	—	1	1,139
10	310	2	1,648	—	—	24	330	5	1,115	5	1,115
11	002	4	1,584	3	1,584	25	312	7	1,090	6?	1,090
12	301	3	1,555	1	(1,559)	26	—	—	—	7	1,079
13	310	9	1,495	5	1,495	27	—	—	—	6	1,059
14	112	6	1,432	4	1,435	28	—	—	—	5	1,045
						29	—	—	—	3	1,035

* $\lambda = Fe$, $D = 57,3$ мм, $d = 0,5$ мм, 30 кV, 14 mA.
Аналитик А. И. Комков (ВСЕГЕИ).

Касситерит встречается в виде мелких призматических кристаллов с дипирамидой на обоих концах, реже наблюдаются удлиненные столбчатые кристаллы. Иногда он наблюдается в виде угнетенных метакристаллов, имеющих подковообразную и прожилковую формы, и располагается цепочками по контактам между зернами альбита, микроклина и олигоклаза (рис. 38). Угнетенные (пластинчатые) метакристаллы касситерита разрастаются вдоль поверхности соприкосновения этих минералов и в меньшей степени — в глубь полевых шпатов.

Касситерит развивается по фергусониту и пироксеному, реже по кварцу и полевым шпатам. Чаще всего замещение фергусонита и пироксена касситеритом проявляется в развитии маломощных оторочек касситерита в их периферических частях. Нередко от касситеритовых оторочек в глубь фергусонита и пироксена отходят щупальцы и выступы (рис. 39, а). Оторочки касситерита образуются не только при метасоматическом замеще-

нии фергусонита и пирохлора, но и за счет полевых шпатов. Об этом свидетельствует наличие реликтов полевых шпатов в оторочках касситерита. Это доказывается также тем фактом, что иногда от периферии касситеритовых оторочек, развивающихся по фергусониту и пирохлору, в сторону полевых шпатов разрастаются друзы замещения касситерита (см. рис. 39, б). Местами метакристаллы касситерита располагаются цепочками в периферической части пирохлоризированных метакристаллов фергусонита и замещают как фергусонит, так и пирохлор (см. рис. 39, в). В единичных случаях наблюдалось пересечение фергусонита цепочками метакристаллов касситерита. Все это свидетельствует о том, что касситерит развивается метасоматическим путем, как по полевым шпатам, так по фергусониту и пирохлору и, следовательно, является более поздним минералом.

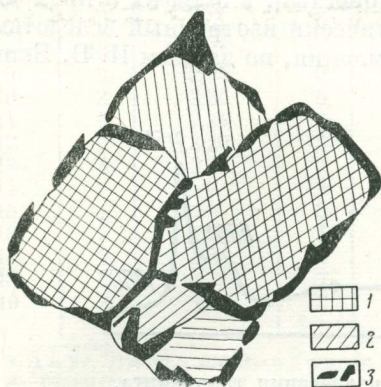


Рис. 38. Расположение цепочки пластинчатых (угнетенных) метакристаллов касситерита по контактам микроклин-плагиоклазовых зерен.

1 — микроклин (амазонитизированный); 2 — плагиоклаз; 3 — касситерит. Участок VIII, жила 1. (Зарисовка шлифа)

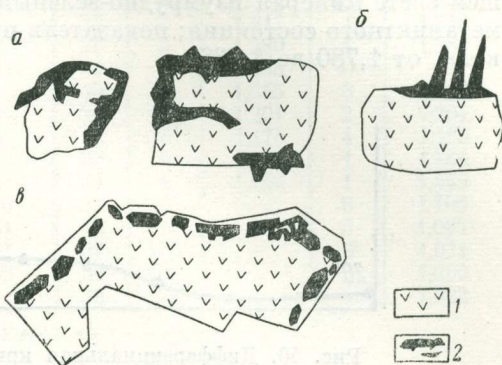


Рис. 39. Формы роста метакристаллов касситерита:

а — оторочки замещения касситерита по пирохлору; б — друзы замещения; в — цепочка метакристаллов касситерита в пирохлоре.

1 — пирохлор; 2 — касситерит. Участок VIII, жила 1. (Зарисовка шлифов)

Взаимоотношения касситерита с другими редкоземельными минералами не выявлены. Однако при изучении шлифов из «зоны акцессорной редкоземельной минерализации» * А. Я. Волженковой было установлено, что касситерит ассоциирует с карбонатами редких земель, хотя последние и замещают касситерит (Костин, Волженкова, 1965). На основании этого образование касситерита в пегматитах связывается по времени с одной из самых последних стадий редкоземельного (рудного) метасоматоза, предшествующей образованию карбонатов редких земель и позднего флюорита (см. табл. 48), при этом постмагматическими растворами привносится извне олово.

Силикаты редких земель

Гадолинит является типоморфным редкоземельным минералом амазонитовых пегматитов (см. табл. 3). Впервые в пегматитах он был обнаружен и изучен И. В. Бельковым (1958). Среди редкоземельных микроклинных пегматитов гадолинит известен только на участке IV, где встречается в виде редких кристаллов, приуроченных к зонам альбитизации

* «Зона акцессорной редкоземельной минерализации» прослеживается южнее участка V, находится вне пространственной связи с пегматитовыми жилами. Акцессорная редкоземельная минерализация близкого состава, как и в исследованных пегматитах, тяготеет здесь к зоне контакта основных пород с архейскими и протерозойскими метаморфическими толщами и наложена на окварцованные жилы щелочных гранитов и плагиоаплитов.

в западных частях жил 11—14 (см. рис. 4). Жилы имеют здесь большую протяженность, и в то время как восточные концы их залегают в щелочных гнейсо-метасоматитах, реже щелочных гранито-гнейсах, западные их части залегают в инъекционных гнейсах и близки к гадолининовым амазонитовым пегматитам, приуроченным на других участках к идентичным вмещающим породам. Гадолинит ассоциирует здесь с фергусонитом и циртолитом.

В амазонитовых пегматитах гадолинит тесно ассоциирует с биотитом, флюоритом, фергусонитом, циртолитом и реже с магнетитом.

Гадолинит представлен большей частью удлинёнными эллипсоидальными и реже призматическими кристаллами от нескольких миллиметров до 3—4 см, реже до 8 см по длинной оси. В свежих образцах гадолинит бархатно-черного цвета, в тонких осколках — светло-зеленоватый. Блеск стеклянный, до смолистого, излом полураковистый, в шлифах в проходящем свете минерал изумрудно-зеленый, оптически изотропный вследствие метамиктного состояния; показатели преломления, по данным И. В. Белькова, от 1,780 до 1,786.

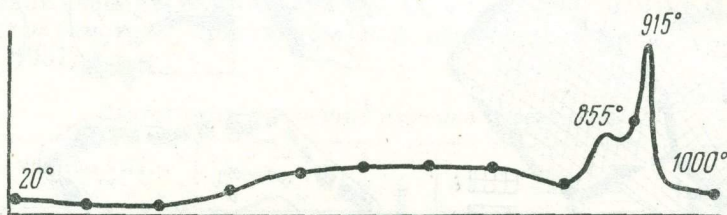


Рис. 40. Дифференциальная кривая нагрева гадолинита. Участок III, жила 10

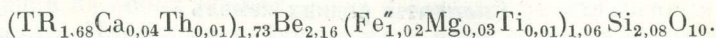
Дифференциальная кривая нагрева гадолинита (аналитик Л. Рыбакова, ВИМС) участка III близка к кривой нагрева гадолинита участка IV (Калита, 1963) и характеризуется двумя экзотермическими эффектами (рис. 40). Первый экзотермический эффект при температуре 855° слабо проявляется, второй при t 915° выражен более четко, и связаны с переходом минерала в кристаллическое состояние.

Гадолинит рентгеноаморфен. После прокаливания минерала при 1000° в течение одного часа была получена рентгенограмма (табл. 15), идентичная рентгенограммам гадолинита из других районов.

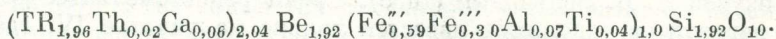
Химический состав гадолинита различных участков отличается только по содержанию закисного и окисного железа.

Гадолиниты близки также по химическому составу к гадолинитам гранитных пегматитов, но отличаются от гадолинитов из пегматитов щелочных гранитов и альбититов Сибири (табл. 16).

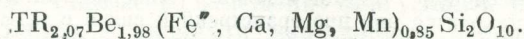
Пересчет химического анализа гадолинита участка III по кислороду (O_{10}) дал следующую формулу:



Формула гадолинита участка IV (жила 10), по данным А. П. Калиты (1963), следующая:



Формула гадолинита из куста пегматитовых жил западнее участка VII, по данным И. В. Белькова (1958), следующая:



По составу редких земель гадолиниты существенно иттриевые минералы и содержат 80,6—86,18% редких земель иттриевой группы (табл. 17).

Расчет рентгенограммы порошка гадолинита

№ линии	Гадолинит *, 1000° Участок III, жила 10		Кристаллический гадолинит. Игтерби (Петрова и др., 1961)		№ линии	Гадолинит *, 1000°. Участок III, жила 10		Кристаллический гадолинит. Игтер- би (Петрова и др., 1961)	
	Г	d (κX)	I	d (Å)		I	d (κX)	I	d (Å)
1	2	4,65	6	4,73	20	7	1,65	8	1,653
2	2	3,51	8	3,51	21	5	1,62	7	1,626
3	3	(3,41)	5	3,43	22	6	1,56	8	1,567
4	1	(3,23)	1	3,23	23	4	1,473	1	1,483
5	9	3,10	10	3,11	24	2	1,438	1	1,448
6	2	3,02	2	3,03	25	3	1,411	3	1,418
7	4	2,94	5	2,93	26	3	1,397	3	1,402
8	10	2,81	10	2,81	27	2	1,317	1	1,318
9	9	2,55	9	2,55	28	5	1,280	4	1,284
10	3	2,36	5	2,36	29	3	1,258	—	—
11	1	2,24	2	2,24	30	4	1,245	3	1,248
12	3	2,20	5	2,20	31	2p	1,201	2	1,201
13	1	2,16	1	2,16	32	6	1,175	4	1,180
14	—	—	2	2,05	33	4	1,161	1	1,164
15	—	—	2	2,02	34	4	1,144	1	1,145
16	5	1,96	7	1,970	35	—	—	6	1,106
17	7	1,86	8	1,861	36	—	—	5	1,085
18	5	1,76	7	1,761	37	—	—	3	1,071
19	3	1,67	2	1,669	38	—	—	2	1,050
					39	—	—	1	1,022

* $\lambda = \text{Fe}$, $D = 57,3$ мм, $d = 0,5$ мм, 30 кV, 14 mA.
p — размытая линия.
Аналитик А. И. Комков (ВСЕГЕИ).

Таблица 16

Химический состав гадолинита (вес. %)

Окислы	Пегматиты щелочных гранитов			Альбититы сиенитов		Гранит- ные пег- матиты
	Участок III, жила 10	Участок IV, жила 10 (Ка- лита, 1963)	Куст пегма- титовых жил, западнее участка VII (Бельков, 1958)	Сибирь		
				(Кудрина и др., 1961)	(Петрова и др., 1961)	
SiO ₂	24,00	24,00	24,05	23,93	24,84	25,16
TiO ₂	0,20	0,70	0,06	—	1,58	—
Al ₂ O ₃	—	0,66	0,08	6,93	1,27	—
B ₂ O ₃	—	—	—	—	—	2,34
Fe ₂ O ₃	—	4,97	8,17	—	—	2,15
FeO	14,06	8,92	5,71	12,25	9,67	12,40
CaO	0,40	0,76	0,82	7,15	—	1,11
MgO	0,28	—	0,04	2,91	—	—
BeO	10,39	10,00	10,97	7,42	8,82	9,39
Σ Y ₂ O ₃	—	42,91	—	—	36,92	39,27
La ₂ O ₃	49,30	4,97	49,39	30,17	15,44	6,52
Σ Ce ₂ O ₃						
ThO ₂	0,44	0,98	0,38	4,17	—	—
U ₃ O ₈	—	—	0,30	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	4,34	—	—
Na ₂ O	—	—	0,30	—	0,64	—
H ₂ O	—	0,50	0,40	—	0,74	1,28
П. п. п.	—	0,50	—	—	—	—
Сумма	99,07	99,87	100,31	99,32	99,92	99,60
Аналитик	К. А. Бак- ланова	А. В. Бы- кова	З. И. Го- рошенко	Т. И. Ива- нова	Т. И. Ива- нова	—

Содержание самого иттрия достигает 45,2—48,5%, а редкие земли цериевой группы составляют 13,77—19,4%. По составу редких земель изученные гадолиниты близки к гадолинитам Норвегии и Швеции, но отличаются от гадолинитов щелочных гранитов Сибири. Последние являются комплексными минералами с высоким содержанием редких земель цериевой группы в пределах 32—45%.

Таблица 17

Состав редких земель ($\Sigma TR_2O_3 = 100\%$) в гадолините

Элементы	Пегматиты щелочных гранитов			Гранитные пегматиты		
	Участок III, жила 10	Участок IV		Сибирь	Норвегия	Швеция
		жила 12	жила 10			
La	1,4	1,25	2,4	14,60	0,6	—
Ce	7,9	6,26	8,7	20,20	2,0	3,1
Pr	1,4	0,42	0,8	1,73	0,8	1,2
Nd	4,1	2,72	4,2	5,61	2,6	6,2
Sm	1,6	1,25	0,4	0,72	3,7	4,1
Eu	0,4	0,20	—	—	0,1	—
Gd	2,6	1,67	0,8	2,10	7,3	5,2
ΣCe	19,4	13,77	17,3	44,96	17,1	19,8
Tb	0,6	0,42	0,2	0,70	1,0	1,4
Dy	5,9	5,85	2,8	5,51	6,9	6,9
Ho	0,2	0,83	0,2	1,10	1,4	1,7
Er	12,0	9,60	9,3	3,64	5,3	3,9
Tu	1,2	1,68	1,3	0,62	0,9	—
Yb	14,5	17,95	19,8	4,36	6,5	3,1
Lu	1,0	1,83	0,6	0,91	0,8	0,7
Y	(45,2)	(48,02)	(48,5)	38,33	(60)	62,5
ΣY	80,6	86,18	82,7	55,17	82,8	80,2
		Н. И. Плетнева		Кудрина и др., 1961	Семенов, 1963	Вайнштейн и др., 1958

* Рентгеноспектральный анализ из минерала, аналитик Л. Р. Баринский (ИМГРЭ).

** Рентгеноспектральный анализ из минерала (КОЛФАН СССР).

Для состава редких земель гадолинита характерны три максимума — иттриевый, иттербиевый и эрбиевый (см. рис. 71).

В зоне гипергенеза гадолинит сильно изменен и с поверхности покрыт вторичными окристыми минералами светло-желтого, ржаво-бурого и красновато-бурого цвета. Степень изменения гадолинита в пределах одного и того же кристалла различная. В шлифах продукты изменения гадолинита представляют собой колломорфную массу, большей частью изотропную. Лишь иногда они, по данным Н. И. Плетневой, анизотропны и показатели преломления их следующие: N_g 1,610—1,664; N_p 1,606—1,654. Химический состав продуктов изменения гадолинита из участка IV, по данным Н. И. Плетневой (аналитик Н. А. Елина), следующий: SiO_2 14,94%; Fe_2O_3 42,18%; BeO 3,63%; Al_2O_3 1,79%; (La — Dy) 1,17%; Ce_2O_3 0,43%; (Er, Y) 7,19%; TiO_2 0,02%; MgO 0,12%; CaO 0,12%; ThO_2 0,23%; ZrO_2 0,15%; H_2O 9,32%; п. п. п. 17,26%; сумма 98,67%.

Как видно из данных химического анализа продуктов изменения гадолинита, в зоне гипергенеза наблюдается значительное обогащение железом

(Fe_2O_3) и вынос бериллия и редких земель. Продукты изменения гадолинита интенсивно гидратированы.

Большинство исследователей гадолинита в пегматитах щелочных гранитов и в гранитных пегматитах других районов (Björlykke, 1935, 1937; Ферсман, 1940; Гинзбург, 1955, 1960; Бельков, 1958; Швей, 1962) доказывали более раннее или сингенетичное образование гадолинита с кварцем и плагиоклазом пегматитовых пород. Они считали, что гадолинит кристаллизуется из пегматитового расплава. И. В. Бельков (1958) для пегматитов щелочных гранитов рассматриваемого района выделял еще и более позднюю генерацию гадолинита, тяготеющую к зонам альбитизации и образованную синхронно с процессом альбитизации.

В амазонитовых пегматитах гадолинит концентрируется в зонах и участках альбитизации, сложенных мелкозернистым сахаровидным

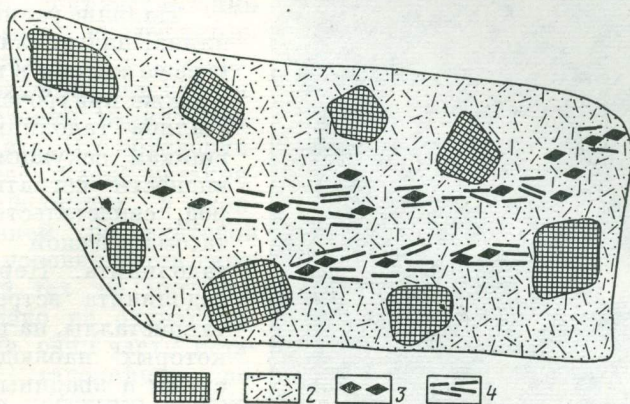


Рис. 41. Цепочка метакристаллов гадолинита и биотита в альбитизированном пегматите.

1 — амазонит; 2 — альбитизированный пегматит; 3 — гадолинит; 4 — биотит. Участок III, жила 10. (Зарисовка штуфа)

и мелкопластинчатым альбитом с редкими реликтами амазонита. Реже гадолинит тяготеет к обособлениям амазонита, не подвергнутого альбитизации, и к другим неизмененным пегматитовым породам. Пространственно гадолинит в амазонитовых пегматитах приурочивается большей частью к призальбандовым частям жил (0,1—0,2 м). Иногда он встречается и в центральных частях жил, образуя отдельные скопления и гнезда, реже наблюдаются единичные кристаллы.

Кристаллы гадолинита располагаются в пегматитовых жилах по волосовидным трещинам, ориентированным перпендикулярно зальбанду жил, реже параллельно им, и секущим различные пегматитовые породы жил, в том числе зоны альбитизации и окварцевания (рис. 41, 42 *). Приуроченность гадолинита к волосовидным трещинам доказывается цепочечным и струйчатым расположением кристаллов этого минерала. Нередко кристаллы гадолинита разрастаются от плоскости трещинки (контакта пегматитовой жилы и вмещающих пород) в сторону пегматита в виде «щеток» и друз замещения.

Кристаллы гадолинита заключают в периферических и центральных частях реликты замещенных минералов — микроклина, олигоклаза, раннего кварца и альбита, слагающих вмещающую пегматитовую породу

* На участке IV в восточной части жилы 12 наблюдалась редкая ассоциация гадолинита с поздним кварцем из зон замещения. Здесь цепочки метакристаллов гадолинита разрастаются по контактам кварцевых зерен, иногда пересекают их и содержат реликты кварца. Все это свидетельствует о более позднем отложении гадолинита по отношению к кварцу.

и зоны альбитизации. Полевошпатовые реликты имеют однозначную оптическую ориентировку с теми монокристаллами полевых шпатов, в которых

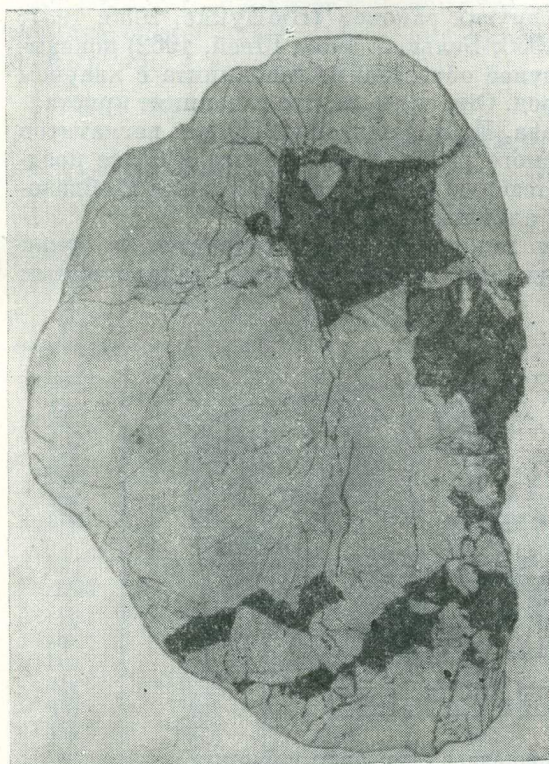


Рис. 42. Цепочка пластинчатых и скелетных метакристаллов гадолинита (темно-серое) разрастается по контакту кварцевых зерен (серое). $\times 3$, без анализатора. Участок IV, жила 12

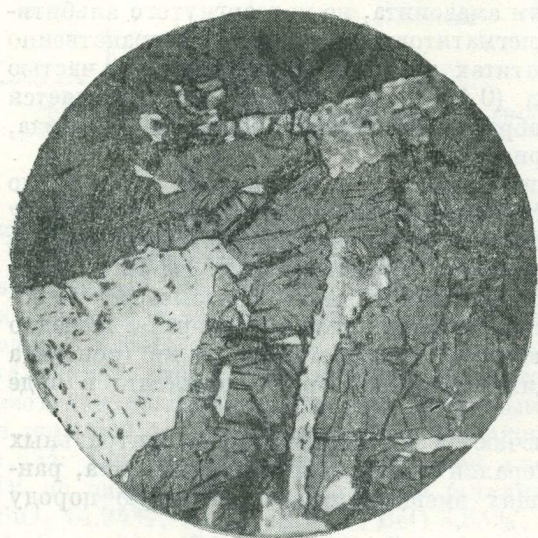


Рис. 43. Реликты плагиоклаза (серое) в гадолините (темно-серое), окаймленные тонкой скульптурой ступенчатого нарастания граней гадолинита. Участок III. $\times 24$, без анализатора

располагается гадолинит. Реликты полевых шпатов окаймлены мельчайшими ступенчатыми формами нарастания граней вмещающего их гадолинита (рис. 43). Граница соприкосновения полевошпатовых реликтов с гадолинитом неровная, ступенчатая и создается нарастающими гранями замещающего их гадолинита.

Наличие реликтов микроклина, плагиоклаза, альбита и реже кварца в гадолините, а также приуроченность кристаллов гадолинита к трещинкам, секущим все разновидности пегматитовых пород, свидетельствуют о метасоматической природе гадолинита. Нередко среди гадолинита встречаются метакристаллы, на поверхности которых наблюдаются выступы и впадины. В разрезе таких метакристаллов внешний контур их извилистый и ступенчатый, что создает на первый взгляд ложное впечатление о замещении метакристаллов гадолинита вмещающей их средой — зернистым агрегатом альбита, олигоклаза и кварца пегматитовых пород. На самом же деле эта ступенчатая внешняя форма метакристалла свидетельствует о неравномерном ступенчатом нарастании граней гадолинита, среди которых выделяются призматические и пирамидальные (рис. 44).

Выступы на внешней поверхности гадолинита наиболее глубоко вдаются во вмещающую пегматитовую породу. Они разрастаются по трещиноватому ослабленному микронаправлению в пегматите, представляющем собой контакты между неравномернозернистым микроклином, олигоклазом, кварцем, пластинчатым и сахаровидным альбитом, а также вдоль

плоскостей двойникования полевых шпатов. Частичное замещение кварц-полевошпатовых зерен гадолинитом приводит к возникновению в центральных и периферических частях метакристаллов реликтовых включений полевых шпатов (рис. 45).

Механизм неравномерного, ступенчатого разрастания метакристаллов гадолинита наблюдается как в кварц-олигоклазо-амазонитовом пегматите, так и в зонах и участках мелкозернистого сахаровидного альбитового агрегата.

Внешняя ступенчатая поверхность метакристаллов гадолинита тождественна внутренней поверхности гадолинита на границе его соприкосновения с реликтовыми включениями полевых шпатов и свидетельствует о неравномерном ступенчатом нарастании мелких граней гадолинита. Это обуславливается разрастанием метакристаллов гадолинита в консолидированной пегматитовой породе, где условия роста даже для одних и тех же метакристаллов далеко не одинаковы. В результате одни части метакристаллов гадолинита покрыты часто простыми плоскогранными формами, а на других наблюдаются выступы и впадины, как бы щупальцами вдающиеся в пегматитовую породу, или одни части метакристаллов характеризуются нормально-кристаллическим ростом, а другие — скелетным.

Таким образом, при условии равномерного притока минералообразующих растворов к метакристаллам образуются простые плоскогранные формы. Неравномерный приток минералообразующих растворов к метакристаллам, зависящий от различной проницаемости и трещиноватости пегматита, обуславливает неправильные очертания метакристаллов гадолинита и их неравномерный ступенчатый рост. При этом предполагается, что перемещение растворов происходит по мельчайшим капиллярным трещинам — проводникам, которые могут быть закрыты или приоткрыты в зависимости от частоты и интенсивности проявления внутрирудных тектонических подвижек.

Кроме обычных идиоморфных форм метакристаллов гадолинита, часто встречаются еще и пластинчатые, зональные и скелетные. Пластинчатые метакристаллы гадолинита обнаружены среди пластинчатого биотита и разрастаются вдоль спайности биотита (001); они резко уплощены. Среди

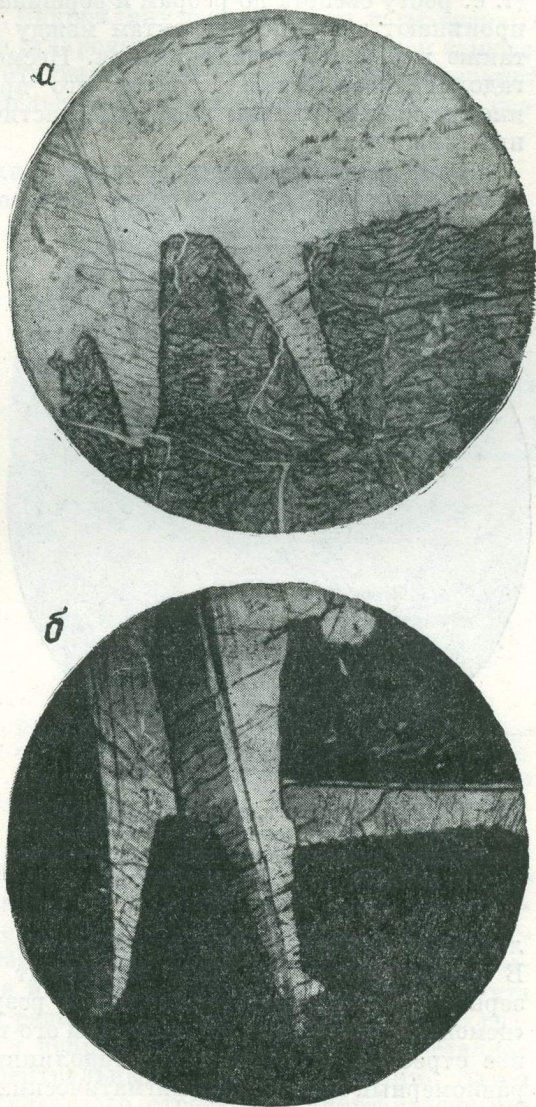


Рис. 44. Ступенчатая поверхность метакристалла гадолинита (темно-серое с рельефом) на контакте с пластинчатым альбитом (серое). Гадолинит вдается в альбит. Участок III. $\times 27$, а — без анализатора, б — николи +

зональных метакристаллов выделяются два типа. Первый тип встречается в зонах и участках альбитизации пегматита и имеет в центральной части скелетное строение, а их периферическая часть характеризуется нормально-кристаллическим ростом. Направление роста гадолинитового скелета не отвечает определенным кристаллографическим элементам кристалла (т. е. росту скелета по ребрам и вершинам). Ветви гадолинитового скелета проникают здесь по контактам между пластинками альбита, используя также плоскости двойникования. Несмотря на неправильные очертания гадолинитового скелета, ветви его приобретают идиоморфную форму, иногда со ступенчатым контуром, частично приближающимся к правильным кристаллам.

Второй тип зональных метакристаллов гадолинита также обнаружен среди мелкозернистого агрегата сахаровидного альбита и представляет

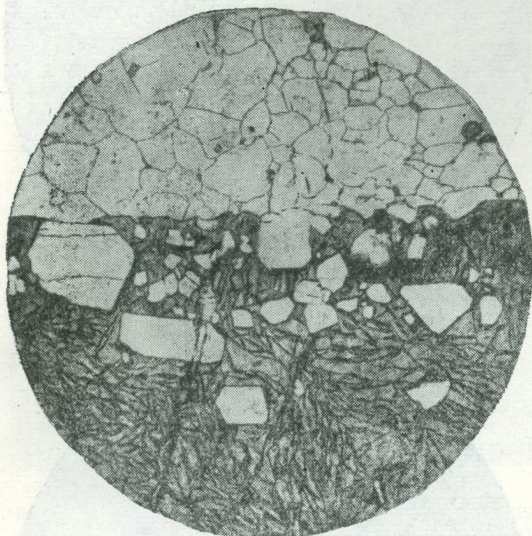


Рис. 45. Разрастание гадолинита (темно-серое) по контактам альбитового агрегата (белое) и постепенное замещение и цементация его гадолинином. $\times 15$, без анализатора

собой ограниченные метакристаллы с асимметричным расположением зон нормально-кристаллического и скелетного роста. Зоны скелетного роста фиксируются присутствием значительного количества реликтовых включений сахаровидного альбита, идентичного всей массе зернистого альбита, в которой заключен гадолинит. Реликты альбита оконтурены мелкими гранями нарастания замещающего их гадолинита (см. рис. 45). Асимметричность зональных метакристаллов заключается в том, что центральная часть и две его грани (призматическое поперечное сечение) характеризуются нормально-кристаллическим ростом, а остальные две грани в периферической части метакристаллов — скелетным. Но и здесь в различные периоды роста метакристаллов

зоны нормально-кристаллического и скелетного роста чередовались. В зонах скелетного роста гадолинит разрастался по контактам между зернами сахаровидного альбита, в результате чего наблюдается как бы «цементация» альбита замещающим его гадолинином (см. рис. 45). Зональное строение метакристаллов гадолинита такого типа указывает на неравномерный приток постмагматических растворов к различным сторонам растущего метакристалла гадолинита и на пульсационный характер поступления растворов, имеющих различную концентрацию и способность замещать мелкозернистый сахаровидный агрегат альбита. Сходный процесс формирования зональных метакристаллов мусковита и циркона описан В. Д. Никитиным (1953, 1955₁) и С. А. Руденко (1957).

Футляровидный тип метакристаллов характеризуется тонкой каемкой гадолинита — футляром в периферической части кристаллов, а центральная часть сложена большими объемами и ядрами полевошпатового агрегата (микроклина амазонита, плагиоклаза). Футляровидные метакристаллы гадолинита имеют всегда идиоморфную внешнюю и внутреннюю огранку и разрастаются по контактам полевошпатовых кристаллов (рис. 46). Футляровидные метакристаллы описаны на примере целого ряда редкометалльных минералов (Никитин, 1955₁, 1957₂, 1960, 1968; Беус, Залашкова, 1956; Руденко, 1958; Лунц, 1961).

Таким образом, вышеизложенный фактический материал противоречит точке зрения предыдущих исследователей (Björlykke, 1935, 1937; Ферсман, 1940; Гинзбург, 1955, 1960; Швей, 1962; и др.) о кристаллизации гадолинита из пегматитового расплава и свидетельствует о метасоматической природе гадолинита и его более позднем образовании по отношению к амазониту, плагиоклазу, микроклину неизмененных пегматитовых пород, альбиту (пластинчатому и сахаровидному) и кварцу из зон замещения (Лунц, 1961). Эти данные отрицают существование двух генераций гадолинита, выделенных И. В. Бельковым в пегматитах щелочных гранитов района (1958). Установлена только одна генерация гадолинита, наблюдаемая как в блоках микроклина, амазонита и в неизмененном мелкозернистом пегматите, так и в зонах альбитизации и окварцевания. Везде гадолинит проявляется как более поздний метасоматический минерал по отношению к тем пегматитовым породам и зонам замещения, в которых он располагается. Об этом свидетельствуют признаки метасоматического роста кристаллов гадолинита.

Изучение взаимоотношений гадолинита с ассоциирующими минералами показало, что он более поздний по отношению к биотиту и магнетиту. Это доказывается образованием угнетенных пластинчатых метакристаллов гадолинита в пластинчатом биотите, и замещением магнетита гадолинитом.

Среди редкоземельных минералов гадолинит является одним из наиболее ранних, за исключением чевкинита, абукумалита и таленита. Изучение взаимоотношений гадолинита с абукумалитом в шлифах из «зоны акцессорной редкоземельной минерализации» выявило более позднее образование гадолинита. Это доказывается интенсивным замещением абукумалита гадолинитом. Вначале гадолинит развивается по абукумалиту в виде редких жилок, прожилков, каемок и неправильной формы метакристаллов как в периферических, так и в центральных частях абукумалита. Затем возникают участки гадолинита скелетного строения с многочисленными реликтами абукумалита. В конечном итоге наблюдается псевдоморфное развитие гадолинита по абукумалиту. Таким образом, гадолинит неравновесный минерал по отношению к абукумалиту, что является результатом воздействия на последний минералообразующих растворов, физико-химические условия которых изменились по сравнению с условиями отложения абукумалита. По отношению к фергусониту и циртолиту гадолинит является более ранним минералом (см. рис. 26).

Учитывая пространственную обособленность в локализации гадолиновой минерализации и отсутствие ее в пегматитах первой зоны, а также изложенный фактический материал, отложение гадолинита можно связать с самостоятельной стадией минералообразования, последовавшей за образованием минералов дорудного метасоматоза и после выделения ранних редкоземельных силикатов (чевкинита, абукумалита, таленита), но предшествовавшей отложению фергусонита и циртолита (см. табл. 48).

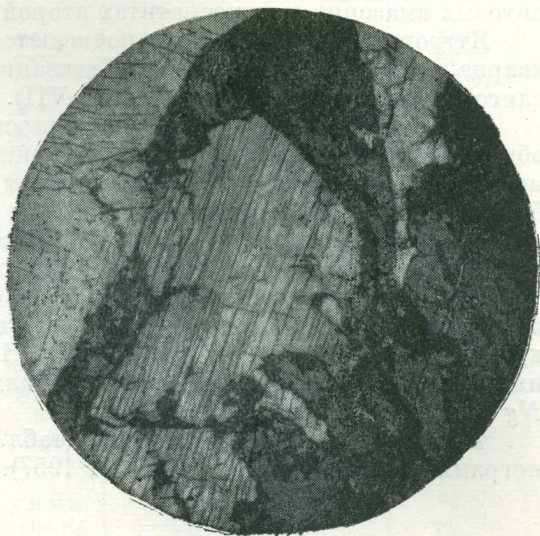


Рис. 46. Разрастание идиоморфного футлярообразного метакристалла гадолинита (темно-серое) вдоль контакта плагиоклазовых зерен (серое). Участок 1. $\times 10$, без анализатора

При образовании гадолинита постмагматическими растворами привносятся извне бериллий и редкие земли, в основном иттриевой группы, а железо и кремний выщелачиваются из горных пород, вмещающих и подстилающих пегматиты, и из ранних минералов самих пегматитовых жил.

Иттротитанит и сфен. Минералы образуют значительные скопления на четырех участках: IV (жилы 16,42), V, VII (жила 5), IX (табл. 3) и приурочиваются к редкоземельным микроклиновым и плагиомикроклиновым пегматитам первой группы. На остальных участках иттротитанит и сфен образуют незначительные скопления и единичные кристаллы. В гадолиновых амазонитовых пегматитах второй группы они не были встречены.

Иттротитанит и сфен приурочиваются к участкам и зонам позднего кварца, реже — к участкам альбитизации и неизмененного микроклиноолигоклазового пегматита (участок VII).

Иттротитанит и сфен образуют уплощенные клиновидные и конвертообразные кристаллы с хорошо выраженным ромбическим сечением, размером от 0,3—0,4 до 2—3 см по длинной оси. Цвет минерала от красно-бурого до темно-бурого и черного. Блеск сильный, алмазовидный. Удельный вес колеблется, по данным А. П. Калиты (1963) и Н. И. Плетневой, от 3,558 до 3,65. В прозрачных шлифах иттротитанит имеет желто-бурюю окраску, а сфен — светло-желтую до золотисто-желтой. Показатели преломления иттротитанита из участка V, по данным Н. И. Плетневой, следующие: $N_g > 2,005$; $N_m < 1,908$; $N_p 1,888$; из участка VII, измеренные в сплавах (материалы автора; аналитик Н. Д. Финягина, ВИМС); $N_g 2,02$; $N_p 1,862$.

Рентгенограмма иттротитанита (табл. 18) близка к эталонной рентгенограмме этого минерала (Михеев, 1957).

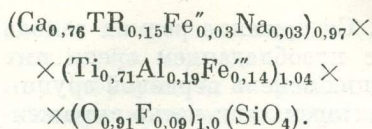
Таблица 18

Расчет рентгенограммы порошка иттротитанита

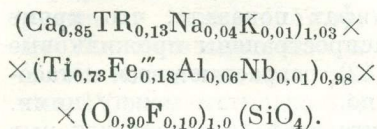
№ линии	Участок V *		Михеев, 1957		№ линии	Участок V *		Михеев, 1957	
	I	d (н.Х)	I	d (Å)		I	d (н.Х)	I	d (Å)
1	—	—	4	4,97	19	7	1,553	—	—
2	4	(3,577)	—	—	20	4	1,532	—	—
3	4	(3,317)	—	—	21	8	1,496	4	1,500
4	10	3,241	10	3,26	22	2	(1,436)	—	—
5	10	3,003	10	3,02	23	6	1,421	4	1,42
6	1	(2,887)	—	—	24	4	1,409	—	—
7	1	(2,859)	—	—	25	5	1,347	—	—
8	9	2,619	8	2,63	26	6	1,308	—	—
9	7	2,594	6	2,61	27	6	1,276	—	—
10	—	—	4	2,30	28	4	1,2277	—	—
11	5	2,280	4	2,27	29	1	1,1881	—	—
12	1	2,108	4	2,12	30	1	1,1474	—	—
13	7	2,065	4	2,08	31	6	1,1327	—	—
14	1	1,948	4	1,96	32	5	1,1085	—	—
15	3	(1,813)	—	—	33	4	1,0776	—	—
16	2	1,743	2	1,75	34	2	1,0543	—	—
17	7	1,707	4	1,71	35	5	1,0439	—	—
18	10	1,646	6	1,65					

* $\lambda = \text{Fe}$, $D = 66$ мм, $d = 0,3$ мм, 35 кВ, 10 мА. Аналитик А. П. Денисов (КОЛФАН СССР); материалы Н. И. Плетневой.

Пересчет результатов химических анализов иттротитанита по кислороду (O_5) (табл. 19) приводит к следующим формулам. Иттротитанит участка V:

Химические анализы иттротитанита и титанита
(вес. %)

Иттротитанит участка IV:



Химические составы иттротитанита из участка IV и V близки между собой и отличаются в небольшой степени только по содержанию ΣTR_2O_3 (7,3—8,3%), CaO (21,01—23,39) и Al_2O_3 (1,6—4,7%). В иттротитаните из участка VII определялось лишь суммарное содержание редких земель, достигающее 5,2% (лаборатория ИМГРЭ, аналитик Л. Е. Новоруссова).

Состав редких земель в исследованных образцах иттротитанита близок к составу редких земель иттротитанита из гранитных пегматитов (табл. 20). Изученные образцы иттротитанита являются по составу редких

Компоненты	Иттротитанит из пегматитов щелочных гранитов		Титанит из щелочных гранитов
	Участок IV (Калита, 1963)	Участок V (материалы Н. И. Плетневой)	Район Канозеро—Колвицкое озеро (Батина, 1958)
SiO ₂	29,49	30,24	30,07
TiO ₂	28,40	27,88	29,22
ZrO ₂	—	—	0,50
FeO	—	1,08	1,00
MnO	0,15	0,12	0,16
MgO	0,13	0,08	0,03
CaO	23,39	21,01	25,26
SrO	—	—	1,34
Na ₂ O	0,62	0,48	0,38
K ₂ O	0,26	0,02	0,14
Al ₂ O ₃	1,58	4,69	4,54
Fe ₂ O ₃	7,16	5,60	2,35
ΣTR_2O_3	7,28	8,29	2,42
Nb ₂ O ₅	0,55	—	0,55
Ta ₂ O ₅	0,21	—	—
SnO ₂	—	0,33	—
F	0,92	0,82	1,75
H ₂ O	0,28	—	0,16
Сумма	100,42	100,64	99,87
—O=F ₂	—0,39	—0,34	—0,74
Сумма	100,03	100,30	99,13
Аналитик	З. Н. Бу- рова	З. И. Горо- ценко	М. И. Вол- кова

Таблица 20

Состав редких земель ($\Sigma TR_2O_3 = 100\%$) в иттротитаните

Элементы	Пегматиты щелочных гранитов		Гранитные пегматиты (Семенов, Баринский, 1958)		Элементы	Пегматиты щелочных гранитов		Гранитные пегматиты (Семенов, Баринский, 1958)	
	Участок VII, жила 5*	Участок IV, жила 42**	Ивеланд	Крагеро		Участок VII, жила 5*	Участок IV, жила 42**	Ивеланд	Крагеро
La	4,5	4,6	2,1	4,4	Tb	1,7	—	1,2	0,3
Ce	8,3	6,0	3,9	12,0	Dy	11,2	8,5	8,2	3,7
Pr	0,6	0,3	2,1	2,5	Ho	1,8	2,2	1,7	0,6
Nd	4,5	6,5	4,3	5,0	Er	6,4	7,0	5,8	1,9
Sm	1,7	3,3	3,4	1,9	Tu	1,1	0,2	0,7	0,6
Eu	—	—	0,3	0,3	Yb	3,7	3,2	6,7	13,0
Gd	4,6	4,3	8,6	2,5	Lu	0,5	0,4	1,0	1,2
					Y	49,3	53,5	(50)	(50)
ΣCe	24,2	25,0	24,7	28,6	ΣY	75,7	75,0	75,3	71,3

* Хроматографический анализ (из осадка). Аналитик Л. Е. Новоруссова (ИМГРЭ).

** Рентгеноспектральный анализ (из минерала). Аналитик И. В. Сорокин (ВИМС).

земель существенно иттриевыми минералами. Содержание редких земель иттриевой группы составляет 75,0—75,7% с преобладанием среди них самого иттрия (49,3—53,5%). Содержание редких земель цериевой группы достигает 24,2—25%. Для иттротитанита характерен лишь четко выраженный иттриевый максимум, цериевый и диспрозиевый максимумы слабо проявляются (см. рис. 71).

Изучение иттротитанита и сфена в шлифах показало, что кроме хорошо выраженных кристаллов, широко распространены прожилковые и жилковидные выделения (участок IV, жила 42), разрастающиеся метасоматическим путем за счет зерен кварца и по контактам между ними. Широко развиты также оторочки иттротитанита и сфена, среди которых



Рис. 47. Реликты микроклина в иттротитаните (серое с рельефом), имеющие идентичную оптическую ориентировку с окружающим иттротитанитом микроклином. В периферической части метакристаллы иттротитанита замещаются ильменитом (черное). Участок VII, жила 5. $\times 15$, николи скрещены

выделяются обычные и зональные. Первые имеют незначительную мощность, окаймляют магнетит, корродируют и замещают его и представляют собой оторочки замещения, частично образованные за счет магнетита, частично за счет кварца и альбита, вмещающие метакристаллы магнетита. При более интенсивных процессах замещения оторочки утолщаются и от них отходят жилки и прожилки, проникающие в центральную часть метакристаллов магнетита, почти целиком замещающая его. Реже наблюдается «цементация» зернистого агрегата магнетита сфеном и иттротитанитом. При этом последние образуются метасоматическим путем за счет кварца, альбита и магнетита.

На участке VII в жиле 5 наиболее широко распространены зональные оторочки иттротитанита. Реже встречаются скелетные, футляровидные и

подковообразные метакристаллы сфена и иттротитанита, содержащие многочисленные реликтовые включения полевых шпатов и кварца, разрастающиеся по контактам микроклина и позднего кварца (рис. 47, 48). Нередко наблюдается цепочечное расположение иттротитанита.

Все эти факты свидетельствуют о метасоматической природе сфена и иттротитанита и более позднем их образовании по отношению к микроклину, олигоклазу, альбиту и кварцу из зон замещения пегматитов.

Минеральные ассоциации иттротитанита отличаются в различных типах редкоземельных микроклиновых пегматитов (см. табл. 3). Изучение взаимоотношений сфена и иттротитанита с ассоциирующими редкоземельными минералами показало, что иттротитанит является более поздним минералом по отношению к чевкиниту, абукумалиту, блонстрандину и более ранним по отношению к ильмениту, астрофиллиту и всему остальному комплексу редкоземельных минералов. Особенно интересен процесс сфенизации блонстрандина, замещение абукумалита иттротитанитом, а последнего — ильменитом, циртолитом и ортитом.

Отложение иттротитанита и сфена можно связать с самостоятельной стадией минералообразования, последовавшей за отложением блонстран-

дина, но предшествующей образованию ильменита, ортита и цирколита (см. табл. 48).

Абукумалит — фосфато-силикат иттриевых редких земель был до последнего времени известен только в пегматитовых жилах Японии (Hata, 1938; Omori, 1953). В СССР абукумалит впервые обнаружен в 1956 — 1957 гг. В. Л. Богатыревым и Н. И. Плетневой на участке IV в жилах 11, 12, 13, 14, 42. Еще более широкое проявление абукумалита было обнаружено автором в 1957 г. на участке III в жилах 23, 23а (рис. 49).

Абукумалит на участке IV из-за ошибочного определения в минерале 1,5% V_2O_5 описывался вначале как кариоцерит (Жудрина и др., 1961). Детальные исследования, проведенные на этом участке Н. И. Плетневой и др. (1962), А. Я. Лунцем (1962) и А. П. Калитой (1963), позволили отнести этот минерал к абукумалиту.

Абукумалит обнаружен только в редкоземельных микроклиновых пегматитах, относящихся к абукумалитовому, абукумалито-фергусонитовому и абукумалито-иттротитанитовому типам (Лунц, 1963₂), которые пространственно локализируются в зоне непосредственного контакта щелочных гранитов и пород щелочного метасоматоза (щелочных гранито-гнейсов и гнейсо-метасоматитов). В гадолининовых амзонитовых пегматитах абукумалит не обнаружен.

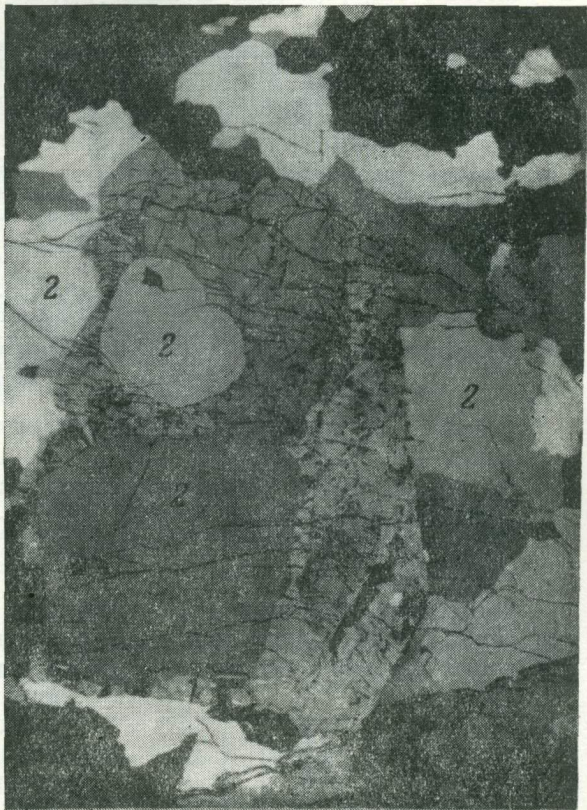


Рис. 48. Разрастание футлярообразных метакристаллов иттротитанита (1) по контактам кварцевых зерен. Кварц — серое, темно-серое (2). Участок VII, жила 5. $\times 3$, николи +

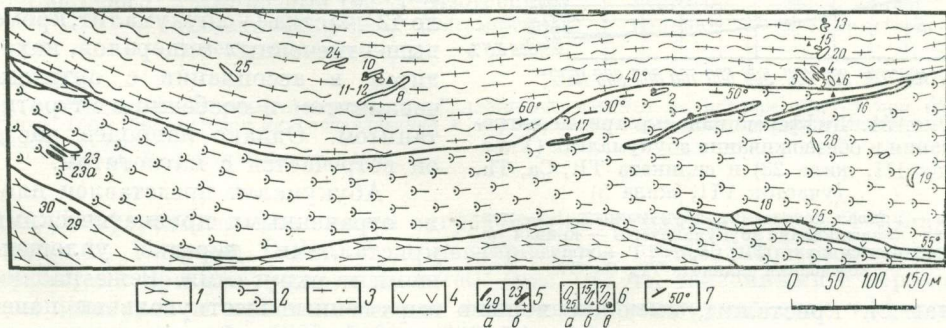


Рис. 49. Зональное расположение абукумалитовых и гадолининовых пегматитов на участке III (по А. Д. Хинейко с дополнениями А. Я. Лунца).

1 — щелочные граниты; 2 — щелочные гнейсо-метасоматиты; 3 — щелочные инъекционные гнейсы; 4 — полевошпатовые амфиболиты; 5 — микроклиновые пегматиты и их номера: а — с редкими кристаллами абукумалита, б — с интенсивной абукумалитовой минерализацией; 6 — амзонитовые пегматиты и их номера: а — безрудные, б — с редкими кристаллами гадолинита, в — с гнездобразными скоплениями гадолинита; 7 — элементы залегания пород

Абукумалит в пегматитах тяготеет к призальбандовым частям жил, ширина которых от 0,1—0,2 до 0,5—0,7 м, реже к центральным частям жилы, нередко образует небольшие гнезда.

В пегматитах абукумалит приурочивается главным образом к зонам и участкам окварцевания и лишь редкие кристаллы его наблюдались

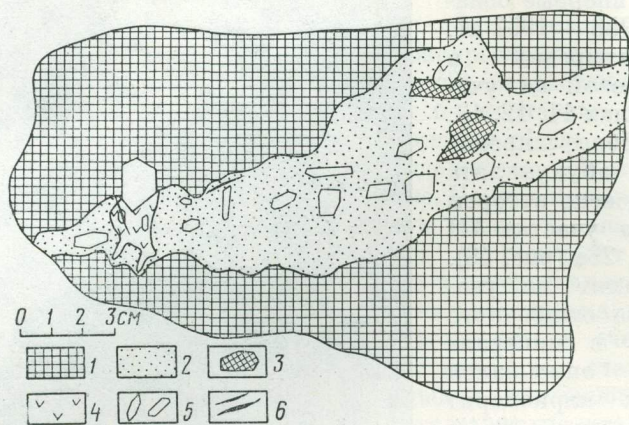


Рис. 50. Цепочка метакристаллов абукумалита.

1 — микроклин; 2 — поздний кварц; 3 — магнетит; 4 — флюорит; 5 — абукумалит; 6 — фергусонит. Участок IV. (Зарисовка штуфа)

среди агрегатов пластинчатого альбита и в обособлениях микроклина (участок IV). Кристаллы абукумалита располагаются в пегматите в виде цепочек и дорожек, что свидетельствует о приуроченности его к волосовидным трещинкам (рис. 50). Ширина отдельных цепочек и дорожек абукумалита, секущих зоны окварцевания, реже альбитизации, от 2 до 5—8 см.

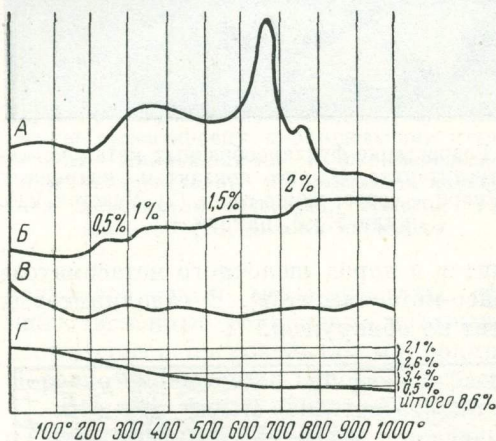


Рис. 51. Дифференциальные кривые нагревания и обезвоживания абукумалита (Участок III, жила 23) и силиката TR, Ca, Th. (участок VII, жила 5)

А — кривая нагревания абукумалита; Б — кривая обезвоживания абукумалита; В — кривая нагревания силиката TR, Ca, Th; Г — кривая обезвоживания силиката TR, Ca, Th

даются кристаллы, имеющие хорошо выраженные шестиугольные поперечные сечения (см. рис. 64). Абукумалит изредка образует выделения овальной и таблитчатой формы, толщиной от 1—2 до 4—6 мм. Размеры его кристаллов варьируют от 0,1 × 0,2 до 2,5 × 4 см в поперечнике.

Физические свойства абукумалита разных участков близки между собой и сходны со свойствами абукумалита Японии. От бритолита изучен-

Минеральные ассоциации абукумалита на различных пегматитовых участках отличаются друг от друга (см. табл. 3). На участке III он ассоциирует с магнетитом, редким фергусонитом и ферриторитом; на участке IV — с фергусонитом, циртолитом и магнетитом. В жиле 42 участка IV абукумалит, кроме вышеотмеченных минералов, находится в ассоциации с ортитом, чевкинитом и особенно с иттриотитанитом. Однако наиболее часто он встречается с магнетитом.

Абукумалит представлен плохо ограненными призматическими кристаллами, нередко уплощенными и округлыми. Реже наблюдаются

ные абукумалиты отличаются пониженными значениями показателя светопреломления (табл. 21).

Таблица 21

Физические свойства абукумалита и бритолита

Характеристика	Абукумалит			Бритолит
	Участок IV	Участок III (жилы 23, 23а)	Япония (Hata, 1938)	Сибирь (Кудрина и др., 1961)
Цвет минерала	Вишнево-бурый, темно-бурый, иногда с синеватым отливом, до черного; в тонких осколках светло-коричневый, полупрозрачный		Красновато-коричневый	Красновато-бурый, в тонких осколках желтый с буроватым и красноватым оттенком
Блеск	Стеклообразный до жирного		Жирный	Полураковистый
Излом	Неровный, полураковистый		Неровный	Раковистый
Твердость *	614—642 кг/мм ² H _{ср} = 5,4 (633 кг/мм ²)	614—658 кг/мм ² H _{ср} = 5,4 (635 кг/мм ²)	6	H _{ср} = 5,3 (444 кг/мм ²)
Удельный вес	4,23—4,25	4,04	4,32—4,57	3,92—3,95
Осность	Редко одноосный (отрицательный)	—	Одноосный	—
<i>N_g</i> <i>N_p</i>	1,730—1,732 *** 1,728 N 1,730—1,740	N 1,740—1,746	1,752 1,750	N 1,77
<i>N_g—N_p</i>	0,001—0,004	—	0,002	—
Цвет в шлифах (в проходящем свете)	От желтого и светло-желтого до бесцветного		—	Бледно-желтый
Сингония	Изотропный (метамиктный), редко гексагональная	Изотропный (метамиктный)	Гексагональная	Изотропный (метамиктный)

* Твердость абукумалита измерена С. И. Лебедевой (ИМГРЭ) на приборе ПМТ-3 при нагрузке 100—150 г методом микродавления с последующим пересчетом средней твердости на классы Хрущева.

** По Н. И. Плетневой и др., 1962.

Дифференциальная кривая нагревания абукумалита участка III (аналитик Б. Касатов, ВСЕГЕИ) характеризуется двумя экзотермическими эффектами при 680° (основной) и 740° (рис. 51, А), связанными с переходом минерала в кристаллическое состояние. Эндотермические эффекты с максимумами при 200°, 540° и 730° связаны с выделением имеющейся воды в минерале и фтора (см. рис. 51, В).

Абукумалит рентгеноаморфен. После прокаливании при температуре в 800°—1000° в течение одного часа абукумалит из различных участков обнаруживает хорошо выраженную дифракционную картину. Сравнение

№ линии	Фтор-апатит (Михеев, 1957)			Абукумалит * 800° (Шлетнева и др., 1962)			Абукумалит ** 900° (Луниц, 1962)		Силикат TR, Ca, Th *** 900°		Бритолит, 900° (Кудрина и др., 1961)	
	hkl	I	d (Å)	Участок IV, жила 13			Участок III, жила 23		Участок VII, жила 5		I	d (кX)
				hkl	I	d (кX)	I	d (кX)	I	d (кX)		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	—	—	—	—	—	—	—	—	4	5,33	—	—
2	—	—	—	2020β	3	(4,537)	—	—	4	4,52	—	—
3	—	—	—	2020	6	4,082	3	4,04	4	4,09	—	—
4	—	—	—	1121	2	3,883	3	3,85	2	3,781	—	—
5	—	—	—	0002β	1	(3,779)	—	—	—	—	—	—
6	—	—	—	—	—	—	7	3,66	—	—	—	—
7	0002	3	3,432	0002	7	(3,413)	4	3,39	8	3,365	5	3,466
8	—	—	—	—	—	—	2	3,28	—	—	—	—
9	—	—	—	1012	2	3,148	3	3,15	—	—	3	3,121
10	2130; 2131β	3	(3,060)	2130	7	3,086	4	(3,05)	9	3,079	—	—
11	3030β	1	(2,975)	3030β	2	(3,016)	—	—	—	—	—	—
12	2022β	1	(2,884)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
13	2131	10	2,798	3131	10	2,8137	10	2,796	10	2,781	10	2,827
14	1122	4	2,769	1122	5	2,7670	—	—	—	—	—	—
15	3030	6	2,702	3030	4	2,7206	2	2,698	—	—	—	—
16	2020	3	2,616	2022	2	2,6175	2	2,608	—	—	—	—
17	3031	1	2,517	3031	1	2,5223	1ш	2,502	—	—	—	—
18	3140β	1	(2,477)	—	—	—	—	—	2	2,412	—	—
19	—	—	—	2240	1	2,3561	—	—	—	—	—	—
20	2132	1	2,289	—	—	—	—	—	—	—	—	—
21	3140	2	2,248	3140	3	2,2648	6p	2,256	3	2,259	3	2,28
22	—	—	—	—	—	—	1	2,207	—	—	—	—
23	3141; 2242β	1	(2,135)	2242β	2	(2,1445)	2	(2,126)	2	2,142	—	—
24	—	—	—	—	—	—	1	2,083	—	—	—	—
25	1123	1	2,057	1123	3	2,0502	2	2,043	2	2,035	1	2,06
26	2133β	1	(2,026)	2133β	1	(2,0268)	1	(2,016)	—	—	—	—
27	2023	1	2,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28	—	—	—	4150β	1	1,9739	1	1,980	—	—	—	—
29	—	—	—	4042β	1	1,9419	—	—	—	—	—	—
30	2242	3	1,937	2242	7	1,9393	8	1,926	7	1,931	5	1,949
31	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,905
32	3142	1	1,883	3142	4	1,8874	6	1,877	3	1,868	5	1,845
33	2133	6	1,838	2133	8	1,8315	8	1,821	7	1,822	—	—
34	3251	3	1,795	3251	3	1,8043	6	1,794	—	—	—	—
35	4150	3	1,769	4150	3	1,7818	6	1,763	—	—	2	1,771
36	4042	3	1,745	4042	5	1,7526	7	1,738	5	1,741	—	—
37	0004	3	1,720	0004	4	1,7060	6	1,701	5	1,702	—	—
38	3252	1	1,637	5050; 2243	1	1,6332	2p	1,629	1	1,637	3	1,645
39	3143	1	1,605	5051	1	1,5883	1	1,590	—	—	—	—
40	—	—	—	4152	1	1,5801	—	—	—	—	—	—
41	—	—	—	3360; 2024	1	1,5715	2	1,567	—	—	—	—
42	4260	1	1,533	3361	2	1,5324	1	1,530	6ш	1,530	2	1,537
43	3361	1	1,521	4043	2	1,5202	5	1,521	—	—	—	—
44	2134	1	1,498	2134	2	1,4932	4	1,487	—	—	—	—
45	5052	2	1,468	5160	3	1,4661	6	1,466	2	1,467	2	1,474
46	3034	1	1,452	—	—	—	—	—	—	—	—	—
47	3253	1	1,445	3034; 3253	3	1,4444	6	1,441	3	1,441	—	—
48	—	—	—	5161	1	1,4304	—	—	—	—	—	—
49	5161	1	1,424	3362	2	1,428	5	1,422	3	1,417	—	—
50	—	—	—	4262	1	1,4031	1	1,397	3	1,384	—	—
51	—	—	—	2244	1	1,3823	2	1,374	—	—	—	—
52	—	—	—	6060	1	1,3605	1	1,355	3	1,358	—	—
53	—	—	—	4370	1	1,3424	—	—	—	—	—	—
54	—	—	—	6061	1	1,3341	2	1,339	—	1,316	—	—
55	—	—	—	5270	1	1,3078	4	1,308	—	—	—	—
56	—	—	—	—	—	—	1	1,288	—	—	—	—
57	—	—	—	4263	2	0,2750	3	1,273	3	1,277	—	—
58	—	—	—	6062	1	1,2638	2	1,258	—	—	3	1,266
59	—	—	—	2135; 4372	4	1,2492	7	1,245	2	1,244	3	1,248
60	—	—	—	5163	5	1,2319	8	1,228	3	1,227	—	—
61	—	—	—	3035	5	1,2194	8	1,215	3	1,213	—	—
62	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,1836	—	—
63	—	—	—	4480	2	1,1779	5	1,173	—	—	—	—
64	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,1617	—	—
65	—	—	—	3364	1	1,1543	2	1,152	—	—	2	1,153
66	—	—	—	4264	2	1,1442	5	1,141	—	—	—	—
67	—	—	—	6280	1	1,1331	6	1,134	1	1,1242	1ш	1,122
68	—	—	—	3254	9	1,1024	3p	1,108	5	1,1001	1ш	1,112
69	—	—	—	6173	1	1,0910	8	1,098	—	—	—	—
70	—	—	—	—	—	—	3	1,088	1	1,0835	—	—

* Условия съемки: λ=Fe, D=66 мм, d=0,3 мм, 35 кV, 12 мА, экспозиция 40 часов. Аналитик А. П. Денисов (КОЛФАН СССР).

** λ=Fe, D=68 мм, d=0,6 мм, 35 кV, 6-8 мА. Аналитик Э. П. Сальдау.

*** λ=Fe, D=66 мм, d=0,3 мм, 35 кV, 12 мА. Аналитики М. Манькута и Л. Латышева (КОЛФАН СССР), ш—широкая линия, p—размытая линия.

№ линии	Фтор-апатит (Михеев, 1957)		Абукумалит * 800° (Плетнева и др., 1962)		Абукумалит ** 900° (Лунц, 1962)		Смилит TR, Са, Th *** 900°		Бритолит, 900° (Кудрина и др., 1961)			
	Участок IV, жила 13		Участок III, жила 23		Участок VII, жила 5							
	hkl	d (Å)	hkl	d (кХ)	I	d (кХ)	I	d (кХ)		I	d (кХ)	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
71	—	—	—	7180	1	1,0793	3	4,076	1	1,0748	—	—
72	—	—	—	2136	1	1,0665	1	1,066	1	1,0599	—	—
73	—	—	—	—	—	—	1	1,052	—	—	—	—
74	—	—	—	—	—	—	1	1,035	—	—	—	—
75	—	—	—	7182	3	1,0307	7	1,030	1	1,0415	3ш	1,043
76	—	—	—	—	3	1,0254	7	1,024	—	—	—	—
77	—	—	—	—	4	1,0165	7	1,017	—	—	—	—
78	—	—	—	—	—	—	—	—	4	1,0149	—	—
79	—	—	—	—	3	1,0070	—	—	4	1,0094	—	—
80	—	—	—	—	3	0,9997	—	—	—	—	—	—
81	—	—	—	—	2	0,9950	—	—	—	—	—	—

* Условия съемки: $\lambda = \text{Fe}$, $D = 66 \text{ мк}$, $d = 0,3 \text{ мм}$, 35 кВ , 12 мА , экспозиция 40 часов. Аналитик А. П. Денисов (КОЛФАН СССР).
 ** $\lambda = \text{Fe}$, $D = 68 \text{ мк}$, $d = 0,6 \text{ мм}$, 35 кВ , $6-8 \text{ мА}$. Аналитик Э. П. Самыда.
 *** $\lambda = \text{Fe}$, $D = 66 \text{ мк}$, $d = 0,3 \text{ мм}$, 35 кВ , 12 мА . Аналитики М. Маньгута и Л. Латышева (КОЛФАН СССР). ш — широкая линия, р — размытая линия.

дебаеграмм абукумалита и апатита показало их большое сходство и обнаружило, что абукумалит имеет структуру апатита (табл. 22).

Дебаеграммы абукумалита и бритолита имеют также большое сходство. Отличия их выражаются в том, что межплоскостные расстояния в бритолите немного больше, чем в абукумалите (ионный радиус церия, как известно, больше радиуса иттрия). Вследствие этого и параметры элементарной ячейки абукумалита меньше параметров бритолита (табл. 23).

Химический состав абукумалита и бритолита отличается составом редких земель (табл. 24). Кроме того наблюдаются различия в содержаниях TR_2O_3 , P_2O_5 , SiO_2 , CaO . Составы абукумалита участков III и IV близки друг к другу. При сравнении химических составов изученных абукумалитов с абукумалитами из Японии отмечаются различия в содержаниях TR_2O_3 , P_2O_5 , CaO , F .

Пересчет результатов химических анализов абукумалита (см. табл. 24) произведен на основании данных рентгеноструктурного анализа на формулу минералов группы апатита — $\text{A}_5\text{B}_3\text{O}_{12}(\text{F}, \text{OH})$, где $\text{A} = \text{Ca}, \text{TR}, \text{Th}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Al}$, а $\text{B} = \text{Si}, \text{P}$. При этом наблюдается изоморфное замещение $\text{Y}(\text{Ce}) \text{Si} \rightarrow \text{CaP}$. Результаты химического анализа абукумалита пересчитывались из расчета $\text{Si} + \text{P} = 3$, поскольку группа PO_4 в абукумалите замещается группой SiO_4 . При расчете формулы абукумалита учитывался состав редких земель в мине-

рале. Средний молекулярный вес TR_2O_3 для обр. 1 (участок III) равен 291,43, для обр. 2 (участок IV) — 291,13.

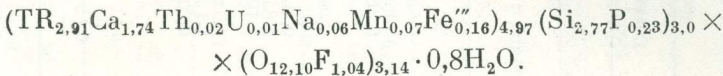
Таблица 23

Параметры элементарных ячеек апатита, абукумалита и бритолита (Å)

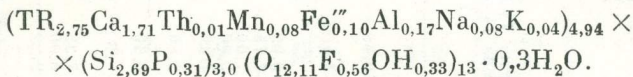
Минерал и его местонахождение	a_0	c_0	$c_0 : a_0$
Фтор-apatит, США (Михеев, 1957) -	9,36	6,88	0,735
Бритолит Гренландии (Machatschki, Hagele, 1939) . .	9,61	7,02	0,731
Бритолит Сибири (Кудрина и др., 1961)	9,47	6,95	0,734
Алюмобритолит Сибири (Кудрина и др., 1961)	9,45	6,91	0,731
Абукумалит Японии (Omori, Hasegawa, 1953)	9,48	6,81	0,718
Абукумалит участка III (Лунц, 1962) *	9,40	6,81	0,724
Абукумалит участка IV *	9,42	6,83	0,725

* Параметры элементарных ячеек даны в кХ.

Кристаллохимическая формула абукумалита (обр. 1) участка III следующая:



Из участка IV (обр. 2):



Полученные формулы абукумалита близки к теоретической формуле силикат-апатита редких земель (Machatschki, 1939; Machatschki, Hagele, 1939).

Изученные абукумалиты по составу редких земель являются комплексными минералами, но с преобладанием иттриевых редких земель. Бритолит же является цериевым минералом (табл. 25). Однако бритолит и алюмобритолит из пегматитов щелочных гранитов и сиенитов Сибири являются по составу редких земель комплексными минералами, но с преобладанием редких земель цериевой группы (63,4—66,7%), а на долю иттриевых редких земель приходится 33,6—36,6%. В бритолите и алюмобритолите Сибири соотношения $\Sigma\text{Ce} : \Sigma\text{Y} = 1,9$ и они занимают промежуточное положение между бритолитом и абукумалитом (Кудрина, 1961; Проценко, 1967).

Состав редких земель в изученных абукумалитах из участков III и IV (см. табл. 24) почти идентичен. Содержание редких земель иттриевой группы достигает 62,4—63,1% с резким преобладанием среди них самого иттрия (46,7—47%). Содержание редких земель цериевой группы достигает 36,9—37,6%. Соотношение в абукумалите $\Sigma\text{Y} : \Sigma\text{Ce} = 1,7$. На кривой состава редких земель абукумалита (см. рис. 71) наблюдаются иттриевый и цериевый максимумы и плохо выраженный неодимовый. Изученные абукумалиты отличаются от образцов абукумалита Японии (82—86% ΣY) пониженным содержанием иттриевых редких земель.

В зоне гипергенеза кристаллы абукумалита большей частью покрываются налетами, оторочками и корочками вторичных продуктов изменения светло-желтого и желтовато-охристого цвета, реже желтовато-розового и белого цветов. Часто наблюдается интенсивное замещение абукумалита вторичными продуктами изменения, при этом образуются псевдоморфозы по абукумалиту. Показатели преломления гипергенных продуктов изменения абукумалита из участка IV следующие: N_g 1,560—1,606; N_p 1,532—1,546; $N_g - N_p$ 0,060 (Плетнева и др., 1962). Удельный вес, измеренный пикнометрическим методом, колеблется от 2,63 до 3,17—3,28 (Калита, 1963).

Химические анализы абукумалита и бритолита

Компоненты	Абукумалит				Гипергенные продукты изменения абукумалита	Абукумалит		Бритолит	
	Пегматиты щелочных гранитов					Гранитные пегматиты		Пегматиты нефелиновых сиенитов	
	Участок III, жила 23 (обр. 1)	Пересчет на Si+P=3	Участок IV, жила 14 (обр. 2)	Пересчет на Si+P=3	Участок IV, жила 14	Япония		Гренландия (Winther, 1901)	Сибирь (Кудрина и др., 1961)
	(Лунц, 1962)					Hata, 1938	Omori, Hasegawa, 1953		
Ce_2O_3 $\Sigma \text{La}_2\text{O}_3$ $\Sigma \text{Y}_2\text{O}_3$	55,9	2,91	54,15	2,75	40,50	— 6,45	4,47 5,76	60,54	40,89
ThO_2 UO_3 UO_2 P_2O_5 SiO_2 CO_2 Al_2O_3 Fe_2O_3 FeO CaO MnO MgO PbO Na_2O K_2O H_2O^+ H_2O^- F П. п. п.	0,70 — 0,27 2,10 21,98 — — — 1,7 — 12,9 0,7 — 0,15 0,23 0,03 1,93 0,17 2,61 —	0,02 — 0,01 0,23 2,77 — — — 0,16 — 1,74 0,07 — — 0,06 — 1,62 — 1,04 —	0,5 — 0,14 2,96 21,85 — 1,17 1,1 — — 12,98 0,80 — — 0,35 0,28 1,15 0,15 1,43 0,28	0,01 — — 0,31 2,69 — 0,17 0,10 — — 1,71 0,08 — — 0,08 — 0,94 — 0,56 —	1,50 — — 10,00 7,75 7,00 3,00 7,50 — 2,80 — 0,60 — — — — 7,38 10,00 2,22 —	45,98 0,90 — 5,48 20,84 0,10 1,05 2,10 — 13,53 1,13 0,22 — — — 0,74 — 0,45 —	46,91 0,51 — 1,73 22,70 0,05 0,75 0,79 1,44 9,58 3,67 0,10 — — — 0,83 — 0,50 —		
Сумма	101,37	—	99,29	—	100,5	98,97	99,79	100,08	99,78
—O=F ₂	-1,10	—	-0,60	—	-0,94	-0,19	-0,21	-0,56	-0,78
Сумма	100,27	—	98,69	—	99,31	98,78	99,58	99,52	99,00
Аналитик	М. М. Стукалова (ВСЕГЕИ)		З. В. Васильева (ИГЭМ)		К. А. Бакланова (ВСЕГЕИ)				

Состав редких земель ($\Sigma TR_2O_3 = 100\%$) в минералах группы
бритолита — абукумалита и в силикате TR, Ca, Th

Элементы	Пегматиты щелочных гранитов					Пегматиты сиенитов	Пегматиты нефелиновых сиенитов	Пегматиты щелочных гранитов
	Абукумалит *		Силикат TR, Ca, Th **	Гипергенные продукты изменения				
	Участок III, жила 23	Участок IV, жила 14		Участок VII, жила 5	абукумалита ***	силиката TR, Ca, Th ****		
			Участок IV, жила 14		Участок VII, жила 5	Процентно, 1967	Кудрина и др., 1961	
La	5,1	5,2	2,5	6,41	7,3	9,1	32,2	18,55
Ce	14,4	13,6	6,8	20,19	22,8	26,0	50,3	28,79
Pr	2,1	2,4	1,0	2,91	3,2	5,3	4,1	2,93
Nd	8,2	9,3	5,5	14,18	19,0	14,0	11,7	9,28
Sm	2,8	2,7	2,0	7,18	4,6	6,1	1,7	1,98
Eu	—	—	—	—	—	0,4	—	—
Gd	4,3	4,4	3,7	8,93	9,5	5,8	—	1,82
ΣCe	36,9	37,6	21,5	59,80	66,4	66,7	100,0	63,35
Tb	0,8	1,1	—	1,36	—	0,6	—	—
Dy	5,5	5,9	8,0	12,04	11,6	4,2	—	2,46
Ho	2,5	2,1	3,1	1,16	—	0,5	—	0,7
Er	4,4	3,7	7,1	5,24	5,2	1,4	—	2,3
Tu	0,8	0,7	0,3	1,16	—	0,2	—	0,5
Yb	2,2	1,7	5,1	5,24	3,6	1,5	—	3,65
Lu	0,2	0,2	—	—	—	0,2	—	0,8
Y	46,7	47,0	54,9	13,98	13,2	(25)	—	26,16
ΣY	63,1	62,4	78,5	40,18	33,6	33,6	—	36,57

* Хроматографический анализ (из минерала), аналитик Н. И. Бушуева (СЗГУ); Лунц, 1962.

** То же (из осадка), аналитик З. В. Васильева (ИГЕМ).

*** Рентгеноспектральный анализ (из осадка), аналитик Л. И. Полежаева (КОЛФАН СССР); материалы Н. И. Плетневой.

**** Хроматографический анализ (из осадка), аналитик К. А. Бакланова (ВСЕГЕИ).

Химический состав вторичных продуктов изменения абукумалита (жила 14, участок IV) значительно отличается от химического состава неизмененного абукумалита (см. табл. 24). В зоне гипергенеза из абукумалита выносятся такие компоненты, как SiO_2 , CaO, редкие земли, и наблюдается обогащение ThO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 и P_2O_5 (рис. 52). В связи с интенсивной гидратацией и большим содержанием CO_2 в продуктах изменения абукумалита можно предполагать, что гипергенное изменение абукумалита происходит под воздействием водных углекислых растворов. Судя по химическому составу, продукты гипергенного изменения абукумалита представляют собой сложный полиминеральный агрегат, состоящий из водных фосфатов и карбонатов редких земель (Y-бастнезита, возможно паризита).

Изучение состава редких земель в гипергенных продуктах изменения абукумалита показало, что здесь происходит перераспределение редких земель (см. табл. 25). Содержание земель иттриевой группы в продуктах изменения абукумалита (участок IV) достигает 40,18%, а цериевой группы 59,8%. На кривой состава редких земель (рис. 53) отмечаются четыре максимума: Ce, Nd, Dy и Y. Наблюдается уменьшение содержания редких земель иттриевой группы (40,18%) по сравнению с неизмененным

абукумалитом (62,4%) и увеличение содержания редких земель цериевой группы (59,8%). Первые, как наиболее подвижные и легко мигрирующие элементы выносятся во время гипергенного изменения абукумалита, что приводит к накоплению редких земель цериевой группы.

При изучении абукумалита в шлифах выявилось, что поверхность даже хорошо ограненных кристаллов, приуроченных к зонам окварцевания

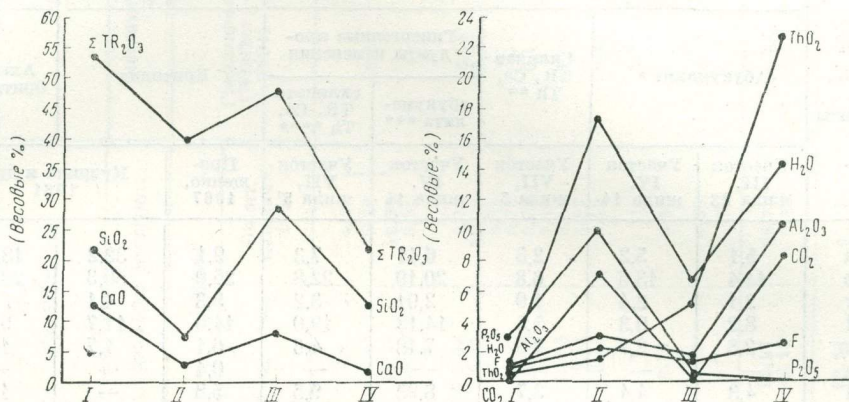


Рис. 52. Графики изменения содержания основных компонентов в продуктах гипергенного изменения абукумалита (II) и силиката TR, Ca, Th (IV) по сравнению с их неизменными разновидностями (I, III)

ния, часто бывает очень неровной, вследствие неравномерного, ступенчатого нарастания граней абукумалита. Нередко наблюдается, что от поверхности абукумалитовых кристаллов отходят ветви и выступы, глубоко заходящие в зернистую кварцевую породу, далее происходит окаймление

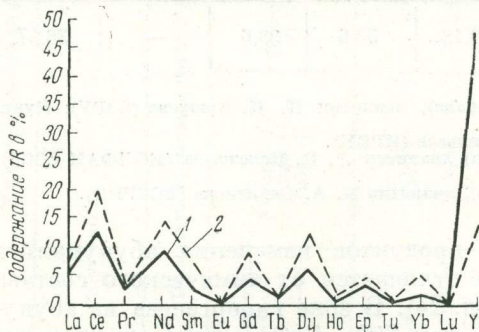


Рис. 53. Кривые состава редких земель абукумалита:

Участок IV. 1 — неизменный абукумалит (материалы А. Я. Лунца); 2 — продукты гипергенного изменения абукумалита (Плетнева и др., 1962)

кварцевых зерен ветвями абукумалита и их частичное замещение. Вследствие этого в периферических частях абукумалитовых кристаллов часто наблюдается большое количество реликтовых включений кварца, не поддающихся замещению и лишь окаймленных тонкими ветвями и выступами абукумалита. Поверхность таких кристаллов абукумалита имеет неправильные очертания и создается впечатление о замещении абукумалита мелкозернистым кварцевым агрегатом.

Особенно эффектные примеры разрастания абукумалита в позднем кварце наблюдались в «зоне аксессуарной редкоземельной минерализации». Абукумалит разрастается здесь в монолитном кварце по различным направлениям более поздней трещиноватости в виде хорошо ограненных прожилков с отходящими выступами, а также скелетных образований, внешняя и внутренняя поверхности которых оконтурены ступенчатыми формами нарастания граней (рис. 54). Здесь хорошо видно более позднее метасоматическое развитие абукумалита по кварцу (из зон замещения).

Описанные наблюдения, а также расположение кристаллов абукумалита в виде цепочек и дорожек, секущих зоны окварцевания, реже зоны альбитизации, и наличие реликтов этих минералов в абукумалите

свидетельствуют о более позднем образовании абукумалита по отношению к кварцу и альбиту из зон замещения и о метасоматической природе абукумалита, развивающегося по позднему кварцу, реже по альбиту. Следовательно, нет основания генетически связывать образование абукумалита с кремнекислым метасоматозом лишь только по той причине, что абукумалит пространственно тяготеет к зонам окварцевания, представляющим ослабленные и трещиноватые зоны пегматитов (Плетнева и др., 1962; Калита, 1963). Отложение абукумалита связывается с более поздней минерализацией, наложенной на зоны и участки окварцевания и альбитизации пегматита (Лунц, 1962, 1966₁).

Абукумалит является также более поздним минералом по отношению ко всему комплексу минералов дорудного метасоматоза (см. табл. 48). Интересные взаимоотношения наблюдались между абукумалитом и магнетитом. Абукумалит часто прорастает в магнетит и разрастается в нем в виде идиоморфных метакристаллов. Поверхность контакта абукумалита и магнетита является неровной и ступенчатой. Установлено, что абукумалит вдается глубоко в магнетит и замещает его. Нередко цепочки метакристаллов абукумалита пересекают магнетит.

Абукумалит является одним из наиболее ранних редкоземельных минералов. Более ранним редкоземельным минералом по отношению к абукумалиту является только чевкинит. В жиле 42 участка IV наблюдалось корродирование и замещение чевкинита абукумалитом. В шлифах из «зоны аксессуарной редкоземельной минерализации» наблюдалось нарастание кристаллов таленита на гранях метакристаллов абукумалита, а также пересечение и интенсивное замещение последних гадолинитом. Наблюдается также пересечение и замещение абукумалита фергусонитом (см. рис. 25).

Абукумалит является более ранним минералом и по отношению к иттротитаниту и ортиту, об этом свидетельствует интенсивное замещение абукумалита иттротитанитом (рис. 55) и образование частичных и полных псевдоморфоз ортита по абукумалиту в жиле 42 участка IV. Метакристаллы абукумалита пересекаются цепочками и дорожками мелких зерен циртолита, ориентированных в различных направлениях, при этом концы циртолитовых цепочек и дорожек выходят за пределы абукумалита и находятся во вмещающей его кварцевой породе (рис. 56). На участке IV (жилы 13, 14) наблюдалось метасоматическое развитие по абукумалиту флюорито (II)-карбонатной ассоциации редких земель.

Приведенные наблюдения показывают, что абукумалит является неравновесным минералом (см. табл. 49) по отношению к магнетиту, чевкиниту, гадолиниту, иттротитаниту, ортиту, фергусониту, циртолиту и флюорито-II-карбонатной ассоциации редких земель, что свидетельствует о неоднократном, стадийном воздействии на абукумалит постмагматических растворов, состав и режим щелочности — кислотности которых резко колебался на различных стадиях минералообразования.

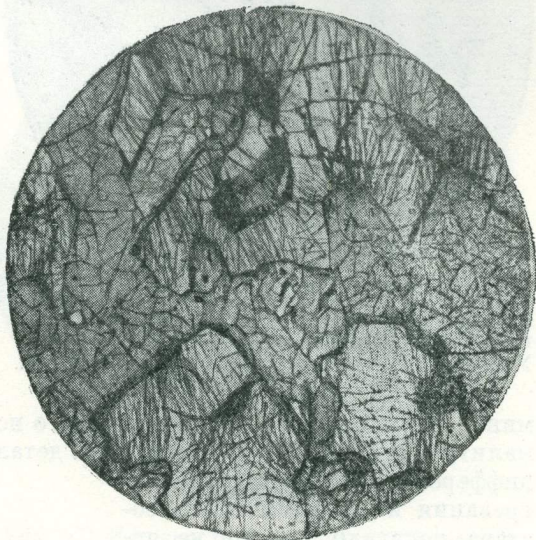


Рис. 54. Ступенчатая поверхность контакта абукумалита (серое с рельефом) с поздним кварцем (светло-серое). Зона аксессуарной минерализации. $\times 27$, без анализатора

Фактический материал по изучению взаимоотношений абукумалита с ассоциирующими минералами, выявление абукумалитовой минерализации в определенных типах микроклиновых пегматитов первой группы,

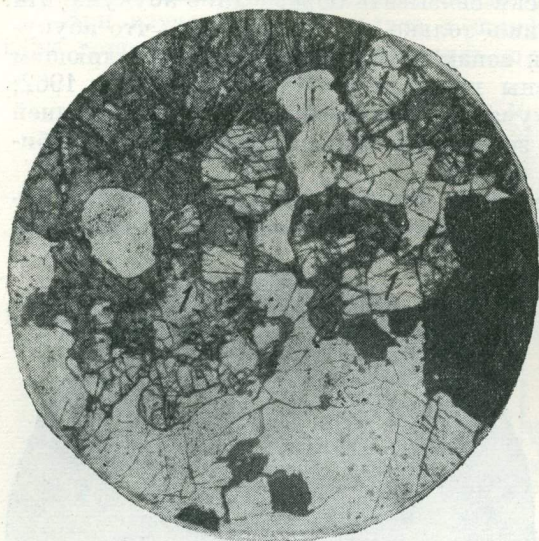


Рис. 55. Замещение абукумалита (серое) иттриотитанитом (темно-серое); кварц — белое. Участок IV, жила 42. $\times 27$, без анализатора

замещение его более поздними минералами позволяют связать отложение абукумалита с самостоятельной стадией минералообразования, последовавшей за выделением чевкинита, но до отложения таленита, гадолинита, иттриотитанита, блонстрандина, ортита, фергусонита, циртолита и других редкоземельных минералов (см. табл. 48). При образовании абукумалита постмагматическими растворами привносятся извне редкие земли иттриевой группы и фосфор, а из вмещающих и подстилающих пород пегматитов и ранних минералов самих пегматитовых жил заимствуются кальций и кремнезем.

Силикат TR, Ca, Th. При изучении аксессуарной редкоземельной минерализации на участке VII был обнаружен минерал, который в ранний период его исследования был отнесен к абукумалиту (Лунц, 1962). Однако более детальное изучение свойств минерала, дифференциальной кривой нагревания и его химического состава показало, что он не является абукумалитом.

Минерал обнаружен в жиле 5, участок VII, залегающей в приконтактной зоне щелочных гнейсо-метасоматитов с мелко- и среднезернистыми щелочными гранитами. Он приурочивается к южному окварцованному концу жилы, образует небольшие гнездовые скопления и мелкую вкрапленность, а также концентрируется вдоль волосовидных трещин, о чем свидетельствует цепочечное расположение его кристаллов. Минерал встречается чаще всего в виде жилок, неправильной формы выделений, скелетных и футляровидных кристаллов (рис. 57). Исключительно редко он наблюдается в виде кристаллов изометричной формы, размером до 1—1,5 см в диаметре. В минерале обнаружены частые реликтовые включения вмещающей кварцевой породы.

Минерал ассоциирует с магнетитом, эгирином, флюоритом, карбонатами редких земель, кальцитом, блонстрандином, циртолитом, иттрио-

циртолита (темно-серое) рассекают и замещают метакристаллы абукумалита (серое с рельефом); белое — кварц. Участок IV, жила 42.



Рис. 56. Цепочки мелкозернистого агрегата циртолита (темно-серое) рассекают и замещают метакристаллы абукумалита (серое с рельефом); белое — кварц. Участок IV, жила 42. $\times 15$, без анализатора

танитом, ортитом и ортитоподобным минералом, но особенно с двумя последними. Устанавливается интенсивное псевдоморфное замещение исследованного минерала ортитом и ортитоподобным минералом (см. рис. 61). Он корродируется, замещается и пересекается также блонстрандином, иттротитанитом и циртолитом. Изучение возрастных взаимоотношений и последовательности образования минералов в пегматитовой жиле 5 показало, что исследованный минерал является одним из самых ранних редкоземельных метасоматических минералов, время выделения которого, очевидно, синхронно с абукумалитом, развитым на других пегматитовых участках. Минерал образовался позднее и вне прямой генетической связи с процессами альбитизации и окварцевания пегматита, о чем свидетельствует наличие в нем реликтов позднего кварца. Это позволяет связать образование минерала с наложенными на пегматитовые жилы более поздними гидротермальными процессами (Лунц, 1966¹, 1971).

Минерал радиоактивный и изотропный вследствие метамиктного состояния. Он содержит мельчайшие включения и пятна буровато-красных окислов железа (не поддающиеся извлечению). Минерал коричневого цвета, в тонких осколках (под биноклем) светло-желтый до бесцветного, прозрачен, в шлифах в проходящем свете светло-серый.

Твердость минерала, измеренная С. И. Лебедевой (ИМГРЭ) на приборе ПМТ-3 при нагрузке 100—150 г методом микровдавливания, 592—614 кг/мм². Средняя твердость (два замера) его 600 кг/мм², что соответствует пересчету на классы Хрущева 5,3. Блеск стеклянный, измененные разности — матовые. Удельный вес минерала 3,75. Показатель преломления минерала 1,64 и резко отличается от показателя преломления изученного абукумалита (см. табл. 21).

На дифференциальной кривой нагревания минерала наблюдаются ряд растянутых и расплывчатых эндотермических эффектов с максимумами 160°, 370° и 600°. Во время проявления этих эффектов выделяется вся имеющаяся в минерале вода и частично фтор. С эндотермическим эффектом при 850° связывается, по всей вероятности, выделение оставшейся части фтора. Слабо проявленный экзотермический эффект при 930° (см. рис. 51, В, Г) связан с рекристаллизацией минерала*. Нечеткость экзотермического эффекта является, по-видимому, следствием того, что минерал при нагревании слабо кристаллизуется и не восстанавливает своей первичной кристаллической структуры. Это же подтверждается рентгеновскими исследованиями минерала после прокалывания, а также кривой нагревания минерала, резко отличающейся от кривой абукумалита того же района.

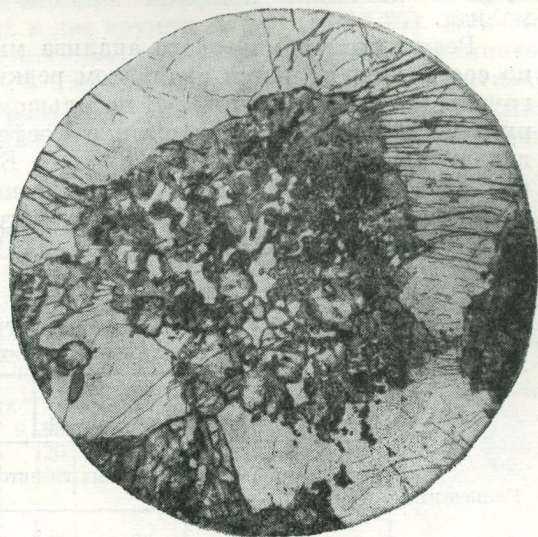


Рис. 57. Метакристалл силиката TR, Ca, Th (серое с рельефом) зонального строения. Центральная часть его имеет скелетное строение и содержит частые реликты кварца (белое), периферическая часть — нормально-кристаллического роста. Участок VII, жила 5. $\times 15$, без анализатора

* Дифференциальная кривая нагревания минерала снята в лаборатории ВСЕГЕИ Б. К. Касатовым.

Минерал в исходном состоянии рентгеноаморфен. После прокаливания при 900° в течение 1 часа была получена дифракционная картина, отвечающая минералам структуры апатита. Рентгенограмма исследованного минерала с параметрами элементарной ячейки a_0 $9,403 \pm 0,002$ кХ; c_0 $6,671 \pm 0,030$ кХ; c/a 0,709 — близка к рентгенограмме абукумалита из других участков исследованного района (см. табл. 22). Однако дебаеграмма прокаленного минерала не соответствует первичной структуре минерала и представляет собой, по всей вероятности, лишь одну из его фаз, полученных после прокалывания и неполной кристаллизации, которую можно идентифицировать с абукумалитом. Об этом свидетельствуют различия удельного веса, показателя преломления, дифференциальной кривой и данные химического состава описываемого минерала и абукумалита.

Результаты химического анализа минерала (табл. 26) показали, что по составу он является силикатом редких земель, в основном иттриевой группы кальция и тория *. В небольшом количестве встречаются алюминий, магний и фтор, содержание фосфора 0,33%. Минерал интенсивно гидратирован и содержит 6,32% H₂O. В связи с развитием по минералу кальцита в нем наблюдаются механические включения последнего (3,89%) и окислов железа (2,11%). Кроме того спектральным анализом отмечается присутствие Mn и Zr (0,03—0,1%), Ba и Pb (0,01—0,03%), Be,

Таблица 26

Химические анализы силиката TR, Ca, Th, абукумалита, церфосфорхаттонита и торита (вес. %)

Компоненты	Силикат TR, Ca, Th	Гипергенные про- дукты изменения силиката TR, Ca, Th	Абукумалит	Церфосфор- хаттонит	Ферриторит
	Пегматиты щелочных гранитов			Гранитные пегматиты	Нефелино-сиени- товый комплекс
	Участок VII, жила 5		Участок III, жила 23 (Лунц, 1962)	Сибирь	
				Павленко и др., 1965	Свешникова и др., 1964
SiO ₂	26,75	12,34	21,98	10,05	16,27
TiO ₂	—	—	—	—	0,11
ThO ₂	4,72	22,66	0,70	40,56	51,86
Fe ₂ O ₃ + FeO	2,11	7,65	1,7	3,35	9,83
Al ₂ O ₃	1,45	10,25	—	—	2,29
TR ₂ O ₃	45,03	21,91	55,9	24,66	3,07
(Nb, Ta) ₂ O ₅	—	—	—	0,11	0,61
P ₂ O ₅	0,33	—	2,10	10,00	1,35
UO ₂	—	—	0,27	—	0,42
MnO	—	—	0,7	—	2,07
MgO	—	—	—	—	—
CaO	9,90	1,90	12,9	0,67	2,30
PbO	—	—	0,15	0,34	0,64
U ₃ O ₈	—	—	—	1,63	—
Na ₂ O	—	—	0,23	—	—
CO ₂	1,71	8,13	0,03	1,59	—
H ₂ O ⁺	6,32	14,12	1,93	4,43	5,88
H ₂ O ⁻	—	—	0,17	2,03	2,81
F	1,40	2,21	2,61	0,67	2,01
П. п. п.	—	—	—	—	—
Сумма	99,90	101,17	101,37	100,09	101,57
—O=F ₂	0,59	0,93	1,10	0,28	0,84
Сумма	99,31	100,24	100,27	99,81	100,73

* Изучение химического состава минерала проводилось Н. Н. Кузнецовой (ВИМС) и З. В. Васильевой (ИГЕМ).

Cu (0,001%), Bi и Sc (0,001—0,003%) (аналитик Н. А. Смирнова, ВСЕГЕИ).

Средний молекулярный вес редких земель в минерале, подсчитанный на основании хроматографического анализа из осадка, равен 287,48 (аналитик З. В. Васильева, ИГЕМ).

Сопоставление данных химических составов исследованного минерала и абукумалита показало значительное различие в содержании редких земель, кальция и кремния. Минерал, в противоположность абукумалиту, почти не содержит фосфора и является силикатом, а не фосфатосиликатом, как абукумалит.

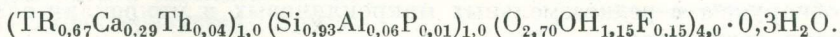
Расчет формулы минерала произведен путем вывода простого отношения между атомными количествами кремния, алюминия и суммой других катионов, объединенных в две группы А и В (табл. 27). При этом получены следующие простые стехиометрические отношения компонентов — А : В : (О, ОН, F) = 1 : 1 : 4. Вследствие этого сумма катионов была принята равной 2, а кислорода 4. При объединении катионов в группы допускалось, что кремний изоморфно замещается алюминием, а кислород — гидроксидом и фтором.

Таблица 27

Пересчет химического анализа силиката TR, Ca, Th

Компоненты	Вес. %	Вес. % примеси кальцита и оксидов железа	Вес. % после пересчета анализа	Атомные количества		Простые отношения	Сумма валентности катионов
				кислорода	катионов		
SiO ₂	26,75	—	28,48	9 498	4749	B = 5101	3,72
P ₂ O ₅	0,33	—	0,33	120	48		0,05
Al ₂ O ₃	1,45	—	1,55	456	304		0,18
Fe ₂ O ₃	2,11	2,11	—	—	—		—
MgO	0,18	—	0,18	—	—	→ A = 5112	—
CaO	9,90	2,18	8,24	1 469	1469		0,58
TR ₂ O ₃	45,03	—	47,93	5 178	3452		2,01
ThO ₂	4,72	—	5,04	382	191		0,16
					10 213		6,70
CO ₂	1,71	1,71	—	—	—		4
H ₂ O ⁺	6,32	—	6,74	3 744	7488	A : B : (O + OH) ≈ 5112 : 5101 : 20 847 ≈ 1 : 1 : 4	2,70—0
F	1,40	—	1,49	—	784		1,3 (OH, F)
Сумма	99,90	—	100,00	20 847	—		
—O = F ₂	—0,59	—	—0,63				
Сумма	99,31	—	99,37	—			

В результате пересчета химического анализа минерала (Борнеман-Старынкевич, 1964) по катионам (общий делитель $\frac{10213}{2} = 5106$) и (O, OH, F) = 4 была получена следующая формула:



Формула минерала соответствует группе минералов с типом формулы ABO₄. Среди силикатов с таким типом формулы известны торит и хаттонит. Последний является крайним силикатным членом ряда монацита — чералита — церфосфорхаттонита — хаттонита. В настоящее время затруднительно говорить о структурном типе минерала, поскольку он изотропен. Однако некоторые косвенные данные свидетельствуют о возможной изоструктурности с тетрагональным торитом: изометричные формы кристаллов и преобладающий иттриевый состав редких земель. В связи с этим в минерале вероятно проявлен гетеровалентный изоморфизм:

$3\text{TR}(\text{OH}) \rightarrow 2\text{ThO}$ и $\text{TR}_2\text{Ca} \rightarrow 2\text{Th}$. Не исключено также отнесение минерала к ряду чералита — хаттонита.

Таким образом, можно предполагать, что исследованный минерал представляет новый минеральный вид и является новым редкоземельно-кальциево-силикатным членом ряда торита или чералита — хаттонита. Обнаружение кристаллических разновидностей этого минерала и дальнейшее структурное изучение позволят более определенно говорить о его структурном типе.

Изучение состава редких земель в минерале (см. табл. 25) показало, что в нем преобладают иттриевые редкие земли (78,5%), среди которых сам иттрий составляет 54,9%. Редкие земли цериевой группы составляют 21,5%. На кривой состава редких земель минерала (см. рис. 71) выявляется иттриевый максимум.

В зоне гипергенеза минерал большей частью покрывается оторочками и корочками вторичных продуктов изменения светло-желтого и желтовато-охристого цвета, образующих в конечном итоге псевдоморфозы по исследованному минералу. Рентгенограмма вторичных продуктов изменения минерала после прокаливания (950°) показала наличие преобладающего Y-бастнезита и фазы церианита с параметром a_0 5,44 Å. Сопоставление химических составов вторичных продуктов изменения минерала и его неизменных разностей (см. табл. 26) показало их значительное различие. В гипергенных продуктах изменения минерала (см. рис. 52) происходит вынос: $\Sigma\text{TR}_2\text{O}_3$, SiO_2 , CaO и обогащение ThO_2 (до 24%), Al_2O_3 (10%) и Fe_2O_3 (7%).

Состав редких земель гипергенных продуктов изменения минерала близок к составу продуктов изменения абукумалита, но резко отличается от состава редких земель неизменного минерала (см. табл. 25). Отмечается вынос иттриевых редких земель и накопление цериевых, в результате чего гипергенные продукты изменения минерала приобретают комплексный состав редких земель.

Ортит. Несмотря на постоянное присутствие аксессуарного ортита в щелочных гранитах, в редкоземельных пегматитах ортит до последнего времени был известен, по данным И. В. Белькова, только на участке X. Диагностика минерала основывалась лишь показателями преломления и внешним обликом. Вследствие этого его относили к очень редким минералам пегматитов щелочных гранитов (Калита, 1965).

Детальное изучение редкоземельной минерализации в пегматитах позволило выявить более широкое распространение ортита: в жиле 42 на участке IV и в жиле 5 на участке VII (Лунц, 1968). Особенно детально изучен ортит на участке VII.

Впервые ортит был обнаружен на участке X в микроклиновых и плагио-микроклин-амазонитовых пегматитах, залегающих в метасоматически измененных гнейсовых породах и амфиболитах вблизи контакта со щелочными гранитами. Ортит в пегматитах этого участка является основным аксессуарным редкоземельным минералом, ассоциирующим с циртолитом и фергусонитом. На основании этого здесь был выделен ортитовый тип пегматитов (Лунц, 1963; Лунц, 1971). На других участках ортит также был обнаружен в редкоземельных микроклиновых и микроклин-плагиоклазовых пегматитах.

Ортит наблюдается в виде пластинчатых и удлиненно-пластинчатых кристаллов размером от $0,5-0,8 \times 1,5-2$ см до $1-2 \times 5-8$ см в поперечнике, реже встречаются жилки, скелетные кристаллы, выделения неправильной формы, гнезда и мелкая вкрапленность. Для ортита характерно цепочечное расположение его кристаллов вдоль трещинок, ориентированных перпендикулярно и параллельно зальбанду пегматитовых жил (участок X).

Ортит приурочивается к зонам окварцевания, реже к зонам и участкам альбитизации и неизменного пегматита, и тяготеет к висячему

зальбанду жил участка X и к южному концу жилы 15, участок VII. Физические свойства ортита из различных участков близки (табл. 28).

Таблица 28

Физические свойства ортитоподобного минерала и ортита

Характеристика	Ортитоподобный минерал		Ортит *	
	Участок VII, жила 5		Участок X (Материалы И. В. Белькова)	Южнее участка V (Белозипецкий и др., 1967)
Цвет	Бархатно-черный, в тонких осколках — зеленовато-коричневый до темно-зеленого		Черный, в тонких осколках просвечивает красновато-бурым цветом	Черный, в тонких осколках слабо просвечивает зеленовато-бурым цветом
Блеск	Стеклянный, жирный до смолистого		Стеклянный	Стеклянный, реже жирный
Излом	Раковистый		Раковистый	Полураковистый
Твердость	H _{ср.} = 5,3 (635 кг/мм ²) **		—	—
Удельный вес	3,52		—	3,35—3,54
N	1,780—1,784		1,648—1,678	1,672—1,705
Цвет в шлифах (в проходящем свете)	От серовато-зеленого и темно-зеленого до красновато-бурого		От серовато-зеленого и зеленовато-бурого до красновато-бурого	От серовато-зеленого до зеленого и зеленовато-бурого
Агрегатное состояние	Метамиктный			

* Удельный вес ортита из жилы 5 участка VII — 3,72, N — 1,677 (Луцк, 1968).

** Твердость минерала измерялась С. И. Лебедевой (ИМГРЭ) на приборе ПМТ-3 при нагрузке 100 г методом микровдавливания (621—642 кг/мм²; три замера) с последующим пересчетом на классы Хрущева.

Ортит оптически изотропный вследствие метамиктного состояния минерала. Вокруг ортита в полевых шпатах и кварце наблюдаются мелкая радиальнолучистая трещиноватость и буро-коричневые пятна. Последние обуславливаются выделением бурых водных окислов Fe. Нередко поверхность самих кристаллов ортита покрыта корочкой тех же окислов железа.

Дифференциальная кривая нагревания ортита (аналитик Б. Касатов) характеризуется присутствием двух экзотермических эффектов (рис. 58, А): первый при температуре 310°, плохо проявленный, связан, очевидно, с окислением двухвалентного железа; второй (основной) при 880° связан с переходом минерала в кристаллическое состояние. По данным В. А. Хвостовой (1962), экзотермический эффект метамиктных

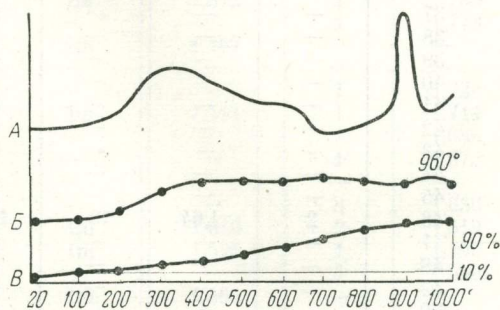


Рис. 58. Дифференциальные кривые нагревания и обезвоживания ортита и ортито-подобного минерала.

А — кривая нагревания ортита; Б — кривая нагревания ортитоподобного минерала; В — кривая обезвоживания ортитоподобного минерала. Участок VII, жила 5

Расчет рентгенограмм порошка

№ линии	Ортитоподобный минерал							
	Участок VII, жила 5 **							
	830°, 1 ч				1000°, 1 ч			
	Обр. 1		Обр. 2		Обр. 1		Обр. 2	
	I	d (кX)	I	d (кX)	I	d (кX)	I	d (кX)
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	—	—	—	—	—	—	—	—
2	—	—	—	—	—	—	—	—
3	—	—	—	—	—	—	—	—
4	—	—	—	—	—	—	—	—
5	—	—	—	—	—	—	—	—
6	1	3,47	1	3,50	3	3,50	3	3,48
7	—	—	1	3,32	—	—	3	3,32
8	2	3,18	—	—	5	3,23	6	3,20
9	4	3,12	8ш	3,13 *	5	3,14	5	3,12
10	—	—	—	—	—	—	—	—
11	1	2,98	3	2,98	1	3,00	1	3,02
12	—	—	—	—	—	—	—	—
13	6	2,83	3	2,85	10	2,85	10	2,84
14	2	2,69	4	2,70	4	2,70	6	2,70
15	—	—	—	—	—	—	—	—
16	—	—	—	—	—	—	—	—
17	—	—	—	—	—	—	—	—
18	—	—	—	—	—	—	—	—
19	5	2,53	4ш	2,54	6	2,52	5	2,52
20	—	—	1	2,44	—	—	—	—
21	—	—	—	—	—	—	—	—
22	—	—	—	—	—	—	—	—
23	—	—	—	—	—	—	—	—
24	—	—	—	—	1	2,30	1	2,28
25	—	—	—	—	2	2,22	2	2,21
26	—	—	3	2,18	—	—	—	—
27	—	—	—	—	—	—	—	—
28	—	—	—	—	—	—	—	—
29	—	—	—	—	—	—	—	—
30	—	—	—	—	—	—	—	—
31	1	1,97	1	2,03	3	1,970	3	1,96
32	—	—	—	—	—	—	—	—
33	3	1,92	10	1,92 *	2	1,922	3	1,92 *
34	—	—	—	—	—	—	—	—
35	2	1,87	—	—	4	1,866	3	1,87
36	—	—	—	—	2	1,834	1	1,84
37	—	—	—	—	—	—	—	—
38	—	—	—	—	3	1,774	3	1,777
39	—	—	—	—	—	—	—	—
40	—	—	—	—	—	—	—	—
41	—	—	—	—	—	—	—	—
42	—	—	—	—	—	—	—	—
43	—	—	—	—	6	1,700	6	1,697
44	—	—	—	—	—	—	—	—
45	—	—	—	—	—	—	—	—
46	2	1,64	10	1,64 *	2	1,642	2	1,638
47	—	—	—	—	—	—	—	—
48	—	—	—	—	—	—	—	—
49	—	—	—	—	—	—	—	—
50	—	—	—	—	—	—	—	—
51	—	—	—	—	—	—	—	—
52	—	—	1	1,52 *	—	—	—	—
53	1	1,485	—	—	5	1,490	7	1,492

* Линии кубической фазы церианита. ** Fe-излучение, $D=57,3$ мм, $d=0,5$ мм, 30кV, 12мА; А. П. Денисов (КФАН СССР); материалы Н. И. Плетневой. **** Fe-излучение, $D=68$ мм, $d=0,6$ мм,

ортитоподобного минерала и ортита

	Ортит (Лунц, 1968)							
	Участок V ***				Участок VII, жила 5 ****			
	900°, 2 ч		1000°, 1 ч		Ортит (Хвостова, 1962)			
					Вишневые горы		Прокаленный при 900°	
	I	d (кX)	I	d (кX)	В естественном состоянии		Прокаленный при 900°	
10	11	12	13	I	d (Å)	I	d (Å)	
—	—	—	—	—	—	1	5,08	
2	(4,551)	—	—	—	—	1	4,63	
7	4,142	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	1	3,98	
3	3,72	—	—	—	—	1	3,76	
4	3,512	1	3,53	—	—	6ш	3,47	
—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	1	3,24	5	3,20	4ш	3,19	
10ш	3,149 *	—	—	1	3,125	—	—	
—	—	1	3,09	—	—	2ш	3,09	
3	(2,975)	—	—	—	—	—	—	
—	—	10	2,948	10	2,924	10ш	2,936	
8	2,841	4	2,821	5	2,877	7ш	2,820	
7	2,698	1	2,719	8	2,704	7ш	2,714	
—	—	2	2,676	—	—	—	—	
—	—	—	—	7	2,625	8ш	2,644	
—	—	—	—	—	—	7ш	2,597	
—	—	—	—	3	2,552	—	—	
8	2,518	—	—	—	—	4ш	2,529	
—	—	1	2,485	2ш	2,491	—	—	
—	—	—	—	2ш	2,434	—	—	
—	—	—	—	3ш	2,414	8	2,426	
—	—	1	2,36	4ш	2,328	—	—	
2	2,297	—	—	—	—	4ш	2,306	
—	—	1	2,226	—	—	—	—	
—	—	—	—	2ш	2,18	1	2,181	
1	2,156	6	2,163	5ш	2,144	1	2,156	
—	—	—	—	—	—	4	2,118	
1	2,102	—	—	3	2,104	1	2,092	
—	—	—	—	2ш	2,062	1	2,054	
2	1,963	—	—	—	—	—	—	
—	—	6	1,944	—	—	—	—	
2	1,914	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	5ш	1,899	8	1,899	
2	(1,868)	—	—	—	—	—	—	
2	1,832	2	1,828	—	—	1	1,831	
—	—	—	—	1ш	1,812	1	1,793	
—	—	1	1,782	—	—	1	1,778	
—	—	—	—	1ш	1,767	—	—	
—	—	1	1,750	—	—	—	—	
—	—	1	1,732	—	—	1	1,738	
—	—	—	—	—	—	1	1,714	
5	1,691	—	—	1ш	1,714	1	1,688	
—	—	—	—	—	—	1	1,672	
—	—	5	1,652	—	—	—	—	
3	1,629	—	—	—	—	8	1,639	
—	—	—	—	1ш	1,610	2	1,619	
2	1,593	5	1,590	1ш	1,595	1	1,599	
—	—	—	—	—	—	1	1,586	
—	—	—	—	1ш	1,564	—	—	
1р	1,545	1	1,540	—	—	—	—	
6	1,485	—	—	—	—	—	—	

аналитик А. И. Комков (ВСЕГЕИ). *** Fe-излучение, $D=66$ мм, $d=0,3$ мм, 35кV, 10мА; анализ: 35кV, 8мА; анализик Е. П. Сальдау (ЛГИ); Лунц, 1968. ш — широкая линия, р — размытая линия.

№ линии	Ортитоподобный минерал							
	Участок VII, жила 5 **							
	830°, 1 ч				1000°, 1 ч			
	Обр. 1		Обр. 2		Обр. 1		Обр. 2	
	I	d (кХ)	I	d (кХ)	I	d (кХ)	I	d (кХ)
1	2	3	4	5	6	7	8	9
54	—	—	—	—	—	—	1	1,469
55	2	1,453	—	—	4	1,453	7	1,455
56	—	—	—	—	—	—	—	—
57	—	—	—	—	—	—	—	—
58	—	—	—	—	—	—	—	—
59	—	—	—	—	—	—	—	—
60	—	—	—	—	—	—	—	—
61	—	—	—	—	—	—	—	—
62	—	—	—	—	—	—	—	—
63	—	—	—	—	—	—	—	—
64	—	—	—	—	—	—	—	—
65	—	—	—	—	—	—	—	—
66	—	—	4ш	1,25 *	—	—	—	—
67	—	—	—	—	—	—	—	—
68	—	—	3ш	1,22 *	—	—	—	—
69	—	—	—	—	—	—	—	—
70	—	—	—	—	—	—	—	—
71	—	—	—	—	—	—	—	—

* Линии кубической фазы церианита. ** Fe-излучение, D=57,3 мм, d=0,5 мм, 30кВ, 12мА; А. П. Денисов (КФАН СССР); материалы Н. И. Плетневой. **** Fe-излучение, D=68 мм, d=0,6 мм,

Участок V ***	Ортит (Лунц, 1968)				Ортит (Хвостова, 1962)			
	Участок VII, жила 5 ****				Вишневые горы			
	900°, 2 ч		1000°, 1 ч		В естественном состоянии		Прокаленный при 900°	
	I	d (кХ)	I	d (кХ)	I	d (Å)	I	d (Å)
	10	11	12	13	14	15	16	17
—	—	1	1,468	1ш	1,468	9	1,468	
5	1,450	—	—	—	—	1	1,452	
—	—	2	1,440	4	1,438	—	—	
—	—	2	1,417	1ш	1,416	9	1,414	
—	—	2	1,395	—	—	9	1,395	
—	—	1	1,374	—	—	—	—	
—	—	1	1,357	—	—	—	—	
—	—	1	1,333	—	—	—	—	
2	1,305	1	1,315	1ш	1,312	—	—	
—	—	1	1,297	2ш	1,286	—	—	
2	1,277	1	1,282	—	—	—	—	
—	—	1	1,263	—	—	—	—	
1	1,253 *	4	1,246 *	—	—	—	—	
1	1,238	—	—	1ш	1,240	—	—	
—	—	1	1,225 *	—	—	—	—	
2	1,192	—	—	—	—	—	—	
2	1,101	—	—	—	—	—	—	
2	1,054	—	—	—	—	—	—	

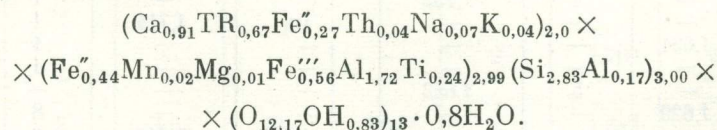
аналитик А. И. Комков (ВСЕГЕИ). *** Fe-излучение, D=66 мм, d=0,3 мм, 35кВ, 10мА; аналитик 35кВ, 8мА; аналитик Е. П. Сальдау (ЛГИ); Лунц, 1968. ш—широкая линия, р—размытая линия.

ортитов протекает в тех же температурных интервалах (850° — 900°).

Ортит рентгеноаморфен. В результате прокалывания ортита при температуре 1000° была получена дифракционная картина, близкая с дифракционными картинками прокаленных ортитов из других районов (табл. 29). Однако после прокалывания восстановление кристаллической структуры минерала полностью не происходит. Это зависит от различной степени метамиктности ортита. Кроме отражений ортита, на рентгенограмме устанавливаются слабые линии, присущие фазе церианита.

Ортит из пегматитов щелочных гранитов близок по химическому составу к ортитам из других районов (табл. 30) и отличается только повышенным содержанием TiO₂ (3,30%) и ThO₂ (1,83%).

Развернутая формула ортита * (общий делитель $\frac{13753}{8} = 1719$) представлена в следующем виде:



Ортит из пегматитов щелочных гранитов характеризуется значительным содержанием редких земель цериевой группы (80%) и небольшим количеством редких земель иттриевой группы (20%) (табл. 31). Кривая состава редких земель ортита (см. рис. 71) имеет два максимума: Се и Y при высоком содержании La.

* Средний молекулярный вес редких земель ортита из жилы 5 участка VII равен 318,75.

Таблица 30
Химический состав ортита и ортитоподобного минерала (вес. %)

Компоненты	Пегматиты щелочных гранитов		Гранитные пегматиты		Компоненты	Пегматиты щелочных гранитов		Гранитные пегматиты	
	Ортитоподобный минерал *	Ортит	Ортитоподобный минерал *	Ортит		Ортитоподобный минерал *	Ортит	Ортитоподобный минерал *	Ортит
SiO ₂	25,3	29,27 **	30,68	32,08	ThO ₂	2,07	1,83 **	0,90	0,95
TiO ₂	1,98	3,30	0,34	—	PbO	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	12,09	16,61	16,50	13,91	ZrO ₂	0,56	—	—	—
Fe ₂ O ₃	11,94	7,70	4,07	8,37	F	1,77	—	—	—
FeO	10,00	8,76	9,68	7,85	H ₂ O ⁺	4,13	3,70	2,35	2,74
CaO	12,44	8,77	5,16	10,47	H ₂ O ⁻	0,53	0,48	—	—
MgO	0,74	0,10	0,20	0,49	П. п. п.	—	—	0,31	—
MnO	—	0,02	6,28	1,21	Сумма	100,68	99,80	99,91	99,49
K ₂ O	—	0,36	—	0,54	—O=F ₂	-0,74	—	—	—
Na ₂ O	—	0,40	—	—	Сумма	99,94	—	—	—
∑TR ₂ O ₃	17,13	18,50	23,44	20,88					

* Аналитик Н. Н. Кузнецова (ВИМС).

** Аналитик М. М. Стукалова (ВСЕГЕИ), Лунц, 1968.

Состав редких земель ($\Sigma TR_2O_3 = 100\%$) в ортитоподобном минерале и ортите

Элементы	Пегматиты щелочных гранитов		Гранитные пегматиты		Элементы	Пегматиты щелочных гранитов		Гранитные пегматиты	
	Ортитоподобный минерал *	Ортит ** (Луниц, 1968)	Ортит			Ортитоподобный минерал	Ортит ** (Луниц, 1968)	Ортит	
			Карелия (Каликта, 1961)	Норвегия (Вайнштейн и др., 1956)				Карелия (Каликта, 1961)	Норвегия (Вайнштейн и др., 1956)
	Участок VII, жила 5					Участок VII, жила 5			
La	23,8	17,4	13,0	17,0	Tb	0,7	0,4	0,8	—
Ce	47,3	43,4	35,0	39,0	Dy	1,2	1,1	7,0	—
Pr	4,1	5,6	8,0	6,0	Ho	—	0,6	0,6	—
Nd	12,6	9,0	21,0	25,0	Er	0,5	1,9	0,8	—
Sm	1,6	2,0	8,0	7,9	Tu	—	—	—	—
Eu	—	1,3	0,3	—	Yb	0,3	1,7	0,3	—
Gd	4,2	1,3	5,0	5,5	Lu	—	0,3	—	—
					Y	3,8	14,0	—	—
ΣCe	93,5	80,0	90,3	100,4	ΣY	6,5	20,0	9,5	—

* Рентгеноспектральный анализ (из осадка); аналитик И. В. Сорокин (ВИМС).

** Хроматографический анализ (из минерала); аналитик М. М. Стукалова (ВСЕГЕИ).

Минеральные ассоциации ортита на разных участках резко отличные (см. табл. 3). На участке X ортит ассоциирует с эгирином, гастингситом, сфеном, флюоритом, цирконом и реже с фергусонитом, но особенно часто с магнетитом. На остальных участках ортит ассоциирует с абукумалитом, чевкинитом, силикатом TR, Ca, Th, ортитоподобным минералом, блонстрандином, иттротитанитом, циртолитом и другими.

Изучение генезиса и возрастных взаимоотношений минералов в пегматитовых жилах участков IV и VII показало, что ортит является метасоматическим минералом, более поздним по отношению к процессам альбитизации и окварцевания пегматита и вмещающих его пород. Об этом свидетельствуют реликты кварца, альбита, микроклина и плагиоклаза в минерале, а также нередко наблюдаемое цепочечное расположение ортита и приуроченность его кристаллов к трещинкам, секущим зоны окварцевания, реже участки альбитизации и неизмененного пегматита. Вследствие этого отпадает сам смысл утверждения о наличии нескольких генераций ортита, как это отмечают И. В. Бельков и В. А. Хвостова (1962). Ими выделяются несколько генераций ортита, одна — сингенетичная с формированием первичных зон пегматитовых тел, вторая — сингенетичная альбитизации, третья — сингенетичная окварцеванию. Нашим фактическим материалом установлена лишь одна генерация ортита, генетически связанная с поздними гидротермальными процессами, наложенными на пегматитовые жилы.

Детальное изучение взаимоотношений аксессуарных редкоземельных минералов показало, что ортит является одним из поздних редкоземельных минералов, отложение которого происходит позже абукумалита, силиката TR, Ca, Th, блонстрандина, иттротитанита, но раньше астрофиллита, циртолита, фергусонита, редкоземельного ферриторита и карбонатов

редких земель (см. табл. 48). На это указывают факты пересечения и интенсивного замещения более ранних минералов ортитом. С ортитоподобным минералом ортит встречается совместно, они неотличимы друг от друга макроскопически и даже в шлифах. Ортит по времени выделения близок к ортитоподобному минералу.

Особенно интенсивному псевдоморфному замещению ортитом подвергается абукумалит на участке IV. В начальной стадии процесса наблюдается развитие каемок замещения ортита в периферических частях метакристаллов абукумалита, затем каемки замещения утолщаются и от них отходят прожилки и заливообразные выступы, проникающие глубоко в центральную часть абукумалита. В конечных стадиях процесса замещения наблюдается образование частичных псевдоморфоз ортита по абукумалиту (рис. 59).

Псевдоморфное замещение абукумалита ортитом (ортитизация абукумалита) так же, как и замещение силиката TR, Ca, Th ортитоподобным минералом (см. рис. 61) является результатом воздействия более поздних постмагматических растворов, обогащенных в основном цериевыми редкими землями, железом и алюминием, на ранние минералы. При этом растворами приносятся извне только цериевые редкие земли, а железо и алюминий заимствуются из вмещающих и подстилающих пород пегматитов (амфиболитов) и ранних минералов самих пегматитов. Химизм протекающих процессов замещений в описываемых минералах (см. табл. 24, 26, 30) сводится к значительному выносу редких земель (45—56% против 17—18,5%), замене иттриевых редких земель цериевыми, выносу тория (4,7% против 1,9%) и привносу алюминия (12—16%) и железа (16,5—21%). Основной причиной замещений является изменение режима кислотности — щелочности минералообразующих растворов по сравнению с теми условиями, при которых выделялись из растворов абукумалит и силикат TR, Ca, Th.

В связи с вышеотмеченными процессами замещения абукумалита неоправданным является отнесение Т. Б. Здорик (1966) и А. И. Гинзбург и др. (1966) ортита из альбититов к более поздней генерации по сравнению с ортитом из пегматитов. При этом Т. Б. Здорик было описано замещение бритолита ортитом. В результате исследования редкоземельных пегматитов района была выявлена близкая минеральная ассоциация ортита и сходные явления псевдоморфного замещения абукумалита ортитом в зонах окварцевания, как и в альбититах, по Т. Б. Здорик (1966). На основании этого можно предполагать, что существует только одна генерация ортита и ортитоподобного минерала, наблюдаемая как в неизменных пегматитовых породах самих пегматитовых жил, так и в зонах замещения пегматитов (альбитизации и окварцевания), сингенетичная по времени отложения с ортитом из зон альбититов, находящихся вне пространственной связи с пегматитовыми жилами.



Рис. 59. Псевдоморфное замещение абукумалита (серое с рельефом) ортитом (темно-серое до черного) в виде оторочек, развивающихся от периферии к центральным частям абукумалита, и отходящих от них прожилков, пересекающих абукумалит. Белое — кварц, мелкие призматические кристаллы — циртолит. Участок IV, жила 42. $\times 40$, без анализатора

Отложение ортита и ортитоподобного минерала связано с самостоятельной стадией минералообразования, последовавшей за выделением ранних редкоземельных силикатов (абукумалита, чевкинита, гадолинита и др.), блонстрандина и иттротитанита, но предшествующей отложению фергусонита и циртолита (см. табл. 48).

Ортитоподобный минерал. При изучении акцессорной редкоземельной минерализации в пегматитах в 1956—1957 гг. был обнаружен на участках V и VII минерал, внешне очень сходный с ортитом. Однако проведенные детальные исследования его показали, что минерал близок к ортиту только по химическому составу и отличается от него оптическими свойствами и структурой. В связи с этим его можно отнести к ортитоподобному минералу. После высокотемпературного прокаливания его была получена рентгенограмма неизвестного до сих пор минерала*.

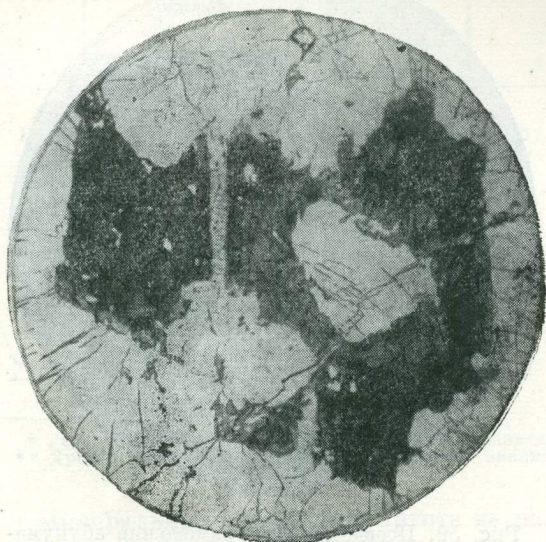


Рис. 60. Футлярообразный метакристалл ортитоподобного минерала (темно-серое) с крупными реликтами позднего кварца (белое). Участок VII, жила 5. $\times 15$, без анализатора

Минерал на отмеченных участках был обнаружен в редкоземельных микроклиновых и микроклин-плагноклазовых пегматитах первой группы, залегающих в метасоматически измененных гнейсовых породах, переслаивающихся с пластовыми и линзообразными телами амфиболитов. Нередко пегматиты залегают непосредственно в амфиболитах.

Ортитоподобный минерал тяготеет в пегматитовых жилах к зонам и участкам интенсивного окварцевания, намного реже — к участкам альбитизированного и неизмененного пегматита. Концентрация минерала в пегматитовых жилах различная. Наиболее широко он распро-

странен в пегматитах участка VII, где образует гнездовые скопления и мелкую вкрапленность, нередко наблюдается цепочечное расположение минерала вдоль трещинок различных направлений.

Минеральные ассоциации ортитоподобного минерала в пегматитовых жилах обоих участков также отличаются друг от друга (см. табл. 3). На участке V он ассоциирует с магнетитом, иттротитанитом, сфеном, циртолитом и ураноторитом. На участке VII (жила 5) он ассоциирует с магнетитом, флюоритом, астрофиллитом, блонстрандином, иттротитанитом, циртолитом, но особенно часто встречается совместно с ортитом и силикатом TR, Ca, Th.

Изучение генетических и возрастных взаимоотношений минералов показало, что ортитоподобный минерал образуется метасоматическим путем и является более поздним по отношению к процессам альбитизации и окварцевания пегматитов. На это указывают реликты кварца, альбита, микроклина и плагноклаза в минерале (рис. 60), часто наблюдаемое цепочечное расположение ортитоподобного минерала, приуроченность его кристаллов к контактам ранее образованных кварцевых зерен и к тре-

* Ортитоподобный минерал на участке VII исследовался автором, а на участке V — Н. И. Плетневой (КОЛФАН СССР).

пинам, секущим зоны окварцевания, реже участки альбитизации пегматита и неизмененного пегматоидного гранита (участок VII).

Описываемый минерал является весьма поздним редкоземельным минералом и выделяется позднее силиката TR, Ca, Th — возрастного аналога абукумалита, блонстрандина, иттротитанита, но раньше фергусонита, циртолита, редкоземельного ферриторита и карбонатов редких земель (см. табл. 48). На это указывают факты пересечения и интенсивного замещения более ранних минералов исследованным минералом. По времени отложения ортитоподобный минерал близок к ортиту.

Особенно интенсивному псевдоморфному замещению ортитоподобным минералом подвергается силикат TR, Ca, Th на участке VII. Процесс его замещения начинается с образования периферических каемок замещения и редких прожилков (рис. 61, А). В конечных стадиях процесса замещения образуются частичные и полные псевдоморфозы исследованного минерала по силикату TR, Ca, Th, о чем свидетельствует нахождение в нем редких реликтов последнего (см. рис. 61, Б).

Минерал представлен в пегматитовых жилах различными формами метасоматического роста. В пегматитах участка VII он образует скелетные и футляровидные метакристаллы (см. рис. 60), а также прожилковые и неправильной формы выделения, тяготеющие к контактам кварцевых зерен. Реже отмечаются изометричные формы, а в единичных случаях минерал наблюдается в виде пластинчатых и призматических кристаллов размером $0,7 \times 1-1,5$ см в поперечнике, толщиной до $3-5$ мм (рис. 62). На участке VII описываемый минерал образует псевдоморфозы по силикату TR, Ca, Th и редко собственные формы роста (пластинчатые и призматические кристаллы). На участке V минерал, по данным Н. И. Плетневой, наоборот, наблюдается исключительно в виде пластинчатых и призматических кристаллов, аналогичных тем, которые в редких случаях отмечались на участке VII.

В свежем изломе ортитоподобный минерал бархатно-черный, непрозрачный, с поверхности матовый. В тонких сколах просвечивает и имеет

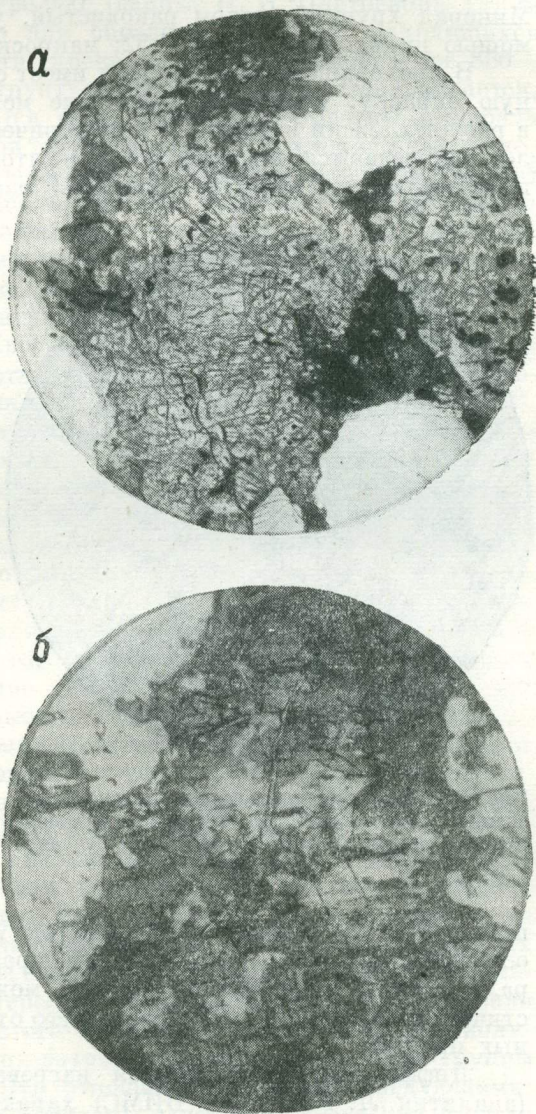


Рис. 61. Псевдоморфное замещение силиката TR, Ca, Th (серое с рельефом) ортитоподобным минералом (темно-серое, черное; белое — кварц)

а — начальная стадия, б — конечная стадия. Участок VII, жила 5. $\times 40$, без анализатора

зеленовато-коричневый, буровато-коричневый или темно-зеленый цвет. Блеск стеклянный, жирный, до смолистого. Твердость, измеренная С. И. Лебедевой (ИМГРЭ) на приборе ПМТ-3 при нагрузке 100 г методом микровдавливания, в пределах 621—642 кг/мм². Средняя твердость минерала по трем замерам 635 кг/мм² или в пересчете на классы Хрущева 5,3. Минерал хрупкий, излом раковистый, удельный вес, измеренный с помощью пикнометра, равен 3,52; макроскопически не отличим от ортита.

В проходящем свете минерал имеет серовато-зеленую или темно-зеленую окраску; изотропен вследствие метамиктного состояния. Минерал в разной степени изменен. В периферических частях его зерен и кристаллов наблюдаются красноватые и желтовато-бурые, буровато-оранжевые и светло-желтые каемки продуктов изменения. Конечной стадией его

изменения в процессе гипергенеза является псевдоморфное замещение охристыми продуктами ржаво-бурого цвета.

По физическим свойствам ортитоподобный минерал (см. табл. 28) существенно отличается от метамиктных ортитов только показателем преломления. Так, показатели преломления метамиктного ортита, тесно ассоциирующего с ортитоподобным минералом в жиле 5 участка VII, и метамиктных ортитов из участка X и «зоны аксессуарной редкоземельной минерализации» (Белолипецкий и др., 1967) варьируют в пределах 1,648—1,705 и значительно ниже показателей преломления ортитоподобного минерала (1,78—1,784). В результате измерения показателя преломления ортитоподобного минерала с двух участков были получены

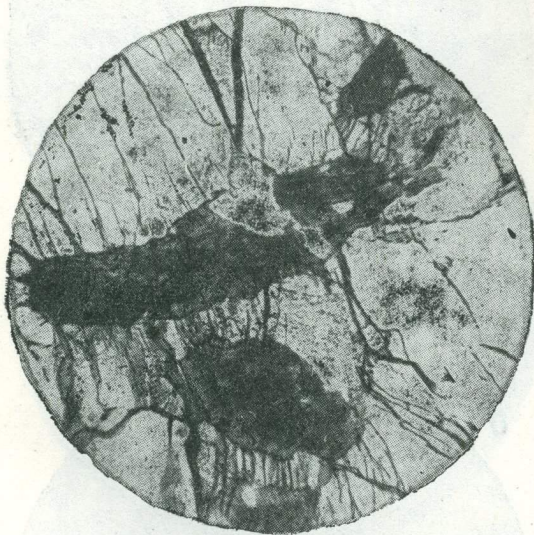


Рис. 62. Пластинчатые и призматические кристаллы ортитоподобного минерала (темно-серое) в кварце (светло-серое). $\times 15$, без анализатора

весьма близкие цифры: 1,780 (участок VII) и 1,784 (участок V). Это дает основание полагать, что показатель преломления ортитоподобного минерала, являясь величиной постоянной, может служить характерным диагностическим признаком, отличающим его от ассоциирующих с ним метамиктных ортитов.

Дифференциальная кривая нагревания минерала из участка VII (аналитик Л. Рыбакова, ВИМС) характеризуется пологим, расплывчатым эндотермическим эффектом в интервале 20—200° и плохо проявленным экзотермическим эффектом при 960°, с которым связан, очевидно, переход минерала в кристаллическое состояние.

При сравнении кривых нагревания исследованного минерала и ортита из одной и той же жилы 5 участка VII видно, что они значительно отличаются друг от друга (см. рис. 58, А, Б).

Исследованный минерал в исходном состоянии рентгеноаморфный*. После прокаливании двух образцов минерала (1 и 2) с участка VII при температуре 830° в течение 1 ч была получена дифракционная картина с небольшим количеством слабых линий (см. табл. 29). Причем полученные рентгенограммы отличаются одна от другой вследствие различной

* Рентгенографическое изучение минерала с участка VII проведено А. И. Комковым (ВСЕГЕИ), а с участка V — А. П. Денисовым (РОЛФАН СССР).

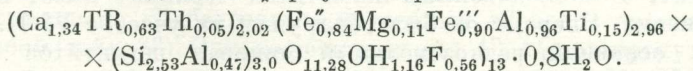
степени метамиктности этих образцов. Образец 2, в отличие от образца 1, характеризуется большей метамиктностью, в результате чего на его рентгенограмме выявлена преобладающая фаза церианита. Аналогичная дифракционная картина получена с образца минерала, взятого на участке V и прокаленного при температуре 900° (данные Н. И. Плетневой). Таким образом было установлено, что для образцов минерала, находящихся в высокой степени метамиктности, прокаливание при температуре 830—900° является недостаточным, структура минерала не восстанавливается, и на порошкограммах выявляется фаза церианита. Образцы минерала 1 и 2 участка VII, прокаленные при температуре 1000° в течение 1 ч, дали хорошо выраженную дифракционную картину и, поскольку в ней отсутствуют линии церианита, можно предполагать, что получена рентгенограмма минерала, структура которого полностью восстановилась (см. табл. 29).

Сопоставление рентгенограмм ортитов и ортитоподобного минерала выявило существенное их отличие. Известно, что большинство метамиктных ортитов при высокотемпературном прокаливании (900—1000°) разлагаются на простые окислы (Хвостова, 1962; Сидоренко, 1962). Принимая во внимание это обстоятельство, а также индивидуальность рентгенограммы исследованного минерала, прокаленного при температуре 1000°, и не имеющей аналогов среди рентгенограмм известных до сих пор редкоземельных силикатов, можно считать, что структура прокаленного ортитоподобного минерала наряду с показателем преломления также является характерным признаком, отличающим его от ортита.

Данные химического состава ортитоподобного минерала из участка VII* показали (см. табл. 30), что они отличаются от химических составов ортитов из участка VII и других районов (Хвостова, 1962) пониженным содержанием SiO₂ (25,3%) и увеличенным количеством суммы закисного и окисного железа (22%). Кроме того для исследованного минерала также выявлено повышенное содержание фтора (1,77%), не характерное для ортитов, в которых оно не превышает 0,3%. По содержанию остальных компонентов химический состав минерала ничем не отличается от состава ортитов. Однако наблюдается некоторая унаследованность состава ортитоподобного минерала от состава замещенного им силиката TR, Ca, Th: : SiO₂ 26,75%, ThO₂ 4,72%, F — 1,40% (см. табл. 30).

При пересчете химического анализа исследованного минерала была учтена незначительная механическая примесь циртолита, поэтому 0,56% ZrO₂ и эквивалентное количество SiO₂ и TR₂O₃ были высчитаны из анализа. Расчет анализа минерала производился с учетом состава редких земель, средний молекулярный вес которых, по данным рентгеноспектрального анализа, равен 327,89. Пересчет химического состава минерала производился путем вывода простого отношения между атомными количествами кремния и суммой других катионов, объединенных в две группы (Борнеман-Старынкевич, 1964). Эти отношения оказались следующими: A : B : X = 2 : 3 : 3 (сходными с ортитом), вследствие этого для расчета формулы минерала сумма катионов была принята равной восьми, а O, F, OH = 13 (табл. 32). При объединении катионов в группы допускалось, что кремний значительно изоморфно замещается алюминием, а кислород — гидроксидом и фтором.

В результате пересчета химического анализа минерала (общий делитель $\frac{13 \cdot 206}{8} = 1650$) была получена следующая развернутая формула минерала, очень сходная с формулой ортита:



* Анализ минерала производился в лаборатории микрохимии ВИМСа Н. Н. Кузнецовой из навески 110 мг. Вследствие внешнего сходства исследованного минерала с ортитом чистота отбора материала на химический анализ проверялась рентгенограммами с отдельных отобранных обломков минерала.

Пересчет химического ана

Компоненты	Вес. %	Примеси цирколита, вес. %	Молекулярные количества
SiO ₂	25,30	0,28	4176
Al ₂ O ₃	12,09	—	1186
Fe ₂ O ₃	11,94	—	748
FeO	10,00	—	1390
TiO ₂	1,98	—	248
ZrO ₂	0,56	0,56	—
MgO	0,74	—	183
ThO ₂	2,07	—	79
TR ₂ O ₃	17,13	0,01	522
CaO	12,44	—	2218
H ₂ O ⁺	4,13	0,03	2277
H ₂ O ⁻	0,53	—	—
F	1,77	—	932
Сумма	100,68	0,88%	
—O=F ₂	—0,74	—	
Сумма	99,94	—	

По составу редких земель минерал (см. табл. 31), в отличие от ортитов из участка VII и Алакертти (Калита, 1961), характеризуется отсутствием иттриевого максимума и повышенным содержанием легких лантаноидов. Исследованный минерал является селективным цериевым минералом с высоким содержанием лантана. Содержание редких земель цериевой группы составляет 93,5%, а иттриевой группы 6,5%. Кривая состава редких земель минерала (см. рис. 71) показывает присутствие Се- и Na-максимумов.

В заключение следует подчеркнуть, что хотя ортитоподобный минерал и близок к химическому составу метамиктных ортитов, за исключением пониженного содержания SiO₂ и повышенного — фтора, он существенно отличается от них резко повышенным показателем преломления (1,78—1,784) и структурой — совершенно индивидуальной порошкограммой, полученной после высокотемпературного (1000°) прокалывания. Таким образом, исследованный минерал, по всей вероятности, является новым минеральным видом. Однако лишь обнаружение и исследование кристаллических разновидностей позволит выяснить правомерность отнесения его к новому минеральному виду.

Необходимо обратить внимание также на возможно более широкое распространение среди аксессуарных метамиктных ортитов внешне трудно отличимого от них ортитоподобного минерала.

Чевкинит. В исследованных пегматитах чевкинит имеет небольшое распространение. Впервые он был обнаружен на участке VI И. В. Бельковым как основной редкоземельный минерал пегматитов (Бельков, Волкова, 1958). На основании этого был выделен чевкинитовый тип пегматитов (Лунц, 1963₂). Небольшое количество чевкинита было обнаружено и в жилах 13, 14, 42 участка IV. Чевкинит приурочивается исключительно к зонам и участкам интенсивного окварцевания микроклиновых и пла-

лиза ортитоподобного минерала

Атомные количества		Простые отношения	Число атомов катионов	Сумма валентности катионов
кислорода	катионов			
8352	4176	X = 4950	2,53	10,12
3558	774			
—	1598			
2244	1496	B = 4915	1,43	4,29
1390	1390			
496	248			
—	—	A = 3341	0,90	2,70
183	183			
158	79			
1566	1044	A : B : X = 3341 : 4915 : 4950 ~ ~2 : 3 : 3	0,84	1,68
2218	2218			
—	—			
—	13 206 : 8 = 1650	A : B : X = 3341 : 4915 : 4950 ~ ~2 : 3 : 3	0,15	0,60
—	—			
—	—			
—	4554	A : B : X = 3341 : 4915 : 4950 ~ ~2 : 3 : 3	0,11	0,22
—	—			
—	932			
—	—	A : B : X = 3341 : 4915 : 4950 ~ ~2 : 3 : 3	0,05	0,10
—	—			
—	—			
—	—	A : B : X = 3341 : 4915 : 4950 ~ ~2 : 3 : 3	0,63	1,89
—	—			
—	—			
—	—	A : B : X = 3341 : 4915 : 4950 ~ ~2 : 3 : 3	1,34	2,68
—	—			
—	—			
—	—	A : B : X = 3341 : 4915 : 4950 ~ ~2 : 3 : 3	2,76	11,28—0
—	—			
—	—			
—	—	A : B : X = 3341 : 4915 : 4950 ~ ~2 : 3 : 3	0,56	1,72—(OH, F)
—	—			
—	—			

гио-микроклиновых пегматитов, и только редкие кристаллы его наблюдаются в зонах альбитизации (жилы 13, 14).

Чевкинит образует пластинчатые кристаллы до 4—5 см по длинной оси при толщине кристаллов от 1—2 до 4—5 мм. Минерал черный, блеск смолистый, излом раковинистый и неровный, в тонких осколках просвечивает красновато-коричневым цветом.

Твердость чевкинита из жилы № 13 участка IV, определенная методом микровдавливания, 691—716 кг/мм², H_{ср} = 709 кг/мм², что соответствует в пересчете на классы Хрущева 5,7 (С. И. Лебедева, ИМГРЭ). Удельный вес минерала равен, по данным И. В. Белькова, 4,476. Чевкинит изотропен вследствие метамиктного состояния. В проходящем свете он от темно-буро-красного цвета до красного в тонких шлифах. Показатель преломления минерала из жил 14 и 42 участка IV, замеренный в сплавах, около 2,0 (аналитик В. Г. Фекличев), из участка VI—1,98.

Дифференциальная кривая нагревания чевкинита из участка IV (аналитик Л. Рыбакова, ВИМС) характеризуется хорошо выраженным экзотермическим эффектом при 870°, связанным с переходом минерала в кристаллическое состояние (рис. 63, А). Эндотермический эффект протекает в температурном интервале 20—340°, в течение которого, судя по кривой обезвоживания (см. рис. 63, Б), выделяется 70% воды. Чевкинит рентгеноаморфен и лишь после прокалывания при температуре 950—1000° в течение 1—2 ч была получена хорошо выраженная дифракционная картина минерала. Дебаеграммы изученных образцов чевкинита близки между собой (табл. 33). Однако чевкинит жил 13, 14 подвергнут более сильному метамиктному распаду по сравнению с чевкинитом жилы 42 и поэтому на их дебаеграмме появляются дополнительные отражения церианита. Сравнение дебаеграмм исследованного чевкинита с дебаеграммами чевкинита из других районов показало их значительное различие. Оно

Расчет рентгенограмм порошка перрьерита и чевкинита

№ линии	Чевкинит **, 950—1000°						Перрьерит		Перрьерит, 900°		Чевкинит	
	Участок IV						Bonatti, Gottardi, 1960		Портнов, 1964		Зуев и др., 1961	
	Жила 13		Жила 14		Жила 42		I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)
	I	d (кХ)	I	d (кХ)	I	d (кХ)						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	—	—	—	—	—	—	65	5,34	—	—	—	—
2	—	—	—	—	—	—	25	5,13	—	—	—	—
3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	4,91
4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	4,64
5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	—	—	—	—	6	4,11	20	4,06	—	—	1	3,63
7	—	—	—	—	—	—	15	3,53	—	—	—	—
8	2	(3,43)	—	—	3	(3,46)	20	3,43	—	—	4	3,48
9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	3,16
10	10	3,11 *	8	3,10 *	8	3,14	15	3,15	—	—	—	—
11	—	—	—	—	—	—	10	3,03	2	3,06	1	3,08
12	8	2,96	8	2,95	10	2,95	100	2,96	10	2,96	3	2,99
13	—	—	—	—	—	—	55	2,93	—	—	—	—
14	3	2,81	3	2,81	4	2,84	65	2,82	2	2,82	7	2,87
15	6	2,69	7	2,69	7	2,71	15	2,73	4	2,70	10	2,71
16	—	—	—	—	—	—	20	2,675	—	—	2	2,60
17	—	—	—	—	—	—	15	2,550	—	—	—	—
18	1	2,492	4	2,502	4	2,51	15	2,488	1	2,50	4	2,53
19	1	2,384	—	—	1	2,22	50	2,229	1	2,35	4	2,23
20	5	2,163	6	2,165	6	2,16	25	2,166	5	2,16	10	2,17
21	—	—	—	—	—	—	25	2,156	—	—	—	—
22	—	—	—	—	—	—	15	2,095	—	—	—	—
23	2	2,086	3	2,111	—	—	15	2,088	—	—	1	2,06
24	1	2,000	1	1,990	1	2,02	—	—	—	—	2	2,00
25	3	1,954	2	1,951	6	1,955	50	1,941	5	1,946	9	1,96
26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,95
27	10	1,909 *	10	1,910 *	—	—	—	—	—	—	—	—
28	1	1,833	2	1,822	1	(1,828)	—	—	—	—	—	—
29	—	—	2	1,805	—	—	—	—	—	—	—	—
30	1	1,756	—	—	1	1,782	15	1,779	1	1,775	4	1,78
31	1	1,735	2	1,741	1	1,731	10	1,719	—	—	7	1,73
32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	1,70
33	—	—	—	—	3	1,651	10	1,658	1	1,660	5	1,67
34	—	—	—	—	—	—	15	1,649	2	1,649	5	1,66
35	8	1,629 *	9	1,629 *	—	—	—	—	1	1,622	5	1,63
36	4	1,565 *	1	1,560 *	—	—	15	1,585	1	1,596	2	1,52
37	2	1,519	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,50
38	1	1,492	2	1,472	—	—	—	—	—	—	—	—
39	1	1,457	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
40	1	1,421	2	1,406	2	1,421	—	—	3	1,418	4	1,43
41	1	1,375 *	2	1,370 *	—	—	—	—	—	—	2	1,38
42	2	1,353	2	1,350	1	1,360	—	—	1	1,344	4	1,35
43	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,34
44	—	—	2	1,314	—	—	—	—	—	—	2	1,32
45	—	—	2	1,286	—	—	—	—	—	—	—	—
46	2	1,256	2	1,254	2	1,249	—	—	5	1,253	6	1,26
47	5	1,241 *	4	1,240 *	—	—	—	—	—	—	4	1,24
48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,22
49	4	1,210 *	4	1,210 *	—	—	—	—	—	—	6	1,20
50	—	—	2	1,180	2	1,170	—	—	—	—	4	1,19
51	—	—	2	1,147	—	—	—	—	1	1,147	—	—
52	—	—	2	1,129	2	1,126	—	—	—	—	—	—
53	7	1,104	4	1,105	—	—	—	—	—	—	—	—
54	—	—	2	1,083	—	—	—	—	—	—	—	—

* Отражения кубической фазы церианита.

** $\lambda = \text{Fe}$, $D = 57,3$ мм, $d = 0,5$ мм, 35 кВ, 12 мА; аналитик Г. А. Сидоренко (ВИМС).

№ линии	Чевкинит **, 950 — 1000°						Перрьерит		Перрьерит, 900°		Чевкинит	
	Участок IV						Bonatti, Gottardi, 1960		Портнов, 1964		Зуев и др., 1961	
	Жила 13		Жила 14		Жила 42							
	I	d (кX)	I	d (кX)	I	d (кX)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
55	—	—	2	1,067	—	—	—	—	—	—	—	—
56	—	—	1	1,054	—	—	—	—	—	—	—	—
57	7	1,042	3	1,042	—	—	—	—	—	—	—	—
58	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,036	—	—
59	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,017	—	—

** λ=Fe, D=57,3 мм, d=0,5 мм, 35 кV, 12 mA; аналитик Г. А. Сидоренко (ВИМС).

обусловлено тем, что в наших образцах мы фактически сталкиваемся со смесью перрьерита и чевкинита при преобладании первого. Перрьерит, как известно, является тем же титано-силикатом редких земель

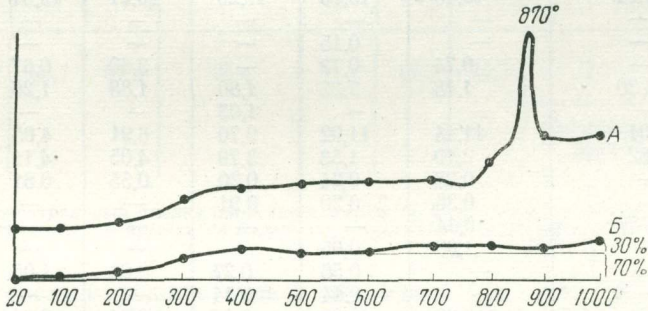


Рис. 63. Дифференциальные кривые чевкинита: А — нагревания, Б — обезвоживания. Участок IV, жила 42

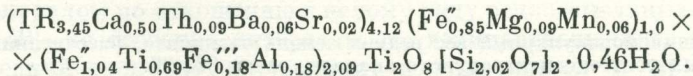
периевой группы и железа, что и чевкинит, но отличается от него по структуре (Bonatti, Gottardi, 1954). Параметры перрьерита следующие: a_0 13,16 Å; b_0 5,62 Å; c_0 11,63 Å; β 113° 28' (Bonatti, Gottardi, 1960). Они отличаются от параметров чевкинита: a_0 13,23—13,56 Å; b_0 5,65 — 5,82 Å; c_0 11,10 — 11,21 Å; β 100° 04' — 101° 27' (Кумская и др., 1963).

Интересно отметить, что рентгенографическое изучение чевкинита из «зоны аксессуарной редкоземельной минерализации», проведенное Н. М. Кумской (ВИМС), показало также принадлежность минерала к перрьериту. Таким образом, перрьерит имеет широкое распространение в редкоземельных пегматитах.

По химическому составу чевкиниты разных участков близки, хотя и наблюдаются колебания в содержаниях CaO и ThO₂, но отличаются от чевкинитов других районов пониженным содержанием TiO₂, Al₂O₃ и несколько повышенным содержанием железа, пониженным содержанием TiO₂ и резко повышенным FeO (табл. 34).

Пересчеты химических анализов чевкинита производились на 22 иона кислорода (A₄B₅X₄O₂₂) (Семенов, 1963; Александрова, Портнов, 1966), в результате чего развернутые формулы чевкинита имеют следующий вид.

Чевкинит жилы 14 участка IV:

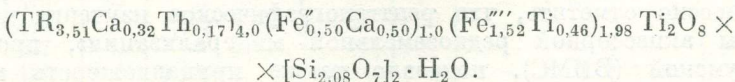


Химические анализы чевкинита и перрьерита (вес. %)

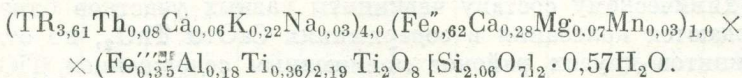
Компоненты	Чевкинит				Перрьерит	Sr-перрьерит
	Пегматиты щелочных гранитов			Гранитные пегматиты	Россия	Пегматиты щелочных гранитов
	Участок IV		Участок VI (Бельков, 1958)	Урал (Макарошкин и др., 1959)		
	Жила 42 *	Жила 14 (Калита, 1963)			США (Jaffe, 1956)	Италия (Bonatti, Gottardi, 1954)
С e ₂ O ₃ } La ₂ O ₃ } 44,45	39,82	18,34	18,70	20,05	31,80	32,14
Y ₂ O ₃ } Nb ₂ O ₅ } —	3,84	3,57	0,68	1,82	1,51	
ThO ₂ 3,47	1,93	2,18	3,22	0,85	4,05	0,54
TiO ₂ 15,44	16,20	15,07	15,94	18,78	23,24	22,09
SiO ₂ 19,61	19,45	19,76	17,26	20,21	19,31	20,30
ZrO ₂ —	—	—	—	—	—	4,85
U ₃ O ₈ —	—	0,15	—	—	—	—
Al ₂ O ₃ —	0,74	0,73	—	3,60	0,67	0,48
Fe ₂ O ₃ 3,80	1,18	2,22	1,80	1,88	1,26	1,65
PbO —	—	—	1,03	—	—	—
FeO 8,01	11,14	11,02	9,70	6,91	4,05	4,65
CaO 3,62	2,19	1,53	3,79	4,05	4,11	3,06
MgO —	0,28	0,24	0,20	0,55	0,81	0,11
MnO —	0,36	0,20	0,91	—	—	0,93
SrO —	0,14	—	—	—	—	7,73
BaO —	1,00	0,05	—	—	—	—
Na ₂ O —	—	0,56	0,27	0,06	1,05	0,72
K ₂ O —	—	0,14	0,14	—	—	0,14
H ₂ O ⁺ 1,38	0,66	0,83	0,16	0,94	0,61	0,08
H ₂ O ⁻ 0,72	0,69	0,03	—	—	—	—
Сумма 100,50	99,62	100,90	99,24	99,50	99,30	99,51

* Аналитик Н. И. Столярова (ВИМС).

Чевкинит жилы 42 участка VI*:



Чевкинит жилы 42 участка IV*:



Состав редких земель в изученных чевкинитах более кислый, нежели в чевкинитах из пегматитов щелочных гранитов и сиенитов Сибири (табл. 35). Исследованные чевкиниты являются существенно цериевыми минералами. Содержание редких земель цериевой группы в чевкините колеблется в пределах 81,7—85,7%, иттриевой группы 14,3—18,3%.

* Средний молекулярный вес редких земель чевкинита, рассчитанный на основании данных рентгеноспектрального анализа, равен 321,96.

Состав редких земель ($\sum TR_2O_3 = 100\%$) в чевкините и перрьерите

Элементы	Пегматиты щелочных гранитов			Пегматиты сиенитов	Элементы	Пегматиты щелочных гранитов			Пегматиты сиенитов
	Чевкинит			Перрьерит		Чевкинит			Перрьерит
	Участок IV		Сибирь	Забайкалье		Участок IV		Сибирь	Забайкалье
	Жила *	Жила **				Жила *	Жила **		
	42	14				42	14		
La	22,5	18,6	22,2	36,0	Tb	0,3	—	0,2	—
Ce	34,7	36,3	48,8	50,0	Dy	6,5	3,0	1,5	—
Pr	3,9	4,0	5,4	2,8	Ho	—	—	0,2	—
Nd	16,0	18,0	16,6	6,5	Er	—	—	0,6	0,5
Sm	1,6	2,8	2,6	—	Tm	—	—	—	—
Eu	—	—	0,2	—	Yb	—	—	0,2	0,1
Gd	3,0	6,0	1,5	0,1	Lu	—	—	—	—
					Y	11,5	11,3	—	4,0
$\sum Ce$	81,7	85,7	97,3	95,4	$\sum Y$	18,3	14,3	2,7	4,6
								Проценко, 1967	Портнов, 1964

* Рентгеноспектральный анализ (из осадка), аналитик В. И. Сорокин (ВИМС).

** Хроматографический анализ (из минерала), аналитик М. Муравинская (ИГЕМ).

На кривой состава редких земель чевкинита (см. рис. 71) выявляются три максимума — цериевый, неодимовый и иттриевый при высоком содержании лантана. В сибирском чевкините из щелочных гранитов иттриевый максимум отсутствует.

Минеральные ассоциации чевкинита на разных участках различные (см. табл. 3). На участке VI чевкинит, по данным И. В. Белькова и М. И. Волковой (1958), ассоциирует с магнетитом, сфеном, гастингситом, флюоритом и цирконом. В жилах 13, 14 участка IV чевкинит находится в ассоциации с магнетитом, абукумалитом, циртолитом и фергусонитом. В жиле 42 того же участка чевкинит ассоциирует с магнетитом, абукумалитом, иттротитанитом, циртолитом, оргитом и фергусонитом.

Детальное изучение чевкинита в шлифах показало, что центральные части его кристаллов часто содержат реликтовые включения кварца и альбита, а периферические имеют скелетное строение. Последнее проявляется в том, что от центральной части кристаллов чевкинита отходят скелетные ветви, глубоко проникающие во вмещающую кварцевую и альбитовую породу зон замещения. Проникновение скелетных ветвей чевкинита происходит по контактам между зернами кварца и альбита, затем наблюдается окаймление и замещение их чевкинитом. Эти наблюдения, а также цепочечное расположение чевкинита вдоль волосовидных трещин в зонах окварцевания и альбитизации свидетельствуют о метасоматической природе чевкинита и его более позднем образовании по отношению к альбиту и кварцу, слагающим зоны замещения.

Изучение чевкинита в шлифах показало, что он является неравновесным минералом по отношению к целому ряду редкоземельных минералов (см. табл. 49), но особенно интересны его взаимоотношения с фергусонитом. Последний проникает в чевкинит в виде жилок и прожилков и

развивается в нем метасоматическим путем (см. рис. 30). Нередко наблюдается проникновение расщепленных метакристаллов фергусонита в периферическую часть чевкинита и интенсивное замещение его фергусонитом (см. рис. 31). Участками наблюдается частичное псевдоморфное развитие фергусонита по чевкиниту, при этом сохраняется огранка метакристалла, свойственная прежнему чевкиниту. Интенсивному замещению фергусонитом подвергаются и скелетные ветви чевкинита. Граница между чевкинитом и фергусонитом неровная, извилистая и заливообразная.

При замещении чевкинита фергусонитом освобождающийся титан переотлагается здесь же в фергусоните в виде новообразованного рутила, который полностью лейкоксенизирован. Железо чевкинита не выносится в раствор, а переотлагается здесь и образует с титаном новообразования ильменита, реже магнетита. Цериевые редкие земли и кремнезем чевкинита выносятся в раствор. При этом процессе постмагматическими растворами привносятся извне лишь иттриевые редкие земли и ниобий. Основной причиной процесса замещения является резкая смена режима кислотности — щелочности и состава минералообразующих растворов, воздействовавших на ранее образованный чевкинит. Реже наблюдается замещение чевкинита иттротитанитом и циртолитом. В «зоне акцессорной редкоземельной минерализации» метакристаллы чевкинита более интенсивно замещаются ортитом, редкоземельным эпидотом и иттротитанитом. В более поздние стадии минералообразования чевкинит замещается карбонатами редких земель.

Приведенный фактический материал показывает, что чевкинит является самым ранним редкоземельным минералом и образуется до отложения ранних силикатов редких земель (абукумалита, таленита, гадолинита), фергусонита, циртолита и др. (см. табл. 48). Отложение чевкинита связывается с самостоятельной стадией редкоземельного (рудного) минералообразования.

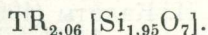
Таленит. Минерал впервые в исследованном районе был обнаружен на участке X И. В. Бельковым (1958), описавшим его как иттриалит. Таленит имеет здесь ограниченное распространение и встречен в амазонитовых, реже микроклиновых пегматитах, залегающих в щелочных гранито-гнейсах вблизи контакта со щелочными гранитами. Таленит приурочивается к зонам и участкам интенсивного окварцевания пегматитов, сложенным поздним кварцем, где он ассоциирует с фергусонитом, цирконом и магнетитом. На участке обнаружены также и гадолинитовые пегматиты, которые более удалены от контакта щелочных гранитов, не содержат таленита и не подвергаются окварцеванию.

В «зоне акцессорной редкоземельной минерализации» по данным А. Я. Волженковой выявлено нарастание таленита на плоскости граней абукумалита, что свидетельствует о более позднем образовании таленита по отношению к абукумалиту. В этой зоне установлена ассоциация таленита с гадолинитом, но взаимоотношения их не были изучены. Однако пространственная обособленность таленитовой и гадолинитовой минерализации на участке X указывает на связь их с различными, разобобщенными стадиями редкоземельного минералообразования (см. табл. 48).

Для кристаллов таленита характерны, по данным И. В. Белькова (1958), удлиненно-призматические формы размером до 1—2 см по длинной оси. В свежем изломе минерал прозрачен и обладает светло-зеленоватым цветом, блеск от стеклянного до жирного и смолистого. Излом раковистый, твердость около 6, черта бесцветная, хрупок. В шлифах в проходящем свете прозрачен, бесцветен, оптически изотропен вследствие метамиктного состояния. Показатель преломления для светло-зеленых разностей 1,753, удельный вес 4,377. Таленит подвергается интенсивному гипергенному изменению с образованием по минералу псевдоморфоз охристых продуктов изменения кремво-желтого и желтовато-розового цветов, состоящих в основном из гидроокислов редких земель.

Химический состав таленита (в %), по И. В. Белькову (1958), следующий: ΣY_2O_3 50,76; Ce_2O_3 6,18; ΣLa_2O_3 3,95; SiO_2 29,04; Al_2O_3 0,92; ThO_2 0,19; TiO_2 0,07; Fe_2O_3 1,60; CaO 0,05; MnO 0,82; MgO 3,39; $(Ta, Nb)_2O_5$ 0,09; п. п. п. 3,18.

Рассчитанная формула таленита



В связи с присутствием в талените повышенного содержания церия и редких земель цериевой группы, а также магния, железа, марганца и некоторого количества фтора, И. В. Бельков допускает возможность примеси к талениту молекулы роуландита.

Состав редких земель таленита (ΣTR_2O_3 100%), по Е. И. Семенову (1963), следующий: La 2,5; Ce 7,6; Nd 5,6; Sm 1,8; Gd 3,4; Dy 5,6; Er 5,6; Yb 9,0; Y 59. На кривой состава редких земель таленита (см. рис. 71) отмечается один иттриевый максимум.

Силикаты циркония

Циртолит обнаружен во всех типах пегматитов этой группы (см. табл. 3). Наиболее высокое содержание циртолита наблюдается в фергусонит-торит-циртолитовом и циртолит-бломстрандиновом типах пегматитов на участках VII и IX. Широкое распространение он имеет также в жилах 13, 14, 42 участка IV. В гадолинитовых амазонитовых пегматитах второй группы циртолит имеет небольшое развитие. В амазонитовых пегматитах, не содержащих гадолинитовую минерализацию, циртолит обнаружен в виде единичных кристаллов. В редкоземельных микроклиновых пегматитах циртолит ассоциирует с абукумалитом, силикатом TR, Ca, Th, фергусонитом, бломстрандином, сфеном, иттротитанитом, ортитом, ортитоподобным минералом, астрофиллитом, эгирином, магнетитом и чевкинитом. Циртолит приурочивается к зонам и участкам окварцевания и реже к зонам альбитизированного и неизмененного кварц-микроклино-олигоклазового пегматита (участки IV и VII). В гадолинитовых амазонитовых пегматитах циртолит находится в ассоциации с гадолинитом, фергусонитом, биотитом, магнетитом, флюоритом и тяготеет к зонам альбитизации и весьма редко к неизмененному амазонитовому пегматиту.

Циртолит встречается в виде хорошо ограненных призматических кристаллов, оканчивающихся дипирамидой. Изредка наблюдаются расщепленные кристаллы циртолита; размер кристаллов от 0,2—0,3 до 1—1,2 см по длинной оси. Для кристаллов циртолита характерно развитие призматических граней (110, 100) и дипирамидальных (111), (331), реже (221). Измерение кристаллов циртолита на двукружном гониометре производилось А. И. Комковым (табл. 36).

Таблица 36

Полярные координаты граней циртолита

Индексы	Участок VII, жила		Болдырев, 1937	
	Ф	ρ	Ф	ρ
a (100)	90°	90°	90°	90°
m (110)	45°	90°	45°	90°
s (111)	45°	42°20'	45°	42°06'
π (331)	45°	70°20'	45°	69°45'
ρ (221)	45°05'	61°36'	45°	61°05'

В единичных случаях в шлифах встречаются удлинено-призматические, остроугольно-долотовидные и дипирамидальные кристаллы циртолита, часто наблюдаются лучистые и радиальнолучистые сростки.

Цвет циртолита изменяется от коричневого и шоколадного до буровато-красного, излом — раковистый, непрозрачный. Циртолит большей частью изотропный, вследствие метамиктного состояния минерала. Вокруг циртолита кварц имеет мелкую радиальнолучистую трещиноватость и окрашен в темно-бурый и коричневый цвет. Удельный вес циртолита из участка IV, по данным А. П. Калиты (1963), равен 3,72.

Только среди циртолита участка VII выделяются две разновидности: 1) большей частью прозрачные и анизотропные кристаллы с показателями преломления N_m 1,790; $N_g > 1,795$ и удельным весом равным 3,93 и 2) непрозрачные и изотропные, метамиктные кристаллы с показателем преломления $< 1,790$ и удельным весом 3,71*. Последняя разновидность имеет преобладающее развитие.

Дифференциальные кривые нагревания циртолита (аналитик Л. Рыбакова, ВИМС) из участков IV и VII близки друг к другу (рис. 64). Пологий эндотермический эффект, наблюдаемый в температурном интервале 20—360°, связан с выделением основного количества воды. Экзотермический эффект в интервале 910—930° связывается с переходом минерала в кристаллическое состояние.

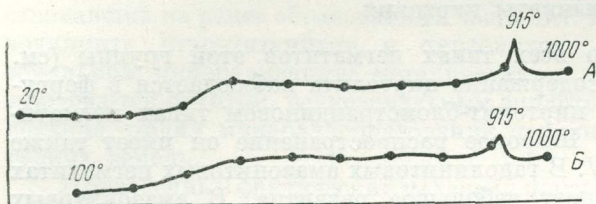


Рис. 64. Дифференциальные кривые нагревания циртолита:

А — циртолит участка VII, жила 5, Б — циртолит участка IV, жила 13

Циртолит рентгеноаморфен и лишь после прокаливания при температуре 950—1000° в течение 2—3 часов были получены хорошо выраженные дифракционные картины (табл. 37).

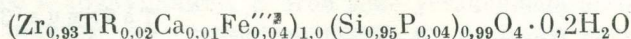
Циртолит рентгеноаморфен и лишь после прокаливания при температуре 950—1000° в течение 2—3 часов были получены хорошо выраженные дифракционные картины (табл. 37).

Результаты химических анализов циртолитов из участков IV и VII (табл. 38) указывают на отсутствие или значительное уменьшение процентного содержания Al_2O_3 (0,03—2,20%), CaO (0,47—2,46%) и урана (0,18—1,26%) в циртолите из участка VII по сравнению с циртолитом участка IV. В циртолите из участка VII наблюдается повышенное содержание ZrO_2 (60,6—56,5%), Fe_2O_3 (1,84—0,96%) и присутствие фосфора (1,53%) и редких земель (1,51%).

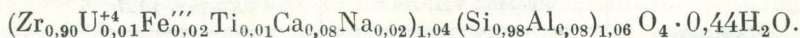
Циртолиты гидратированы и содержат от 3,69 до 4,2% H_2O . В циртолитах участка IV обнаружено 1,6—1,7% HfO_2 , иногда содержание HfO_2 уменьшается и достигает 0,8—0,9% (Калита, 1963).

Пересчеты химических анализов циртолита на $O = 4$ (см. табл. 38) приводят к следующим кристаллохимическим формулам.

Циртолит из участка VII:



Циртолит из участка IV:



Циртолиты по составу редких земель являются селективными иттриевыми минералами и содержат редкие земли иттриевой группы от 96,5% до 100% с преобладанием среди них иттрия — от 46,6% до 58,5% (табл. 39). Состав редких земель в циртолитах более кислый, нежели в цирконах из гранитных пегматитов.

Устанавливаются также некоторые отличия в содержании отдельных редкоземельных элементов в изученных образцах циртолита (см. табл. 39).

* Удельный вес циртолитов определялся методом измерения объема и веса минерала из микроаналитиком Г. Г. Прохоровой (ИМГРЭ). Показатели преломления циртолита измерялись в сплавах Н. Д. Фивягиной (ВИМС).

Расчет рентгенограмм порошка цирколита и циркона

№ линии	Цирколит *, 950—1000°			Циркон		№ линии	Цирколит *, 950—1000°			Циркон	
	Участок VII, жила 5			Михеев, 1957			Участок VII, жила 5			Михеев, 1957	
	hkl	I	d (кX)	I	d (кX)		hkl	I	d (кX)	I	d (кX)
1	110	1	4,87	—	—	26	512; 432	1	1,307	—	—
2	110	6	4,44	7	4,413	27	501; 440	7	1,287	2	1,287
3	200	6	3,65	—	—	28	511	7	1,258	4	1,257
4	200	10	3,30	10	3,291	29	224	1	1,248	—	—
5	210	1	2,953	—	—	30	205	1	1,220	—	—
6	112	3	2,774	—	—	31	600	1	1,212	—	—
7	211	3	2,65	2	2,629	32	512; 432	8	1,187	5	1,184
8	212	9	2,513	8	2,515	33	440	5	1,166	2	1,165
9	220	5	2,335	3	2,336	34	225	1	1,158	—	—
10	301	1	2,274	—	—	35	620	1	1,152	—	—
11	300	2	2,210	2	2,205	36	205	8	1,108	4	1,104
12	221; 301	8	2,062	5	2,068	37	600	8	1,099	3	1,096
13	103	4	1,909	4	1,912	38	334	1	1,073	—	—
14	312	4	1,884	—	—	39	611	1	1,067	—	—
15	400	3	1,819	—	—	40	532	8	1,058	5	1,055
16	321	7	1,744	2	1,748	41	225	9	1,049	5	1,049
17	312	10	1,710	9	1,710	42	620	8	1,043	2	1,041
18	400	8	1,648	6	1,644	43	—	—	—	1	0,999
19	420	1	1,634	—	—	44	—	—	—	2	0,967
20	411	2	1,543	2	1,545	45	—	—	—	1	0,951
21	332	2	1,520	—	—	46	—	—	—	4	0,915
22	204	3	1,494	—	—	47	—	—	—	4	0,894
23	420	7	1,475	6	1,472	48	—	—	—	5	0,889
24	332	8	1,380	6	1,374	49	—	—	—	2	0,882
25	204	7	1,360	4	1,365						

* $\lambda = \text{Fe}$, $D = 57,3$ мм, $d = 0,5$ мм, 30 кВ , 14 мА ; аналитик А. И. Комков (ВСЕГЕИ).

Таблица 38

Химический состав цирколита (вес. %)

Компоненты	Участок VII, жила 5	Участок IV (Калита, 1963)	Компоненты	Участок VII, жила 5	Участок IV (Калита, 1963)
SiO ₂	30,17	31,00	TR ₂ O ₃	1,51	Следы
TiO ₂	0,02	0,55	ThO ₂	0,21	—
Al ₂ O ₃	0,03	2,20	UO ₃	0,18	—
Fe ₂ O ₃	1,84	0,96	U ₃ O ₈	—	1,26
MnO	0,07	0,22	P ₂ O ₅	1,53	—
MgO	0,08	0,09	H ₂ O ⁺	3,60	4,26
CaO	0,47	2,46	Сумма	100,34	99,83
(Na ₂ O + K ₂ O)	—	0,30			
ZrO ₂	60,63	56,52	Аналитик	К. А. Бакланова (ВСЕГЕИ)	М. В. Кухарчик (ИМГРЭ)

Состав редких земель ($\sum \text{TR}_2\text{O}_3 = 100\%$) в циртолите и цирконе

Элементы	Гранитные пегматиты		Пегматиты щелочных гранитов		Элементы	Гранитные пегматиты		Пегматиты щелочных гранитов	
	Циртолит	Циркон	Циртолит *			Циртолит	Циркон	Циртолит *	
	Калига, 1963	Семенов, 1963	Участок VII, жила 5	Участок IV, жила 14		Калига, 1961	Семенов, 1963	Участок VII, жила 5	Участок IV, жила 14
La	2,2	2,5	—	—	Tb	4,1	—	—	—
Ce	3,2	5,1	—	—	Dy	8,6	3,8	4,6	5,0
Pr	2,9	—	—	—	Ho	2,2	—	8,0	—
Nd	1,9	1,3	—	3,5	Er	10,5	1,3	8,0	21,3
Sm	2,2	1,3	—	—	Tu	2,0	—	3,3	—
Eu	1,1	—	—	—	Yb	23,4	31,0	26,5	11,7
Gd	6,4	1,3	—	—	Lu	4,25	2,5	3,0	—
					Y	28,55	(50)	46,6	58,5
$\sum \text{Ce}$	19,9	11,5	—	3,5	$\sum \text{Y}$	80,1	88,6	100,0	96,5

* Хроматографический анализ (из минерала). Аналитик М. Муравинская (ИГЕМ).

В циртолите из участка VII (жила 5) наблюдаются два максимума — иттриевый и иттербиевый, а в циртолите из участка IV (жила 14) — иттриевый, эрбиевый и слабо выраженный иттербиевый (см. рис. 71). Различия в составе редких земель циртолита находятся, очевидно, в связи с различием химического состава обоих образцов циртолита.

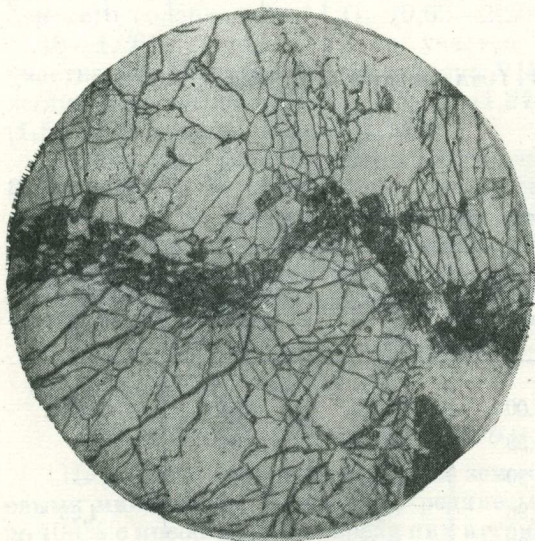


Рис. 65. Цепочка метакристаллов циртолита (темно-серое) на контакте кварц-полевошпатовых зерен (светло-серое). Участок VII, жила 5. $\times 15$, без анализатора

Изучение взаимоотношений циртолита с альбитом и кварцем показало, что для циртолита характерно цепочечное и струйчатое расположение кристаллов вдоль волосовидных трещин. При этом цепочки и дорожки кристаллов циртолита секут все пегматитовые породы жильного тела, в том числе зоны альбитизации и окварцевания пегматита (рис. 65). Циртолит нередко располагается по контактам между ранее образованными кварцевыми и альбитовыми зернами и разрастается метасоматическим путем за счет кварца и альбита, образуя часто жилки, друзы замещения, подковообразные и футлярообразные метакристаллы (рис. 66).

Таким образом, приведенный фактический материал свидетельствует о метасоматической природе циртолита и более позднем его образовании

по отношению к неизменным пегматитовым породам, альбиту и кварцу из зон замещения.

Циртолит — более поздний минерал и по отношению к минералам дорудного метасоматоза. Особенно отчетливо проявляется процесс замещения магнетита мелкозернистым агрегатом циртолита, реже магнетит пересекается цепочками метакристаллов циртолита. Замещение магнетита циртолитом начинается с периферии метакристаллов магнетита, далее мелкозернистый агрегат циртолита вдаётся в виде щупальцев и заливообразных выступов неправильной формы в центральную часть метакристаллов магнетита и разъединяет их на отдельные мелкие участки.

Циртолит является более поздним минералом по отношению к основной массе редкоземельных минералов (см. табл. 48). Мелкозернистый агрегат циртолита в виде цепочек, полос и дорожек рассекает в различных направлениях абукумалит, иттротитанит, силикат TR, Ca, Th, ортит, ортитоподобный минерал, блонстрандин, чевкинит и астрофиллит (см. рис. 56 и рис. 67). Иногда циртолит образует идиоморфные метакристаллы в ортитоподобном минерале, фергусоните и иттротитаните (см. рис. 27). В жиле 5 циртолит нередко нарастает в виде друз замещения на плоскостях граней блонстрандина и на иттротитанитовую оторочку, окаймляющую блонстрандин, и в то же время циртолит часто псевдоморфно замещает как блонстрандин, так и иттротитанит (см. рис. 32). Иногда эти явления наблюдаются в одной и той же пегматитовой жиле вблизи друг от друга. Местами в пределах одного и того же кристалла блонстрандина наблюдается псевдоморфное замещение его циртолитом и нарастание цирто-

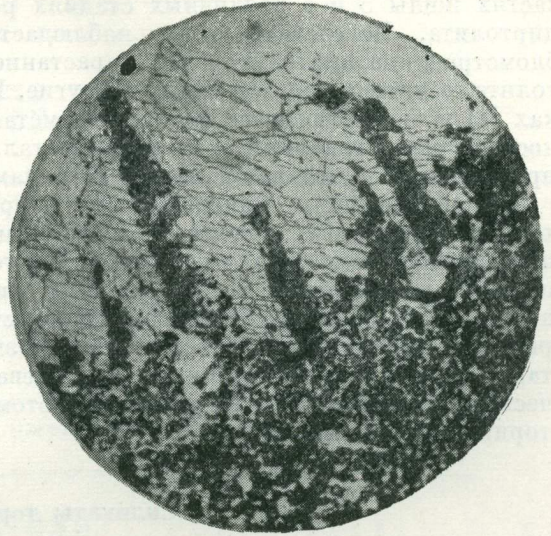


Рис. 66. Прожилки (агрегатные) циртолита (темно-серое), разрастающиеся метасоматическим путем по кварцу (серое) вдоль субпараллельной системы трещин. Участок VII, жила 5. $\times 15$, николи ||

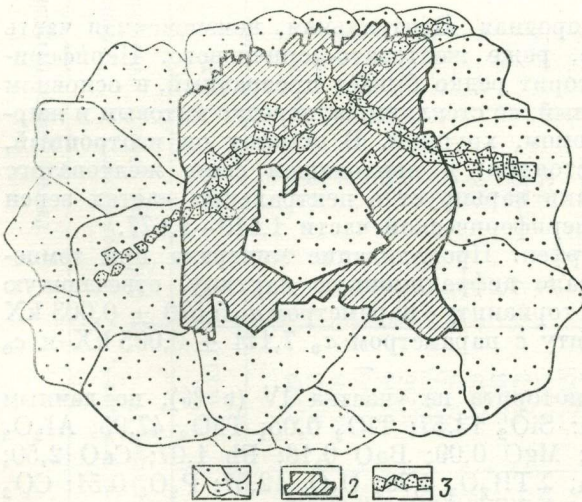


Рис. 67. Цепочка мелких зерен циртолита рассекает футлярообразный метакристалл ортитоподобного минерала.

1 — кварц; 2 — ортитоподобный минерал; 3 — циртолит. Участок VII, жила 5. (Зарисовка шлифа)

лита на гранях блонстрандина в виде друз замещения. Эти факты дают основание предполагать, что минералообразующие растворы, из которых

кристаллизовался циртолит, так же, как и в ранее рассмотренном примере образования зональных оторочек иттротитанита, характеризовались неодинаковым режимом щелочности — кислотности и различным физико-химическим состоянием, то равновесным, то неравновесным по отношению к блонстрандину, иттротитаниту и кварц-альбитовому агрегату в разных частях жилы 5 и в различных стадиях роста и отложения кристаллов циртолита. Вследствие этого наблюдается псевдоморфное замещение блонстрандина циртолитом или нарастание на него друз замещения циртолита, а иногда переход одних в другие. В единичных случаях на участках III и IV наблюдается нарастание метакристаллов циртолита на плоскостях граней гадолининовых метакристаллов. На участке VIII пироклор прорастает отдельными метакристаллами циртолита.

Более поздними минералами по отношению к циртолиту являются только ферриторит, касситерит и флюорит (II) — карбонатная ассоциация редких земель. Таким образом, циртолит является одним из самых поздних аксессуарных редкоземельных минералов, отложение которого должно быть связано с самостоятельной стадией гидротермального минералообразования, наложенного как на неизмененные пегматитовые породы, так и на зоны альбитизации и окварцевания пегматитов. Постмагматическими растворами привносятся при этом извне цирконий, гафний, реж торий и редкие земли.

Силикаты тория

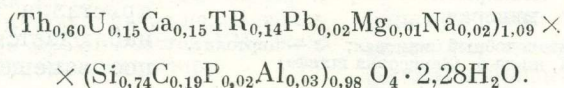
Ураноторит * впервые обнаружен на участке IV в частично альбитизированных и окварцованных микроклиновых пегматитах (восточные и центральные части жил 11—14), где он ассоциирует с магнетитом, абукумалитом, фергусонитом и циртолитом. Реже он встречается на участке V. Ураноторит образует отдельные зерна и выделения изометричной формы, иногда с квадратным поперечным сечением. Хорошо образованные кристаллы не были встречены. Размер выделений варьирует от 1 до 4—5 мм в поперечнике.

Окраска минерала неоднородная. Центральная, неизменная часть красновато-оранжевого цвета, реже желтовато-коричневого. Периферическая часть желтая. Ураноторит редко бывает прозрачный, в основном полупрозрачный и непрозрачный, со стеклянним, нередко матовым и жирным блеском, неровным изломом, хрупкий. В шлифах он изотропный, вследствие метамиктного состояния; в проходящем свете желтоватого цвета. Показатель преломления варьирует в центральных частях зерен в пределах 1,635—1,685, в периферической части 1,610—1,677.

Ураноторит рентгеноаморфен. Прокаливание минерала при температуре 900° в течение 2 ч дало дифракционную картину, отвечающую двум минералам: кубическому тораниту с параметром a_0 $5,570 \pm 0,003$ кХ и тетрагональному ураноториту с параметром a_0 $7,111 \pm 0,005$ кХ и c_0 $6,303 \pm 0,004$ кХ (табл. 40).

Химический анализ ураноторита из участка IV (в %), по данным Н. И. Плетневой, следующий: SiO_2 13,57; TiO_2 0,05; ThO_2 47,95; Al_2O_3 0,50; Fe_2O_3 0,63; MnO 0,03; MgO 0,09; BaO 0,16; Pb 1,07; CaO 2,50; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 0,10; Ce_2O_3 0,24; $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ 4,70; U_3O_8 12,67; P_2O_5 0,51; CO_2 2,53; H_2O^+ 6,75; H_2O^- 5,74; п. п. п. 0,7.

Формула ураноторита:



* Минерал описывается по материалам Н. И. Плетневой (КОЛФАН СССР).

Расчет рентгенограмм порошка ураноторита и ториянита

№ линии	Ураноторит и ториянит *, 900°, участок IV			Ураноторит (Сидоренко, 1960)		Ториянит (FrondeU, 1956)		№ линии	Ураноторит и ториянит *, 900°, участок IV			Ураноторит (Сидоренко, 1960)		Ториянит (FrondeU, 1956)	
	hkl	l	d (кX)	I	d (Å)	I	d (Å)		hkl	I	d (кX)	I	d (Å)	I	d (Å)
1	011	1	4,949	—	—	—	—	26	311	3	1,610	—	—	2	1,611
2	011	3	4,709	9	4,73	—	—	27	411	1	1,590	6	1,592	—	—
3	—	2	4,206	—	—	—	—	28	—	—	—	1	1,580	—	—
4	200	2	(3,906)	—	—	—	—	29	222	1	1,571	1	1,576	—	—
5	200	7	3,544	6	3,56	—	—	30	420	2	(1,537)	—	—	—	—
6	111	9	3,216	—	—	10	3,21	31	004	3	1,478	3	1,482	—	—
7	200	2	(3,077)	—	—	—	—	32	—	—	—	3	1,444	—	—
8	112	2	(2,926)	—	—	—	—	33	033	4	1,441	1	1,440	—	—
9	121	2	2,839	6	2,84	—	—	34	400	2	1,409	—	—	—	—
10	200	6	2,783	—	—	4	2,78	35	322	4	1,393	—	—	2	1,396
11	112	5	2,672	9	2,68	—	—	36	—	2	(1,374)	—	—	—	—
12	220	2	2,515	6	2,52	—	—	37	—	4	1,334	—	—	—	—
13	031	1	(2,445)	—	—	—	—	38	—	10	1,278	—	—	4	1,280
14	031	3	2,220	9	2,22	—	—	39	—	3	(1,255)	—	—	—	—
15	220	3	(2,172)	—	—	—	—	40	—	9	1,246	—	—	4	1,248
16	321	1	(2,074)	—	—	—	—	41	—	6	(1,182)	—	—	—	—
17	013	3	2,017	1	2,02	—	—	42	—	2	1,172	—	—	—	—
18	312	10	1,971	—	—	8	1,971	43	—	10	1,137	—	—	4	1,141
19	220	2	1,881	5	1,874	—	—	44	—	5	1,0871	—	—	—	—
20	321	3	(1,853)	—	—	—	—	45	—	3	1,0859	—	—	—	—
21	311	4	1,830	10	1,834	—	—	46	—	10	1,0727	—	—	4	1,076
22	312	2	1,776	9	1,780	—	—	47	—	1	1,0624	—	—	—	—
23	222	1	1,753	5	1,757	—	—	48	—	5	1,0387	—	—	—	—
24	040	10	1,681	—	—	9	1,682	49	—	4	1,0299	—	—	—	—
25	123	1	1,663	1	1,667	—	—	50	—	4	1,0206	—	—	—	—

* $\lambda = \text{Fe}$, $D = 66$ мм; $d = 0,3$ мм; 50 кV, 14 mA; аналитик А. П. Денисов (КОЛФАН СССР).

Ферриторит и редкоземельный ферриторит. Ферриторит впервые описан А. П. Калитой (1963). Он имеет довольно широкое распространение среди микроклиновых и плагиомикроклиновых пегматитов первой группы на участках IV (жилы 12, 13, 14, 16), V, III (жилы 23, 23а, 18) и IX. Здесь ферриторит приурочивается в основном к зонам окварцевания, реже к участкам альбитизации, где он ассоциирует с фергусонитом, циртолитом, абукумалитом, но особенно часто с магнетитом.

Редкоземельный ферриторит был обнаружен автором в 1960 г. только в жиле 5 участка VII и наблюдается в виде единичных изометричных выделений, тяготеющих к неизмененному микроклин-плагиоклазовому пегматиту.

Ферриторит встречается в пегматитах в основном в виде изометричных выделений размером от 1—2 до 5—8 мм в поперечнике, реже образует жилки и неправильной формы гнезда до $1,5 \times 2,5$ см в поперечнике. Окраска ферриторита меняется от темно-красной, сургучно-красной, розовато-красной до красновато-коричневой. Редкоземельный ферриторит розового и розовато-сиреневого цвета. Блеск минерала большей частью матовый, тусклый, редко жирный. Твердость — 5, но в образцах, подвергнувшихся гипергенным изменениям, твердость падает до 1—2. Удельный вес ферриторита из участка IV, по данным А. П. Калиты (1963), 3,08. Свойства ферриторита и редкоземельного ферриторита сходны между собой. В шлифах в проходящем свете серого цвета, анизотропны, с низким двупреломлением (серая окраска). Показатели преломления, измеренные в иммерсионных препаратах, следующие: N_g 1,734; N_p 1,730; $N_p - N_g$ 0,004.

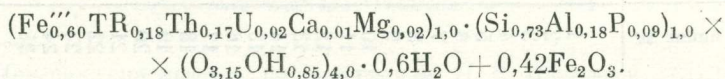
При гипергенном изменении ферриториты покрываются красновато-бурыми и коричневатобурными пятнами на общем сером фоне в шлифах, что связано, по всей вероятности, с вкрапленностью гематита в ферриторите. Это подтверждается рентгеновскими исследованиями.

Редкоземельный ферриторит в естественном состоянии дает хорошо выраженную дифракционную картину, свидетельствующую, что здесь имеются две кристаллические фазы: торита и гематита (табл. 41). Параметры элементарной ячейки торита a_0 7,05 + 0,02 кХ; c_0 6,24 + 0,05 кХ. После прокаливании минерала при температуре 800° на дебаеграмме также наблюдаются две вышеуказанные кристаллические фазы. Таким образом, изученные ферриториты представляют собой механическую смесь двух минералов: торита и гематита.

Исследованные ферриториты по химическому составу отличаются от ферриторитов других районов повышенным содержанием Fe_2O_3 (23,2—31,4%, против 9,8—15,6%), редких земель (10,9—21,6%, против 2,4—6,6%) и резко уменьшенным содержанием тория (17,75—17,85, против 50—52%). Сравнение химических составов изученных ферриторитов показало отличие в содержании Fe_2O_3 и редких земель (табл. 42). По содержанию Fe_2O_3 изученные ферриториты не имеют аналога. По содержанию редких земель (21,6%) редкоземельный ферриторит из участка VII также отличается от всех известных в литературе торитов. Самое высокое содержание редких земель в торитах отмечалось в Японии, где обнаружен торогуммит с содержанием TR_2O_3 12,8% (Семенов, 1963). В изученном минерале содержание редких земель повышается по сравнению с торогуммитом почти вдвое, на основании этого выделяется новая минеральная разновидность — редкоземельный ферриторит (см. табл. 42).

Пересчеты химических анализов ферриторита производились на основании рентгеноструктурных исследований минералов, которые выявили присутствие двух фаз — торита и гематита. Избыток Fe_2O_3 при пересчете и представляет собой гематитовую фазу.

Формула ферриторита участка IV:



Расчет рентгенограмм порошка ферриторита и гематита

№ линии	Редкоземельный ферриторит (кристаллический) *		Гематит		Ферриторит, 800°		№ линии	Редкоземельный ферриторит (кристаллический) *		Гематит		Ферриторит, 800°	
	Участок VII, жила 5		Михеев, 1957		Свешников и др., 1964			Участок VII, жила 5		Михеев, 1957		Свешников и др., 1964	
	I	d (кX)	I	d (Å)	I	d (кX)		I	d (кX)	I	d (Å)	I	d (кX)
1	5	4,67	—	—	2	4,63	20	2	1,644	2	(1,638)	8	1,659
2	2	3,87	—	—	—	—	21	2	1,600	3	(1,602)	3	1,588
3	—	—	3	3,65	—	—	22	3	1,552	—	—	—	—
4	10	3,51	—	—	9	3,52	23	6	1,481	7	1,481	3	1,478
5	2	3,11	—	—	8	3,16	24	7	1,452	7	1,455	3	1,440
6	—	—	2	(2,980)	—	—	25	4	1,419	—	—	—	—
7	8	2,82	—	—	6	2,82	26	3	1,383	3	1,353	3	1,384
8	—	—	3	(2,759)	—	—	27	7	1,316	2	1,308	3	1,334
9	8	2,69	10	2,694	—	—	28	6	1,278	3	1,258	—	—
10	6	2,64	—	—	6	2,66	29	2	1,231	2	1,224	—	—
11	6	2,513	10	2,513	4	2,50	30	1	1,211	—	—	—	—
12	2	2,430	3	(2,438)	—	—	31	2	1,186	1	1,188	5p	1,182
13	8	2,197	6	2,203	6	2,20	32	5	1,163	1	1,161	—	—
14	10	1,992	1	(2,030)	8	1,940	33	3	1,140	2	1,141	5p	1,136
15	5	1,864	—	—	—	—	34	2	1,113	—	—	—	—
16	—	—	7	1,842	—	—	35	2	1,100	3	1,101	—	—
17	9	1,814	—	—	9	1,820	36	2	1,055	3	1,054	—	—
18	1	1,735	—	—	—	—	37	2	1,044	—	—	—	—
19	5	1,687	8	1,692	—	—	38	2	1,032	—	—	—	—

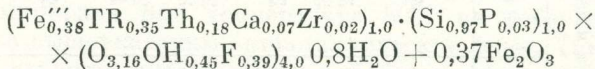
* — условия съемки: $\lambda = \text{Fe}$, $D = 57,3$ мм, $d = 0,5$ мм, 35 кV, 12 мА. Аналитик Г. А. Сидоренко (ВИМС);

p — размытая линия.

Результаты химических анализов ферриторита и редкоземельного ферриторита (вес. %)

Компоненты	Редкоземельный ферриторит				Компоненты	Редкоземельный ферриторит			
	Ферриторит					Ферриторит			
	Пегматиты щелочных гранитов		Гранитные пегматиты	Нефелиносиенитовый комплекс		Пегматиты щелочных гранитов		Гранитные пегматиты	Нефелиносиенитовый комплекс
Участок VII, жила 5	Участок IV (Капит, 1963)	Слюдянка (Калинин, 1945)	Висейский край (Свешникова и др., 1964)	Участок VII, жила 5	Участок IV (Капит, 1963)	Слюдянка (Калинин, 1945)	Висейский край (Свешникова и др., 1964)		
SiO ₂	22,48	17,11	15,62	16,27	ZrO ₂	0,98	—	—	—
TiO ₂	—	0,15	—	0,11	UO ₃	—	—	—	0,42
PbO	—	—	—	0,64	U ₃ O ₈	—	2,55	—	2,64
MnO	—	0,07	—	2,07	P ₂ O ₅	0,88	2,30	—	1,35
MgO	—	0,35	0,40	—	F	2,84	—	—	2,01
CaO	1,56	0,24	0,53	2,30	H ₂ O ⁺	7,26	7,47	—	5,88
ZnO	—	—	—	0,05	H ₂ O ⁻	2,19	4,15	2,48	2,81
Na ₂ O	—	—	—	Следы	Прочие	—	—	—	0,69
Al ₂ O ₃	—	3,65	—	2,29	П. п. п.	—	1,68	7,48	—
Fe ₂ O ₃	23,22	31,42	14,39	9,83	С у м м а	100,83	99,79	96,48	100,73
Nb ₂ O ₅	—	0,005	0,19	0,61	—O=F ₂	—0,92	—	—	—0,85
Σ TR ₂ O ₃	21,58	10,90	2,37	3,07	С у м м а	99,91	—	—	99,88
ThO ₂	17,84	17,75	50,36	51,86	Аналитик	Н. И. Столярова (ВИМС)	З. Н. Бурова (ИМГРЭ)	С. В. Хованский	—

Формула редкоземельного ферриторита участка VII:



Как видно из формул минералов, торий в основном изоморфно замещается железом и редкими землями, а кремний в небольшой степени — алюминием и фосфором.

На основании данных рентгеноструктурного и химического анализов можно высказать предположение, что ферриториты представляют собой механические смеси двух минералов: торита с некоторым содержанием железа и редких земель, изоморфно замещающих торий в структуре минерала, и гематита, который рассеян и распылен в торите. Образование этих двух минералов, по всей вероятности, необходимо связать с первоначальным химическим составом минералообразующих растворов, обогащенных железом и отложивших этот избыток в виде сингенетичной вкрапленности гематита.

Состав редких земель ферриторитов (табл. 43) показывает, что они являются комплексными минералами. В редкоземельном ферриторите преобладают редкие земли цериевой группы (67,8%) при содержании ΣY = 32,2%. В ферриторите содержание редких земель иттриевой и цериевой групп почти одинаковое (55,7—44,3%). Количественные соотношения элементов редких земель в этих двух минералах также различные. На кривой состава редких земель редкоземельного ферриторита (см. рис. 71) выявляются Ce-Nd- и Y-максимумы, для ферриторита характерно Ce, Sm и Y. Однако в отличие от ферриторита в первом более четко выявляется Ce-максимум и повышенное содержание La и менее четко Y-максимум.

Состав редких земель ($\Sigma TR_2O_3 = 100\%$) в ферриторитах

Элементы	Пегматиты щелочных гранитов		Элементы	Пегматиты щелочных гранитов	
	Редкоземельный ферриторит	Ферриторит		Редкоземельный ферриторит	Ферриторит
	Участок VII, жила 5	Участок IV, жила 13		Участок VII, жила 5	Участок IV, жила 13
La	14,7	3,8	Tb	—	0,7
Ce	24,3	14,5	Dy	5,9	7,0
Pr	5,0	1,9	Ho	—	1,8
Nd	15,1	4,9	Er	3,6	6,8
Sm	4,0	17,0	Yb	—	0,8
Eu	—	0,2	Lu	2,7	5,3
Gd	4,7	2,0	Y	—	1,1
				20,0	32,2
Σ Ce	67,8	44,3	Σ Y	32,2	55,7
Аналитик				И. В. Сорокин (ВИМС)	Л. П. Баринский (ИМГРЭ)

* Рентгеноспектральный анализ из осадка

Изучение взаимоотношений ферриторита и редкоземельного ферриторита с ассоциирующими с ним минералами показало, что они являются самыми поздними редкоземельными минералами (см. табл. 48). Ферриторит чаще всего прорастает и замещает магнетит. В шлифах из «зоны аксессуарной редкоземельной минерализации» наблюдалось пересечение и замещение цирколита прожилками ферриторита. На участке IV ферриторит корродирует и замещает фергусонит и иттриогитанит, но рассекается жилками карбонатов редких земель и темно-лилового флюорита II.

Отложение ферриторитов можно связать с самостоятельной стадией гидротермального минералообразования, при этом постмагматическими растворами привносятся извне торий, уран и редкие земли, а железо и кремний заимствуются растворами из вмещающих и подстилающих пород пегматитов (амфиболитов и других).

Силикаты бериллия

Гентгельвин до недавнего времени был известен в СССР лишь в щелочных пегматитах Ловозерского массива в ассоциации с полевыми шпатами, содалитом, манган-ильменитом и цирконом (Еськова, 1957). В 1958 г. гентгельвин в виде редких ксеноморфных выделений был обнаружен В. А. Васильевым на участке IX в мусковито-берилловой плагиомикроклиновой пегматитовой жиле 17, залегающей в гнейсах вблизи контакта с кристаллическими сланцами, в ассоциации с альбитом, биотитом и гранатом (Васильев, 1961). В редкоземельных пегматитах района гентгельвин впервые был выявлен А. Я. Лунцем в 1957 г. в жиле 1 участка VIII (Лунц, 1963; Лунц, Сальдау, 1963).

Вне пегматитов гентгельвин установлен в сидерофиллитовых грейзенах, развивающихся по биотитовым гранитам, в ассоциации с виллемитом, флюоритом цирколитом и танталит-колумбитом (Гурвич и др., 1962), а также в окварцованных сиенитах и щелочных метасоматитах (Гурвич и др., 1963).

Гентгельвин известен в США — Вест-Чейен — Каньон, Сент-Питерс-Доут, Кукстоу Маунтин (Glass, Jahne, Stevens, 1944; Glass, Adams, 1953) и в Северной Нигерии (Knorring, Dyson, 1959).

Гентгельвин из пегматитовой жилы 1 участка VIII представлен двумя кристаллами, обнаруженными в блоковом амазоните вблизи контакта с кварц-альбитовой зоной. Один из них — обломок тетраэдрического кристалла размером 12×8 см в поперечнике. Второй имеет уплощенную пластинчатую форму размером $2,5 \times 1$ см в поперечнике.

Взаимоотношения гентгельвина с амазонитом выявлены на примере пластинчатого кристалла гентгельвина. Вначале создается впечатление, что приконтактовая поверхность гентгельвина и амазонита является неровной. Более детальное изучение поверхности гентгельвина показало, что неровный и извилистый контур создается мелкими ступенчатыми формами роста граней гентгельвина, обращенных в глубь амазонита. Образующиеся выступы и впадины на внешней ступенчатой поверхности гентгельвина как бы щупальцами глубоко вдаются в амазонит и тем самым создают эту неровную приконтактовую зону, достигающую ширины 0,5—0,8 см. Ее можно рассматривать как зону, имеющую скелетное строение, а выступы и впадины — как ветви скелета с трехугольным поперечным сечением. Ступенчатая приконтактовая зона гентгельвина содержит также обильные реликтовые включения амазонита, наблюдаемые в значительно меньшем количестве в других частях пластинчатого кристалла гентгельвина. Все это указывает на более позднюю кристаллизацию гентгельвина по сравнению с амазонитом и метасоматический способ образования гентгельвина.

В зоне «акцессорной редкоземельной минерализации» обнаружен даналит. Изучение взаимоотношений даналита с поздним кварцем в шлифах показало, что даналит более поздний минерал по отношению к кварцу, слагающему зоны окварцевания. Это подтверждается наличием в даналите реликтов вмещающего кварца, нередко оконтуренных гранями даналита. Аналогичные явления, свидетельствующие о более позднем образовании гентгельвина по отношению к кварцу из зон замещения, а также нахождение фюллеровидных метакристаллов гентгельвина с ядрами кварца в центральных их частях установлены и при ознакомлении с гентгельвиновой минерализацией другого района, тяготеющей к щелочным метасоматитам.

Минеральные ассоциации гентгельвина и даналита различные. На участке VIII в жиле 1 гентгельвин ассоциирует с биотитом II и флюоритом. Изучение взаимоотношений этих минералов показало, что гентгельвин более поздний минерал по отношению к биотиту II и флюориту I. В этой же жиле, на некотором удалении от нахождения гентгельвина, была обнаружена акцессорная касситерит-пироклор-фергусонитовая минерализация. Таким образом, в этой жиле установлена пространственная обособленность в локализации этих двух типов акцессорной минерализации. Интересные взаимоотношения наблюдались между бериллом и гентгельвином в бериллоносной жиле 17 на участке IX, залегающей в гранато-биотитовых гнейсах вблизи контакта с кристаллическими сланцами (Васильев, 1964). Здесь выявляется явно более поздний характер выделения гентгельвина, что доказывается пересечением берилла прожилками и скелетными образованиями гентгельвина, метасоматически развивающимися по бериллу. На основании этого доказывается стадийность и разрыв во времени в отложении берилла и гентгельвина. Здесь же, по сообщению А. В. Васильева, были встречены редкие выделения гадолинита незначительных размеров, метасоматически развивающиеся как по бериллу, так и по гентгельвину. Таким образом, можно говорить о более раннем характере выделения гентгельвина по отношению к редкоземельным минералам.

В «зоне акцессорной редкоземельной минерализации», по данным А. П. Белолицкого и др. (1965), даналит находится в ассоциации с цирконом и эвксенитом и содержит включения этих минералов. Однако выявляется, что эвксенит и циркон, наоборот, разрастаются в даналите как более поздние метасоматические минералы, нередко оконтуренные

тонкой скульптурой ступенчатого нарастания граней, характерных для циркона и эвксенита. Эти факты также свидетельствуют о более позднем развитии эвксенита и циркона по даналиту и исключают наличие реликтовых включений этих минералов в даналите.

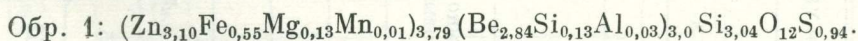
Соотношения гентгельвина и даналита с ассоциирующими минералами доказывают стадийность и разрыв во времени в отложении берилла, гентгельвина — даналита, гадолинита и других редкоземельных минералов (эвксенита, циркона).

Таким образом, отложение гентгельвина (даналита) можно связать с самостоятельной стадией минералообразования, последовавшей за образованием берилла, но до появления в минералообразующих растворах редких земель и отложения гадолинита и других редкоземельных минералов (см. табл. 48). При этом постмагматическими растворами привносятся извне бериллий, цинк и сера, а железо, марганец и кремний заимствуются растворами из вмещающих и подстилающих пород пегматитов и ранних минералов самих пегматитовых жил. При инфильтрации минералообразующих растворов этой стадии минерализации через основные породы (габбро, амфиболиты), обогащенные железом, предпочтительнее образуются даналиты, а в породах, обедненных этими элементами, — гентгельвины с различным содержанием гельвино-даналитовой молекулы.

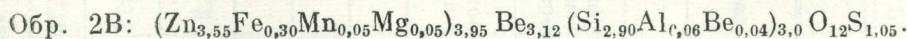
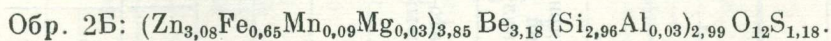
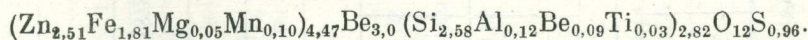
Метакристалл гентгельвина пластинчатой формы обладает зональным строением. Оно проявляется в существовании трех зон различных по цвету и, как будет показано ниже, различного состава и свойств. Эти зоны в гентгельвине весьма хорошо различимы и имеют отчетливые границы. Ширина зон варьирует от 0,5 до 0,8 см, и они ориентированы параллельно внешним граням кристалла. В некоторых мелких тетраэдрических кристаллах гентгельвина, извлеченных из ступенчатой приконтактной зоны минерала, удается также наблюдать явления зональности. Центральные части их темно-розовые, переходящие к периферии в светло-розовые и бесцветные. На этом основании зону гентгельвина темно-розового цвета в обр. 2, имеющую на контакте с амазонитом скелетное строение, следует считать самой ранней зоной роста «А». Средняя зона роста гентгельвина в обр. 2-Б имеет светло-розовый цвет. Самая поздняя зона роста гентгельвина в обр. 2-В имеет розовато-желтый цвет, переходящий в бесцветный*.

Физические свойства всех зон роста гентгельвина в обр. 1 и обр. 2 (табл. 44) показывают хорошо выраженную зависимость между изменением окраски, показателями преломления, значениями удельного веса и твердостью минерала, что связано с различием химического состава гентгельвина (рис. 68).

Пересчеты результатов химических анализов изученных образцов гентгельвина по кислороду (O, S-13) приводят к следующим кристаллохимическим формулам (табл. 45).



Обр. 2А:



При сравнении химического состава различных зон роста гентгельвина обр. 2 (см. табл. 45) видно, что самая ранняя зона — «А» содержит максимальное количество FeO и минимальное ZnO при недостатке SiO.

* При дальнейшем описании под обр. 1 следует подразумевать обломок тетраэдрического кристалла гентгельвина, а под обр. 2 — пластинчатый кристалл гентгельвина; зоны роста различного состава в обр. 2, начиная от самой ранней и кончая поздней, соответственно обозначаются А, Б, В.

Физические свойства гентгельвина

Свойства	Участок VIII, жила 1 (Лунц, 1963 ₁)				Участок IX, жила 17 (Васильев, 1961)	Ловозерский массив (Еськова, 1957)	Кслорало (Glass, Adams, 1953)	Северная Нигерия (Knorring, Dyson, 1959)
	Обр. 1	Зоны роста, обр. 2						
		А	Б	В				
Сингония	Кубическая							
Форма выделения и облик кристаллов	Тетраэдрический кристалл	Пластинчатый кристалл			Ксеноморфные выделения	Ксеноморфные выделения	Тетраэдрический кристалл	Зерна неправильной формы
Цвет	Розовато-сиреневый	Темно-розовый	Светло-розовый	Розовато-желтый до бесцветного	Коричневато-бурый, в тонких осколках тускло-розовый	Почти бесцветный, голубовато-зеленый, изумрудно-зеленый	Коричневый, бурый, в осколках тускло-розовый	Пурпурно-розовый
Блеск	Стекланный							
Излом	Раковистый и неровный							
Спайность	Отсутствует							
Твердость	6	6,2 (878 кг/мм ²)*	6,5 (953 кг/мм ²)*	6,6 (977 кг/мм ²)*	5—6	—	6	6
Удельный вес	3,65	3,55	3,62	3,68	3,557—3,564	3,55	3,66	3,62 ± 0,1
<i>N</i>	1,745	1,752	1,745	1,742	1,742	1,742	1,744	1,745 ± 0,02

* Измерение твердости (среднее из пяти замеров) различных зон роста гентгельвина (обр. 2) на приборе ПМТ-3 при нагрузке 100—150 мкг методом микровдавливания и пересчеты на классы Хрущева проводилось С. И. Лебедевой (ИМГРЭ).

Химический состав гентгельвина (вес. %)

Компоненты	Пегматиты щелочных гранитов				Участок IX, жила 17	Колорадо		Северная Нигерия	Ловозерский массив
	Участок VIII, жила 1					6	7		
	Обр. 1	Обр. 2А	Обр. 2Б	Обр. 2В					
Номер анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	32,30	25,50	30,16	29,50	32,08	30,26	—	30,70	27,35
BeO	11,88	12,75	13,47	13,37	11,71	12,70	—	12,39	12,00
ZnO	42,74	33,65	42,46	48,91	33,54	46,20	46,0	40,56	40,00
FeO	6,69	21,50	7,93	3,65	13,71	6,81	6,1	11,73	6,04
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	0,78	—	—	—	—
MnO	0,2	1,21	1,08	0,58	5,21	1,22	1,5	1,72	10,21
TR ₂ O ₃	—	0,50	—	—	0,32	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,25	1,02	0,30	0,50	—	—	—	0,18	—
CaO	0,03	0,5	0,13	—	0,28	—	—	—	—
MgO	0,84	0,32	0,23	0,36	—	—	—	—	—
K ₂ O+Na ₂ O	Следы	—	—	—	0,12	—	—	—	—
CuO	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—
TiO ₂	0,09	0,40	—	—	—	—	—	—	—
S	5,12	5,08	6,43	5,69	5,49	5,49	—	5,50	5,74
H ₂ O	—	—	—	—	0,12	—	—	—	—
Нерастворимый остаток	—	—	—	—	—	0,21	—	—	—
Сумма	100,14	102,43	102,19	102,56	103,36	103,19	—	102,78	102,00
—O=S	—2,56	—2,54	—3,21	—2,84	—2,78	—2,74	—	—2,75	—2,87
Сумма	97,58	99,89	98,98	99,72	100,58	100,45	—	100,03	99,13
Материалы	Лунц, 1963 ₁				Васильев, 1961	Glass, Adams, 1953		Knorring, Dyson, 1959	Еськова, 1957
Аналитик	И. В. Штраус (СЗГУ)	К. А. Бакла- нова (ВСЕГЕИ)	З. Т. Катаева (ИМГРЭ)						М. Е. Ка- закова

Периферическая зона гентгельвина — «В» содержит, наоборот, максимальное количество ZnO и минимальное FeO . Зона гентгельвина «Б» содержит средние количества ZnO , FeO и MnO . Таким образом, химический состав разных зон роста гентгельвина в обр. 2 отличается содержаниями FeO , ZnO , MnO , BeO , SiO_2 и S .

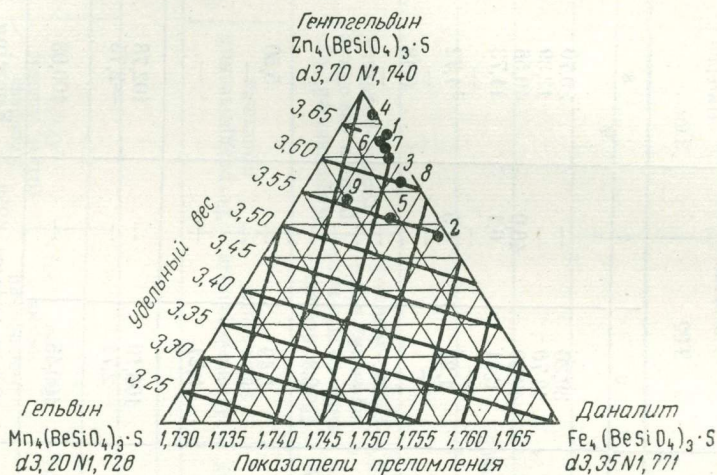


Рис. 68. Диаграмма зависимости физических и оптических свойств минералов группы гельвина — гентгельвина от химического состава.

1 — обр. 1; 2 — обр. 2А; 3 — обр. 2Б; 4 — обр. 2В — гентгельвин из перматитовой жилы 1 участка VIII; 5 — гентгельвин из жилы 17 участка IX; 6, 7 — гентгельвин из США; 8 — гентгельвин из Северной Игрии; 9 — гентгельвин из Ловозеро

Изменение окраски гентгельвина от темно-розового в ранней зоне роста обр. 2 — «А» до светло-желтого и бесцветного в периферической зоне роста того же образца — «В» связано с резким уменьшением содержания

Таблица 46

Соотношение гентгельвиновой, даналитовой и гельвиновой молекул в гентгельвине (в %)

Гентгельвин	Даналит	Гельвин	Номер химического анализа в табл. 45
91,1	7,7	1,2	4
85,1	14,4	0,5	1
84,2	12,7	3,1	6
83,6	14,0	2,4	7
80,7	17,0	2,3	3
73,0	23,7	3,3	8
68,3	11,7	20,0	9
60,1	29,2	10,7	5
56,7	41,0	2,3	2

закиси железа и выражено в следующих значениях даналитовой молекулы: для зоны «А» — 41 %, для зоны «В» — 7,7%.

В связи с тем что гентгельвин представляет собой твердый раствор с изоморфным замещением трех молекул: гентгельвиновой, даналитовой и гельвиновой, приводятся соотношения их молекулярных количеств (табл. 46).

Самым интересным является химический состав гентгельвина из зоны «В» обр. 2, в котором содержится

максимальное количество гентгельвиновой молекулы — 91,1% и лишь 7,7% даналитовой и 1,2% гельвиновой молекул. По содержанию гентгельвиновой молекулы эта зона гентгельвина представляет собой самый крайний цинковый член в изоморфном ряду гельвина — гентгельвина. По химическому составу наиболее близкими к гентгельвину обр. 2В являются гентгельвины обр. 1, гентгельвин из США и гентгельвин в обр. 2Б. К составу гентгельвина зоны «А» обр. 2 наиболее близок гентгельвин из

жилы 17 участка IX, описанный В. А. Васильевым (1961). Химический состав гентгельвина из Ловозера и Северной Нигерии занимает промежуточное положение между этими двумя группами. До сих пор не обнаружены средние представители изоморфной серии даналита — гентгельвина (Беус, 1960; Еськова, 1964). Однако гентгельвин зоны А» в обр. 2 по химическому составу представляет собой именно средний член этой изоморфной серии.

Спектральный анализ гентгельвина выявил наличие германия, молибдена и скандия от 0,001 до 0,003%, меди и свинца 0,001%, кадмия от 0,01 до 0,03% и олова от 0,1 до 0,3%.

Данные рентгеноструктурного анализа указывают на кубическую структуру гентгельвина, очень сходную со структурой гельвина (табл. 47). Значения межплоскостных расстояний и величина параметра элементарной ячейки для кристаллов гентгельвина меньше, чем для гельвина. Это объясняется тем, что гентгельвин представляет собой цинковый член в изоморфном ряду гельвина — гентгельвина. Ионный радиус Zn равен 0,83 кХ и он меньше ионного радиуса Mn 0,91 кХ. Наименьшие значения межплоскостных расстояний имеет гентгельвин обр. 2В, параметр элементарной ячейки которого также наименьший — a_0 8,096 ± 0,006 кХ. Это находится в соответствии с максимальным содержанием ZnO и минимальным FeO + MnO в гентгельвине обр. 2В. Наибольшие значения межплоскостных расстояний имеет гентгельвин обр. 2А, параметр элементарной ячейки которого также наибольший — a_0 8,15 ± 0,01 кХ. В соответствии с рентгеновскими данными находятся соотношения молекулярных количеств в этой зоне роста гентгельвина (обр. 2А), содержащего наименьшее количество гентгельвиновой молекулы.

Таким образом, по мере повышения содержания ZnO в гентгельвине уменьшается величина параметра его ячейки (рис. 69).

Описанная картина зональности в изменении химического состава, установленная в пластинчатом метакристалле гентгельвина (обр. 2), свидетельствует о направленном изменении состава поступающего минералообразующего раствора. Состав отдельных порций раствора изменялся от бериллиево-железисто-цинкового в начале роста метакристалла гентгельвина до бериллиево-цинкового в конечной стадии его образования, т. е. изменение состава растворов протекало в направлении повышения роли более сильных оснований (Zn).

Берилл был обнаружен в 1956 г. А. Д. Хинейко в виде двух кристаллов на участке II в альбитизированной амазонитовой пегматитовой жиле 50, залегающей в щелочных гнейсо-метасоматитах. В этой пегматитовой жиле, кроме берилла, были встречены редкие кристаллы гадолинита. Берилл расположен на контакте зоны альбитизации пегматита и письменных гранитов и ассоциирует с флюоритом, гранатом, амфиболом, биотитом, магнетитом и фергусонитом.

Берилл представлен в этой жиле хорошо образованными призматическими кристаллами размером до 3 × 7 см в поперечнике. Цвет берилла желтовато-зеленый. Минерал оптически одноосный, отрицательный, N_g 1,600 ± 0,002; N_p 1,592 ± 0,002, с низким двупреломлением. Изучение берилла в шлифах показало присутствие в нем большого количества

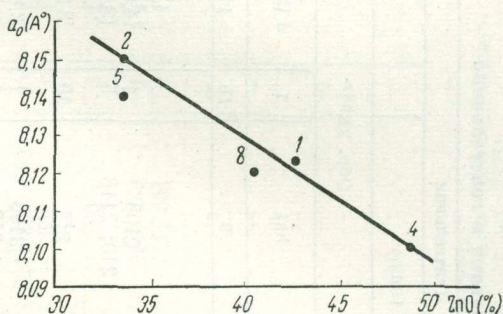


Рис. 69. Диаграмма зависимости изменения величины параметра элементарной ячейки (a_0) гентгельвина от содержания окиси цинка (номера точек на диаграмме соответствуют номерам точек на рис. 68)

№ линии	Гельвин (Каленов, 1959)		Гентгельвин										Северная Нигерия (Knorring, Dyson, 1959)	Участок IX, жила 17 (Васильев, 1961)	
			Участок VIII, жила 1 (Луниц, 1963)												
	Обр. 2А*		Обр. 1**				Обр. 2В***								
	I	d (Å)	I	d (kX)	hkl	I	d (kX)	hkl	I	d (kX)	I	d (Å)		I	d (kX)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
1	—	—	—	—	200	2	4,1726	—	—	—	—	—	—	—	
2	—	—	—	—	210β	2	(4,0444)	210β	1	(4,02)	Ср.	4,07	1	(4,058)	
3	2	3,690	—	—	210; 211β	6	(3,6492)	210; 211β	5	(3,64)	»	3,65	6	3,677	
4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	(3,456)	
5	10	3,401	10	3,38	211	10	3,3137	211	10	3,314	О. с.	3,33	10	3,350	
6	—	—	—	—	220	2	2,8721	—	—	—	Ср.	2,875	2	2,862	
7	—	—	—	—	310β	2	(2,8319)	310β	1	(2,836)	—	—	—	—	
8	3	2,610	5	2,59	310	7	2,5693	310	4	2,561	С.	2,577	4	2,569	
9	—	—	1	2,42	321β	4	(2,3963)	321β	2	(2,384)	—	—	2	(2,407)	
10	—	—	—	—	222	3	2,3453	222	2	2,335	Ср.	2,351	2	2,352	
11	—	—	1	2,25	320	2	2,2517	320	1	2,246	Сл.	2,258	2	2,261	
12	—	—	2	2,18	321	9	2,1710	321	5	2,163	О. с.	2,174	6	2,179	
13	—	—	1	2,13	411; 330β	5	(2,1119)	411β; 330β	3	(2,102)	—	—	4	(2,131)	
14	—	—	1	2,04	400	3	2,0310	—	—	—	Ср.	2,036	2	2,030	
15	—	—	—	—	420β	2	(2,0040)	—	—	—	—	—	—	—	
16	—	—	—	—	421β	1р	1,9567	—	—	—	—	—	—	—	
17	10	1,957	6	1,918	411; 330	10	1,9143	411; 330	9	1,908	О. с.	1,918	10	1,921	
18	—	—	—	—	422β	1	(1,8317)	—	—	—	—	—	1	(1,835)	
19	—	—	1	1,824	420	5	1,8164	420	3	1,810	С.	1,822	3	1,813	
20	7	1,802	1	1,783	421	3	1,7727	421	1	1,766	Сл.	1,778	2	(1,769)	
21	—	—	—	—	510; 431β	1	(1,7543)	—	—	—	—	—	—	—	
22	—	—	1	1,745	332	2	1,7319	332	1	1,727	Сл.	1,735	2	1,735	
23	8	1,686	1	1,667	422	7	(1,6585)	422	4	1,652	С.	1,663	5	1,664	
24	—	—	—	—	521β	2	(1,6360)	521β	1	(1,632)	—	—	—	—	
25	—	—	—	—	510; 431	4	1,5933	510; 431	3	1,587	Ср.	1,596	4	1,594	
26	—	—	—	—	440β	1р	1,5837	—	—	—	—	—	—	—	
27	—	—	—	—	530β; 433β	3	(1,5366)	530β; 431β	2	(1,531)	—	—	1	(1,545)	
28	—	—	1	1,514	520; 432	3	1,5086	520; 432	1	1,502	Сл.	1,513	1	(1,505)	

29	3	1,504	—	—	600; 442β	1	(1,4941)	—	—	—	—	—	5	—
30	—	—	1	1,489	521	7	1,4831	521	4	1,477	С.	1,489	5	1,486
31	—	—	—	—	611; 532β	2	(1,4532)	—	—	—	—	—	1	(1,461)
32	7	1,462	2	1,443	440	7	1,4359	440	4	1,429	С.	1,441	5	1,439
33	—	—	—	—	620β	10р	(1,4157)	—	—	—	—	—	—	—
34	8	1,416	2	1,392	530; 433	7	1,3932	530; 433	4	1,388	С.	1,399	5	1,394
35	—	—	—	—	541β	2	(1,3821)	—	—	—	—	—	—	—
36	10	1,379	2	1,359	600; 442	7	1,3540	600; 442	4	1,350	С.	1,359	5	1,358
37	—	—	—	—	610	2	1,3355	—	—	—	—	—	—	—
38	10	1,340	2	1,319	611; 532	7	1,3179	611; 532	4	1,312	С.	1,322	5	1,320
39	—	—	1	1,277	620	3	1,2845	620	1	1,279	Сл.	1,288	1	1,288
40	10	1,277	2	1,257	541	9	1,2535	541	4	1,249	С.	1,258	7	1,256
41	—	—	—	—	622	1	1,2255	—	—	—	—	—	1	(1,229)
42	—	—	—	—	721β; 633β; 552β	3	(1,2192)	721β; 633β; 552β	1	(1,215)	—	—	—	—
43	—	—	—	—	630; 542	2	1,2111	—	—	—	Сл.	1,215	—	—
44	—	—	—	—	631	1р	1,1978	—	—	—	»	1,200	1	1,196
45	—	—	—	—	444	3ш	1,1732	444	1	1,170	»	1,176	1	1,174
46	—	—	1	1,152	710; 550; 543	4	1,1489	710; 550; 543	2	1,146	»	1,152	1	(1,147)
47	—	—	—	—	732β; 651β	3	(1,1382)	732β; 651β	1	(1,135)	—	—	—	—
48	—	—	—	—	640	1р	1,1266	—	—	—	—	—	—	—
49	—	—	—	—	720; 641	2р	1,1160	—	—	—	Сл.	1,119	—	—
50	10	1,123	—	—	721; 633; 552	10	1,1054	721; 633; 552	10	1,102	С.	1,109	8	1,107
51	—	—	—	—	820; 642	2ш	1,0864	642	1	1,083	—	—	—	—
52	—	—	—	—	544; 722	1р	1,0777	—	—	—	Сл.	1,072	—	—
53	3	1,083	1	1,068	730	4ш	1,0670	730	3	1,064	—	—	2	1,068
54	—	—	—	—	731; 553	2р	1,0562	—	—	—	—	—	—	—
55	—	—	1	1,041	650; 643	3р	1,0409	650; 643	1	1,039	—	—	—	—
56	10	1,048	2	1,036	732; 651	7ш	1,0316	732; 651	9	1,030	Ср.	1,035	4	1,034
57	—	—	—	—	800	2р	1,0142	—	—	—	—	—	—	—
58	10	1,016	3	1,002	811; 741; 554	7	0,9999	—	—	—	С.	1,004	6	1,003
59	—	—	2	0,987	820; 644	4	0,9852	—	—	—	Сл.	0,989	4р	0,9869
60	—	—	1	0,985	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
61	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	0,973	2р	0,9734
62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	»	0,961	2р	0,9608
63	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	»	0,948	2р	0,9479
64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	»	0,936	2р	0,9341
65	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	»	0,923	2р	0,9219
66	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	»	0,911	2р	0,9117

* λ=Fe, D=57,3 мм, d=0,5 мм, 35 кВ, 10 мА; аналитик В. Б. Александров (ИМГРЭ).

** λ=Fe, D=66 мм, d=0,3 мм, 35 кВ, 12 мА, экспозиция 35 часов; аналитик А. П. Денисов (КОЛФАН СССР).

*** λ=Fe, D=68 мм, d=0,6 мм, 35 кВ, 6-8 мА, экспозиция 4,5 часа; аналитик Э. П. Сальдау (ЛГИ).

Обозначения интенсивности линии: О. с.—очень сильная, С.—сильная, Ср.—средняя, Сл.—слабая, ш—широкая линия, р—размытая линия.

№ линии	Гельвин (Каленов, 1959)		Гентгельвин												
			Участок VIII, жила 1 (Лунц, 1963г.)									Северная Нигерия (Knorring, Dyson, 1959)		Участок IX, жила 17 (Васильев, 1961)	
	Обр. 2А*		Обр. 1**			Обр. 2В***									
	I	d (Å)	I	d (kX)	hkl	I	d (kX)	hkl	I	d (kX)	I	d (Å)	I	d (kX)	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
67	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	0,900	2p	0,8999	
68	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	»	0,890	2p	0,8891	
69	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	»	0,880	2p	0,8733	
70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,9681	
71	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	О. с.	0,860	8p	0,8591	
72	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,8438	
73	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	0,8317	
74	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,8236	
75	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,8141	
76	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,8107	
77	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,8061	
78	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,8044	
79	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,7968	
80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4p	0,7916	
81	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,7899	
82	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4p	0,7845	
83	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8p	0,7776	
84	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6p	0,7759	
Параметры кристаллической ячейки	8,27 Å		8,15 ± 0,03 kX			8,12 ± 0,0004 kX			8,096 ± 0,006 kX			8,12 ± 0,1 Å		8,140 ± 0,002 kX	

* $\lambda = \text{Fe}$, $D = 57,3$ мм, $d = 0,5$ мм, 35 kV , 10 mA ; аналитик В. Б. Александров (ИМГРЭ).

** $\lambda = \text{Fe}$, $D = 66$ мм, $d = 0,3$ мм, 35 kV , 12 mA , экспозиция 35 часов; аналитик А. П. Денисов (КОЛФАН СССР).

*** $\lambda = \text{Fe}$, $D = 68$ мм, $d = 0,6$ мм, 35 kV , $6-8 \text{ mA}$, экспозиция 4,5 часа; аналитик Э. П. Сальдау (ЛГИ).

Обозначения интенсивности линии: О. с. — очень сильная, С. — сильная, Ср. — средняя, Сл. — слабая, ш — широкая линия, р — размытая линия.

реликтовых включений раннего кварца и альбита, оконтуренных скульптурой ступенчатого нарастания мельчайших граней берилла. Эти наблюдения свидетельствуют, что берилл образовался в результате метасоматического замещения альбита и кварца. В берилле наблюдались также реликты значительно хлоритизированного амфибола (гастингсита).

Состав берилла по данным полуколичественного спектрального анализа (лаборатория СВГУ) следующий (в %): Be 1,0; Si 1; Al 1,0; Na 0,3—1,0; Fe 0,3—0,1; Mn 0,01—0,03; Zn 0,03—0,1; Pb 0,01—0,03; Li 0,1—0,3; Ti 0,003—0,01; Ga 0,003—0,01; Y 0,003.

Находка берилла в редкоземельных амазонитовых пегматитах участка II является единственной для редкоземельных пегматитов района. Появление берилла в пегматитовой жиле наряду с нахождением здесь же гадолинита, в то время как локализация берилловой минерализации в мусковитовых пегматитах наблюдается на большем удалении от краевой зоны интрузии щелочных гранитов, нежели гадолинитовые пегматиты, а также установленные редкие примеры замещения берилла гентгельвином и гадолинитом, дают основание предполагать более ранний характер отложения бериллиевых минералов по сравнению с редкоземельными. В связи с этими данными и пространственной обособленностью берилловой минерализации от зон развития редкоземельных пегматитов отложение берилла можно связать с самостоятельной стадией минералообразования, предшествующей образованию гентгельвина (даналита) и минералов редких земель (см. табл. 48).

Карбонаты редких земель

Карбонаты редких земель гидротермального генезиса были обнаружены в пегматитах в шлифах. Они представлены большей частью выделенными неправильной формы, жилками и прожилками незначительной мощности и реже хорошо выраженными призматическими и удлиненно-призматическими кристаллами. Карбонаты редких земель в шлифах большей частью сопровождаются темно-лиловым флюоритом II. На участках III, IV и VII карбонаты редких земель развиваются по абукумалиту, силикату TR, Ca, Th, чевкиниту и фергусониту. Точно диагностировать карбонаты редких земель не удалось, но судя по их рельефу в шлифах и химическому составу первичного минерала, скорее всего можно предполагать присутствие бастнезита, Y-бастнезита и Y-паризита (?). При этом минералообразующими растворами привносятся ионы CO_2 и фтор, а кальций и редкие земли заимствуются из ранних замещенных минералов. В продуктах гипергенного изменения абукумалита, в которых кальций первичного минерала почти целиком вынесен, а содержание редких земель иттриевой группы довольно высокое, по рентгенограмме устанавливается появление Y-бастнезита.

Карбонаты редких земель и флюорит II, за исключением сульфидов, являются самыми поздними гидротермальными минералами пегматитов, они корродируют, замещают и пересекают более ранние минералы: абукумалит, чевкинит, фергусонит, иттротитанит, ферриторит и другие. Вследствие этого отложение карбонатов редких земель и позднего флюорита II можно связать с предпоследней стадией гидротермального минералообразования, после образования касситерита, но до выделения сульфидов (см. табл. 48).

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ, НЕ СОДЕРЖАЩИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Астрофиллит — характерный минерал пегматитов, залегающих в среднезернистых щелочных гранитах, щелочных гранито-гнейсах и реже в щелочных гнейсо-метасоматитах — также типоморфный минерал. В гадолинитовых амазонитовых пегматитах астрофиллит не обнаружен

Астрофиллит является характерным минералом щелочных пород и выделяется из минералообразующих растворов повышенной щелочности.

Астрофиллит обнаружен во всех типах редкоземельных микроклиновых пегматитов и наблюдается в различных частях пегматитовых жил: в неизмененном кварц-микроклиновом пегматите, в зонах альбитизации и окварцевания, преобладавая в последних.

Изучение взаимоотношений астрофиллита с ассоциирующими минералами показало, что он является более поздним минералом не только по отношению к породообразующим — олигоклазу, раннему кварцу, микроклину, альбиту и кварцу из зон замещения и ко всему комплексу минералов дорудного метасоматоза, но и по отношению к редкоземельным минералам.

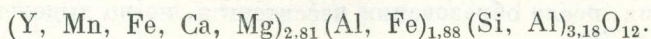
Астрофиллит образует радиальнолучистые агрегаты по эгирину, мелкочешуйчатому биотиту III, ортиту, ортитоподобному минералу, магнетиту и интенсивно замещает эти минералы. Иногда наблюдается псевдоморфное развитие его по вышеуказанным минералам. Нередко астрофиллит проникает в магнетит в виде тонких прожилков, замещающих и рассекающих его. Реже он развивается по абукумалиту, сфену и иттротитаниту, но замещается и рассекается в различных направлениях цепочками и дорожками мелкозернистого агрегата циртолита. Астрофиллит является также более ранним минералом по отношению к фергусониту, пирохлору и ряду других редкоземельных минералов (см. табл. 48). Это позволяет связать отложение астрофиллита с самостоятельной стадией минералообразования.

Гранат. Среди редкоземельных пегматитов гранат имеет незначительное распространение и встречается в основном только в амазонитовых пегматитах участка III. Отдельные кристаллы граната были также обнаружены среди гадолинитовых амазонитовых пегматитов участка II. На участке III гранат обнаружен только в тех пегматитовых жилах, которые залегают в гранато-биотитовых и инъекционных гнейсах, содержащих гранат. Присутствие здесь граната свидетельствует о тесной зависимости состава минералообразующих растворов от состава вмещающих пород пегматитов. В редкоземельных микроклиновых пегматитах первой группы гранат не обнаружен.

В амазонитовых пегматитах на участке III гранат наблюдается в неизмененном кварц-амазонитовом пегматите и в альбитизированных разновидностях и тяготеет в основном к пегматитовой породе сегрегационной структуры. Реже гранат встречается в обособлениях амазонита. Гранат ассоциирует с биотитом и флюоритом. На участке II гранат наблюдался в тех же пегматитовых породах, что и на участке III.

Кристаллы граната обычно плохо огранены, часто округлой формы размером от $0,3 \times 0,5$ до $0,8 \times 1$ см, реже до $1,5 \times 2$ см в поперечнике, красновато-коричневого, реже темно-красного цвета. Показатель преломления граната из амазонитовых пегматитов участка III 1,85 (Бельков, 1958). Удельный вес минерала 4,238.

Химический состав граната участка III, по И. В. Белькову (1958), следующий (вес. %): SiO_2 38,15; Al_2O_3 18,31; Fe_2O_3 2,94; TiO_2 0,12; FeO 12,04; CaO 2,13; MgO 0,17; MnO 24,38; $\Sigma \text{Y}_2\text{O}_3$ 1,55; $\Sigma \text{Ce}_2\text{O}_3$ 0,11; Na_2O 0,31; K_2O 0,04. Сумма 100,24. Формула минерала:



Химический анализ граната показал большое содержание в нем спессартиновой молекулы и сравнительно высокое содержание редких земель, в основном иттриевых 1,55%.

Полуколичественным спектральным анализом в кристаллах граната из участка II выявлены следующие элементы: Zn 0,1—0,3%; Ga 0,01—0,03; Ge 0,003—0,01%; Cu 0,001—0,003%; Pb , Sn и Be — 0,001% (аналитик Л. И. Денисенко, ВСЕГЕИ).

Детальное изучение форм роста граната показало, что гранат часто образует уплощенные пластинчатые кристаллы, которые представляют собой типичные формы угнетенного роста (Никитин, 1955₁). Подобные пластинчатые кристаллы граната разрастаются вдоль трещин спайности биотита (II), реже в гастингсита. В кварц-амазонитовом пегматите наблюдаются футляровидные и скелетные кристаллы. В футляровидных кристаллах граната центральная часть их сложена кварц-полевошпатовой пегматитовой породой. В скелетных кристаллах граната ограненные ветви его разрастаются между кварцевыми и полевошпатовыми зернами, окаймляют их, и затем наблюдается интенсивное замещение их гранатом.

Итак, гранат несомненно метасоматический минерал и он является более поздним по отношению к ранним породообразующим минералам (альбит-олигоклазу, кварцу, микроклину) и альбиту из зон замещения.

Ильменит. В пегматитовых жилах ильменит обнаружен на участках II, III, IV, VII, VIII, где образует редкие пластинчатые и толстотаблитчатые кристаллы черного цвета размером от $0,1 \times 1,0$ до $1 \times 3-5$ см в поперечнике. Он выявлен в различных пегматитовых породах, зонах окварцевания и в кварцевых обособлениях. Ильменит ассоциирует с магнетитом, флюоритом и эгирином. Иногда в ильмените наблюдаются реликтовые включения кварца и полевых шпатов. В аншлифах выявляется замещение магнетита ильменитом.

Спектральный анализ ильменита из участка VIII (лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик Л. И. Денисенко) показал присутствие следующих элементов (в %): Si 0,01—0,03; Fe 10; Mn 3—10; Ti 10; Nb 0,1—0,3; Zn 0,3—1.

Изучение взаимоотношений ильменита с ассоциирующими минералами показало, что он является метасоматическим минералом и более поздним по отношению к плагиоклазу, микроклину, альбиту и кварцу из зон замещения и ко всему комплексу минералов дорудного метасоматоза, а также по отношению к сфену, иттротитаниту и блонстрандину (см. табл. 48).

В единичных шлифах из жилы 5 участка VII выявляется замещение блонстрандина ильменитом, возможно, ильменорутилом (?), однако это наблюдается лишь в том случае, если блонстрандин не замещается иттротитанитом. Лейкоксенизированный ильменит развивается по блонстрандину в виде маломощных оторочек замещения в периферических частях метакристаллов блонстрандина (рис. 70), а также интенсивно замещает блонстрандин по тонким трещинкам различных направлений.

Изучение непосредственных взаимоотношений ильменита со сфеном и иттротитанитом показало, что иттротитанит из участка VII (жилы 5) местами замещается ильменитом, вначале в виде каемки в периферии метакристаллов иттротитанита, затем ильменит проникает в центральные части метакристаллов иттротитанита и почти целиком замещает последний

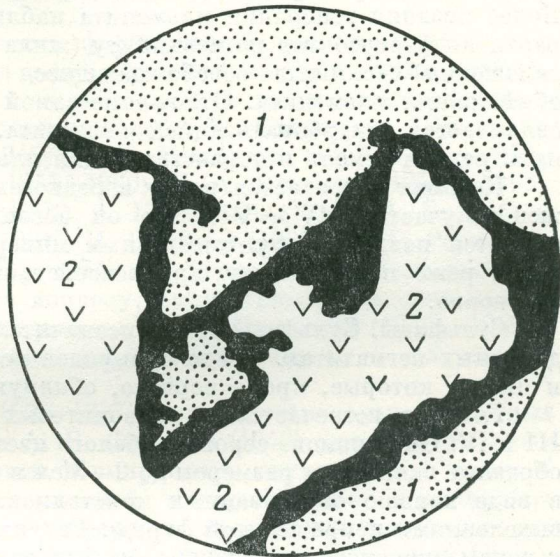


Рис. 70. Замещение ильменитовой оторочкой (черное) периферической части метакристаллов блонстрандина: 1 — кварц; 2 — блонстрандин. Участок VII, жила 5. $\times 27$, николи 11. (Зарисовка шлифа)

(см. рис. 47). Происходит процесс ильменитизации иттротитанита, связанный с воздействием на него более поздних минералообразующих растворов, физико-химические условия которых изменились по сравнению с условиями отложения иттротитанита. С вышеописанной стадией минералообразования связано отложение основной части ильменита в редкоземельных пегматитах (см. табл. 48).

В результате стадийного гипогенного преобразования ранних редкоземельных минералов более поздними метасоматизирующими растворами образуется новый третий минерал — ильменит как избыточное вещество при реакционном замещении, имеющий незначительное распространение. Установлен ряд генераций ильменита. Почти целиком лейкоксенизированный ильменит обнаружен в виде редких пластинчатых кристаллов и выделений при сфенизации блонстрандина в жиле 5 на участке VII. Более поздняя генерация ильменита наблюдается при метасоматическом развитии фергусонита по чевкиниту (жила 42, участок IV). В результате замещения чевкинита освобождающиеся железо и титан дают новообразования ильменита. Отложение самой поздней генерации ильменита связывается с карбонатизацией чевкинита. При этом образуются карбонаты редких земель и новая генерация ильменита (жила 42, участок IV).

Кальцит встречается редко в редкоземельных пегматитах и обнаружен на участках IV и VII, где он ассоциирует с эгирином. Кальцит является поздним гидротермальным минералом, развивающимся по эгирину, реже по флюориту, при воздействии на эти минералы углекислых растворов.

Сульфиды. Сульфиды имеют незначительное распространение в исследованных пегматитах. Среди сульфидов встречены галенит, халькопирит и пирит, которые, кроме первого, обнаружены только в аншлифах.

Галенит встречается в амазонитовых пегматитах на участках II, III и IV. Он свинцово-серого до белого цвета, образует небольшие гнездобразные скопления размером до 2—3 см в поперечнике, реже встречается в виде хорошо образованных кристаллов. Иногда галенит представлен выделениями неправильной формы. Галенит приурочен главным образом к зонам окварцевания. Однако он был встречен и в обособлениях амазонита и микроклина, где тяготеет к тонким трещинкам, вследствие чего галенит имеет часто угнетенную пластинчатую форму с многочисленными реликтами полевых шпатов.

В аншлифах наблюдается интенсивное развитие по галениту вторичных гипергенных минералов — англезита и церусита. В отдельных аншлифах среди галенита были встречены редкие мелкие зерна халькопирита.

Сульфидная минерализация является самой поздней в редкоземельных пегматитах и отделена во времени от образования карбонатов (см. табл. 48).

СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МИКРОКЛИН-АМАЗОНИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Вопросу изучения стадийности формирования редкоземельных пегматитов и времени образования редкоземельной минерализации в пегматитах, генетически связанных с нормальными и щелочными гранитами, посвящены работы многих исследователей: Х. Бьерликке (Bjørlykke, 1935, 1937), А. Е. Ферсмана (1940), В. Д. Никитина (1952, 1955₂, 1959₂, 1960, 1968), А. И. Гинзбурга (1955, 1960), С. А. Руденко (1962₁, 1962₂, 1965), П. П. Боровикова (1959, 1961), А. П. Калиты (1961), А. Г. Жабина (1960), М. А. Кудриной и др. (1961), И. В. Швей (1962), Г. Г. Родионова (1965), А. Я. Лунц (1966₁, 1966₂, 1971) и других. Не останавливаясь на изложении всех работ по этому вопросу, рассмотрим лишь основные из них, отсылая интересующихся к работам В. Д. Никитина (1955₂, 1959₂), где подробно разобрано состояние изученности вопроса о стадийности формирования пегматитов.

Х. Бьерликке (Bjørlykke, 1935, 1937) для редкоземельных гранитных пегматитов Южной Норвегии и А. Е. Ферсман (1940) выделяли главным образом один магматический этап формирования пегматитов, с которым связывали образование редкоземельной минерализации, считая, что кристаллизация редкоземельных минералов происходит совместно или даже раньше полевых шпатов и кварца. Для пегматитов Южной Норвегии Х. Бьерликке установил следующую общую последовательность выделения редкоземельных минералов: цирконы, фосфаты редких земель (монацит, ксенотим), титано-тантало-ниобаты (фергусонит, эвксенит — самарскит, бетафит, колумбит) и силикаты редких земель (галенит, гадолинит, гелландит, ортит и др.), образующиеся совместно с биотитом.

А. И. Гинзбург (1955, 1960) связывает время образования редкоземельной минерализации (фосфаты редких земель, силикаты редких земель и некоторые титано-тантало-ниобаты редких земель) с ранним кальций-натриевым и реже с микроклиновым магматическими этапами становления пегматитов, «характерными для глубинных пегматитовых жил в условиях значительной роли процессов ассимиляции вмещающих пород, обогащенных кальцием».

А. П. Калита (1961) для редкоземельных пегматитов Южной Карелии и Алакуртти выделяет два этапа минералообразования. Первый этап ранней кристаллизации остаточного гранитного расплава — когда образуются породообразующие минералы и все разновидности пегматитовых пород, второй — автометасоматический этап, в котором выделяются в свою очередь две стадии замещения. К первой стадии замещения относится образование монацита, ортита, эвксенита и колумбита, связанных с альбитовыми и мусковитовыми замещающими комплексами. Со второй, более поздней стадией замещения связано образование циртолита, ксенотима и минералов группы пирохлора. А. П. Калитой (1964) описываются явления пирохлоризации колумбита, эвксенита и самарскита.

М. А. Кудрина и В. С. Кудрин (1961) для редкоземельных пегматитов щелочных гранитов Сибири также выделяют два этапа минералообра-

зования: один этап ранней кристаллизации из остаточного гранитного расплава и второй — автотасоматический этап кристаллизации редкоземельных минералов, сингенетичный с процессом альбитизации.

И. В. Швей (1962) выделяет в редкоземельных гранитных пегматитах две генерации редкоземельных минералов: одну, основную, в магматическом этапе кристаллизации пегматитов, в котором устанавливает следующую последовательность выделения минералов: монацит, ортит, иттротитанит, эвксенит — приорит, фергусонит (самарскит), ксенотим, таленит, гадолинит; вторую — в автотасоматическом этапе (стадии альбитизации) — переотложенные ранние минералы и минералы группы пирохлора.

В. Д. Никитин (1952, 1960, 1968) разделяет процесс формирования пегматитов на три главные стадии. К первой стадии относится магматическая кристаллизация первичных мелкозернистых аплитгранитовых пород, ко второй — процесс перекристаллизации ранее образованных мелкозернистых пород в собственно пегматитовые породы, к третьей стадии относится процесс метасоматического образования минералов в пегматитах. Эти стадии разделяются В. Д. Никитиным на ряд периодов, во время которых образуются определенные группы минералов. Для редкоземельных пегматитов Южной Карелии им была установлена следующая последовательность отложения редкоземельных минералов: монацита, ортита, минералов группы пирохлора, уранинита и циртолита.

В. Д. Никитин (1955₁, 1957, 1959₁, 1960, 1968) на примере редкоземельных и редкометалльных пегматитов Карелии и Казахстана показал, что редкоземельная и редкометалльная минерализация в пегматитах по характеру своего образования является наложенной, не сингенетичной с альбитизацией, а более поздней, и связана с гидротермальными метасоматизирующими растворами.

Формирование редкометалльных пегматитов рассматривается В. Д. Никитиным как процесс, протекающий в открытой физико-химической системе под влиянием пульсирующих постмагматических растворов. Эта пульсация выражается многократным проявлением внутриминерализационной трещинной тектоники. Термодинамический режим формирования пегматитов менялся; изменялись физико-химические особенности минералообразующих растворов. Смена химических элементов, входящих во вновь возникающие минералы, происходила неодносторонне направленно, а пульсационно и возвратно. Пульсация имела место как в крупном плане (общая последовательность смены паратенезисов минералов), так и в самих мелких деталях (пульсационное изменение химического состава отдельных зон нарастания в метакристаллах зонального строения).

О стадийности формирования пегматитов щелочных гранитов района и времени образования в них редкоземельной минерализации были высказаны следующие точки зрения.

И. В. Бельков (1958) для редкоземельных пегматитов щелочных гранитов, аналогично И. В. Швей (1962), выделяет две стадии кристаллизации акцессорной редкоземельной минерализации: высоко- и низкотемпературную, тяготеющие соответственно к магматическому и гидротермальному этапам становления пегматитовых жил. В первой стадии кристаллизации образуются ранние генерации редкоземельных минералов (гадолинит, фергусонит, ортит, циркон и др.), которые встречаются в амазоните, микроклине, в призальбандовых частях пегматитовых тел и сингенетичны по времени образования с породообразующими минералами пегматитов. Во второй стадии кристаллизации образуются поздние генерации вышеупомянутых редкоземельных минералов, а также чевкинит и иттриалит, тяготеющие к зонам альбитизации и окварцевания и являющиеся сингенетичными по времени выделения с процессами окварцевания и альбитизации. Однако И. В. Бельковым не была установлена общая последовательность выделения редкоземельных минералов и не ука-

зано, какие ассоциации минералов связаны с альбитизацией и какие с окварцеванием.

А. П. Калита (1963, 1965) на примере изучения в основном пегматитов участков III и IV выделяет ранний магматический этап и поздний аутометасоматический. С первым он связывает кристаллизацию первичного плагиоклаза, микроклина и раннего кварца, а из редкоземельных минералов — иттротитанита, поскольку последний наблюдается иногда в микроклине. В аутометасоматическом этапе выделяются две стадии: альбитизации и окварцевания, с которыми он связывает редкоземельную минерализацию. Чевкинит как цериевый минерал связывается с альбитизацией, а остальные иттриевые редкоземельные минералы — с окварцеванием. Последовательность отложения редкоземельных минералов представляется, по данным А. П. Калиты, в следующем виде: иттротитанит, чевкинит, фергусонит, абукумалит, эвксенит, гадолинит и цирколит.

В процессе формирования редкоземельных микроклин-амазонитовых пегматитов щелочных гранитов района выделяется ряд последовательных этапов, периодов и стадий — различных по масштабу импульсов минералообразования, разобщенных во времени периодически проявленными внутрирудными тектоническими подвижками, обуславливающими пульсационный, прерывистый характер поступления из глубины постмагматических растворов (Никитин, 1952, 1955₁, 1960, 1968; Никитин, Рундквист, 1967; Родионов, 1965; Лунц, 1966_{1, 2}, 1971).

Выделяются два этапа минералообразования: магматический и постмагматический (табл. 48).

С магматическим этапом формирования пегматитов связано образование жильных аплитовидных и гранитных пород, при этом кристаллизуются олигоклаз, альбит-олигоклаз, ранний кварц и незначительное количество мелкочешуйчатого биотита I. Постмагматический (пневматолито-гидротермальный) этап минералообразования проявляется наиболее интенсивно и разделяется на два характерных подэтапа: существенной перекристаллизации и метасоматоза, протекающих в условиях открытой физико-химической системы.

Процесс существенной перекристаллизации сопровождается явлениями раннего метасоматоза и разделяется по времени на четыре стадии. Процессу собственно перекристаллизации аплит-гранитных пород предшествует стадия раннего калиевого метасоматоза — микроклинизация, имеющая широкое развитие в изученных пегматитах, в результате чего наблюдается метасоматическое развитие микроклина по раннему олигоклазу и альбит-олигоклазу.

Вторая стадия процесса перекристаллизации характеризуется постепенным преобразованием мелкозернистых гранит-аплитовых пород в письменные граниты. В третьей стадии устанавливается перекристаллизация письменных гранитов в пегматитовые породы неяснографической, ельчатой и сегрегационной структур. Одновременно с перекристаллизацией пегматитовых пород наблюдается слабое проявление раннего кремнекислого метасоматоза, связанного с некоторым привнесением кремнезема извне и выраженного в обогащении кварцем пегматитовых пород. В четвертой стадии процесса проявляются дальнейшая перекристаллизация пегматитовых пород и перемещение компонентов в пределах жильного тела с образованием пород пегматоидной и блоковой структур, а также мономинеральных зон и кварцевых осей.

Основная роль в формировании исследованных редкоземельных пегматитов принадлежит метасоматическим процессам, протекающим вслед за проявлением процессов перекристаллизации пегматита. Процесс метасоматоза разделяется по времени и составу минерализации на три периода: 1) дорудного метасоматоза, 2) редкоземельного и редкометалльного (рудного) метасоматоза и 3) сульфидного (пострудного) метасоматоза.

Выделенные периоды метасоматического процесса, кроме сульфидного, являются многостадийными.

Вопрос стадийности минерализации и критерии ее выделения вызывают оживленную и острую дискуссию (Рундквист, 1965). Между тем подробное разделение процесса образования минералов в редкоземельных пегматитах позволяет в значительной степени детализировать весь сложный процесс минералообразования.

Под стадией минерализации мы понимаем наименьший интервал единого минералообразующего процесса, разобщенного от предшествующего и последующего проявлением тектонических подвижек. В отдельную стадию процесса возникает характерный комплекс минералов, или один-два минерала, в основном не повторяющихся в более поздних стадиях процесса и обусловленных эволюцией физико-химических особенностей последующих порций поступающего постмагматического раствора, на которые в значительной степени влияет химический состав вмещающих и подстилающих пород пегматитов.

Основанием для выделения самостоятельных стадий минерализации в процессе дорудного и редкоземельного метасоматоза является разрыв минерализации во времени периодически проявленными внутриминерализационными тектоническими подвижками, в связи с чем устанавливается неравномерное, пульсационное поступление новых порций постмагматических минералообразующих растворов. Вследствие этого выявляется разновременное образование минералов или парагенезисов минералов в редкоземельных пегматитах.

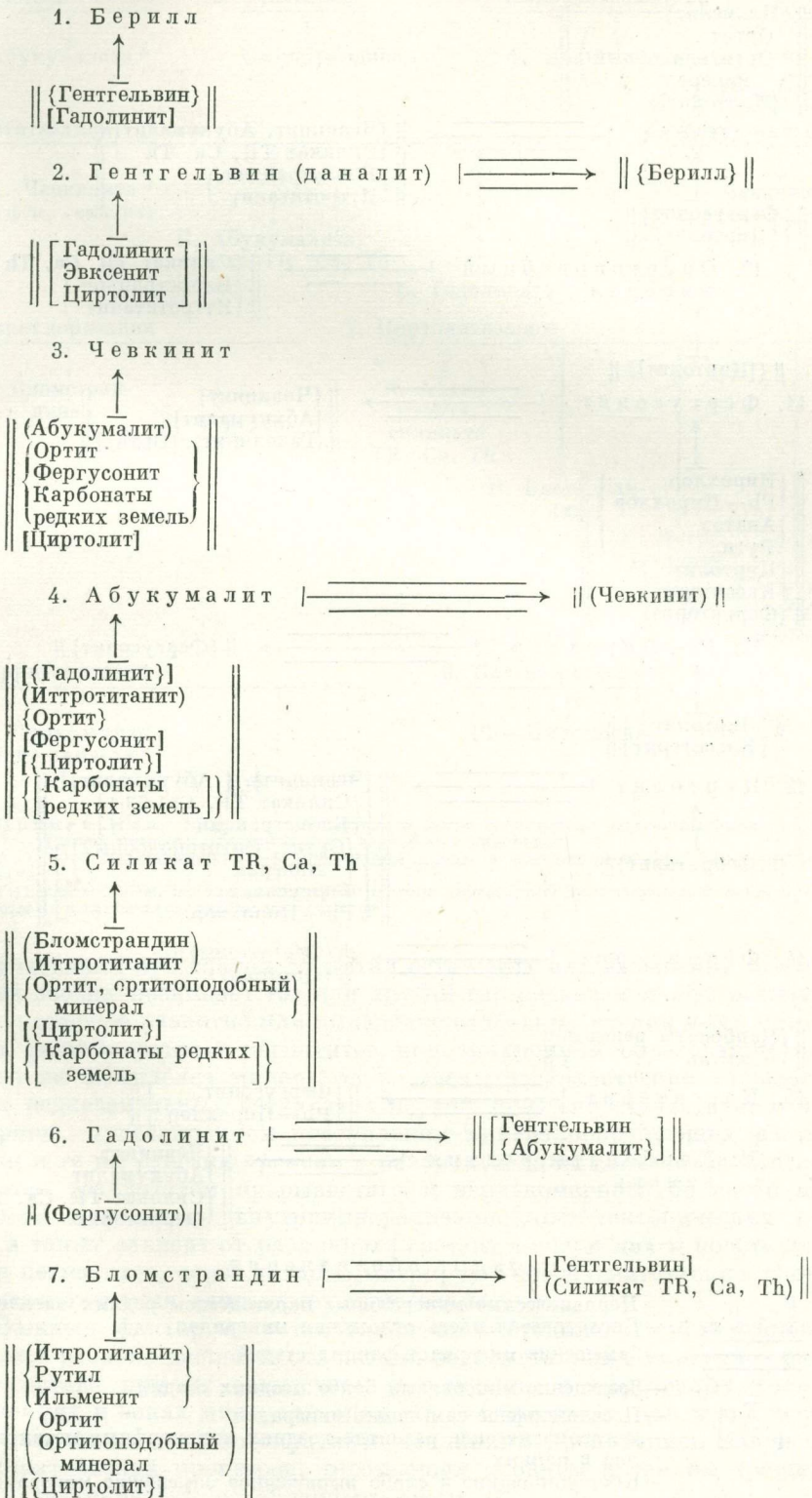
Одним из важнейших критериев стадийности минерализации является широкое развитие неравновесных ассоциаций минералов редких элементов (табл. 49; см. табл. 48), обусловленных общим неравновесным характером метасоматических процессов. Последнее является результатом резкого колебания физико-химических условий отдельных порций поступающего минералообразующего раствора, инфильтрирующего в жильные тела и воздействовавшего на ранее образованные минералы. Это приводит к широко проявленным процессам метасоматического замещения одних редкоземельных минералов другими до образования в конечном итоге частичных и полных псевдоморфоз, а также в резкой смене возникающих парагенезисов минералов. Основные процессы псевдоморфного замещения редкоземельных минералов проявляются в следующей последовательности (табл. 50): гадолинитизация (абукумалита), сфенизация (бломстрандина), ильменитизация (бломстрандина, иттротитанита), ортитизация (чевкинита, абукумалита, силиката TR, Ca, Th и гадолинита), фергусонитизация (чевкинита), астрофиллитизация (ортита, ортитоподобного минерала), пирохлоризация (фергусонита), циртолитизация (абукумалита, бломстрандина, ортита, фергусонита и др.), ферриторитизация (циртолита) и касситеритизация (Pb-пирохлора).

О широко проявленной стадийности минерализации свидетельствует также пространственная обособленность минерализации различного состава (чевкинитовая, ортитовая, абукумалитовая, пирохлоровая, бломстрандиновая, таленитовая, гадолинитовая, берилловая и др.). Следовательно, пути инфильтрации рудоносных растворов различных стадий минерализации были неодинаковыми.

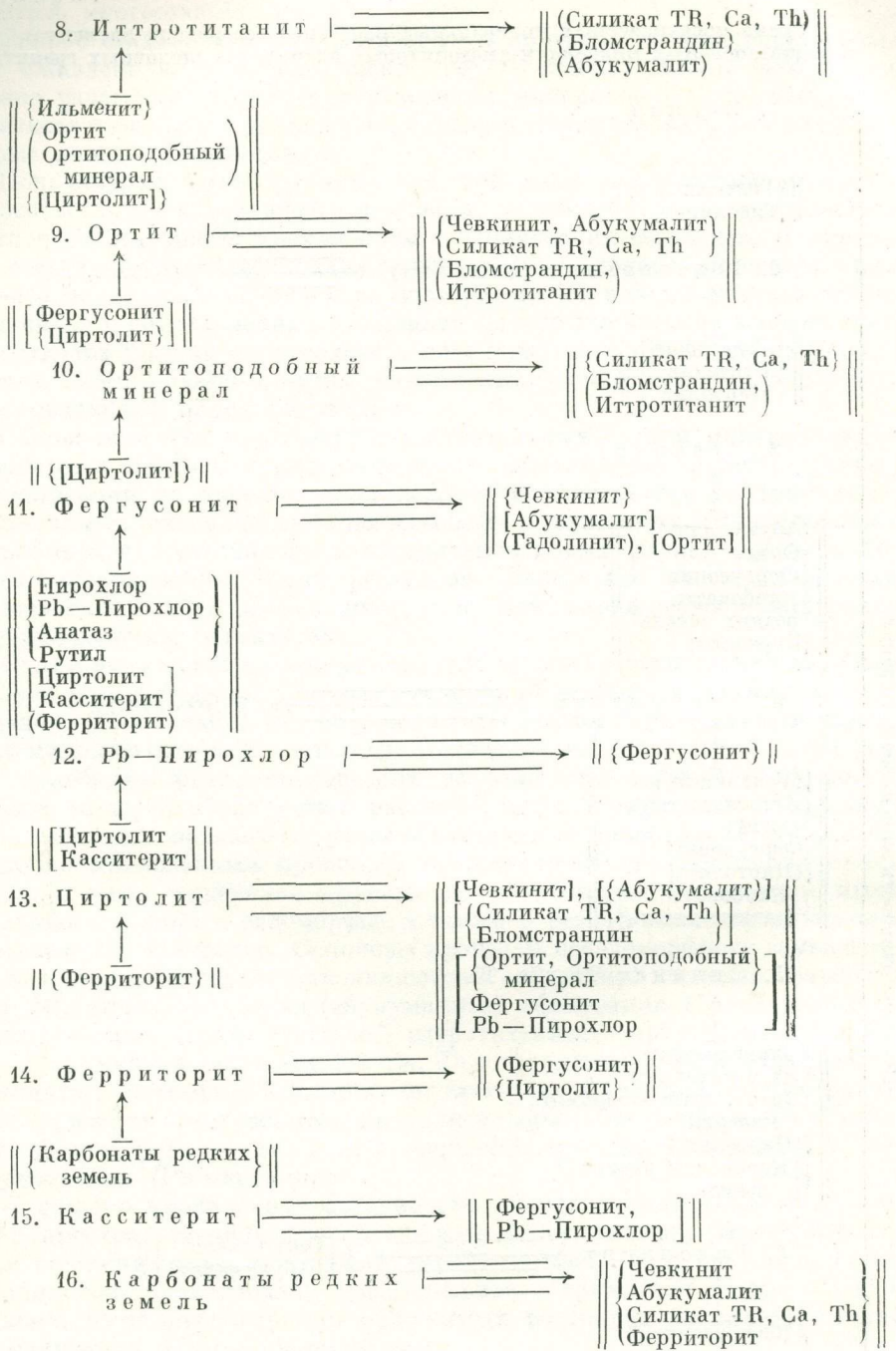
Пространственная обособленность минерализации различного состава находит свое выражение в пределах самих редкоземельных микроклиновых пегматитов первой зоны, в результате чего появляются многочисленные типы редкоземельных пегматитов в одной и той же полосе развития щелочных метасоматитов. Еще резче она проявляется в том, что в пегматитовом поле имеется ясно выраженная зональность в распределении различного состава групп и зон редкоземельных и редкометалльных (берилловых) пегматитов. Вследствие интенсивного проявления одной или нескольких стадий редкоземельного (редкометалльного) минера-

Схема неравновесных минеральных парагенезисов редких элементов
в редкоземельных микроклин-амазонитовых пегматитах щелочных гранитов

Последовательность минералообразования



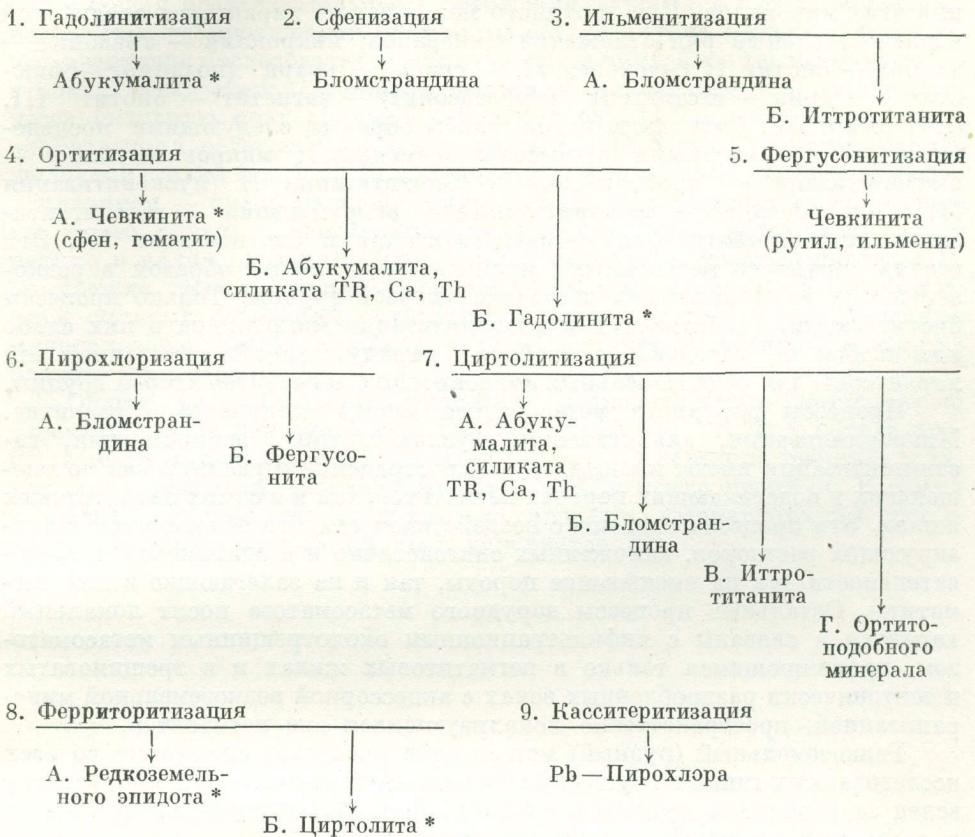
Последовательность минералообразования



Условные обозначения

- || || — Неравновесные минеральные парагенезисы редких элементов
- 1, 2, 3 и т. д. — Последовательность отложения минералов
- $\xrightarrow{=}$ — Замещение минералов ранних стадий
- \uparrow — Замещение минералами более поздних стадий
- { } — Псевдоморфное замещение минералов
- [] — Метасоматическое развитие поздних идиоморфных метакристаллов в ранних
- () — Корродирование и слабо выраженное замещение минералов

**Последовательный ряд процессов псевдоморфного замещения
редкоземельных минералов**



Примечания. 1, 2, 3... последовательность псевдоморфизации минералов.

↓ — Направленность псевдоморфного замещения минералов.

А, Б, В — последовательность проявления процесса псевдоморфизации минералов различного состава.

* Псевдоморфозы, наблюдаемые только в «зоне аксессуарной редкоземельной минерализации», остальные — в пегматитах щелочных гранитов.

лообразования при слабом развитии остальных или выпадении отдельных стадий вообще возникает тот или другой тип редкоземельных пегматитов. Неравномерное развитие или выпадение отдельных стадий в тех или иных типах редкоземельных пегматитов при синхронном образовании одного и того же комплекса минералов во всех пространственно разобщенных типах редкоземельных пегматитов первой зоны свидетельствует о неравномерном, пульсационном поступлении минералообразующих растворов в одни и те же отрезки времени в различные типы пегматитов. Последнее является результатом прерывистого и неравномерного по своей интенсивности проявления внутриминерализационных тектонических подвижек, а также зависит от различного состава вмещающих и подстилающих пород пегматитов, через которые мигрируют постмагматические растворы и выщелачиваются соответствующие элементы.

Важным фактором, устанавливающим стадийность минерализации, является разновременность отложения редкометалльных минералов различного состава при их совместном нахождении в оруденелых участках, скоплениях и зонах минерализации как в пегматитах, так и вне пегматитов. Они связаны с многократным, стадийным проявлением наложенных метасоматических процессов, тяготеющих к одним и тем же трещиноватым и тектонически ослабленным зонам.

Процесс дорудного метасоматоза в редкоземельных пегматитах разделяется на девять стадий минералообразования (см. табл. 48), последовательность развития которых совпадает с последовательностью отложения этих минералов. Для дорудного метасоматоза характерен следующий последовательный ряд отложения минералов: микроклин — амазонит — альбит — биотит II (мусковит II) — гранат — кварц (поздний) — флюорит — эгирин — гастингсит (арфведсонит) — магнетит — биотит III. Этот ряд может быть представлен, таким образом, следующими последовательно проявленными процессами замещения: микроклинизация — амазонитизация — альбитизация — биотитизация II (мусковитизация II) — окварцевание — флюоритизация — эгиринизация — гастингситизация (арфведсонитизация) — магнетитизация и биотитизация III. Эти стадии дорудного метасоматоза проявляются главным образом в редкоземельных микроклиновых пегматитах первой группы. Только процессы биотитизации, альбитизации и амазонитизации микроклина в них слабо или вообще не выявлены и, наоборот, наряду с микроклинизацией они характерны для редкоземельных амазонитовых пегматитов второй группы.

Процессы дорудного метасоматоза имеют неодинаковое развитие. Микроклинизация, альбитизация, мусковитизация, эгиринизация, гастингситизация имеют площадное распространение и развиты как во вмещающих и подстилающих породах пегматитов, так и в самих пегматитовых жилах. Эти процессы связаны с воздействием единого потока метасоматизирующих растворов, наложенных сингенетично и в одинаковой последовательности как на вмещающие породы, так и на залегающие в них пегматиты. Остальные процессы дорудного метасоматоза носят локальный характер и связаны с инфильтрационным околотрещинным метасоматозом, проявляющимся только в пегматитовых жилах и в трещиноватых и тектонически раздробленных зонах с аксессуарной редкоземельной минерализацией, пространственно локализующихся вне пегматитов.

Редкоземельный (рудный) метасоматоз протекает синхронно во всех исследованных типах и группах редкоземельных пегматитов и проявляется вслед за развитием процессов альбитизации, ослюденения, окварцевания и остальных процессов дорудного метасоматоза.

Процесс редкоземельного и редкометального (рудного) метасоматоза является многостадийным и подразделяется на 17 стадий минерализации (см. табл. 48), последовательность развития которых соответствует последовательности отложения этих минералов. Вследствие этого можно составить следующий последовательный ряд отложения минералов редких элементов: силикаты бериллия (берилл, гентгельвин, даналит), ранние силикаты редких земель (чевкинит, абукумалит, силикат TR, Ca, Th, таленит, гадолинит); ранние титано-ниобаты редких земель, Th, U (бломстрандин); поздние силикаты редких земель (итротитанит, ортит и ортитоподобный минерал); поздние ниобаты и тантало-ниобаты редких земель (фергусонит, пироклор, Pb — пироклор); силикаты циркония (циркон, циртолит), тория и урана (ураноторит, ферриторит, редкоземельный ферриторит); касситерит, карбонаты редких земель и поздний флюорит II.

Таким образом, редкоземельный (редкометальный) метасоматоз расчленяется по составу аксессуарной минерализации на следующие типы (в порядке последовательности выделения): 1) бериллиевый, 2) ранний редкоземельно-силикатный, 3) ранний редкоземельно-титано-ниобиевый, 4) поздний редкоземельно-силикатный, 5) поздний редкоземельно-тантало-ниобиевый, 6) циркониевый, 7) урано-ториевый, 8) касситеритовый, 9) редкоземельно-карбонатный (см. табл. 48).

Таким образом, установленная последовательность отложения минералов в редкоземельных пегматитах не подтверждает выявленную ранее Х. Бьерликке (1935) и А. И. Гинзбург и др. (1966) последовательность образования редкоземельных минералов в гранитных пегматитах (фосфаты редких земель — тантало-ниобаты редких земель — силикаты ред-

ких земель), а также А. П. Калитой (1963, 1965) для редкоземельных пегматитов щелочных гранитов района.

Приведенная направленность наложенных метасоматических процессов и общая последовательность отложения минералов в редкоземельных пегматитах на протяжении постмагматического этапа минералообразования идентична последовательности отложения минералов вне пегматитов — в зонах редкоземельной минерализации и устанавливает в начале процесса активную роль сильных оснований (K, Na) — микроклинизация, альбитизация, ослюденение. Эти процессы соответствуют развитию ранней щелочной стадии (по Д. С. Коржинскому), сменяющейся кислотным выщелачиванием — окварцеванием. Далее выявляется постепенное отложение все более сильных оснований — вначале кальция (флюорита), затем натрия и калия (щелочные пироксены и амфиболы, поздний биотит III). Отложение редкоземельной минерализации протекает вслед за осаждением сильных оснований и тяготеет к нейтрализации и ощелачиванию минералообразующих растворов, что способствует осаждению соединений редких элементов.

Общая направленность процессов редкоземельного метасоматоза рассматривается как смена сильных оснований Ce, Y, TR в начале процесса менее сильными основаниями Ti, Nb, Ta в середине процесса и затем опять сильными основаниями Zr, U, Th в конце процесса. В самых последних стадиях гидротермального процесса устанавливается усиленные роли слабых оснований Sn и карбонатов TR.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ АКЦЕССОРНОЙ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПЕГМАТИТАХ

Исследованные пегматиты щелочных гранитов с их акцессорной редкоземельной минерализацией содержат большой комплекс редких элементов: Y, Ce, TR, Nb, Ta, Th, U, Zr, Hf, Be, Zn, Sn и др. Однако наиболее широко среди них распространены редкоземельные элементы. Минералы редких земель (8—56%) и минералы, содержащие примесь редких земель (1,4—3,5%), составляют основную массу акцессорных минералов, обнаруженных в пегматитах. Содержание, распределение и расшифровка состава редких земель в редкоземельных минералах приводились ранее при описании минералов.

Исследование распределения редких земель в минералах показало, что в минералах дорудного метасоматоза, предшествующих образованию редкоземельных минералов, редкие земли содержатся в незначительном количестве и варьируют от 0,1—0,5% (флюорит, эгирин) до 1,66—3,05% в спессартин-альмандине (Бельков, 1958), где они входят в виде изоморфной примеси и имеют преимущественно селективный иттриевый состав.

По составу редких земель выделяются две группы минералов: с преобладанием иттриевых и цериевых редких земель.

Преимущественно распространены иттриевые минералы: таленит, гадолинит, блонстрандин, фергусонит, циртолит, абукумалит, силикат TR, Ca, Th и иттротитанит. Минералы цериевых редких земель: чевкинит, ортит, ортигоподобный минерал и TR ферриторит имеют значительно меньшее распространение в пегматитах и встречаются как обособленно, так и совместно с минералами иттриевых редких земель в одних и тех же пегматитовых жилах.

Среди группы иттриевых минералов можно выделить селективные иттриевые минералы: блонстрандин, фергусонит, циртолит и комплексные минералы с преобладанием иттриевых редких земель — таленит, гадолинит, иттротитанит, абукумалит и силикат TR, Ca, Th*.

Характерной особенностью иттриевых минералов является преобладающее содержание в них самого иттрия, колеблющегося от 46,4% до 65,5% при $\Sigma TR_2O_3 = 100\%$.

На кривых состава редких земель иттриевых минералов (рис. 71) наблюдаются следующие максимумы: иттриевый (блонстрандин, силикат TR, Ca, Th, таленит); иттриевый, иттербиевый и эрбиевый (циртолит, гадолинит); иттриевый, иттербиевый и диспрозиевый (фергусонит); иттриевый и диспрозиевый (иттротитанит); иттриевый и цериевый (абукумалит).

* В таблицах расшифровки состава редких земель минералов, приведенных ранее, дано разделение лантаноидов на иттриевую и цериевую группы, хотя некоторые исследователи не придерживаются такого разделения (Семенов, Баринский, 1958; Бородин, 1960). Разделение редких земель на цериевую и иттриевую группы проводилось нами для сопоставления количественных соотношений редких земель обеих групп, поскольку их колебания являются индикаторами изменения режима кислотности — щелочности минералообразующих растворов.

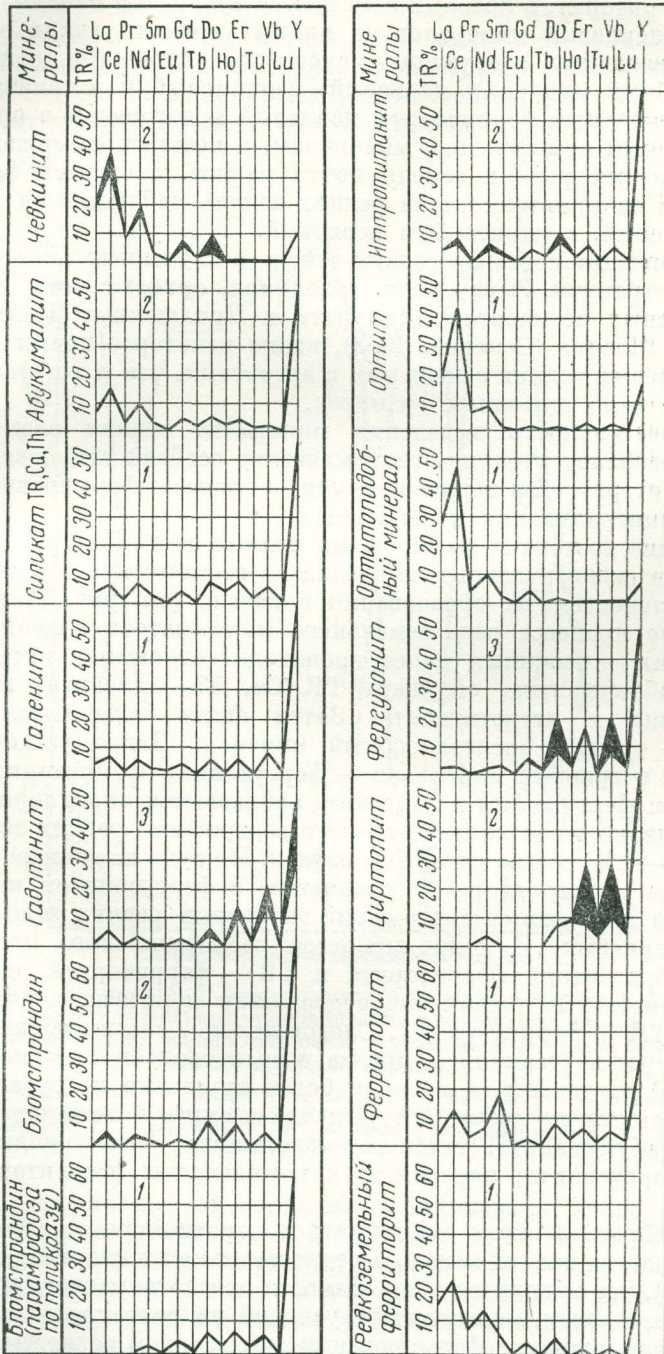


Рис. 71. Сводный график спектров составов лантаноидов и иттрия в редкоземельных минералах из перматов щелочных гранитов района

Среди группы цериевых минералов можно выделить селективный цериевый минерал — ортитоподобный минерал и комплексные минералы с преобладанием цериевых редких земель — ортит, чевкинит и редкоземельный ферриторит, в которых отмечаются иттриевые максимумы (11,3—20%). Для цериевых минералов на кривых состава редких земель (см. рис. 71) отмечаются следующие максимумы: цериевый и неодимовый (ортитоподобный минерал); цериевый, неодимовый и иттриевый (чевкинит, редкоземельный ферриторит); цериевый и иттриевый в ортите.

К типичным комплексным минералам, в которых содержание иттриевых и цериевых редких земель почти равное, относится ферриторит. В последнем на кривых состава редких земель наблюдаются три максимума: иттриевый, самариевый и цериевый.

При сравнении составов редких земель в изученных минералах (циртолит, блонстрандин, фергусонит, гадолинит, ортит) с теми же минералами гранитных пегматитов Алакуртти и Приладожья (Калита, 1961), Норвегии и Швеции (Семенов, 1963), видно некоторое повышение содержания иттриевых редких земель как в иттриевых, так и в цериевых минералах пегматитов щелочных гранитов.

Последовательность выделения минералов редких элементов (см. табл. 48) позволяет уточнить геохимические особенности поведения редких земель (иттриевой и цериевой групп) в процессе формирования редкоземельной минерализации в пегматитах.

Изменение состава и соотношения редких земель иттриевой и цериевой групп в редкоземельных минералах в соответствии с установленной последовательностью их образования показало (см. рис. 71 и рис. 72), что в начале процесса редкоземельного метасоматоза выделяется цериевый минерал — чевкинит, далее происходит отложение иттриевых минералов — абукумалита, силиката TR, Ca, Th, таленита, гадолинита, блонстрандина и иттротитанита. Затем опять выделяются цериевые минералы — ортит и ортитоподобный минерал. Далее устанавливается образование иттриевых минералов — фергусонита и циртолита. Между образованием фергусонита и циртолита наблюдается пирохлоризация фергусонита, однако из-за незначительного содержания редких земель в пирохлоре (0,5—1%) состав их не был изучен. Но судя по данным спектрального анализа, в пирохлоре по сравнению с фергусонитом наблюдается относительно пониженное содержание иттриевых редких земель и повышенное — цериевых. В конце процесса редкоземельного метасоматоза, во время образования ферриторита и TR — ферриторита, наблюдается опять относительное увеличение содержания цериевых редких земель, особенно в TR — ферриторите*. Следовательно, стадии образования цериевых минералов (чевкинита, ортита и ортитоподобного минерала и TR ферриторита) разделены во времени более крупными интервалами минералообразования, во время которых происходит отложение иттриевых минералов (абукумалита, таленита, гадолинита, блонстрандина, иттротитанита; фергусонита; циртолита) и комплексных (ферриторита и Rb-пирохлора).

Таким образом, видно многократное неравномерное, пульсационное изменение состава редких земель в редкоземельных минералах во времени (см. рис. 72), что находится в зависимости от многократного пульсационного изменения физико-химических условий гидротермальных растворов в течение всего процесса формирования акцессорной редкоземельной минерализации в пегматитах.

Вопрос о поведении редких земель в процессе формирования редкоземельной минерализации в пегматитах является дискуссионным и лишь

* Состав редких земель в редкоземельных карбонатах гидротермального генезиса, образующихся позже ферриторитов и за счет ранее выделенных редкоземельных минералов, не был изучен.

в последнее время обсуждается в литературе. Так, по данным А. П. Калиты (1961) и И. В. Швея (1962), в редкоземельных гранитных пегматитах Алакуртти и Приладожья вначале выделяются цериевые минералы (монацит, ортит), затем иттриевые — эвксенит, циртолит, ксенотим. В конечной стадии автометасоматического замещения пегматитов выделяются минералы группы пирохлора, характеризующиеся относительно повышенным содержанием цериевых редких земель (рис. 73). А. П. Калитой (1961) отмечается последовательное изменение редких земель в ред-

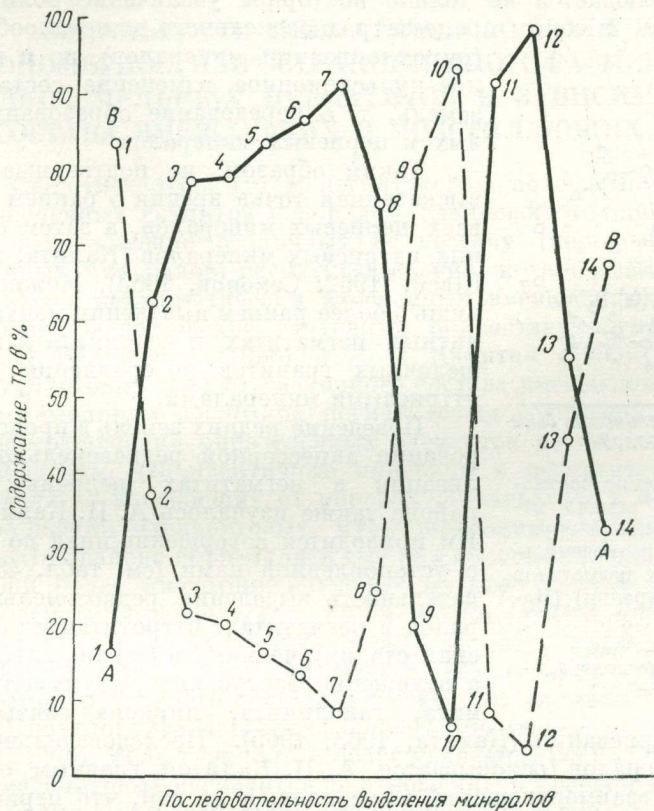


Рис. 72. Изменение соотношений редких земель иттриевой и цериевой группы в процессе формирования редкоземельной минерализации в пегматитах щелочных гранитов. А — А — содержание редких земель иттриевой группы; В — В — содержание редких земель цериевой группы.

1 — чевкинит; 2 — абукумалит; 3 — силикат TR, Ca, Th; 4 — таленит; 5 — гадолинит; 6 — блонстрандин; 7 — блонстрандин (параморфоза по поликразу); 8 — иттротитанит; 9 — ортит; 10 — ортитоподобный минерал; 11 — фергусонит; 12 — циртолит; 13 — ферриторит; 14 — редкоземельный ферриторит

коземельных минералах — от цериевых к иттриевым. Такое изменение состава редких земель объясняется, по мнению А. А. Беуса (1958), тем, что комплексные соединения цериевых редких земель как менее устойчивые и подвижные выделяются в начале процесса минералообразования, а комплексные соединения иттриевых редких земель как более подвижные и растворимые — позднее. В связи с вышеуказанной последовательностью образования минералов в пегматитах Карелии Е. И. Семенов (1963) пришел к выводу не о последовательном, а об экстремальном изменении состава редких земель в редкоземельных минералах пегматитовых жил в связи с пирохлоризацией минералов в конечной стадии их отложения. Однако, по данным В. Д. Никитина, циртолит Приладожья выделяется, наоборот, позднее минералов группы пирохлора, а ортит в идентичных пегматитах Норвегии рассекает блонстрандин (Björlykke,

1930). Это же подтверждается исследованиями на примере пегматитов щелочных гранитов района, где циртолит образуется позднее пирохлора, а ортит — позднее эвксенит-бломстрандина (см. табл. 48).

Таким образом, последовательность редкоземельного минералообразования в пегматитах Алакуртти и Приладожья может быть представлена в следующем виде: монацит, эвксенит блонстрандин, ортит, минералы группы пирохлора, циртолит и ксенотим.

Следовательно, в минералах редкоземельных гранитных пегматитов Карелии наблюдается не только повторное увеличение роли цериевых редких земель к концу процесса редкоземельного минералообразования (пирохлоризация минералов), но и многократное пульсационное изменение состава редких земель, т. е. чередование образования иттриевых и цериевых минералов.

Таким образом, не подтверждается ранее высказанная точка зрения о раннем выделении всех цериевых минералов, а затем более поздних иттриевых минералов (Калита, 1959, 1961; Швей, 1962; Семенов, 1963). Можно говорить лишь о более раннем выделении монацита в гранитных пегматитах и чевкинита в пегматитах щелочных гранитов по сравнению с другими иттриевыми минералами.

Поведение редких земель в процессе формирования акцессорной редкоземельной минерализации в пегматитах щелочных гранитов района также изучалось А. П. Калитой (1966). Им приводится совершенно иная по сравнению с установленной нами (см. табл. 48) последовательность выделения редкоземельных минералов в пегматитах: итротитанита (магматическая стадия), чевкинита (стадия альбитизации), а отложение фергусонита, абукумалита, эвксенита, гадолинита, циркона связывается со стадией окварцевания (Калита, 1963, 1965). Последовательность образования минералов основывается А. П. Калитой главным образом не на изучении взаимоотношений минералов, а на том, что цериевые минералы (чевкинит, ортит и др.) как менее устойчивые соединения цериевых редких земель должны выделяться в начале процесса при высокой концентрации в растворах щелочей (альбитизации), а иттриевые минералы как более устойчивые и растворимые соединения иттриевых редких земель образуются в конце процесса при повышении кислотности растворов и концентрации в них кремнезема (окварцевания).

Возражая против установленной А. П. Калитой последовательности выделения редкоземельных минералов в пегматитах, которая не подтверждается фактическим материалом, нельзя согласиться и с самой аргументацией А. П. Калиты о выделении чевкинита при альбитизации, а остальных иттриевых минералов — при окварцевании, поскольку чевкинит и иттриевые минералы образуются позже альбитизации и окварцевания. В действительности же в исследованных пегматитах устанавливается преимущественная локализация цериевых минералов (чевкинита, ортита, ортитоподобного минерала) в зонах окварцевания пегматитов, а гадолинита как иттриевого минерала — только в зонах альбитизации. Эти факты находятся в противоречии с ранее приведенными аргументами А. П. Калиты.

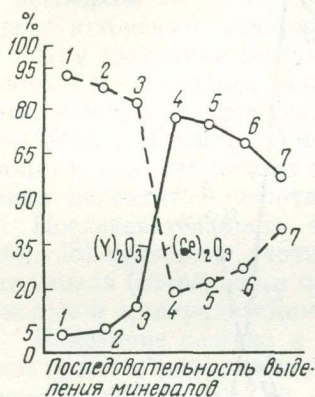


Рис. 73. Изменение соотношений редких земель иттриевой и цериевой групп в минералах редкоземельных гранитных пегматитов Алакуртти (Карелия) (Калита, 1959).

1 — монацит; 2 — ортит; 3 — эшинит; 4, 5 — обручевит; 6, 7 — бетафит

ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕГМАТИТОВОГО ПОЛЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СОСТАВА ВМЕЩАЮЩИХ И ПОДСТИЛАЮЩИХ ПОРОД

Ранее уже отмечалось, что в пегматитовом поле в направлении от интрузии щелочных гранитов к породам сланцевой толщи наблюдается зональное расположение различных по составу (породообразующих и второстепенных минералов) пегматитовых жил, которые залегают в определенных зонах метасоматически измененных вмещающих пород.

Зональное расположение различных по составу пегматитов объяснялось И. В. Бельковым (1958) и А. П. Калитой (1963) зависимостью состава пегматитовых жил от различного состава вмещающих пород в результате ассимиляции последних пегматитовым расплавом и выщелачивания и перетолжения определенных элементов растворами. При этом они предполагали, что идентичные минералы в пегматитах образуются позже, нежели во вмещающих их породах. Зональность в пространственном расположении мусковитовых, мусковито-берилловых и редкоземельных пегматитов района объяснялась ими как явление прямой зональности, при которой более низкотемпературные мусковитовые и мусковито-берилловые пегматиты располагаются на большем удалении от материнских щелочных гранитов, нежели высокотемпературные редкоземельные пегматиты. Зональность в пространственном обособлении редкоземельной минерализации различного состава в пегматитах (микроклиновых и амазонитовых) обуславливалась также явлениями прямой зональности (Калита, 1963, 1966). Вследствие этого более удаленное расположение гадолинитовых амазонитовых пегматитов по отношению к краевой зоне щелочных гранитов, нежели редкоземельные микроклиновые пегматиты, объяснялось им более поздним образованием гадолинитовых пегматитов.

Фактический материал по редкоземельным пегматитам района позволяет высказать иное суждение о зональности пегматитового поля. Установлено, что наблюдаемая зональность в распределении определенных групп пегматитов находится в соответствии с метасоматической зональностью вмещающих пород пегматитов в экзоконтакте щелочных гранитов. Она выражается в том, что каждой группе пегматитов свойствен свой определенный минеральный состав (породообразующих и второстепенных минералов, большей частью метасоматического генезиса), идентичный минеральному составу вмещающих пород. Это позволяет предполагать, что метасоматические процессы наложены сингенетично и в одинаковой последовательности как на вмещающие породы, так и на залегающие в них пегматиты. Причиной интенсивных метасоматических преобразований в пегматитовых жилах и во вмещающих их породах являются одни и те же постмагматические растворы, поступающие из глубины (Лунц, 1966, 1971).

Зональность в расположении различных по составу групп пегматитов по мере их удаления от интрузии щелочных гранитов, так же как и метасоматическая зональность вмещающих пород пегматитов, обусловлена зональным проявлением наложенных метасоматических процессов в

экзоконтактовой зоне щелочных гранитов, в том числе и на различные группы пегматитов (см. табл. 2 и 48) — микроклинизацией, амазонитизацией, альбитизацией, ослюдением (биотитизацией, мусковитизацией), окварцеванием, эгиринизацией, арфведсонитизацией, гастингситизацией, флюоритизацией, магнетитизацией и редкоземельным (редкометальным) метасоматозом. Вследствие этого в зоне наиболее интенсивной микроклинизации вмещающих пород (гранито-гнейсов и гнейсо-метасоматитов) залегающие в них пегматитовые жилы также существенно микроклинового состава, а в кристаллических сланцах, где микроклинизация относительно слабо или вообще не проявляется, пегматиты плагиоклазового состава, реже микроклин-плагиоклазового. Те же закономерности наблюдаются и в отношении проявления процессов альбитизации. В зоне интенсивной микроклинизации горных пород альбитизация слабо или вообще не развита, что находит свое выражение и в залегающих в них пегматитах, которые также подвергнуты слабому воздействию процессов альбитизации. В зонах развития щелочных гнейсо-метасоматитов и (менее) в инъекционных гнейсах альбитизация, наоборот, интенсивно проявлена. Это же наблюдается и в залегающих в них пегматитовых жилах, которые интенсивно альбитизированы. Идентичная зональность в проявлении процессов микроклинизации и альбитизации наблюдается и в районах развития мусковитовых месторождений (Боровиков, 1964).

К аналогичным выводам о синхронности проявления наложенных метасоматических процессов во вмещающих горных породах и в залегающих в них пегматитах пришли В. Д. Никитин (1952, 1968), С. А. Руденко (1965) и Д. В. Рундквист (1965) на примере редкометальных пегматитов, грейзеновых месторождений и пород щелочного комплекса Хибинского и Ильмено-Вишневогорского массивов.

Рассмотрим, какими закономерностями обуславливается зональное пространственное размещение исследованных редкоземельных пегматитов и находится ли это в зависимости от состава вмещающих и подстилающих пород пегматитов.

Ранее при разделении редкоземельных пегматитов на две группы по преобладающему компоненту полевых шпатов — микроклину и амазониту — указывалось, что они располагаются на разном удалении от контакта щелочных гранитов и образуют две зоны пегматитовых жил с различной по составу редкоземельной минерализацией (Луниц, 1963₂, 1966₂, 1971). Для редкоземельных микроклиновых пегматитов первой зоны характерна высокая щелочность вмещающих и подстилающих их пород, обусловленная интенсивным проявлением в них процессов дорудного щелочного метасоматоза (щелочные гранито-гнейсы и щелочные гнейсо-метасоматиты, см. табл. 2), а также обогащение этой толщи пород кальцием в связи с переслаиванием с линзовидными телами амфиболитов и редкими участками слабо микроклинизированных и альбитизированных плагиоклазосодержащих гнейсов. Вследствие этого и рудоносные постмагматические растворы, мигрирующие через толщу щелочных пород, обогащаются щелочами (K, Na) и кальцием. Поэтому среди редкоземельной минерализации преобладают такие кальцийсодержащие минералы, как ортит, ортитоподобный минерал, чевкинит, иттротитанит, абукумалит и силикат TR, Ca, Th.

Таким образом можно предполагать, что осаждение большей части редкоземельных минералов происходит по мере нейтрализации и ощелачивания рудоносных постмагматических растворов, мигрирующих через щелочную среду вмещающих горных пород (Луниц, 1963₂, 1971).

Локализация редкоземельных минералов в пегматитах, залегающих в непосредственном контакте со щелочными гранитами, свидетельствует о том, что они осаждаются из соединений, которые могут мигрировать лишь при определенных значениях pH и при незначительных колебаниях физико-химических условий минералообразующих растворов. Следова-

тельно, минералы редких земель осаждались из непрочных, плохо растворимых и малоподвижных соединений, не способных транспортировать и переносить редкие земли на значительные расстояния. Такие минералы, как фергусонит, блонстрандин и циртолит, осаждаются в пегматитах первой зоны, очевидно, из нейтральных и слабощелочных растворов (Гинзбург, Горжевская и др., 1960). Они так же, как кальцийсодержащие минералы, локализуются в зонах окварцевания микроклиновых пегматитов первой группы. Между тем, эти минералы обнаружены и в участках альбитизации пегматитов. Больше того, фергусонит и циртолит встречаются и в гадолинитовых амазонитовых пегматитах второй, более удаленной зоны. Следовательно, они образуются из соединений, которые могут мигрировать и осаждаться в растворах с более широкими пределами изменения режима щелочности — кислотности, но до определенных пределов рН. Так, метакристаллы фергусонита, циртолита, магнетита и флюорита наблюдаются лишь в тех гадолинитовых пегматитах второй зоны, которые залегают в иньекционных гнейсах и во внешней зоне гнейсо-метасоматитов. В гадолинитовых пегматитах, расположенных на большом удалении от контакта щелочных гранитов и залегающих в биотитовых и гранатобiotитовых гнейсах, характеризующихся повышенной кислотностью, фергусонит и циртолит не встречаются или наблюдаются в виде единичных зерен. Следовательно, в растворах такой кислотности комплексные соединения редких земель, ниобия и циркония не могли мигрировать и осаждались ближе к краевой зоне щелочных гранитов.

Приуроченность редкоземельных минералов в пегматитах этой зоны к участкам и зонам окварцевания может быть объяснена следующими причинами. Во-первых, зоны окварцевания представляют собой наиболее трещиноватые, ослабленные и тектонически нарушенные зоны в пегматитах. Вследствие этого рудоносные постмагматические растворы инфильтрируют в пегматитовые жилы именно через эти зоны и в результате интенсивного перепада (уменьшения) давления при трещинообразовании происходит резкое изменение режима щелочности — кислотности растворов, способствующих осаждению минералов редких элементов (Никитин, Рундквист, 1967). Во-вторых, как уже отмечалось, редкоземельные (редкометалльные) минералы, концентрирующиеся в зонах окварцевания, осаждаются из слабощелочных и щелочных растворов, которые неравновесны по отношению к кварцевым зонам и резко недонасыщены кремнеземом. Следовательно, при взаимодействии этих растворов с участками кварца происходит сразу же изменение режима щелочности — кислотности в сторону снижения щелочности растворов, что также приводит к распаду комплексных соединений редких земель и отложению редкоземельных минералов*.

Вышеизложенные данные еще раз свидетельствуют о разрыве во времени окварцевания и редкоземельной минерализации и о ее наложенном характере. Вследствие этого нельзя согласиться с представлениями тех исследователей, которые считают, что соединения редких земель (в том числе и цериевые) привносятся кремнекислыми растворами лишь на том основании, что редкоземельные минералы локализуются в зонах окварцевания (Бельков, 1958; Плетнева и др., 1962; Калита, 1963, 1965).

О наложенном характере редкоземельной минерализации в пегматитах ранее уже приводились веские доказательства. Однако редкоземельная минерализация, идентичная по составу минерализации пегматитов, была обнаружена и вне пространственной связи с пегматитовыми жилами. Об этом свидетельствует нахождение редкоземельной минерализации

* Распад комплексных соединений редких земель и кристаллизация редкоземельных и редкометалльных минералов связаны не только с изменением режима щелочности — кислотности растворов, но и с нарушением общего равновесия в растворах в связи с уменьшением давления (в трещиноватых зонах) и снижения температуры.

на расстоянии 0,5—1 до 10—15 км от непосредственных выходов редкоземельных пегматитов:

а) в эндо- и экзоконтакте щелочных гранитов, где она тяготеет к зонам и участкам окварцованного и интенсивно биотитизированного гранита;

б) в биотитовых и гранато-биотитовых гнейсах, переслаивающихся с амфиболитами, где минерализация наложена на зоны пегматитизации и последующего окварцевания гнейсов;

в) в зоне контакта основных пород с архейскими и метасоматически преобразованными протерозойскими гнейсовыми толщами, где редкоземельная минерализация наложена на интенсивно окварцованные жилы мелкозернистых щелочных гранитов и плагиоаплитов.

В зонах минерализации, так же как и в редкоземельных пегматитах, установлено разрастание редкоземельных минералов метасоматическим путем за счет ранее образованного кварца, реже альбита, слагающих зоны замещения, и по времени отложения они синхронны с образованием идентичных редкоземельных минералов в пегматитовых жилах.

Таким образом, вышеприведенные данные подтверждают точку зрения В. Д. Никитина (1957, 1960, 1968) о наложенном характере редкометальной минерализации и о возможности ее нахождения вне пространственной связи с пегматитовыми жилами, где она приурочена к трещиноватым и тектонически раздробленным зонам (тектоническим швам).

Рассмотрим еще один пример, когда ощелачивание постмагматических растворов способствует осаждению редкоземельных минералов в пегматитах. На участке IX, отличающемся по геолого-тектоническим условиям от других участков распространения пегматитов первой зоны, пегматитовые жилы с редкоземельной минерализацией залегают на некотором удалении от контакта щелочных гранитов — в биотитовых и гранато-биотитовых гнейсах, переслаивающихся с частыми пропластками и линзообразными телами амфиболитов различной мощности (см. рис. 4). Здесь редкоземельное оруденение также приурочивается к зонам окварцевания пегматитов. Вначале представляется, что в данном случае не подтверждается ранее высказанная точка зрения о приуроченности редкоземельных пегматитов первой группы к зонам наиболее высокой щелочности вмещающих пород, поскольку биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы здесь слабо изменены щелочными метасоматизирующими растворами и представляют собой породы весьма высокой кислотности. Однако необходимую щелочность пород здесь компенсируют пакки переслаивания гнейсов с амфиболитами и наличие мощных линзообразных тел амфиболитов. Залегающие в гранато-биотитовых и биотитовых гнейсах окварцованные пегматиты большей частью не содержат редкоземельных минералов или последние наблюдаются в незначительном количестве. В биотитовых гнейсах, переслаивающихся с тонкими пропластками амфиболитов, пегматитовые жилы содержат более высокую концентрацию минералов редких земель. Наиболее высокая концентрация минералов редких земель наблюдается только в тех пегматитах, которые залегают в мощных линзах амфиболитов. В этих условиях создается наиболее высокая щелочность постмагматических растворов, при которой редкоземельные минералы максимально осаждаются. Этот пример подтверждает точку зрения В. Д. Никитина (1960, 1968), что основные породы повышают щелочность минералообразующих растворов и способствуют отложению редкоземельных минералов.

Рассмотрим зависимость между составом редкоземельной минерализации в пегматитах первой зоны и составом вмещающих их пород. Необходимо отметить, что если установленная выше щелочность вмещающих пород является основным фактором в локализации редкоземельных пегматитов первой зоны непосредственно у контакта щелочных гранитов, то причина появления различных типов редкоземельных пегматитов пер-

вой зоны и характерных минеральных ассоциаций в них зависит в значительной мере от состава вмещающих их пород.

Установлено, что появление ортитового, абукумалитового, иттротитанитового, блонстрандинового, чевкинитового и ферриторитового типов пегматитов на различных участках пегматитового поля зависит от присутствия во вмещающих и подстилающих горных породах пегматитов Са, Fe и Ti. Источником этих петрогенных элементов во вмещающих породах пегматитов являются амфиболиты и слабо микроклинизированные гнейсы, первично обогащенные олигоклазом, а также вся толща подстилающих пород пегматитов, представленных переслаиванием щелочных метасоматитов и амфиболитов. Интересно отметить, что магнетит, нередко ассоциирующий с ферриторитом, встречается в повышенном количестве лишь в тех пегматитах первой зоны, которые залегают во вмещающих породах, обогащенных железом, — амфиболитах (участки V, IX; жилы 18, 23, 23а участка III; жила 42 участка IV). Появление фергусонитового и циртолитового типов пегматитов, а также проявление этой минерализации в других типах пегматитов не связано с каким-то определенным составом вмещающих пород. Однако установлено, что наиболее высокие концентрации этих минералов в пегматитах связаны с повышенной щелочностью вмещающих пород пегматитовых жил.

Таким образом, появление различных типов редкоземельных микроклиновых пегматитов первой зоны и всего многообразия редкоземельных Са — Fe — Ti минеральных парагенезисов в пегматитах зависит не только от благоприятных тектонических условий и пульсации постмагматических растворов, привносящих элементы из глубины, но и от состава вмещающих и подстилающих пород пегматитов, обогащенных Са, Fe и Ti.

Идентичная зависимость состава редкоземельной минерализации от состава вмещающих и подстилающих пород устанавливается и в зоне акцессорной редкоземельной минерализации, расположенной южнее участка V (см. рис. 1). Редкоземельная минерализация приурочивается здесь, по данным Н. Е. Костина и А. Я. Волженковой (1965), к зонам и участкам окварцевания, которые наблюдаются как в породах, подвергнутых воздействию щелочного метасоматоза, так и в основных породах. В щелочных гранито-гнейсах и биотито-гастингситовых гнейсах редкоземельная минерализация представлена минералами, обедненными кальцием, железом и титаном: таленитом, бескальциевым абукумалитом, фергусонитом, цирконом, реже гадолинитом и ферриторитом. Редкоземельная минерализация, тяготеющая к основным породам, обогащена Са-, Fe- и Ti-содержащими минералами: чевкинитом, редкоземельным эпидотом, сфеном, иттротитанитом, ортитом, ферриторитом, абукумалитом, фергусонитом, циртолитом, ильменитом и др.

Изучение экзоконтактовой зоны щелочных гранитов показало, что щелочные гранито-гнейсы и частично гнейсо-метасоматиты, представляющие нижние части разреза гнейсовой толщи и являющиеся вмещающими породами пегматитов первой зоны, переслаиваются с линзообразными и пластовыми телами пара- и ортоамфиболитов. Между тем амфиболиты не были обнаружены среди инъекционных, биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов, представляющих средние и верхние части разреза гнейсовой толщи, в которых залегают гадолинитовые пегматиты второй зоны. Это и обуславливает появление такого разнообразия кальций-железотитановых минеральных ассоциаций именно в редкоземельных пегматитах первой зоны.

Для гадолинитовых амазонитовых пегматитов второй зоны характерно понижение щелочности и повышение кислотности вмещающих пород по сравнению с вмещающими породами редкоземельных пегматитов первой зоны. Это положение подтверждается тем, что на удалении от краевой зоны щелочных гранитов вмещающие породы гадолинитовых пегматитов

сравнительно слабо или вообще не подвергнуты щелочному метасоматозу. На основании этого значительная часть вмещающих пород гадолинитовых пегматитов по минеральному составу близка к породам, не подвергнувшимся метасоматическому преобразованию, и характеризуется высоким содержанием первичного кварца и повышенной кислотностью. Можно предполагать, что в результате этого рудоносные постмагматические растворы, мигрирующие через сравнительно кислые породы (биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы, инъекционные гнейсы и в меньшей степени гнейсо-метасоматиты), становятся более кислыми, вследствие чего создавались благоприятные условия для локализации гадолинитовой минерализации в амазонитовых пегматитах второй зоны.

Таким образом, редкоземельная минерализация в пегматитах второй зоны осаждается при повышении кислотности рудоносных постмагматических растворов из слабокислых и в меньшей степени из нейтральных растворов.

Доказательством того что гадолинит осаждается из сравнительно кислых растворов, является отсутствие гадолинитовой минерализации в пегматитах, залегающих в непосредственном контакте со щелочными гранитами в зонах вмещающих пород повышенной щелочности, а также тот факт, что наибольшая концентрация гадолинита наблюдается в тех амазонитовых пегматитах, которые наиболее удалены от контакта щелочных гранитов и залегают в породах высокой кислотности (биотитовые гнейсы — жила 10 участка IV и жилы 3, 44 участка 1).

Можно предположить, что гадолинит образуется при распаде и осаждении хорошо растворимых и подвижных комплексных соединений, способных переносить редкие земли и бериллий на значительные расстояния от магматического очага. Поскольку локализация гадолинитовой минерализации на большом удалении от контакта щелочных гранитов зависит главным образом от кислотности вмещающих пород и определенного режима щелочности — кислотности растворов, то вызывает сомнение точка зрения А. А. Беуса (1958) и А. П. Калиты (1963), что именно фтористые соединения способствуют переносу комплексных соединений редких земель, бериллия и железа на значительные расстояния от контакта щелочных гранитов и осаждению их в виде минерала гадолинита. Установлено, что образование флюорита, наоборот, происходит задолго до проявления гадолинитовой минерализации, а в пегматитах с наибольшей концентрацией гадолинита и расположенных на большом удалении от щелочных гранитов флюорит вообще отсутствует.

Локализация бериллиевого минерала — берилла, не содержащего редкие земли, в мусковитовых пегматитах, удаленных от зоны распространения гадолинитовых пегматитов, дает основание предполагать, что гадолинит может осаждаться лишь из растворов определенной кислотности, выше которой (в кристаллических сланцах) редкие земли в растворах уже более не растворимы, а осаждаются, и мигрирует лишь один бериллий как более кислотный компонент, образуя акцессорную берилловую минерализацию в мусковитовых пегматитах.

Представления о роли химизма вмещающих и подстилающих пород пегматитовых жил в локализации различных групп и типов пегматитов хорошо согласуются с представлениями, высказанными Д. С. Коржинским (1956, 1960) о зависимости активности компонентов от кислотности метасоматизирующего раствора и В. Д. Никитиным (1952, 1960, 1968) о влиянии химизма подстилающих пегматитовые жил пород — «фильтра» на изменение химического состава протекающих через них рудоносных постмагматических растворов.

Таким образом, локализация исследованных двух групп редкоземельных пегматитов с различной минерализацией на неодинаковом удалении от контакта щелочных гранитов зависит главным образом от залегания их в породах различной щелочности — кислотности, что влияет на диф-

ференцированное отложение редкоземельных минералов, резко отличающихся по составу.

Рассмотрим некоторые закономерности пространственного размещения мусковитовых пегматитов в зависимости от состава вмещающих пород, хотя они специально не изучались. В кристаллических сланцах, наиболее удаленных от контакта щелочных гранитов, концентрируются мусковитовые и мусковито-берилловые пегматиты, в которых также наблюдается тесная связь между ослоденением в пегматитах и составом вмещающих и подстилающих пород пегматитов (кианит-ставролитовых и силлиманитовых сланцев).

При описании стадийности формирования пегматитов уже отмечалось, что образование мусковита II связано с поздним калиевым метасоматозом, проявляющимся значительно позже микроклинизации (раннего калиевого метасоматоза). Как известно, метасоматическому образованию мусковита по плагиоклазу, реже по микроклину, в пегматитах способствуют слабо концентрированные калием растворы. Уменьшение концентрации калия в постмагматических растворах осуществляется при прохождении растворов через «фильтр» — плагиоклазовых, кианит-ставролитовых и силлиманитовых гнейсов и сланцев.

При позднем калиевом метасоматозе лишь биотито-плагиоклазовые гнейсы (слабо микроклинизированные) на контакте со сланцами и сами кристаллические сланцы выступают в роли поглотителя калия из поздних постмагматических растворов. Наиболее близко расположенные к щелочным гранитам породы экзоконтактной зоны, наоборот, сами значительно насыщены калием в результате их микроклинизации, вследствие чего поздний калиевый метасоматоз в них почти не проявляется, за исключением небольшого количества новообразованного биотита (по эгирину и гастингситу). Однако плагиоклаз и биотит гнейсов могут меньше поглотить калия из растворов, нежели кианит, ставролит и силлиманит кристаллических сланцев. На основании этого минералы кристаллических сланцев выступают в роли главного поглотителя калия из растворов, и вблизи контакта щелочной интрузии (400—600 м) кианитовые, ставролитовые и силлиманитовые сланцы под воздействием процессов позднего калиевого метасоматоза нацело мусковитизированы. Следовательно, концентрация калия в постмагматических растворах значительно уменьшается, и это способствует в конечном итоге образованию мусковита в пегматитах. Образование мусковита в пегматитах и мусковитизация кристаллических сланцев, в которых пегматиты залегают, — сопряженный и синхронный процесс, протекающий сингенетично и связанный с воздействием одного и того же потока постмагматических растворов (Лунц, 1963₂).

Горизонтальная зональность в размещении различных групп пегматитов является отражением и вертикальной зональности в распределении различных групп и типов пегматитов. Однако выявленная вертикальная зональность в распределении редкоземельных мусковитовых и мусковито-берилловых пегматитов по отношению к краевой зоне интрузии щелочных гранитов не соответствует последовательности отложения редкоземельной (в том числе и гадолиниевой), берилловой и слюдяной минерализации. Здесь наблюдается характерный пример обратной зональности, выражающейся в том, что относительно высокотемпературные мусковитовые и мусковит-берилловые пегматиты наиболее удалены от краевой зоны интрузии щелочных гранитов, а менее высокотемпературные — редкоземельные пегматиты, минерализация которых связана с воздействием главным образом поздних рудоносных гидротермальных растворов, приурочиваются к непосредственному контакту щелочной интрузии (Лунц, 1971). Это основывается на том, что редкоземельная минерализация является более поздней по отношению к слюдяной и берилловой. Между тем в пределах двух зон редкоземельных пегматитов гадолиниевая минерализация

вторая зона пегматитов) является более ранней по отношению к основной массе редкоземельных минералов первой зоны пегматитов.

Можно предполагать, что в других районах распространения докембрийских редкоземельных пегматитов зональность их расположения по отношению к мусковитовым пегматитам также является не прямой, а обратной и будет определяться различной щелочностью — кислотностью вмещающих и подстилающих пород пегматитов. Локализации редкоземельного оруденения вблизи контакта гранитов способствует повышенная щелочность вмещающих пород пегматитов, а пониженная щелочность вмещающих пород пегматитов вдали от контакта гранитов способствует появлению мусковитовой и берилл-мусковитовой минерализации. Докембрийские редкоземельные пегматиты как раз и локализуются в наиболее микроклинизированных (щелочных) и обогащенных кальцием (амфиболиты, габбро) разрезах, тяготеющих к наиболее глубинным частям докембрия.

В связи с выявленными закономерностями пространственного размещения пегматитов зональное расположение редкоземельных и мусковитовых пегматитов, образующихся на различных глубинах, и рассматривающееся в схемах классификации пегматитов А. И. Гинзбурга, Г. Г. Родионова (1960) и Г. Г. Родионова (1965) как явление прямой зональности, должно соответствовать обратной зональности.

Редкоземельные пегматиты щелочных гранитов являются менее глубинными образованиями, нежели это характерно для редкоземельных пегматитов нормальных гранитов (Гинзбург, Родионов, 1960) и, поскольку они залегают во втором структурном этаже (нижнепротерозойском), их можно отнести к образованиям средних глубин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные минералого-геохимические исследования и анализ минеральных парагенезисов редких элементов в пегматитах позволяют сделать следующие выводы относительно вещественного состава и условий формирования пегматитов и связанной с ними редкоземельной — редкометальной минерализации, зональности изученного пегматитового поля и закономерностей пространственного размещения редкоземельных пегматитов.

1. Исследованные редкоземельные пегматиты района приурочиваются к ослабленной и тектонически раздробленной зоне — контакту щелочных гранитов и вмещающих их гнейсов, преобразованных под воздействием щелочного метасоматоза в щелочные метасоматиты, и залегают главным образом в последних и реже в слабо измененных гнейсах.

2. Экзоконтактовый ореол щелочных гранитов сложен породами трех зон щелочного метасоматоза, характеризующимися по мере удаления от краевой части интрузии понижающейся щелочностью, связанной с зональным проявлением наложенных метасоматических процессов, имеющих площадное развитие. Метасоматические породы экзоконтакта формировались в результате последовательного и стадийного наложения на ранее образованные биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы метасоматических процессов: микроклинитизации, альбитизации, мусковитизации, эгиринизации, гастингситизации и поздней биотитизации.

3. Редкоземельные пегматиты содержат разнообразную по составу редкоземельную минерализацию, что позволяет их объединить в формацию редкоземельных пегматитов щелочных гранитов, подразделяемую по основному компоненту полевых шпатов — микроклина и амазонита — на две группы. Редкоземельные микроклиновые и амазонитовые пегматиты располагаются зонально по отношению к краевой части интрузии и отличаются по составу породообразующих, второстепенных и аксессуарных редкоземельных минералов и интенсивности развития метасоматических процессов.

4. Разработана классификация редкоземельных пегматитов, основанная на преобладании одного или нескольких аксессуарных редкоземельных минералов. Среди редкоземельных микроклиновых пегматитов выделяется десять типов: ортитовый, чевкинитовый, иттротитанитовый, абукумалит-иттротитанитовый, абукумалит-фергусонитовый, абукумалитовый, таленитовый, фергусонит-горит-циртолитовый, циртолит-бломстрандинный и фергусонит-пирохлор-касситеритовый; среди редкоземельных амазонитовых пегматитов — гадолинитовый. Каждый из этих типов пегматитов является продуктом интенсивного проявления одной или нескольких стадий редкоземельного минералообразования.

5. Для микроклин-амазонитовых пегматитов характерными являются минералы редких земель, ниобия, титана, циркония, бериллия и тория, особенно первые. Микроклиновые и амазонитовые пегматиты, образующие две зоны редкоземельных пегматитов по отношению к краевой части интрузии, резко отличаются по минеральным парагенезисам редких элементов. В микроклиновых пегматитах наиболее широко распространены абукумалит, фергусонит, циртолит, иттротитанит, ортит, ортитоподобный минерал, силикат TR, Ca, Th, ферриторит, чевкинит и бломстрандин. Характерной особенностью является локализация минерализации в зонах окварцевания пегматитов. В амазонитовых пегматитах типоморфным редкоземельным минералом является гадолинит, реже встречаются фергусонит и циртолит. Минерализация здесь приурочивается преимущественно

к зонам альбитизации пегматита, реже к неизменным пегматитовым породам.

6. Обнаружен и исследован ряд новых для пегматитов района и СССР минералов: свинцовый пирохлор, гентгельвин, блонстрандин, редкоземельный ферриторит, абукумалит, силикат TR, Ca, Th и ортитоподобный минерал. Три последних минерала являются типоморфными для редкоземельных микроклиновых пегматитов.

7. Процесс формирования микроклин-амазонитовых пегматитов района длительный и подразделяется на два этапа минералообразования. Первый этап — магматический — связан с образованием мелкозернистых гранит-аплитовых жильных пород, при этом кристаллизуется плагиоклаз, ранний кварц и биотит. Второй этап — постмагматический — является основным в образовании пегматитов и подразделяется на два подэтапа — существенной перекристаллизации и метасоматоза.

Процесс перекристаллизации гранит-аплитовых пород в крупнозернистые пегматитовые породы разделяется во времени на три стадии (графические, сегрегационные и блоковые разновидности пегматитовых пород) и сопровождается метасоматическими процессами. Последние предшествуют процессу перекристаллизации и выражены в микроклинизации плагиоклаза, в меньшей степени — в раннем кремнекислом метасоматозе, проявляющемся при образовании псевдографических и сегрегационных разновидностей пегматитовых пород. Процесс перекристаллизации пегматита протекает в условиях открытой физико-химической системы.

Процесс метасоматоза имеет в пегматитах наиболее широкое распространение и наложен на перекристаллизованные уже пегматитовые породы. Метасоматические процессы по времени проявления и составу минерализации разделяются на ранний дорудный и поздний редкоземельный — редкометалльный (рудный) метасоматоз. Образование минералов различного состава при развитии метасоматических процессов происходит одновременно и разделено периодически проявленными внутриминерализационными тектоническими подвижками. Это обуславливает пульсационный, прерывистый характер поступления отдельных порций постмагматических растворов.

Стадийность дорудного метасоматоза проявляется в последовательном развитии следующих процессов замещения: микроклинизация, амазонитизация, альбитизация, биотитизация II (мусковитизация II), окварцевание, флюоритизация I, эгиринизация, гастингситизация (арфведсонитизация), магнетитизация и поздняя биотитизация III.

8. Редкоземельные минералы в пегматитах образуются метасоматическим путем и являются более поздними по отношению к породообразующим минералам (плагиоклазу, раннему кварцу, микроклину, амазониту). Несмотря на тесную пространственную связь редкоземельных минералов с минералами дорудного метасоматоза (магнетитом, эгирином, гастингситом, флюоритом и биотитом), во всех группах и типах пегматитов устанавливается более поздний характер образования редкоземельных минералов по отношению к минералам дорудного метасоматоза, а также к альбиту и кварцу из зон замещения и разрыв их во времени. Редкоземельная минерализация генетически связана с поздними гидротермальными процессами, наложенными как на участки неизмененного пегматита, так и на зоны замещения (альбитизации и окварцевания) в пределах пегматитовых жил и вне их. Среди редкоземельных минералов выделяется только одна генерация минерала одного и того же состава.

9. Для редкоземельной минерализации в пегматитах характерен многостадийный характер ее формирования. Процесс редкоземельного и редкометалльного (рудного) метасоматоза подразделяется на 18 стадий минерализации, последовательность развития которых соответствует последовательности отложения этих минералов. Выявляется следующий последовательный ряд отложения минералов редких элементов: с и л и к а т ы

бериллия (берилл → гентгельвин, даналит), ранние силикаты редких земель (чевкинит → абукумалит, силикат TR, Ca, Th → таленит → гадолинит); ранние титано-ниобаты редких земель, Th, U (бломстрандин); поздние силикаты редких земель (иттротитанит → ортит и ортитоподобный минерал); поздние ниобаты и тантало-ниобаты редких земель (фергусонит → пирохлор, Pb — пирохлор); силикаты циркония (циркон, циртолит), тория и урана (ураноторит, ферриторит, редкоземельный ферриторит); касситерит и карбонаты редких земель. Выявленная в пегматитах последовательность образования редкоземельных минералов характерна и для зон редкоземельной минерализации вне пегматитов.

Стадийность редкоземельной минерализации доказывается пространственной обособленностью минерализации различного состава на отдельных участках и зонах (чевкинитовая, ортитовая, абукумалитовая, гадолинитовая, бломстрандиновая, пирохлоровая, касситеритовая, берилловая и др.), многообразием типов редкоземельных пегматитов и широким развитием неравновесных минеральных парагенезисов редких элементов в пегматитах. Последние являются результатом резкого колебания режима кислотности — щелочности, химического состава и равновесного (неравновесного) состояния отдельных порций пульсирующего постмагматического раствора. Это приводит к реакционным соотношениям минералов и широко проявленным процессам псевдоморфного замещения ранних редкоземельных минералов поздними.

Процессы псевдоморфного замещения редкоземельных минералов представлены следующим последовательным рядом: гадолинитизация (абукумалита), сфенизация (бломстрандина), ильменитизация (иттротитанита, бломстрандина), ортитизация (чевкинита, абукумалита, силиката TR, Ca, Th и гадолинита), фергусонитизация (чевкинита), астрофилитизация (ортита, ортитоподобного минерала), пирохлоризация (фергусонита), циртолитизация (абукумалита, бломстрандина, ортита, фергусонита и др.), ферриторитизация (циртолита) и карбонатизация (чевкинита, абукумалита, ортита).

10. Установлено многократное неравномерное, пульсационное осаждение цериевых и иттриевых редких земель в минералах, что соответствует общему неравномерному, пульсационному изменению режима щелочности — кислотности в постмагматических растворах, вследствие чего наблюдается многократная смена образования цериевых минералов преобладающими иттриевыми и реже комплексными.

11. В микроклиновых пегматитах (первой зоны) установлена хорошо выраженная зависимость состава редкоземельной минерализации от состава вмещающих и подстилающих пород пегматитов — зон щелочных пород, переслаивающихся с линзообразными телами амфиболитов, в которых заключается основной источник Ca, Fe, Ti, а также более редких участков олигоклазсодержащих гнейсов, слабо микроклинизированных и обогащенных кальцием. Мигрируя через эти породы, постмагматические растворы в значительной мере обогащаются указанными элементами. В этом заключается одна из основных причин появления такого многообразия типов и характерных минеральных ассоциаций в редкоземельных микроклиновых пегматитах и отсутствие их в гадолинитовых амазонитовых пегматитах, вмещающие породы которых не содержат амфиболиты.

12. В изученном пегматитовом поле выявлена зональность в распределении безрудных, редкоземельных, мусковитовых и берилл-мусковитовых пегматитов по отношению к краевой части интрузии, согласующаяся с метасоматической зональностью экзоконтактового ореола щелочных гранитов. Для перечисленных групп пегматитов, исключая берилловую и редкоземельную минерализацию, имеющую локальный, околотрещинный

характер, и их вмещающих пород характерен идентичный минеральный состав и одинаковая последовательность образования метасоматических порообразующих и второстепенных минералов (микроклина, альбита, мусковита, биотита, арфведсонита, эгирина, гастингсита и др.). Это доказывает синхронность и сопряженность проявления метасоматических процессов, наложенных сингенетично и в одинаковой последовательности, как на вмещающие породы, так и на залегающие в них пегматиты, что является результатом воздействия на них одних и тех же глубинных постмагматических растворов.

13. В пегматитовом поле района установлена обратная зональность в пространственном размещении редкоземельных и мусковитовых пегматитов, где относительно высокотемпературные мусковитовые и берилло-мусковитовые пегматиты (III зона) наиболее удалены от контакта щелочных гранитов, а редкоземельные пегматиты (I и II зоны), минерализация которых связана с поздними гидротермальными процессами, располагаются на меньшем удалении от краевой части интрузии. Последовательность отложения минералов в пегматитах трех зон не соответствует зональному пространственному размещению минерализации различного состава в этих пегматитах, поскольку редкоземельная минерализация является более поздней по отношению к слюдяной и берилловой. В связи с этим основным фактором в локализации двух зон редкоземельных пегматитов (микроклиновых и амазонитовых) различного состава на разном удалении от контакта щелочной интрузии и более близкое их расположение к краевой части щелочных гранитов, нежели мусковитовые пегматиты, является неодинаковая щелочность вмещающих пород пегматитов, понижающаяся по мере удаления от зоны непосредственного контакта с щелочной интрузией. Обратная зональность проявляется и в других районах распространения докембрийских редкоземельных пегматитов и является основной закономерностью в пространственном размещении редкоземельных и мусковитовых пегматитов.

14. Перспективными для локализации редкоземельных микроклиновых пегматитов являются: а) породы зон щелочного метасоматоза, переслаивающиеся с амфиболитами, слагающие экзоконтактный ореол щелочной интрузии и отличающиеся высокой щелочностью; б) зона контакта крупных тел амфиболитов и габбро с архейскими и протерозойскими метаморфическими породами, преобразованными щелочным метасоматозом. Щелочная среда вмещающих и подстилающих пород пегматитов нейтрализует и ощелачивает постмагматические растворы, тем самым способствует осаждению соединений редких земель, ниобия, тория, урана, циркония.

Для локализации гадолинитовых амазонитовых пегматитов перспективными являются неизмененные гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы, а также слабо метасоматически преобразованные гнейсы (инъекционные), распространенные на некотором удалении от контакта щелочной интрузии и характеризующиеся пониженной щелочностью по сравнению с вмещающими породами редкоземельных микроклиновых пегматитов. В гадолинитовых пегматитах осаждение соединений редких земель, ниобия, бериллия и циркония происходит из нейтральных и слабокислых растворов.

Перспективными для локализации мусковитовых и берилло-мусковитовых пегматитов третьей зоны являются высокоглиноземистые кристаллические сланцы, способные поглощать избыточное количество калия из постмагматических растворов во время проявления позднего калиевого метасоматоза (мусковитизации) и тем самым способствовать уменьшению концентрации калия в растворах и образованию мусковита в пегматитовых жилах. Отложению берилла способствует благоприятная кислотность кристаллических сланцев, обогащенных кварцем, и насыщенность их глиноземом.

Амбарцумян Ц. Л., Басалова Г. И. и др. Термические исследования урановых и урансодержащих минералов. М., Госатомиздат, 1961.

Батиева И. Д. Щелочные граниты района Канозеро-Колвицкое озеро. В сб.: «Щелочные граниты Кольского полуострова». М.—Л., изд-во АН СССР, 1958.

Бельков И. В. Иттриевая минерализация амазонитовых пегматитов щелочных гранитов Кольского полуострова. В кн.: «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 1. М.—Л., изд-во АН СССР, 1958.

Бельков И. В. Акцессорная минерализация щелочных гранитов Западных Кейв. В кн.: «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 3. Апатиты, изд-во АН СССР, 1962.

Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты кейв. Л., изд-во АН СССР, 1963.

Бельков И. В., Волкова М. И. Чевкинит из пегматитовых жил района Западных Кейв на Кольском полуострове. В кн.: «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 1. М.—Л., изд-во АН СССР, 1958.

Белолипецкий А. П., Денисов А. П., Кульчицкая Е. А. Находка даналита на Кольском полуострове. В кн.: «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 4. Л., изд-во «Наука», 1965.

Белолипецкий А. П., Денисов А. П. и др. О некоторых результатах химического и рентгено-структурного изучения минералов группы эпидота — ортита. В кн.: «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 5. Л., изд-во «Наука», 1967.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д. и др. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958.

Беус А. А., Залашкова Н. Е. О генезисе натриевой разновидности берилла в гранитных пегматитах. Минерал. сборн. Львовск. геол. об-ва, вып. 10, 1956.

Беус А. А. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов в эндогенных растворах. «Геохимия», 1958, № 4.

Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., изд-во АН СССР, 1960.

Беус А. А. Режим кислотности — щелочности как фактор концентрации редких элементов в процессах метасоматоза. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». М., изд-во АН СССР, 1961.

Беус А. А. О механизме образования идиоморфных кристаллов редкометаллических минералов в процессах замещения. Тр. ИМГРЭ, вып. 7, 1961.

Беус А. А., Северов Э. А. и др. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., изд-во АН СССР, 1962.

Боровиков П. П. Мусковитовая минерализация в породах Кольской серии. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 20, 1959.

Боровиков П. П. Магматический и структурный контроль пегматитовых месторождений. «Тр. ВСЕГЕИ», новая серия, т. 57, 1961.

Боровиков П. П. О метасоматической природе слюд. «Тр. ВСЕГЕИ», новая серия, т. 108, 1964.

Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., изд-во «Наука», 1964.

Борнеман-Старынкевич И. Д. К уточнению формулы спенсита и формул минералов группы меланоцерита. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 97, вып. 2, 1968.

Васильев В. А. О гентгельвине. Зап. Всес. минер. об-ва, вып. 5, 1961.

Ванштейн Э. Е., Тугаринов А. И., Туранская И. В. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах. «Геохимия», 1956, № 2.

Ванштейн Э. Е., Сидоренко Г. А. и др. О соотношении индивидуальных редких земель в гадолините. «Геохимия», 1958, № 3.

Гайдукова В. С. Процессы изменения пирохлора в карбонатитовых месторождениях. В кн.: «Минеральное сырье» (ВИМС), вып. 1. М., 1960.

Гинзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 7, 1955.

Гинзбург А. И., Журавлева Л. Н. и др. Редкоземельные элементы и их месторождения. «Геология месторождений редких элементов», вып. 3. Госгеолтехиздат, 1959.

Гинзбург А. И. Геохимические особенности пегматитового процесса. В кн.: «Минералогия и генезис пегматитов». М., изд-во АН СССР, 1960.

Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. «Геология рудных месторождений», 1960, № 1.

Гинзбург А. И., Горжевская С. А. и др. Титано-тантало-ниобаты, I. «Геология месторождений редких элементов», вып. 10. Госгеолтехиздат, 1960.

Гинзбург А. И., Куприянова И. И. Условия образования редкоземельных силикатов в природных процессах. В сб.: «Геология месторождений редких элементов», вып. 26. М., изд-во «Недра», 1966.

Гинзбург И. В. К вопросу о петрохимии щелочных гранитов. В сб.: «Щелочные граниты Кольского полуострова». М.—Л., изд-во АН СССР, 1958.

- Гинзбург И. В. Гастингсит зоны щелочно-гранитного метасоматоза и изоморфизм в моноклиновых амфиболах. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 11, 1961.
- Гецева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат, 1956.
- Горжевская С. А., Сидоренко Г. А. Об изоморфных сериях приорит — блонстрандин и эвксенит — поликраз. «Минеральное сырье», (ВИМС), вып. 8, 1963.
- Горжевская С. А., Сидоренко Г. А. Титано-тантало-ниобаты, II. «Геология месторождений редких элементов», вып. 23. М., изд-во «Недра», 1964.
- Горлов Н. В., Симонов Г. В. К вопросу о генезисе слюдоносных пегматитов Беломорья. Зап. Всес. минерал. об-ва, вып. 6, 1957.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд-во Львовского ун-та, 1961.
- Гурвич С. И., Брусницына Н. В. и др. Новый перспективный тип бериллиево-цинкового оруденения. «Разведка и охрана недр», № 8, 1962.
- Гурвич С. И., Зубков Л. Б., Галецкий Л. С. Гентгельвин из окварцованных сленитов. Докл. АН СССР, т. 150, № 5, 1963.
- Дмитриев С. Д. Структуры гранитных пегматитов Прибалхашья и некоторые особенности их формирования. Зап. Всес. минерал. об-ва, вып. 2, 1958.
- Дэна Д. Д., Дэна Э. С. и др. Система минералогии, т. 1, полутом 2. М., изд-во иностр. лит., 1951.
- Еськова Е. М. Гентгельвин из щелочных пегматитов. Докл. АН СССР, 1957, 116, № 3.
- Еськова Е. М. Группа гельвина. В кн.: «Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений редких элементов», т. 2. (Минералогия редких элементов). М., изд-во «Наука», 1964.
- Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М., изд-во «Наука», 1964.
- Жабин А. Г. О времени выделения минералов ниобия, циркония и редких земель в гранитном пегматите Блюмовской копи. Тр. ИМГРЭ, вып. 4, 1960.
- Жабин А. Г., Свяжин Н. В. О концентрически-зональных агрегатах редкоземельных минералов из щелочного комплекса Вишневых гор. Тр. ИМГРЭ, вып. 9, 1962.
- Жабин А. Г., Гайдукова В. С. Взаимоотношения ниобатов — циррохлора, ферсмита и колумбита в щелочных сленитовых и карбонатитовых комплексах. «Геология рудных месторождений», 1962, № 1.
- Жиров К. К., Стишов С. М. К геохимии процесса амазонитизации. «Геохимия», 1965, № 1.
- Завалишин М. А., Карпов И. К. О метасоматической природе микроклиновой графика мамских пегматитов. Зап. Всес. мин. об., вып. 6, 1963.
- Заварицкий А. Н. Об амазоните. Зап. Всес. минерал. об-ва, часть 72, вып. 2, 1948.
- Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 76, вып. 1, 1947.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Минералы и генезис некоторых характерных для Кавказа пегматитов. В кн.: «Минералогия и генезис пегматитов». М., изд-во АН СССР, 1965.
- Здорик Т. Б. Орит. В сб.: «Геология месторождений редких элементов», вып. 26. М., изд-во «Недра», 1966.
- Зуев В. Н., Богородский О. В., Яковлева С. В. Чевкинит из пегматитового месторождения Сибири. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 12, 1961.
- Иванова В. П. Термограммы минералов. Зап. Всесоюз. мин. об., вып. 1, 1961.
- Иванов А. М. Щелочные граниты Западных Кейв. В сб.: «Щелочные граниты Кольского полуострова». М.—Л., изд-во АН СССР, 1958.
- Каленов А. Д. О грейзеновом типе гельвиновой минерализации. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, вып. 4, 1959.
- Калита А. П. Распределение редких земель в минералах пегматитов Северо-Западной и Юго-Западной Карелии. «Геохимия», 1959, № 2.
- Калита А. П. Особенности парагенезиса акцессорных редкометаллических минералов в пегматитовой жиле Алакурти, № 1. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2.
- Калита А. П. Редкоземельные пегматиты Алакурти и Приладожья. М., изд-во АН СССР, 1961.
- Калита А. П. Пегматиты щелочных гранитов. Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16.
- Калита А. П. Процесс циррохлоризации разновидностей самарскита. «Геохимия», 1964, № 10.
- Калита А. П. Особенности минерализации гранитных пегматитов редкоземельного ряда восточной части Балтийского щита. В сб. «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов» (ИМГРЭ АН СССР). М., изд-во «Наука», 1965.
- Калита А. П. Пегматиты щелочных гранитов. В кн.: «Минералогия, геохимия и генетические типы м-ий редких элементов», т. 3. М., изд-во «Наука», 1966.
- Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. «Геология месторождений редких элементов Африки». М., изд-во «Наука», 1964.

- Комков А. И. О фергусоните. Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва, вып. 4, 1957.
- Комков А. И. О минералах серий эвксенит — поликраза и приорит — блонстрандина. «Докл. АН СССР», 1959, 126, № 3.
- Комков А. И. Эвксенит и приорит-полиморфные разности $Y Nb TiO_6$. Докл. АН СССР, 1963, 148, № 3.
- Костин Н. Е., Петрова Е. А. Некоторые особенности минералогии и генезиса одного из полей альбититов с редкометалльной минерализацией. В сб. «Минеральное сырье» (ВИМС). М., вып. I, 1960.
- Костин Н. Е., Петрова Е. А. и др. О приорите из месторождения Восточной Сибири. «Минеральное сырье» (ВИМС). М., вып. № I, 1960.
- Костин Н. Е., Волженкова А. Я. О влиянии вмещающих пород на состав руд. «Геология рудных месторождений», 1965, № 1.
- Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. В сб.: «Слюды СССР». М., изд. ЦНИГРИ, 1937.
- Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. «Геохимия», 1956, № 7.
- Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
- Кудрина М. А., Кудрин В. С. Эволюция состава редкометалльной минерализации в щелочных пегматитах одного из массивов Сибири. В сб.: Геология месторождений редких элементов. Госгеолтехиздат, вып. 9, 1961.
- Кудрина М. А., Кудрин В. С., Сидоренко Г. А. Бритолит и алюмобритолит из щелочных пегматитов Сибири. В сб.: «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, вып. 9, 1961.
- Кудрина М. А., Кудрин В. С. Гадолинит из щелочных пегматитов Сибири. В сб.: «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, вып. 9, 1961.
- Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурига Т. Н. Редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. «Геология месторождений редких элементов», вып. 25. М., изд-во «Недра», 1965.
- Кумская Н. М., Макарович Б. А., Кудрина М. А. Рентгенографическое изучение чевкинитов. «Минеральное сырье», вып. 8, М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Куприянова И. И., Сидоренко Г. А., Кудрина М. А. Минералы группы бритолита В сб.: «Геология месторождений редких элементов», вып. 26. М., изд-во «Недра», 1966.
- Лунц А. Я. О природе гадолинита в амазонитовых пегматитовых жилах. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 90, вып. 6, 1961.
- Лунц А. Я. Абукумалит из редкоземельных пегматитов Северо-Запада СССР. Изв. АН Латв. ССР, № 4, 1962.
- Лунц А. Я. и Сальдау Э. П. Гентгельвин из пегматитов на Кольском полуострове. Зап. Всес. минерал. об-ва, ч. 92, вып. I, 1963.
- Лунц А. Я. Минералогия и генезис гентгельвина из редкоземельных пегматитов щелочных гранитов европейской части СССР. Изв. АН Латв. ССР, № 6, 1963.
- Лунц А. Я. Типы редкоземельных пегматитов щелочных гранитов и закономерности их пространственного размещения. Изв. АН Латв. ССР, № 12, 1963.
- Лунц А. Я. К минералогии блонстрандина из редкоземельных пегматитов щелочных гранитов. Изв. АН Латв. ССР, № 2, 1965.
- Лунц А. Я. О генезисе и времени образования акцессорной редкоземельной минерализации в пегматитах щелочных гранитов. Изв. АН Латв. ССР, № 5, 1966.
- Лунц А. Я. Роль метасоматических процессов при формировании редкоземельных пегматитов щелочных гранитов и стадийность их проявления. В сб.: «Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму». Л. (ВСЕГЕИ), 1966.
- Лунц А. Я. К минералогии и генезису акцессорного ортита из пегматитов щелочных гранитов восточной части Балтийского щита. Изв. АН Латв. ССР, № 2, 1968.
- Лунц А. Я. Типы редкоземельных пегматитов щелочных гранитов и стадийность формирования в них акцессорной редкоземельной минерализации. В сб. «Пегматиты» (ЛГИ), Л., изд-во «Недра», 1971.
- Макарович Б. А., Гонибесова К. А., Макаровичина М. С. Чевкинит из Ильменских гор. Зап. Всес. минерал. об-ва, вып. 5, 1959.
- Макарович Б. А., Гонибесова К. А., Макаровичина М. С. О новом минерале перрберите. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 11, 1961.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Наливкин А. Б. Генезис сподуменовых пегматитов. В кн.: «Минералогия и генезис пегматитов». М., изд-во АН СССР, 1965.
- Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. ЛГИ, вып. 2, 1952.
- Никитин В. Д. Особенности образования кристаллов мусковита в пегматитовых жилах. Зап. ЛГИ, вып. 2, 1953.

- Никитин В. Д. Особенности процессов формирования минералов при метасоматических явлениях. «Кристаллография». (Тр. Федоровской научной сессии 1953 г.). Л., изд-во Ленингр. ун-та, вып. 4, 1955₁.
- Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Зап. ЛГИ, т. XXX, вып. 2, 1955₂.
- Никитин В. Д. Особенности редкоземельной минерализации. Зап. Всес. минерал. об-ва, вып. 1, 1957.
- Никитин В. Д. Строение и генезис письменных гранитов в пегматитовых жилах. Зап. ЛГИ, т. XXXIII, вып. 2, сер. геол., 1958.
- Никитин В. Д., Садовский Ю. А., Филиппов В. Н. Природа ниоботанталовой минерализации в редкометалльных пегматитах. Зап. ЛГИ, т. XXXV, вып. 2, серия геол., 1959₁.
- Никитин В. Д. Современное состояние учения о процессах и условиях формирования пегматитов. Зап. ЛГИ, т. X, 1959₂.
- Никитин В. Д. Влияние вмещающих горных пород на тип минерализации эндогенных месторождений. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, вып. 5, 1959₃.
- Никитин В. Д. Условия формирования редкометалльных и слюдоносных пегматитов. В кн.: «Минералогия и генезис пегматитов». М., изд-во АН СССР, 1960.
- Никитин В. Д. Пегматитовые месторождения. В сб.: «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.
- Никитин В. Д., Рундквист Д. В. Влияние динамики тектонических движений на процессы гидротермального минералообразования. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, т. 96, вып. 5, 1967.
- Одикадзе Г. Л. Некоторые особенности генезиса кварцевых востков в письменных структурах пегматитов (на примере жил Дзирульского массива). Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 94, вып. 1, 1965.
- Петрова Е. А., Сидоренко Г. А., Иванова Т. И. О кристаллическом гадолините. В сб.: «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, вып. 9, 1961.
- Петрова Е. А., Сидоренко Г. А., Иванова Т. И. О фергусоните из альбититов. В сб.: «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, вып. 9, 1961.
- Портнов А. М. Стронциевый перьерит в северном Прибайкалье. Докл. АН СССР, т. 156, № 3, 1964.
- Проценко Е. Г. К характеристике иттриалита. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, вып. 3, 1962.
- Проценко Е. Г. Редкоземельные минералы из альбититов Восточной Сибири. В сб.: «Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов». М., изд-во «Наука», 1967.
- Плетнева Н. И., Елина Н. А. и др. Акцессорный редкоземельный силикат — апатит из пегматитов. В сб.: «Материалы по минералогии Кольского полуострова». М.—Л., изд-во АН СССР, вып. 2, 1962.
- Родионов Г. Г. О типах пегматитов и некоторых особенностях пегматитообразования. В кн.: «Минералогия и генезис пегматитов». М., изд-во «Недра», 1965.
- Руденко С. А. О способе и механизме образования кристаллов циркона в мариуполите. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, вып. 4, 1957.
- Руденко С. А. О природе циркона щелочных пегматитов Приазовья. Зап. ЛГИ, т. XXXIII, вып. 2, серия геол., 1958.
- Руденко С. А. Генезис и структурные особенности мариуполитов. Зап. ЛГИ, т. XLIII, вып. 2, 1962₁.
- Руденко С. А. О роли постмагматических явлений в формировании Ильмено-Вишневогорского щелочного массива на Урале. Зап. ЛГИ, т. XLIII, вып. 2, 1962₂.
- Руденко С. А. Основные закономерности процессов формирования пегматитовых пород и пегматитов в щелочных массивах. В кн.: «Минералогия и генезис пегматитов». М., изд-во «Недра», 1965.
- Рундквист Д. В. Происхождение ельчатых графических структур пегматитов. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 96, № 3, 1963.
- Рундквист Д. В. О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил, прожилков грейзеновых м-ний. Зап. Всес. минерал. об-ва, т. 94, вып. 1, 1965.
- Свешникова Е. В., Килзева Д. Н., Дмитриева М. Т. Метамиктные ториты из нефелин-сиенитового комплекса пород Енисейского кряжа. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 15, 1964.
- Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Особенности состава редких земель в минералах. «Геохимия», 1958, № 4.
- Семенов Е. И. Минералогия редких земель. М., изд-во АН СССР, 1963.
- Сидоренко Г. А. Рентгенографический определитель урановых и ураносодержащих минералов. Госгеолтехиздат, 1960.
- Сидоренко Г. А. Рентгенографическое изучение метамиктных минералов. «Рентгенография минерального сырья». Госгеолтехиздат, № 1, 1962.
- Скоробогатова Н. В. Об одной разновидности редкоземельного пиро-

хлора из альбититов. В сб.: «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, вып. 9, 1961.

Скоробогатова Н. В., Костин Н. Е. и др. Таленит из альбититов Восточной Сибири. Докл. АН СССР, т. 155, № 1, 1964.

Скоробогатова Н. В., Сидоренко Г. А. и др. О плюмбопирохлоре. В сб.: «Геология месторождений редких элементов», вып. 30. М., «Недра», 1966.

Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. Госгеолтехиздат, 1957.

Соколова Е. П. Некоторые новые данные по исследованию эвксенита. Зап. Всес. минерал. об-ва, вып. 4, 1959.

Суслова С. Парагенетический анализ кристаллических сланцев Западных Кейв. В сб.: «Материалы по минералогии Кольского п-ова». М.—Л., изд-во АН СССР, № 2, 1962.

Успенский Н. М. Негранитные пегматиты. М., изд-во «Недра», 1965.

Фельдман Л. Г., Бугаец А. Н., Матнас В. В. Амазонитизация гранитов в связи с проблемой их рудоносности. «Геология месторождений редких элементов», вып. 31. М., изд-во «Недра», 1967.

Ферсман Е. А. Пегматиты, т. I. М.—Л., изд-во АН СССР, 1940.

Хвостова В. А. Минералогия ортита. Тр. ИМГРЭ, вып. 11, 1962.

Чумаков А. А. О происхождении щелочных гранитов Кейв. В сб.: «Щелочные граниты Кольского полуострова». М.—Л., изд-во АН СССР, 1958.

Шапошников Г. Н. Бломстрандин из пегматитовых жил Южной Якутии. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, вып. 6, 1960.

Швей И. В. Основные вопросы геохимии редкоземельных элементов и иттрия в эндогенных процессах. В сб.: «Геология месторождений редких элементов». Госгеолтехиздат, вып. 15, 1962.

Шафрановский И. И., Мокшевский В. А. Условия роста, геометрия и симметрия скелетных кристаллов. Зап. Всес. мин. об., ч. 85, вып. 2, 1956.

Шафрановский И. И. Кристаллы минералов, ч. I. Плоскогранные формы. Л., изд-во ЛГУ, 1957.

Шафрановский И. И. Кристаллы минералов, ч. 2. Кривогранные, скелетные и зернистые формы. Госгеолтехиздат, 1961.

Björlykke H. Blomstrandin von Kabuland. «Norsk Geol. Tidsskrift», 1930, В. XI, Н. 1—2.

Björlykke H. The mineral paragenesis and classification of the granite pegmatites of Iveland, Setersdal, Southern Norway. Norsk. Geol. tidsskr., 1935, 14, Н. 3—4.

Björlykke H. Mineral Paragenesis of some granite pegmatites near Kragero, Southern Norway. Norsk Geol. tidsskr. 1937, 17, Н. 1.

Bonatti S., Gottardi G. Nuovi dati sulla perrierite; relazioni tra perrierite, chevkinite ed epidoti. Rend. Soc. Mineral. Italiana, 1954, 10.

Bonatti S., Gottardi G. Relazioni tra alcuni silicotitanati, ed il gruppo degli epidoti. Rend. Soc. Mineral. Italiana, 1960, 16.

Brögger W. C., Vogt Th., Schetelig J. Die Mineralien der Südnorwegischen Granitpegmatitgänge, II. Vidensk. Skr. Mat.-Naturv., 1922, Kl. Nr. 1, Oslo.

Doelter C. Handbuch der Mineralchemie. Dresden — Leipzig, I—IV, 1912—1931.

Frondel C., Riska D., Frondel J. W. X-ray powder date for uranium and thorium minerals. U. S., Geol. Surv. Bull., 1956, Nr. 1036.

Glass I. I., Adams I. W. Genthelvite crystallography from El Paso country, Colorado. Am. Mineral., 1953, vol. 38, Nr. 9—10.

Hata Sh. Abukumalite — a new yttrium mineral. Sci. Papers of the Inst. of Physic. and Chemic. Res., 1938, vol. 34, Nr. 822, Tokyo.

Jaffe H. W., Evans H. T., Chapman R. W. Occurrence and age of chevkinite from the Devils slide fayalite-quartzsyenite near Stark, New Hampshire. Am. Mineral., 1956, vol. 41, Nr. 5—6.

Knorring O., Dyson F. An occurrence of Genthelvite in the younger granite province of Northern Nigeria. Am. Min., 1959, vol. 44, Nr. 11—12.

Machatschki F. Sind Abukumalit und Britholith Glieder der Apatitreihe? «Zbl. Mineral., Geol., und Paleont., 1939, Abt. A., Nr. 6.

Machatschki F., Hagele G. Der Britolith ist ein Cererden Silikat — Apatit. Zbl. Mineral., Geol. und Paleont., 1939, Abt. A., Nr. 6.

Omori K., Hasegawa Sh. Yttrialite and abukumalite from Jizaka Village Fukushima Prefecture. Sci Reports Tohoku Univ., Ser., 3, 1953, 4, Nr. 3.

Scott G. R. Genthelvite from Cookstove Mountain, El Paso country, Colorado. Am. Mineral., 1957, vol. 42, Nr. 5—6.

Wambeke K. V. Etude comparative de amfangabeite et de la samarskite. Bull. Soc. franc. Miner. et Christ., 1960, 83, Nr. 10—12.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Предисловие	3
Геологическое строение, вещественный состав и классификация редкоземельных пегматитов	5
Краткая характеристика геологического строения	5
Породы зон щелочного метасоматоза в экзоконтакте щелочных гранитов	7
Пегматитовые жилы щелочных гранитов	14
Общая характеристика редкоземельных пегматитов	15
Классификация редкоземельных пегматитов	19
Минералы редкоземельных пегматитов	23
Главные породообразующие минералы	24
Второстепенные минералы	30
Акцессорные минералы редких элементов	39
Оксиды ниобия, тантала, титана и редких земель	39
Силикаты редких земель	75
Силикаты циркония	121
Силикаты тория	126
Карбонаты редких земель	141
Акцессорные минералы, не содержащие редких элементов	141
Стадийность формирования редкоземельных микроклин-амазонитовых пегматитов	145
Геохимические особенности поведения редких земель в процессе формирования акцессорной редкоземельной минерализации в пегматитах	154
Зональность пегматитового поля и закономерности пространственного размещения редкоземельных пегматитов в зависимости от состава вмещающих и подстилающих пород	159
Заключение	167
Литература	171

ЛУНЦ АБРАМ ЯКОВЛЕВИЧ

Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов щелочных гранитов Северо-Запада СССР

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева.*

Техн. редактор *Т. Г. Сивова*

Корректор *В. И. Ионкина*

Сдано в набор 22/XI 1971 г. Подписано в печать 15/III 1972 г. Т-06002.
 Формат 70 × 108¹/₁₆. Печ. л. 11,5 с вкл. Усл. печ. л. 16,1. Уч.-изд. л. 16,8. Бумага № 1.
 Индекс 3-4-1. Заказ 970/11246-1. Тираж 1000 экз. Цена 1 р. 68 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома
 Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский пр., 91.

СПИСОК ИСПРАВЛЕНИЙ И ОПЕЧАТОК

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
14	8 снизу	пегматитоидной	пегматоидной
20	14 сверху	фонацитовые	монацитовые
20	15 сверху	-уранитовые	-уранинитовые
29	16 сверху	до 82°	до +82°
31	Рис. 9, подпись	1— кварц; 2— микро- клин;	1— микроклин; 2— кварц;
43	11 снизу	только в шлифах суб- индивидов	субиндивидов
44	10 снизу	из альбитов	из альбититов
50	Рис. 25, подпись	1— серое с рельефом;	1— абукумалит (серое с рельефом);
51	19 снизу	жилы блонстрандина располагаются	блонстрандин располага- ется
56—57, 58—59	Табл. 10, } гр. 6—9 }	обр. 23а	обр. 23
60	Табл. 11, гр. 6—9	обр. 23а	обр. 23
65	8 снизу	альбититовыми	альбитовыми
73	7 сверху	резкими	редкими
73	21 снизу	амфотерного ниобия привносом	амфотерный ниобий, и прив- носом
78	Таблица 17, графа 2	Участок III, жила 10	Участок III, жила 10 *
78	Таблица 17, графа 4	жила 10	жила 10 **
88	5 снизу	(см. рис. 64)	(см. рис. 56)
93	16 сверху	$\times (O_{12,10}F_{1,04})_{3,14}$	$\times (O_{12,10}F_{1,04})_{13,14}$
100	16 сверху	группы кальция	группы, кальция
100	Таблица 26, графа 2, 13 строка снизу	—	0,18
114	21—22 снизу	Се- и Na-максимумов.	Се- и Nd-максимумов.
117	8 снизу	железа, пониженным	железа, а от химического состава перрьерита из Италии и Забайкалья по- ниженным
118	13 снизу	участка VI *:	участка IV *:
118	10 снизу	жилы 42 участка IV*:	участка VI:
120	1 сверху	(см. рис. 30)	(см. рис. 24а)
120	4 сверху	(см. рис. 31)	(см. рис. 24б)
165	14 снизу	редкоземельных муско- витовых	редкоземельных, мускови- товых

1 р. 68 к.

936

НЕДРА · 1972