

С. И. ИБАДУЛЛАЕВ



МИНЕРАЛОГИЯ
И ГЕОХИМИЯ
ПЕГМАТИТОВ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УЗБЕКСКОЙ ССР
СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (САИГИМС)

С. И. ИБАДУЛЛАЕВ

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
ПЕГМАТИТОВ
ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ
ЗАРАФШАНСКОГО ХРЕБТА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
ТАШКЕНТ—1973



1539

УДК 552.322.2/549+550.4/(235.216—13)

С. И. Ибадуллаев. «МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПЕГМАТИТОВ ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ЗАРАФШАНСКОГО ХРЕБТА». Изд-во «Фан» УзССР, Ташкент — 1973.

Библ. 100 назв., табл. 25, рис. 48

В монографии подробно описываются гипогенные и гипергенные минералы (более восьмидесяти) пегматитовых полей западных отрогов Зарафшанского хребта. На этой основе дается геохимическая характеристика пегматитов региона, свидетельствующая о принадлежности большинства из них к шерлово-мусковитовому типу А. Е. Ферсмана. В главнейших пегматитовых телах выявлены повышенные содержания более двадцати пяти элементов — главным образом редких и рассеянных. Поскольку данный тип пегматитов проявлен в целом ряде областей распространения относительно глубинных гранитоидных батолитов, результаты исследований имеют научное и практическое значение для дальнейшего поиска рудных и нерудных пегматитовых месторождений.

Монография рассчитана на широкий круг читателей — научных работников, аспирантов и геологов-производственников, интересующихся вопросами изучения гранитоидного магматизма и связанной с ним минерализацией.

Ответственный редактор

д-р геол.-мин. наук К. Л. БАБАЕВ



Издательство «Фан» УзССР, 1973 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Успехи геологической службы УзССР позволили выдвинуть Западный Узбекистан в ряд крупных горнорудных регионов, где широко распространены разнообразные пегматитовые скарново-рудные и гидротермальные месторождения.

Директивами XXIV съезда КПСС на 1971—1975 гг. предусмотрено дальнейшее широкое развитие минерально-сырьевой базы страны, освоение новых видов минерального сырья. В связи с этим геологическая служба Узбекистана наметила дальнейшую интенсификацию поисково-разведочных работ на вольфрам, олово, золото и редкие элементы в перспективных районах республики, включая западные отроги Зарафшанского хребта, где широко развиты пегматитовые, скарновые и гидротермальные образования.

Западному Узбекистану посвящены научные работы Х. М. Абдуллаева, И. Х. Хамрабаева, В. Г. Гарьковца, Х. Н. Баймухамедова, И. М. Исамухамедова, К. Л. Бабаева и многих других исследователей. В них подробно рассмотрены особенности магматизма и металлогении региона, генетические черты и перспективы отдельных, главным образом постмагматических, месторождений.

При таком комплексном подходе была затронута и пегматитовая тематика. Так, К. Л. Бабаев в монографии «Гранитные пегматиты Средней Азии» рассмотрел внутреннее строение и морфологию пегматитовых образований. Работы П. И. Салова, Н. К. Джамалетдинова и других посвящены изучению пегматитовых полей Зирабулак-Зиаэтдинских гор. В них большое внимание уделено вопросам внутреннего строения, морфологии, выделения «перспективных типов» пегматитовых проявлений и соответствующих поисковых критериев. Но специальных исследований по минералогии пегматитов не проводили (за исключением Султануиздагского поля, описанного В. Н. Корнетовой). Отсутствие детальных минералого-геохимических описаний пегматитов Лянгара, Джама, Сарыкуля, Лолабулака и многих других затрудняет оценку перспектив района.

Нам известно, что геологам-разведчикам Узбекистана приходится неоднократно возвращаться к уже казалось бы известным пегматитовым полям для того, чтобы выяснить промышленные типы редкометальных пегматитов. Это можно объяснить недооценкой детального минералого-геохимического изучения этих полей.

В 1951—1953 гг. автором изучалась минералогия пегматитов на небольшой площади в центральной части Каратюбинских гор, поэтому тог-

да было невозможно всесторонне осветить вопросы редкометальности региона. Материалы, накопленные в последующие годы, показали актуальность этой тематики и необходимость ее продолжения в масштабах западных отрогов Зарафшанского хребта.

Н. А. Солодов (1962) считает, что «несмотря на открытие новых типов более крупных и рентабельных магматических и грейзеновых месторождений, пегматиты и в будущем сохраняют свое ведущее положение как основной источник получения цезия и ряда нерудных минералов. Кроме того, высокосортные бериллиевые, литиевые и танталовые концентраты, видимо, впредь могут быть получены только из пегматитов». Этим и обосновывается необходимость детального изучения минералогии и геохимии пегматитовых образований отдельных районов и полей.

Пегматиты в виде серий жильных тел или групп шширообразных выделений нередко отмечаются там, где закартированы выходы герцинских гранитоидов и связанные с ними зоны контактового метаморфизма слоистых толщ (особенно песчано-сланцевых отложений силура). Однако практическое значение пегматитов региона далеко не равноценно. Некоторые поля, включающие относительно крупные жилы грубозернистых пегматитов, уже разведывались и частично эксплуатировались как источники керамического сырья.

Ряд других полей пока представляет лишь научный интерес, ибо без детального минералого-геохимического исследования пегматитов региона не может быть речи о сколько-нибудь эффективных металлогенических построениях и прогнозах. Это обусловлено тем, что почти все пегматиты региона в той или иной степени являются рудоносными, прежде всего редкометальными, образованиями. И хотя промышленная оценка некоторых пегматитовых серий не дала положительных результатов, поскольку обнаруживается лишь акцессорный, слишком спорадический характер редкометальной минерализации, данный вопрос еще нельзя считать решенным окончательно.

В отделе петрологии, минералогии и геохимии САИГИМСа наряду с различными прикладными задачами петро-металлогенического профиля решается вопрос о повышении практической значимости пегматитовых полей. При этом предусматривается выбор участков с наиболее крупными эпигенетическими телами («пегматитовыми дайками») и оформление для них комплексных оценок, предусматривающих деление жильной массы на «фракции» и практическое использование керамического сырья, слюд и редкометальных акцессорных минералов.

Все изложенное поясняет теоретическую и практическую актуальность настоящей монографии, основанной на материалах многолетних личных исследований пегматитов и представляющей детальное минералого-геохимическое описание пегматитовых проявлений гор Каратюбе.

Следует заметить, что состав пегматитов этого района весьма выдержан. В большинстве случаев он отвечает разновидностям III (шерловомусковитого) типа А. Е. Ферсмана. Первоначально предполагалась его незначительная редкометальность, главным образом в виде акцессорного берилла, что отражено в первом (неопубликованном) варианте нашей работы (1954). Однако уже сравнительно недавно нами найдены проявления акцессорных гадолинита, фергусонита и других минералов, повышающие интерес к теме. При этом мы поставили задачу показать сложность и недостаточную изученность каратюбинских пегматитов.

Автор, длительное время (с 1953 г.) участвуя в геолого-разведочных и тематических работах на пегматитовых полях, собрал значительный ма-

териал по пегматитам западных отрогов Зарафшанского хребта. Это позволяет охарактеризовать минералого-геохимические черты пегматитов района как наиболее свойственные специфичным складчатым поясам (гесинклиналям типа «С» по классификации В. И. Смирнова). Монография рассчитана на широкий круг читателей — специалистов, интересующихся проблемой пегматитов.

При составлении монографии автор использовал материалы К. Л. Бабаева (1960), Л. А. Быкова (1949), Э. А. Дунин-Барковской (1954), И. Х. Хамрабаева (1958), Х. Н. Баймухамедова (1961), Г. К. Ляшенко (1963), Н. К. Джамалетдинова (1965) и других исследователей. Автор глубоко признателен своему учителю А. С. Уклонскому, а также Х. Н. Баймухамедову, И. Х. Хамрабаеву, К. Л. Бабаеву, В. Г. Гарьковцу, способствовавшим постановке и развитию исследований.

При подготовке рукописи к печати большую помощь автору оказали сотрудники отдела петрологии и минералогии Среднеазиатского научно-исследовательского института геологии и минерального сырья, во главе с Л. А. Быковым, за что автор выражает им благодарность. За ознакомление с рукописью и ценные замечания автор благодарит И. М. Мирходжаева и Т. З. Закирова.

Глава I

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Общие сведения. Западные отроги Зарафшанского хребта рассматриваются К. Л. Бабаевым (1961), нами и другими исследователями как единый рудный район, характеризующийся определенной петро-металлогенической специализацией.

Одна из важнейших петро-металлогенических особенностей данного района — широкое распространение высокотемпературных рудопроявлений, обнаруживших тесную связь с более поздними дериватами гранитоидного магматизма (двуслюдяными гранитами, аляскитами) и некоторую акцессорную редкометальную минерализацию. Здесь отмечаются пегматиты, скарны и кварцево-грейзеновые образования, размещенные в самих гранитах продуктивной фазы магматизма, частично в гранитоидах более ранних фаз, или осадочно-метаморфическом комплексе силура, представляющем экзоконтактовые образования батолита (рис. 1).

Магматизм района описывали С. Ф. Машковцев (1924), И. В. Белов (1939), И. А. Айзенштат и Л. С. Свидская (1939), Н. А. Лосев (1946),

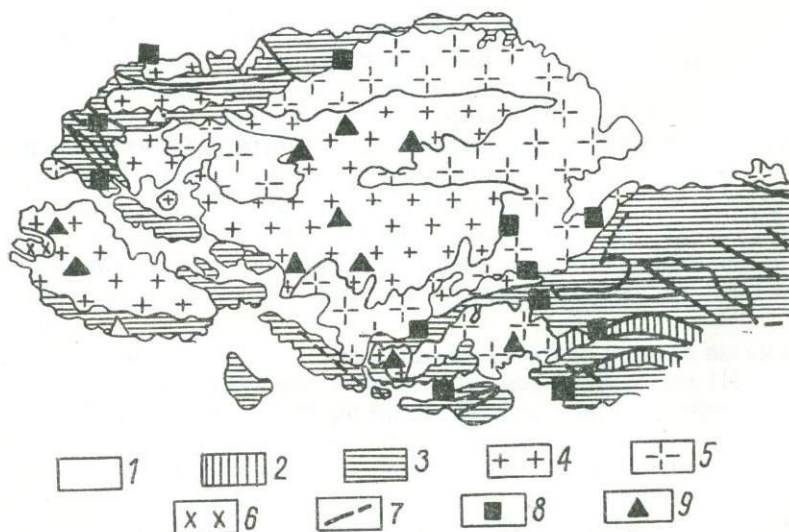


Рис. 1. Карта-схема Каратюбинского батолита.

1 — мезо-кайнозой; 2 — карбон; 3 — силур; 4 — двуслюдяные граниты и аляскиты (IV—III фазы герцинских интрузий); 5 — порфировидные гранодиориты и более основные гранитоиды (II—I фазы); 6 — сиениты и близкие им породы (ветвь проявлений II фазы?); 7 — разрывные нарушения; 8 — скарны; 9 — пегматиты.

И. М. Исамухамедов (1948), Н. Д. Зленко (1948), В. С. Чекунов (1940—1960 гг.), Л. А. Быков (1949), И. Х. Хамрабаев (1956), М. М. Посохова (1958), Г. К. Ляшенко (1962), В. С. Корсаков (1962), М. С. Кучукова (1963) и другие исследователи.

Пегматиты района изучались главным образом И. Х. Хамрабаевым (1949), К. Л. Бабаевым (1953), С. И. Ибадуллаевым (1951—1953); скарновые рудопроявления — Х. М. Абдуллаевым (1947), С. Н. Попенко и А. А. Раюшкиным (1947), Л. А. Быковым (1949), М. С. Кучуковой (1950—1960 гг.), С. И. Ибадуллаевым (с 1953 г.). В 1958 г. И. Х. Хамрабаев начал целеустремленное изучение ряда постмагматических образований района — скарнов, грейзенов, кварцевых жил и др. Опыт перечисленных исследователей в той или иной мере учитывался автором, особенно при составлении глав общего характера.

Особенности стратиграфии и литологии. Осадочно-метаморфические толщи, прослеживаемые около выходов Каратюбинского батолита, относятся главным образом к силуру. По Н. Д. Зленко (1950), В. С. Корсакову (1960) и др., здесь различаются отложения ландоверийско-венлокского ярусов (песчано-сланцевые породы) и согласно перекрывающие их осадки верхнего лудлова, частью быть может даже жединского яруса (карбонатные породы, преимущественно известняки). Среднекарбонные отложения (конгломераты, песчаники и др.) имеют незначительное распространение в западной части региона. Там они прорываются ранними породами батолита и, таким образом, служат его нижней возрастной границей. Верхняя граница его относится уже к мезо-кайнозою, который несомненно перекрывает весь батолитовый комплекс с его жильными и метасоматическими производными. Следует отметить, что упомянутые исследователи сделали все возможное, чтобы подкрепить стратиграфическую схему района сборами фауны.

Указанные соотношения и материалы по абсолютному возрасту по-

Таблица 1

Абсолютный возраст продуктивных гранитов и связанных с ними пегматитов Каратюбе и сопредельных районов

Место опробования	Порода	Анализи- руемый минерал	К, %	Λ^{40}_{K} $\text{н.м.м.}^2/2$	Возраст, млн. лет	Геологи- ческий возраст	Исследователь (ИГ и Г АН УзССР)
Каратюбинский батолит, Аксай	Двуслю- дяной гранит	Биотит	6,50	0,0704	265,6	$C_3 - P_1$	М. С. Кучуко- ва, Ф. А. Аска- ров
Лолабулакский интрузив	Пегма- тит	Муско- вит	5,06	0,0524	255,2	P_1	Н. Джамалет- динов
Ингичкинский интрузив	Биоти- товый гранит	Биотит	7,02	0,0742	260,0	$C_3 - P_1$	М. С. Кучуко- ва, Ф. А. Аска- ров
Карачакудук, Зирабулакские горы	Пегма- тит	Муско- вит	4,68	0,0495	260,0	$C_3 - P_1$	Н. Джамалет- динов, Ф. А. Аскаров
Новый Кетменчи, Зирабулакские горы	»	»	4,52	0,0483	266,4	$C_3 - P_1$	»
Чаштепинский интрузив (запад- нее Каратюбинс- кого батолита)	Порфи- ровид- ный грано- диорит	Биотит	6,87	0,0743	265,5	$C_3 - P_1$	М. С. Кучу- кова Ф. А. Аскаров

род позволяют большинству исследователей датировать батолитовый комплекс как позднекарбонный-раннепермский. Такая же датировка относится и к соседним районам, что подтверждает наши представления о протяженных складчатых поясах развития верхнепалеозойских пегматитовых интрузий Южного Тянь-Шаня (табл. 1).

Таким образом, схема стратиграфии района, включая и датировку пород батолитового комплекса, разработана достаточно полно.

В плане нашей темы следует остановиться на литолого-геохимических особенностях пород силура, представляющих ту главную среду становления батолита, которая при явлении ассимиляции может повлиять на состав самих гранитоидов, а следовательно, и на состав интересующих нас пегматитов. Для того, чтобы характеризовать значение вмещающей среды в развитии пегматитов приведем некоторые данные о вещественном составе силура.

Химический состав важнейших литологических типов пород силура (табл. 2) свидетельствует о том, что в районе развиты осадочно-метаморфические образования, свойственные типичным геосинклинально-складчатым поясам (тип по В. И. Смирнову, 1962).

Двучленный сводный разрез района с терригенной нижней частью

Химический состав осадочно-метаморфических

Порода, место отбора	Возраст	Расстояние от интрузива, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Сланец, Тахтакарача	Венлок	300—400	69,48	0,72	13,36	0,85	5,32
Кварцево-серицитовый сланец, Дауташсай	»		66,12	Сл.	15,82	4,75	2,28
Слюдистый сланец, там же	Венлок (?)		69,56	Сл.	13,00	2,02	1,98
Графитово-слюдистый сланец, там же	»		79,80	0,25	4,53	1,95	1,87
То же, верховья Аксая	»	50—60	81,90	Сл.	3,12	2,99	—
Графитово-кварцево-серицитовый сланец, междуречье Агалык-Миранкуль	»	60—70	72,88	0,52	11,20	1,80	—
Графитовый кварцит с ванадатами, там же	»	50—60	91,60	0,00	1,42	0,60	—
Графитово-слюдистый сланец, Тахтиисо	»	100	65,74	0,61	17,21	2,79	—
Графитово-кварцевый сланец, пер. Карагузар	»	50	86,4	Сл.	3,54	0,76	—
Кварцево-полевошпатово-слюдистый сланец, Каратюбе	»		75,52	0,45	10,83	1,56	1,95
Кварцево-биотитовый роговик, там же			86,94	0,39	4,45	1,48	—
Известняк, там же	Лудлов		2,04	—	—	—	—
Известняк, там же	»		2,56	—	—	—	—
Известняк кремнистый, там же	»		9,30	—	1,73	0,48	—
Известняк, Тюракуль	»		1,28	—	—	—	—

(ландовери-венлок) и карбонатной верхней (лудлов) отвечает раннему довольно длительному прогибанию геосинклинального ложа с преимущественным накоплением терригенно-хемогенных осадков, значительных по мощности и выдержанных по простиранию. При этом отмечается значительная изменчивость состава нижней части разреза (наиболее ассимилируемого батолитом). Так, содержание кремнезема меняется в пределах 65÷92%, глинозема — 4÷17%, суммарного железа — 0,п÷6%, MgO — 0,п÷7; CaO — 0,п÷2,3; Na₂O — 0,п÷>3%, K₂O — 0,0÷>3%. Щелочной параметр пород $\frac{K_2O + Na_2O}{K_2O + Na_2O} \cdot 100$ (Быков, Ибадуллаев, 1969) колеблется от 0 до 100, причем натрий встречается чаще и в больших количествах, чем калий. Сравнение составов пород на вариационной диаграмме (рис. 2) показывает близость некоторых из них к средним составам гранитоидов, за счет дифференциации обломочного материала (продуктов выветривания) которых могло сформироваться указанное многообразие пород.

Для верхней части разреза характерно наличие пород, относящихся к чистым и магнезиальным известнякам, а также известковым мергелям (табл. 2).

пород силура Каратюбе, вес. %

Таблица 2

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	П.п.п.	Сумма	Исследователь
0,57	3,50	0,84	1,88	1,87	—	0,39	—	—	98,78	Н. Д. Зленко (1948)
0,03	6,90	0,68	0,44	3,16	—	0,10	—	—	100,18	Н. А. Лосев (1946)
0,04	5,60	0,82	0,84	3,32	—	0,20	—	—	97,38	»
0,02	1,00	0,68	0,30	2,28	—	0,05	—	—	97,73	»
0,10	0,00	0,40	2,08	1,10	0,16	0,19	—	7,62	99,68	И. Х. Хамрабаев (1950)
Сл.	0,91	1,70	1,88	2,98	0,36	0,08	—	4,92	99,30	»
Сл.	0,47	0,60	1,00	0,39	0,30	0,18	—	2,94	99,60	»
0,14	2,39	1,30	3,08	2,25	0,42	0,15	1,54	2,00	99,62	»
0,07	0,22	1,20	1,17	0,94	0,30	0,04	—	4,94	99,60	»
Сл.	1,88	1,70	0,98	1,09	0,70	0,20	—	2,80	99,63	М. С. Кучукова (1953)
0,03	1,39	2,30	0,75	—	—	0,10	—	2,39	99,67	»
Сл.	2,02	51,91	—	—	—	—	43,76	—	99,48	»
Сл.	3,93	49,70	—	—	—	—	43,76	—	99,95	»
—	19,2	48,3	—	—	0,69	—	—	38,30	100,40	С. И. Ибадуллаев (1953)
—	5,65	48,70	1,07	0,60	—	0,06	42,57	—	99,93	»

Особое внимание мы обратили на распределение в породах сводного разреза различных аксессуарных элементов, особенно из группы редких и рассеянных металлов. Дополняя данные И. Х. Хамрабаева (1958) материалами около 300 наших проб, подвергнутых полуколичественному спектральному анализу, можно отметить следующее.

Как и предполагалось, нижняя часть разреза (сланцевая) более богата редкими элементами, чем верхняя (известняковая). По И. Х. Хамрабаеву (1958), содержание B_2O_3 в серицито-хлоритовых сланцах нижней части разреза, находящихся в 400—500 м от интрузивных пород рай-

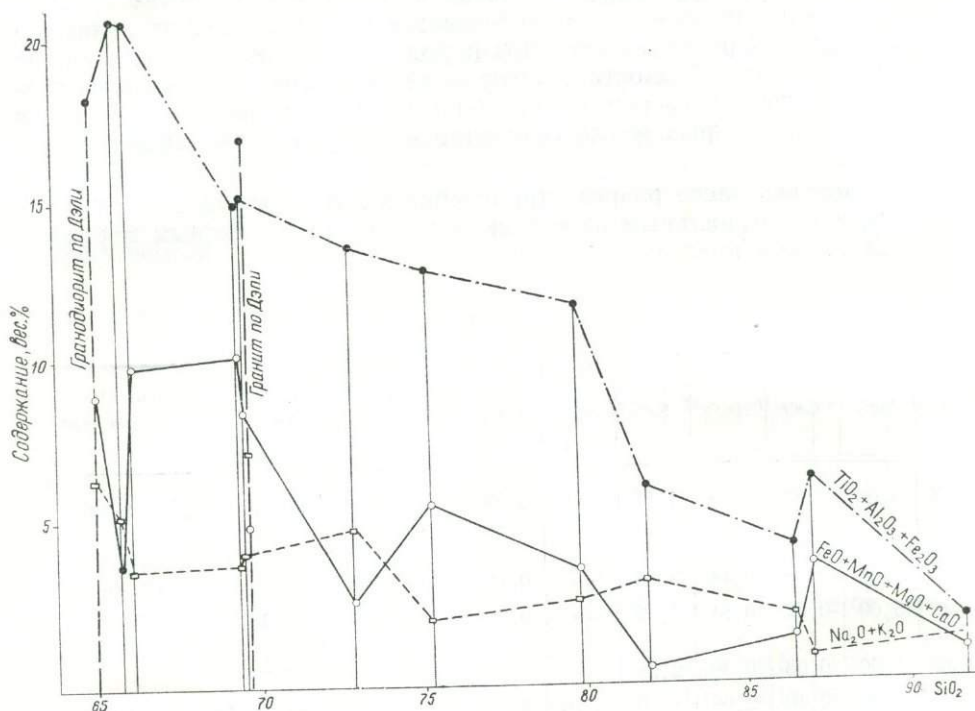


Рис. 2. Вариационная диаграмма состава пород песчано-сланцевой толщи ландовери-венлока Каратюбе.

она, составляет 1,03%, тогда как различные графитово-слюдистые сланцы и кварциты либо лишены бора, либо содержат его не более десятых долей процента.

О содержании и частоте встречаемости ряда микроэлементов в сланцах дает представление график (рис. 3). В сланцах района наиболее распространены Ba, Cr, V, Cu, довольно часто (20—40%) встречаются Zr, Be, B, Sn, реже Li, Zn и др. Для сравнения приводим график содержаний и частот встречаемости микроэлементов в известняках.

Совершенно ясно, что не только по набору, но и по частоте встречаемости редких элементов известняковая часть разреза не идет в сравнение со сланцами, за счет которых наиболее вероятна ассимиляционная металлогеническая специализация района (по Х. М. Абдуллаеву). Кроме обычных микроэлементов, отмеченных в большинстве пород известняковой толщи (Ti, Sr, Ba, и др.), здесь иногда фиксируется повышенное содержание бора.

Обращает на себя внимание наличие редких щелочей в осадочной толще силура. Кроме лития, позднее Н. К. Джамалетдиновым и нами в

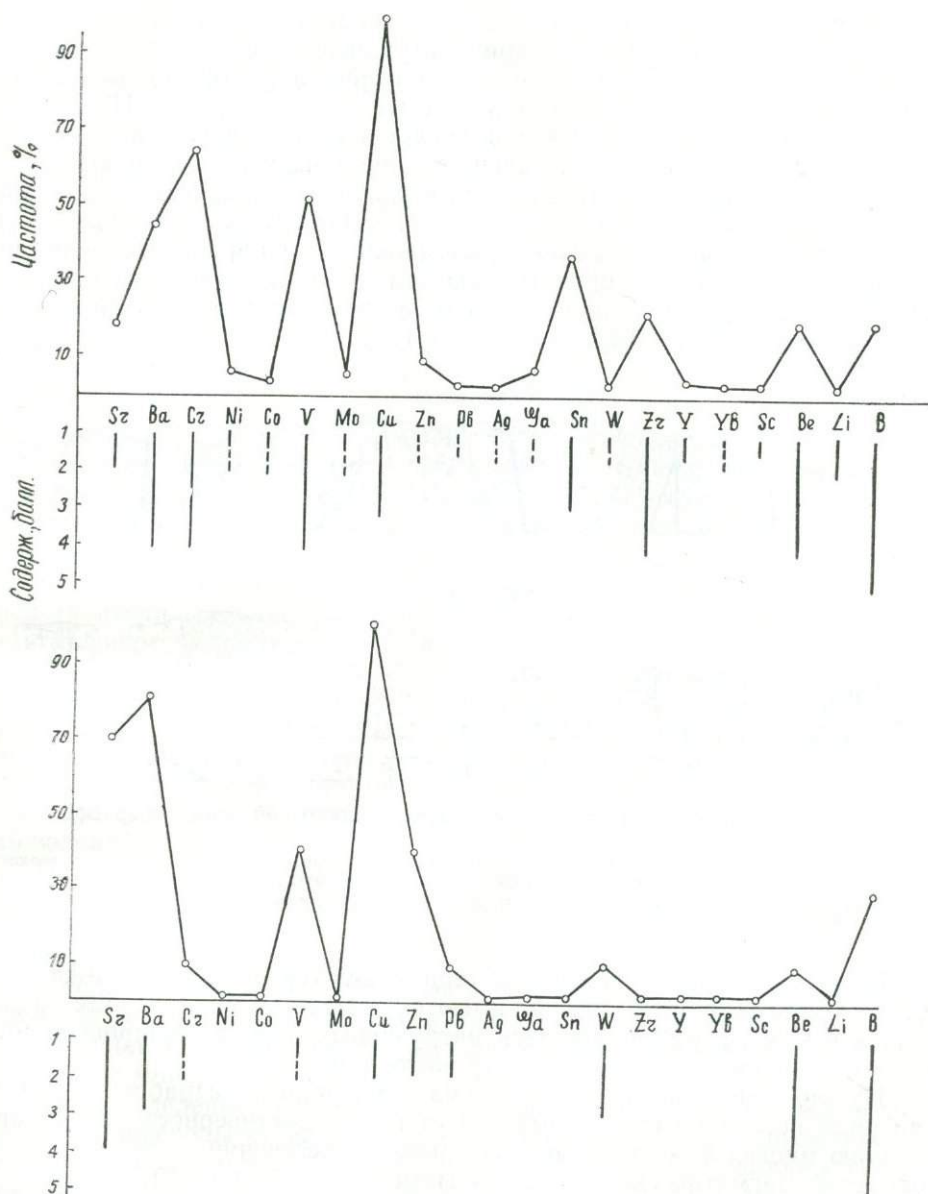


Рис. 3. Содержание и частота встречаемости микроэлементов в песчано-сланцевых (вверху) и карбонатных породах (внизу) силурийского разреза Каратюбе (по валовым пробам).

Баллы: 1 — $<0,001\%$; 2 — $0,00\%$; 3 — $0,0\%$; 4 — $0,0\%$; 5 — $\geq 1\%$ (на рис. 7 — то же).

ней зафиксированы акцессорные рубидий и цезий (соответственно $0,0\%$ и $0,00\%$ в среднем).

Тектоника и магматизм. Главной тектонической структурой района является Каратюбинский антиклинорий — одна из региональных структур герцинского складчатого пояса Южного Тянь-Шаня. В нем зафиксированы основные складчатые движения, означавшие замыкание палеозойской геосинклинали Южного Тянь-Шаня и контролировавшие размещение гранитоидов батолитового этапа магматизма.

Изучение геолого-структурных особенностей и истории формирования Каратюбинского антиклинория затруднено тем, что значительные объемы дислоцированного осадочного материала ассимилировались, осложнились разломами и были подвергнуты глубокой эрозии. Н. Д. Зленко пришла к выводу, что ко времени внедрения интрузивных масс осадочные породы района были уже сильно дислоцированы. Это наблюдается в складках с крутыми углами падения, чешуйчатых надвигах и т. п., причем в ряде случаев гранитоиды несогласно срезают такую складчатость. Однако тектонические движения продолжались и во время внедрения интрузий, что проявилось в ориентировке отдельных интрузивных тел и жил согласно простиранию осадочных свит, а также в гнейсированности интрузии (Зленко, 1946, 1947; Быков, 1949).

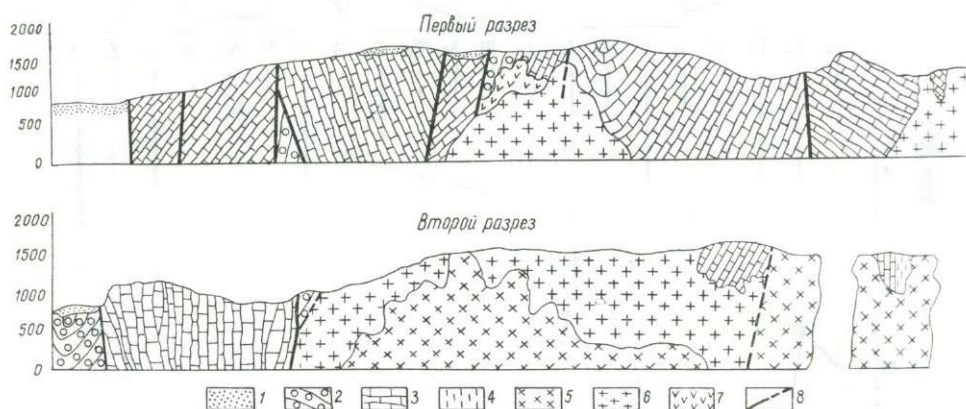


Рис. 4. Магистральные геологические разрезы восточной части Каратюбинского батолита.

1 — четвертичные отложения, лессы; 2 — терригенные отложения карбона; 3 — известняки верхнего силура; 4 — песчано-сланцевые породы верхнего силура; 5 — граниты двуслюдяные (III фаза герцинского магматизма); 6 — гранодиориты порфировидные (II фаза); 7 — габбро-диориты, габбро (I фаза); 8 — разломы.

По Н. Д. Зленко, интенсивный герцинский тектогенез продолжался и после становления интрузий, ибо имеются зоны разломов, которые проявлялись в уже сформировавшихся интрузивных породах, сопровождаясь милонитизацией и окварцеванием гранитоидов.

Нужно отметить, что схема магматизма района разработана усилиями ряда исследователей с высокой степенью достоверности благодаря наличию многих фактов последовательных пересечений, инъекции одних поколений магматических пород другими (Хамрабаев, 1958).

Для понимания условий размещений пегматитов приведем два магистральных геологических разреза, дающих представление о сохранившихся разрозненных остатках антиклинория, а также о строении сложного батолитового комплекса (рис. 4). Сохранившиеся части складчатых толщ разбиты на блоки, причем внутри блоков преобладают крутые моноклинальные структуры, иногда отдельные складки относительно низких порядков.

Соотношения, показанные на рис. 4, полностью соответствуют петрогенетической концепции Х. М. Абдуллаева (1954), согласно которой более благоприятные условия контаминации материалом осадочных толщ присущи более ранним фазам гранитоидного магматизма, в течение которых происходило усвоение магмой не только сланцев, но и значительных масс известняков силура.

С особенностями тектоники района (становление батолита в ядре крупного антиклинория) согласуется размещение ряда пегматитовых полей района. Обширные исследования, проводившиеся нами и другими геологами, показали, что наиболее крупные и относительно сложные пегматиты района генетически связаны с двуслюдными гранитами третьей фазы герцинского магматизма. Именно поэтому многие из этих пегматитов подчиняются трещинам в самих двуслюдяных гранитах. Значительная часть тех же пегматитов залегает и в порфировидных гранодиоритах, поскольку именно гранодиориты являются средой размещения двуслюдяных гранитов. Наконец, для формирования пегматитов благоприятны ксенолиты и крупные ксенолитоподобные остатки сланцевой кровли батолита, сланцевые экзоконтактовые зоны батолита, осложненные «заливами» и апофизами двуслюдяных гранитов.

Переходя к вещественному составу пород пегматитоносного батолита Каратюбе, отметим, что выделенные проявления последовательных фаз герцинского магматизма существенно отличаются друг от друга в петрографическом отношении, но прежде всего — по химизму.

Важнейшие сведения о химизме пород батолита приведены в табл. 3 и 4, для которых отобраны, сгруппированы по фазам карбоно-пермского магматизма и пересчитаны нами по методу А. Н. Заварицкого (1960) представители всех петрографических типов, выявленных в районе. Результаты пересчетов представлены на векторной диаграмме, где сопоставлены с типовыми составами Р. О. Дэли (рис. 5). Эта диаграмма отчетливо показывает изменчивость составов пород батолита в пределах от габбро до аляскитов включительно. Остановимся на петро-гесхимической характеристике пород каждой фазы карбоно-пермского магматизма, учитывая соответствующие данные И. Х. Хамрабаева, отчасти Г. Д. Шмулевич, Г. К. Ляшенко, Л. А. Быкова, В. С. Корсакова и материалы личных наблюдений.

Породы первой (I) фазы характеризуются наибольшей изменчивостью (пестротой состава). Они варьируют от типичных габбро через габбро-диориты к диоритам и кварцевым диоритам. Это объясняется явлениями контаминации, наиболее значительными для I фазы формирования батолита (Хамрабаев, 1959; 1965). Для пород этой фазы установлена общность минерального состава, а поэтому резкая изменчивость их химизма (табл. 4, рис. 6) обусловлена различными количественными соотношениями минералов.

Здесь выделены: 1) плагиоклаз — обычно зональный, в котором фиксируются переходы от лабрадора-андезина до краевого олигоклаза; содержание колеблется от 23 до 63% и более; 2) биотит — ранняя ксеногенная генерация ксенокристы, по И. М. Исамухамедову) и магматогенная генерация, характеризующаяся довольно высоким содержанием титана (до 5%) и отношением $MgO: (FeO + Fe_2O_3)$ порядка 0,5; суммарное содержание — до 25—26%; 3) амфибол — обыкновенная роговая обманка (редкие порфировидные выделения) или, нередко, актинолит; 4) пироксен (по составу близкий диопсиду) выделен И. Х. Хамрабаевым только в диоритах, размещенных в известняках (возможно, в подобных условиях появляется и оливин, обнаруженный в породах I фазы Г. Д. Шмулевич); 5) калиевый полевой шпат (главным образом решетчатый микроклин) и кварц отмечаются в соответствии с петрохимическим переходом от габбро-диоритов к кварцевым диоритам; 6) акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон, ортит, магнетит, ильменит, рутил и графит (ксеногенный?).

В минералого-структурном отношении породы I фазы многообразны,

поскольку они изменчивы по составу (от габбро до кварцевых диоритов). Различаются разновидности гипидиоморфных структур. Местами развиты порфировидные структуры с микродиоритовым базисом.

Говоря о геохимической специализации пород I фазы, следует отметить, что по набору акцессорных минералов и микроэлементов они сходны с породами II фазы.

Наиболее распространенными породами в второй (II) фазе являются довольно выдержанные по составу и облику серые порфировидные гранодиориты, которые получили известность благодаря работе И. Х. Хамрабаева (1958), выделившего в них метасоматический тип крупных фенокристаллов микроклина.

В составе порфировидных гранодиоритов отмечают: 1) плагиоклазы (23—45%) № 20—36; 2) решетчатый микроклин-пертит (11—28,5%),

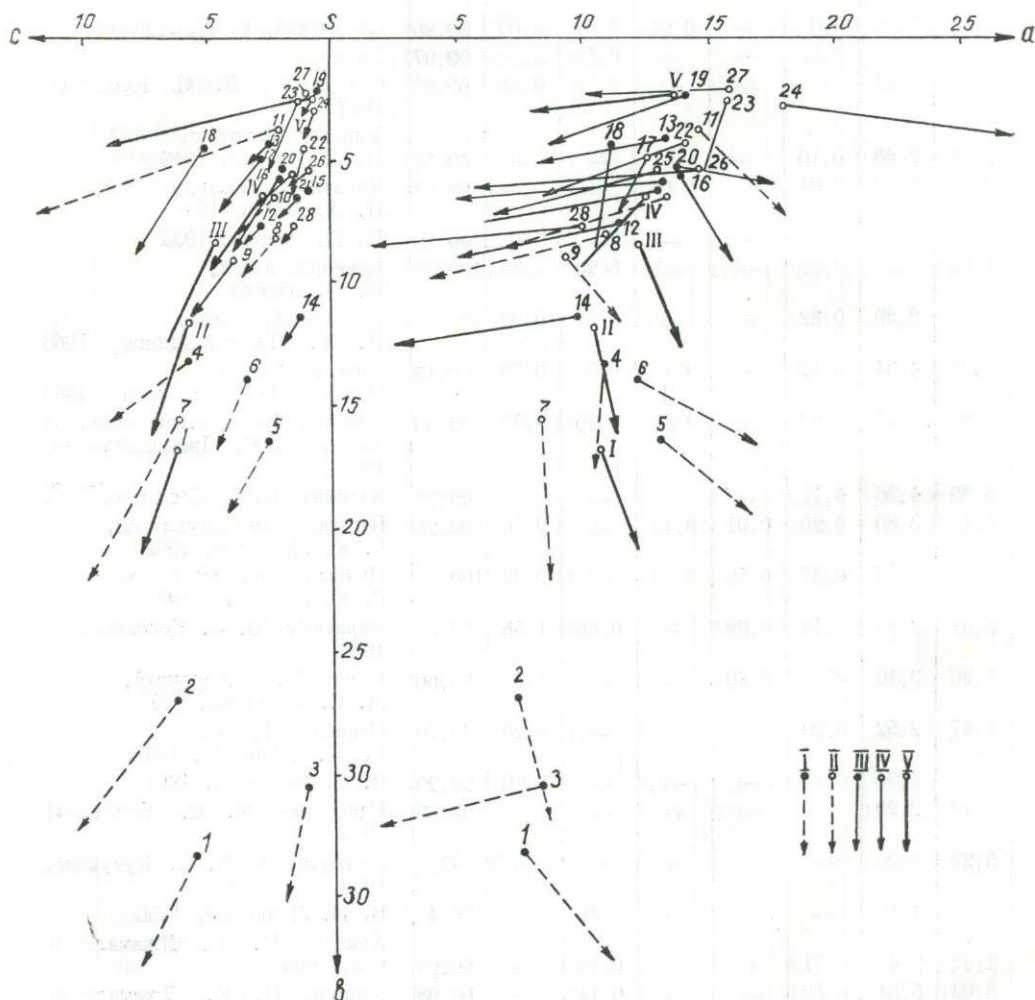


Рис. 5. Векторная петрохимическая диаграмма пород, представляющая последовательные фазы формирования батолита Каратюбе (составлена по методу А. Н. Заварицкого).

I—IV породы интрузивных фаз (соответственно) Каратюбе; V — типовые составы Р. О. Дэли в интервале от габброидов до алякита; номера их проставлены по справочной таблице Заварицкого (1960).

Пересчеты химического состава пород батолита Каратюбе по методу А. Н. Заварицкого (к табл. 3)

Фаза магма- тизма	Породы	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a/c
I	Габбро	7,7	5,4	33,1	53,8	—	23,0	42,8	34,2	68,0	3,9	2,2	—7,8	1,4
	Габбро-диорит	7,4	6,1	26,8	59,7	—	34,7	50,6	14,7	57,0	13,8	1,9	—1,5	1,2
	Габбро-диорит мелкозернистый	8,4	0,9	30,4	60,3	63,7	22,6	14,1	—	84,0	6,1	1,3	3,1	9,3
	Габбро-диорит (ксенолит)	11,0	5,7	13,2	70,1	4,2	60,3	35,5	—	43,3	2,9	1,0	12,5	1,9
	Кварцевый диорит	13,2	2,4	16,3	68,1	—	36,7	28,2	35,1	63,0	13,1	1,1	7,4	5,5
	»	12,3	3,4	13,9	70,1	—	30,0	24,1	45,9	69,6	3,0	0,9	17,6	3,7
II	Гранодиорит	8,4	6,0	15,5	70,1	—	33,6	66,0	0,4	64,5	2,6	1,0	17,4	1,4
	Порфировидный гранодиорит	11,1	2,1	8,1	78,0	72,1	11,5	16,4	—	53,0	1,6	0,4	38,1	5,3
	Порфировидный гранит	9,5	3,8	8,9	77,8	—	56,8	23,5	19,7	57,4	3,0	0,4	32,8	2,5
	Порфировидный гранодиорит	13,5	2,1	6,4	78,0	68,0	11,4	20,6	—	49,0	4,1	0,4	26,9	6,5
	Порфировидный граносиенит	14,7	2,0	3,7	79,6	—	33,3	35,2	31,5	24,3	—	1,2	27,8	7,4
	Биотитовый гранит	11,5	2,7	7,5	78,2	65,5	21,2	13,3	—	52,3	14,2	0,25	30,8	4,3
III	»	13,4	2,4	4,2	80,0	51,6	40,3	8,1	—	53,5	6,5	0,25	30,8	5,6
	»	9,9	2,2	11,3	76,6	74,0	16,2	9,8	—	61,8	8,1	0,25	31,2	4,5
	Двуслюдяной гранит	13,2	0,8	6,1	78,9	82,1	14,7	3,2	—	53,9	6,3	0,1	3,6	16,5
	»	14,0	1,9	5,5	78,6	—	39,8	34,9	25,3	62,3	14,5	0,5	27,3	7,4
	»	12,7	2,7	4,9	79,7	11,0	65,7	23,3	—	52,6	43,8	0,4	31,9	4,7
	»	11,2	5,0	4,4	79,4	6,5	50,0	43,5	—	60,8	3,2	1,0	31,4	2,2
	»	14,0	0,6	2,4	83,0	54,1	27,0	18,9	—	68,3	16,2	0,4	37,4	23,3
	Мусковитовый гранит	14,0	1,9	5,3	78,8	—	55,7	6,3	38,0	73,0	30,7	—	27,7	7,4
	»	13,0	1,1	6,2	79,7	67,4	21,1	11,5	—	48,5	2,1	0,2	32,3	11,8
	Аляскитовый гранит	14,2	1,0	4,4	80,4	58,8	23,5	17,7	—	77,8	17,6	—	31,4	14,2
	»	15,8	1,2	2,6	80,4	10,3	59,0	30,7	—	70,6	30,8	—	28,0	13,2
	Аплит	18,1	0,5	2,9	78,5	—	—	11,4	88,6	70,5	—	—	20,3	36,2
	Пегматит (крупнозернистый)	13,1	1,5	5,4	80,0	69,1	16,0	14,9	—	41,9	—	—	33,3	9,0
	»	14,7	0,8	5,4	79,1	74,0	20,0	6,0	—	41,4	—	—	28,0	18,4
	»	15,9	1,0	2,3	80,8	57,5	42,5	—	—	55,0	—	—	27,2	15,9
	»	10,1	1,5	7,6	80,8	83,8	10,2	6,0	—	51,3	—	—	39,9	6,8



образующий, кроме фенокристаллов, ксеноморфные зерна в базисе породы (содержащий, по данным спектральных анализов, ряд примесей: Са — более 1%; Na, Mg — около 1%; Ba, Sr, Ti, Pb — 0,0n% Ga — 0,00n%); 3) кварц (12—31%) — мелкие (<1 мм) округлые и неправильные зерна; 4) биотит (5—20%) — ксенокристовый, магматический и изредка постмагматический (по И. Х. Хамрабаеву). Магматический биотит отличается от пород предыдущей фазы пониженными титанистостью (порядка 1,5—1,6—TiO₂) и магнезиально-железистым параметром [MgO : (FeO + Fe₂O₃) ≈ 0,4]; причем обнаруживает примеси Ni, Co, Cu (0,00n%), V, Cr, Zr, Y, Ga (0,00—0,0n%), Li, Be, Sn (0,00n%), Zn (0,0—0n%); в единичных пробах отмечается Bi (0,n%), что повышает металлогенический интерес к гранодиоритам; 5) амфибол (обыкновенная роговая обманка) и пироксен — в гибридных разностях вблизи известняков; 6) акцессорные минералы-магнетит, апатит, ильменит, циркон (с примесями Hf, Th, Y, La, Ce Nd — десятые и Gd — сотые доли процента), ортит (с 1,41% Th, по А. В. Комлеву), монацит (редко), сфен и др.; 7) вторичные (постмагматические, автотеметаморфические) минералы — мусковит, альбит, турмалин, актинолит, хлорит и др.

В структурно-текстурном отношении гранодиориты довольно выдержаны. Преобладают порфировидные структуры, обусловленные массовым развитием крупных (3÷4×5÷6 см) индивидов микроклина на «субгипидиоморфно зернистом фоне». Текстуры массивные и нередко гнейсовидные, обусловленные однообразной ориентировкой фенокристов микроклина.

В связи с изложенным представляют интерес данные спектральных анализов нескольких десятков наших валовых проб, характеризующих порфировидные гранодиориты в западной части Каратюбе. Эти данные в общем подтверждают приведенную характеристику, существенно дополняя ее в отношении лития. Микроэлементы в гранодиоритах по частоте встречаемости отчетливо подразделяются на три группы. Большая частота характерна для Sr, Ba, Cr, V, Cu, средняя — для Be и Sn и малая — для Li и др. Указанная геохимическая специализация гранодиоритов в общем наследуется относящимися к ним жильными производными — гранодиорит-аплитами, пегматитами и др.

По нашим данным, пегматитовая продуктивность интрузивной фазы, давшей гранодиориты, весьма незначительна и не представляет практического интереса. Наиболее непосредственную генетическую связь с гранодиоритами обнаруживают только небольшие сингенетичные (шировые) пегматиты, поскольку они слабоминерализованы и по составу близки к гранодиоритам. Что же касается так называемых эпигенетических пегматитов, то они скорее всего связаны с гранитами более поздней фазы, и для них, как и для многих других жильных тел, заведомо относящихся к гранитам III фазы, гранодиориты служат благоприятной вмещающей средой.

Породы третьей (III) фазы — слюдяные граниты — вместе с гранодиоритами II фазы — наиболее распространенные интрузивные породы Каратюбе, слагающие главнейшую часть видимого объема батолита. Они преобладают по площади во всех известных геологических разрезах.

Особенностью гранитов Каратюбе, отличающей их от других проявлений гранитного магматизма Узбекистана, является интенсивное крупноплощадное развитие процессов автотеметаморфизма. Поэтому нормальные разновидности пород III фазы (биотитовые граниты) распространены незначительно, и на поверхности преобладают двуслюдяные граниты,

которые местами переходят в мусковитовые разности. Явления боковой контаминации в них выражены слабее, чем в породах предыдущих фаз (Абдуллаев, 1951). Постепенные переходы их в адалеллиты или гранодориты наблюдаются редко.

В составе гранитов III фазы отмечаются: 1) плагиоклаз (в среднем 35—40%) — от олигоклаз-андезина до альбит-олигоклаза, иногда альбита, причем он обуславливает картину обычной гранитной структуры (с признаками относительного идиоморфизма по отношению к кварцу и калишпатам); 2) калинаторные полевые шпаты (в среднем 23—26%), представленные несколькими разновидностями, в том числе решетчатыми и нерешетчатыми микроклинпертитам. По М. С. Кучуковой (1953), в них иногда отмечаются пертиты распада, а по многочисленным нашим наблюдениям преобладают пертиты замещения, изредка спорадически переходящие в антипертиты замещения (альбит + реликтовый микроклин); 3) кварц (в среднем около 32% в виде ксеноморфных, нередко катаклазированных зерен; 4) биотит и мусковит (в различных количественных соотношениях, при которых сумма их обычно составляет 2—3%). По И. Х. Хамрабеву, в биотите $Ng-Np = 0,050 \div 0,055$ и $2V = 8 \div 10$, плеохронизм от темно-коричневого до соломенно-желтого; все это соответствует магматогенному биотиту с соотношением $(FeO + Fe_2O_3) : MgO$ — порядка 2—2,5. Биотит из биотитовых гранитов юго-западной части района содержит примеси Ca (1%), Na (0,0—1), Ba (0,0n), Ti (0,0n), V (0n), Ni, Co и Cr (0,00n), Cu (0,n), Pb и Zn (0,00n), Bi (0,0n), Zr (0,0n), Sn и Be (~0,001), La (0,00n%) (по Н. К. Джамалетдинову и С. И. Ибадуллаеву). Во многом аналогичные примеси фиксируются и в мусковитах двуслюдяных гранитов. Кроме того, в их слюдах иногда присутствуют Sn, Nb, Be (0,00n%), Li (до 0,n%), Rb (0,0n%) и Cs (0,00n%); 5) акцессорные и викарирующие минералы — турмалин, апатит, циркон, гранат, близкий альмандину. В протолочных пробах отмечается небольшое количество магнетита, сфена, анатаза, ильменита ортита, монацита и др.

В структурно-текстурном отношении граниты III фазы резко выделяются почти полным отсутствием порфировидных разностей. Это мелко- и среднезернистые, местами катаклазированные породы гипидиоморфно зернистых структур, иногда переходящих в аллотриоморфно зернистые аплитовидные (рис. 6).

Более полный фактический материал получен нами по нескольким валовым пробам гранитов III фазы. В них спектроскопически отмечается большой ряд микроэлементов: Ba (0,n%), Sr (0,0n), V (0,00n), Cr (0,00n),

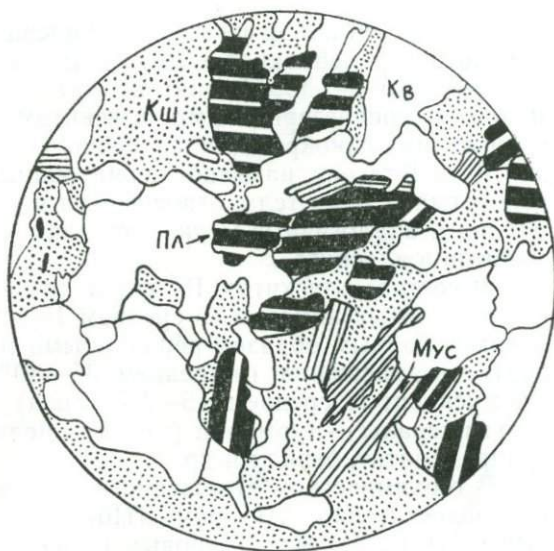


Рис. 6. Структурные особенности двуслюдяных гранитов; микрозалисовка, ув. ~25.

Пл—олигоклаз-альбит; Кш—калиевый полевой шпат; Кв—кварц (катаклазированный); Мус—мусковит (по биотиту).

В структурно-текстурном отношении граниты III фазы резко выделяются почти полным отсутствием порфировидных разностей. Это мелко- и среднезернистые, местами катаклазированные породы гипидиоморфно зернистых структур, иногда переходящих в аллотриоморфно зернистые аплитовидные (рис. 6).

Более полный фактический материал получен нами по нескольким валовым пробам гранитов III фазы. В них спектроскопически отмечается большой ряд микроэлементов: Ba (0,n%), Sr (0,0n), V (0,00n), Cr (0,00n),

Ni (0,00п—(0,000п), Co (0,000п), Mo ($\sim 0,0001$), Cu (0,00п), Zn (0,0п—0,00п), Pb (0,00п), Ag (0,0001), Sn (0,00п—0,000п), La (0,00п), Zr (0,00п), Nb (иногда «следы», по В. С. Корсакову и др.), Y (0,00п), Be (0,00п), Li (0,000п — 0,00п%).

Для сравнения с предыдущими гранитоидами приводим график микроэлементов в «рядовых» гранитах III фазы.

Для них характерно распространение таких редких элементов, как бериллий и олово, что соответствует металлогеническому облику региона. Из числа жильных производных в связи с гранитами III фазы отмечаются главным образом пегматиты и близкие им образования гранит-аплиты или микрограниты и предположительно лампрофиры (Ляшенко, 1963 и др.).

Четвертая фаза представлена весьма кислыми породами — аляскитами и лейкократовыми гранитами. Породы этой фазы подразделяются нами на две фации: первая — преобладающая — представлена мелко- и среднезернистыми аляскитами, а вторая — грубозернистыми разностями лейкократовых гранитов, которые Г. К. Ляшенко (1963), следуя К. А. Власову, называет пегматоидными. По сути дела это уже крупные пегматитовые тела, относящиеся к IV фазе герцинского магматизма района и аналогичные мелким гнездам сингенетичных (шилировых) пегматитов в аляските.

В составе аляскитов IV фазы отмечаются: 1) плагиоклаз альбит-олигоклазовых номеров (в среднем 15—20%); 2) микроклин, представленный главным образом решетчатыми разностями с частым развитием пертитов замещения (в среднем 35—40%); 3) биотит и замещающий его мусковит (в среднем 0,5—1% слюд); 4) акцессорные и викарирующие минералы — турмалин (местами мелкие шширообразные скопления), гранат, апатит, берилл и др.

В геохимическом отношении аляскиты в литературе охарактеризованы недостаточно. Автором (Ибадуллаев, 1953, 1959), Г. К. Ляшенко (1963), Н. К. Джамалетдиновым (1965) в этих породах обнаружено и количественно оценено свыше 20 микроэлементов: Ba (0,0п%), Sr (0,00п%), Ti (0,п—0,0п), V (0,000п), Cr (0,000п), Ni (0,000п), Co (0,000п), Cu (0,00п), Zn (0,00п), Pb (0,0п), Ag (0,000п), Bi (0,000п), Ga (0,00п), Sn (0,00п), W (0,00п), Zr (0,00п), Nb (0,00п—0,000п), Ta (0,000п), Yb (0,00п), Be (0,00п), Li (0,00п), Rb (до 0,01), Cs (до 0,00п). Обращает на себя внимание редкометальная специализация аляскитов района, особенно в отношении олова, бериллия и цезия.

Однако перечисленные элементы существенно отличаются друг от друга по частоте встречаемости (рис. 7). Из редких элементов, рассматриваемых в данной работе, наиболее часто в аляскитах обнаруживают только олово и бериллий. Это согласуется с известными сведениями по металлогении района и позволяет думать о генетической связи некоторых проявлений оловянной и бериллиевой минерализации с фазой аляскитовых интрузий.

К числу жильных производных, связанных с аляскитами или лейкократовыми гранитами IV фазы, относятся пегматиты и аплиты.

До сего времени остается спорным вопрос об отличии пегматитов, связанных соответственно с III и IV фазами формирования Каратюбинского батолита, так как в данном случае наблюдается единообразие всех этих пегматитов.

По нашим наблюдениям, пегматиты IV фазы характеризуются повышенной лейкократовостью, более простым строением и общим минеральным составом, а также преобладанием тел шшилирового, сингенетического характера, тесно связанных с материнской породой. В противополож-

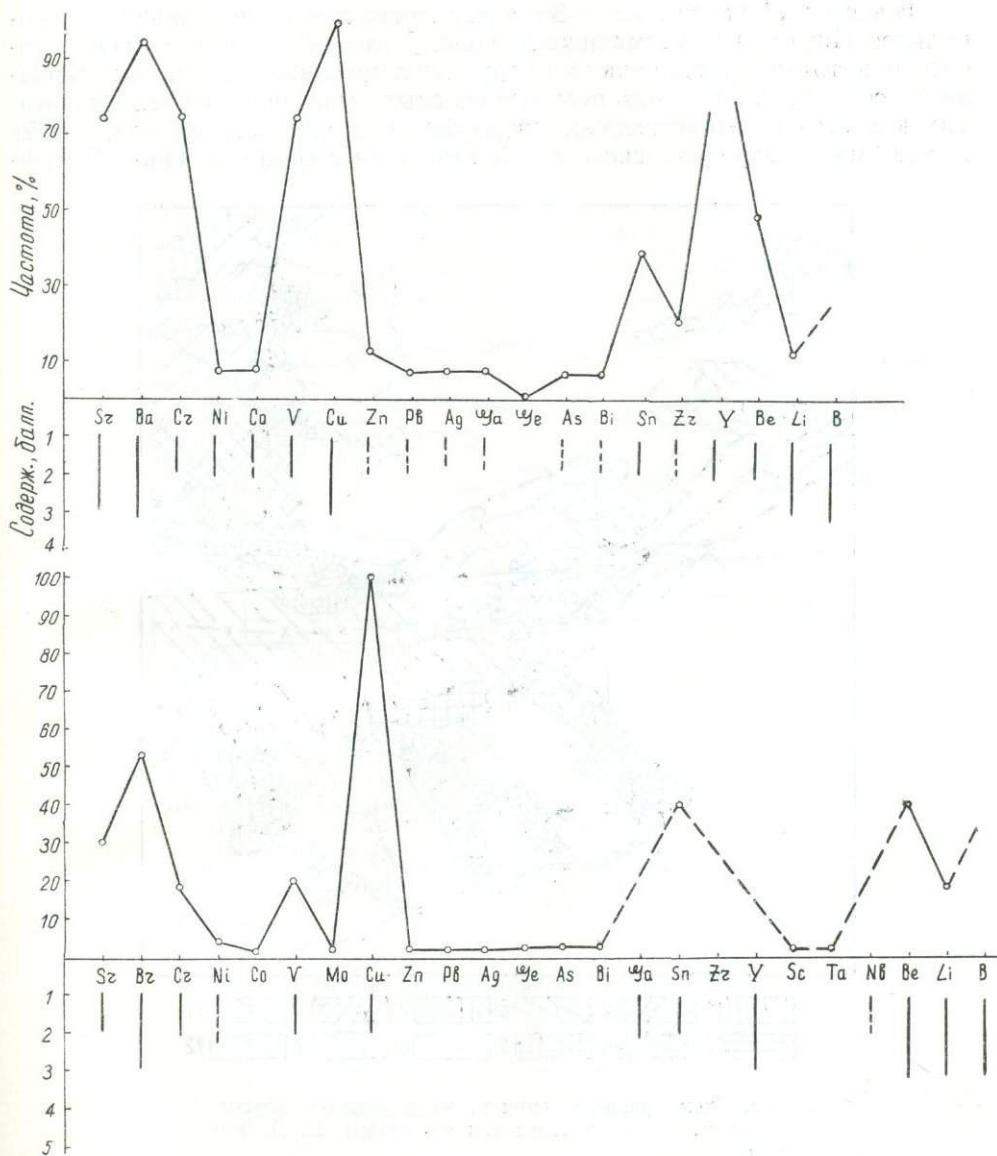


Рис. 7. Содержание и частота встречаемости микроэлементов в гранитоидах I—II фаз (вверху), гранитах III фазы (внизу) Каратюбе.

ность этому пегматиты III фазы нередко представлены ярко эпигенетическими формами — дайками, жилами и т. п.

Таковы особенности строения и вещественного состава пегматитоносного интрузивного комплекса Каратюбе.

Металлогенические черты. Одной из ведущих металлогенических концепций является представление о поясном размещении эндогенных месторождений. По данным К. Л. Бабаева, С. И. Ибадуллаева, Л. А. Быкова и других исследователей, выделяются два крупных пегматитоносных пояса Узбекистана: Северо-Зарафшанский и Южно-Зарафшанский (рис. 8). Пегматитоносные пояса приурочены главным образом к Ферганско-Кокшаальской герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня.

В восточной части Северо-Зарафшанского пояса расположено оригинальное Наукинское пегматитовое поле. Далее вдоль пояса пегматитовые интрузии (в одиночку или группами прослеживаются) в интервале более 350 км, вплоть до пегматитовых массивов Султануиздага. Там как бы на геологических подступах к Уралу (Гарьковец, 1965) фланг Северо-Зарафшанского пояса сливается с флангом Южно-Зараф-

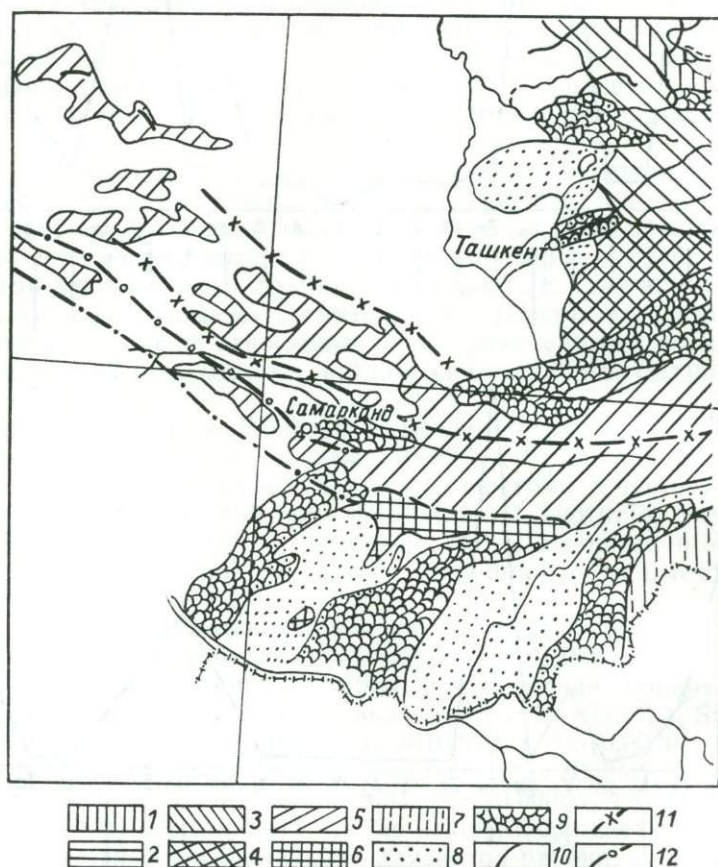


Рис. 8. Схема расположения пегматитовых поясов Узбекистана (выделены с использованием схемы Е. Д. Карповой, 1959 и др.).

Геологические комплексы:

1, 2 — Северного Тянь-Шаня (каледониды); 3, 4 — Среднего Тянь-Шаня (в основном герциниды); 5—6 — Южного Тянь-Шаня (герциниды); 7—9 — мезо-кайнозойские геологические комплексы межгорных прогибов и т. п.; 10 — разломы; 11 — Северо-Зарафшанский пегматитовый пояс; 12 — Южно-Зарафшанский пегматитовый пояс.

шанского. Существенными объектами Северо-Зарафшанского пояса следует считать группу пегматитовых интрузивов, Нуратинских гор и пегматиты Алтынтау в Центральных Кызылкумах.

Из простого перечня объектов видно, что существование двух пегматитовых поясов вполне очевидно и не может быть предметом спора. Однако степень изученности отдельных пегматитовых проявлений каждого пояса далеко не одинакова. С этим связана спорность представлений о том, каковы различия между «северными» и «южными» пегматитами. Не имея пока возможности высказаться о всех пегматитах Западного

Тянь-Шаня, мы тем не менее при посещениях отдельных пегматитовых полей обратили внимание на значительное сходство их друг с другом как по условиям размещения, так и по особенностям вещественного состава. По-видимому, это не случайно, а соответствует иногда оспариваемым ныне представлениям И. Х. Хамбрабаева (1958, 1968) о единстве гранитоидного магматизма батолитового этапа в масштабе всего Узбекистана.

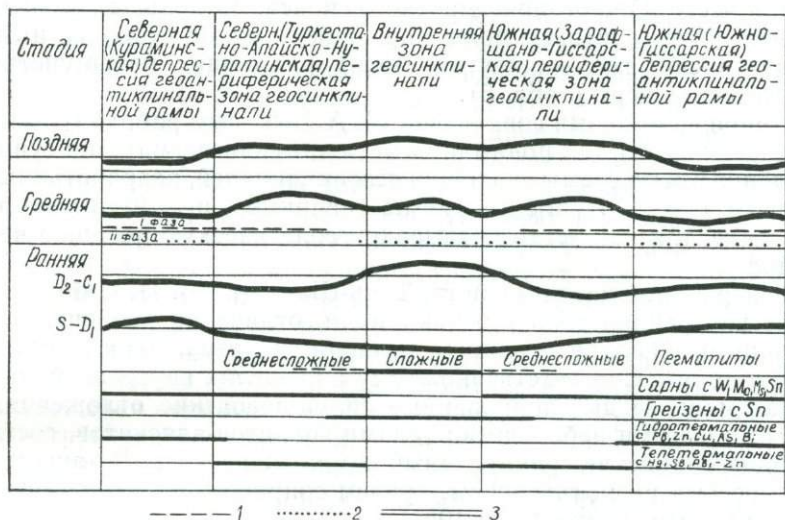


Рис. 9. Схема магматизма и металлогении центрального отрезка Фергано-Кокшаальской герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня (по В. И. Смирнову, 1962; с дополнениями).
Зоны формирования:

1 — гранитоидов повышенной основности и щелочности и связанных с ними скарнов (W, Mo, Sn, As); 2 — кислых и крайне кислых гранитоидов и связанных с ними пегматитов, грейзенов и т. п. (Sn и др.); 3 — малых интрузий и связанных с ними гидротермалитов (Pb, Zn, As, Cu, Bi, F).

Таблица 5

Сравнительная характеристика пегматитов Каратюбе и Зирабулак-Зиаэтдинских гор

Пегматиты	Вещественный состав		
	главные породообразующие минералы	акцессорные минералы	микроэлементы
Каратюбе	Кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз), микроклин, кварц, биотит, мусковит, турмалин	Апатит, гранат, берилл, касситерит, фергусонит, колумбит и др.	Li, Cs, Rb, TR, Nb и др.
Зирабулак-Зиаэтдинских гор	Кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз), микроклин, кварц, амфибол (весьма редко), биотит, мусковит	Турмалин, берилл, касситерит, фергусонит, колумбит и др.	Li, Cs, Rb, TR, Nb и др.

В своих исследованиях мы используем пегматиты как критерий, рудоносности интрузивных массивов. Учитывая его и исходя из представлений о крупных пегматитоносных поясах, мы можем давать некоторые прогнозы для площадей, где пегматитоносные комплексы палеозоя пере-

крыты четвертичными отложениями. Так, на основе этих предпосылок пегматиты были обнаружены нами в оврагах («промоинах») при пересечении степного пространства западнее Каратюбе. Находка представляет интерес в том отношении, что пегматиты Каршинской степи являются промежуточным связующим звеном в прерывистом пегматитоносном поясе. Это лишь закрепляет представление о пегматитоносных поясах (рис. 8). Наши материалы по пегматитам Каратюбе поэтому имеют значение для всего Южно-Зарафшанского пояса. Отдельные обнаженные его звенья — пегматитовые поля Каратюбе, с одной стороны, и Зирабулак-Зиаэтдинских гор, — с другой, имеют ряд общих петрогенетических и геохимических черт (табл. 5).

В выполненной нами совместно с Л. А. Быковым работе (САИГИМС, 1970) показано, что для понимания металлогении пегматитов существенное значение имеют схемы эволюции геосинклиналей, разработанные В. И. Смирновым (1962). Подобные схемы (например, рис. 9) имеют поисковое значение, так как четко указывают геологическую позицию пегматитовых полей.

В центральной части Южного Тянь-Шаня (по В. И. Смирнову) выделяется внутренняя зона геосинклинали, отличающаяся интенсивными прогибаниями в силуре — раннем девоне и значительными поднятиями в карбоне и перми. Соответственно этому в пределах внутренней зоны преобладают мощные дислоцированные силур-девонские отложения, прорванные отдельными небольшими телами гранитов-аляскитов, составляющих позднегерцинский гранитоидный комплекс региона. В данном случае граниты весьма пегматитоносны, причем сопровождаются сложными зональными типами (Беус, 1951; 1954).

Однако в западной части Южного Тянь-Шаня комплексы внутренней зоны геосинклинали либо в значительной мере перекрыты мезо-кайнозойем, либо не получили широкого развития. Вместо них широкое распространение получают комплексы периферических зон геосинклинали, которые вслед за центральной зоной также претерпевали интенсивную складчатость поднятия. Соответственно этому периферические зоны явились средой, благоприятной для становления сложных батолитовых комплексов, в частности Каратюбинского комплекса, рассматриваемого в этой работе.

Пегматитоносные гранитоиды батолитового этапа периферийных зон геосинклинали заметно отличаются от пегматитоносных гранитных массивов центральной зоны крупными размерами выходов и явным упрощением состава пегматитов, преобладанием керамического типа и более простых редкометальных типов, характеризующихся относительно низкими содержаниями акцессорных рудных минералов. В то же время эти пегматиты имеют и ряд преимуществ перед «центральными»: они крупнее и чаще встречаются. Протяженность пегматитоносных поясов гарантирует распространение пегматитовых полей на значительных пространствах Узбекистана и сопредельных площадей Казахстана, включая также площади, перекрытые мезо-кайнозойем (по схемам В. Г. Гарьковца). Поэтому, кроме отдельных коренных выходов пегматитовых полей, практический интерес представляют образовавшиеся за счет них участки редкометальных россыпей ближнего сноса.

Кроме батолитовых пегматитоносных комплексов, в пределах пегматитоносных поясов отмечаются проявления магматизма и металлогении и всех других этапов тектоно-магматического развития подвижного пояса, по Ю. А. Билибину (1955) или Х. М. Абудаллаеву (1957). Поэтому пегматитоносные пояса в нашем случае являются комплексными металлогенетическими поясами, несущими а) некоторые магматические рудопроявле-

ния Ni, Ti, Cr, Pt, связанные с основными-ультраосновными интрузивами; б) постмагматические месторождения скарнового и грейзенового типа с рудами W, Mo, As, Sn, которые предположительно связаны с поздними магматическими дифференциатами батолитового этапа; в) разнообразные постмагматические месторождения (типичные неглубинные гидротермалиты) с рудами Pb, Zn, As, Au и др., имеющие связь с послебатолитовыми малыми интрузиями и, в частности, с дайковыми сериями; г) телетермальные месторождения (Hg, Sb), связь которых с конкретными магматическими комплексами проблематична (Абдуллаев, 1954).

Сложность металлогении указанных поясов определяет, с одной стороны, специфику размещения пегматитов, с другой,—особенности их освоения. Так, было замечено, что относительно древние интрузии, вовсе не являясь пегматитогенерирующими, создают, однако, среду, благоприятную для размещения пегматитов. Еще К. А. Власов (1938, 1955, 1956) обратил внимание, что серии крупных пегматитовых тел нередко охотно размещаются в амфиболитах, габброидах и других основных-ультраосновных породах, приобретая в них черты гибридных десилицированных образований. Позднее это подтвердил К. Л. Бабаев (1962). Нами замечено, что становление крупных пегматитовых тел, генетически связанных с биотитовыми двуслюдяными гранитами, нередко приурочено к более древним гранодиоритам. Помимо благоприятности состава гранодиоритов для размещения пегматитовых жил, существенную роль играет фактор геолого-структурного характера, а именно: стремление пегматитовых расплавов выйти в кровлю материнского интрузива. Следовательно, при изучении и поисках пегматитов в указанных поясах нужно учитывать не только сами материнские граниты и их узкие экзоконтактные зоны, но и различные более древние породы.

При этом следует учесть, что разработка одних только пегматитов в ряде случаев была бы, безусловно, нерентабельной. Но когда в рудном районе они отмечаются в комплексе с месторождениями других типов, пегматитовое сырье может представлять интерес как попутное, усиливающее общие перспективы освоения района. С этих позиций попытаемся рассмотреть в последующих главах вещественный состав пегматитов.

Глава II

МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ РАЙОНА

Пегматиты среди эндогенных месторождений отличаются значительным многообразием морфологических типов, нередко имеющих сложное внутреннее строение. По образному выражению Н. А. Солодова (1962), они «имеют совершенно особое значение как природная лаборатория геолога». Неудивительно поэтому, что пегматиты на протяжении ряда лет являются остро дискуссионными объектами. В Средней Азии такая дискуссионность нашла выражение в монографии К. Л. Бабаева (1961). Поскольку тема данной главы рассмотрена К. Л. Бабаевым довольно подробно, причем с привлечением наших материалов по пегматитовым полям Каратюбе, ограничимся лишь краткими замечаниями о формах и строении пегматитов района с указанием деталей, не учтенных ранее.

Морфология пегматитовых тел. По условиям становления К. Л. Бабаев (1961) различает три группы пегматитов; 1) сингенетические, возникающие в теле материнского интрузива в общем одновременно с гранитами; 2) субсингенетические, «в которых наблюдается отчетливый переход от сингенетического пегматита к эпигенетическому» и которые «особо интересны для понимания пегматитового процесса»; 3) эпигенетические — наложенные, возникающие позднее всех вмещающих пород в связи с развитием трещин.

По нашим данным, такая группировка подтверждается новыми фактическими материалами и представляет интерес для практики. Не оправдано лишь выдвижение термина «субсингенетический пегматит», нарушающего более раннюю (1955) терминологию К. А. Власова («фациальные», «фазовые» и «фациально-фазовые» пегматиты).

Правда, К. Л. Бабаев указывает на неоднозначность понятия «фация», однако вряд ли дело улучшается от замены термина «фациально-фазовый пегматит» «субсингенетическим».

Обследование нескольких десятков проявлений пегматитов Южного Тянь-Шаня показало, что главный практический интерес представляют эпигенетические пегматиты в виде крупных тел. В противоположность им сингенетические пегматиты мелки (гнезда, реже буцены, по А. Г. Бетехтину).

Предыдущие исследователи и мы отмечали, что пегматитовые дериваты сопровождают несколько последовательных фаз магматизма. Соответственно местами наблюдаются пересечения нескольких поколений пегматитов. Более поздние пегматитовые жилы запад-северо-западных простираций имеют простой состав (рис. 10), они обогащены кварцем и почти не содержат темноцветных и замещающих их минералов. Поэтому

такие жилы хорошо соответствуют IV (аляскитовой) фазе магматизма Каратюбе-Зирабулакской зоны. В противоположность им более ранние пегматиты того же участка имеют более сложный состав. Содержат скопления серебристого мусковита (с примесью редких щелочей), выделения шерла и других. Эти особенности вполне соответствуют III (гранитной) фазе магматизма той же зоны.

Указанные соотношения становятся особенно понятными на примере других участков (рис. 11), где наблюдаются четкие пересечения пегматитов, вполне аналогичных раннему поколению пегматитовых жил предыдущего участка (рис. 10), аплитами, которые относятся нами и другими исследователями к IV фазе магматизма рассматриваемого региона. Дальнейшее изложение будет касаться главным образом пегматитов III фазы магматизма, особенно развитых на территории западных отрогов Зарафшанского хребта.

На примере Каратюбе видно, что пегматитовые тела залегают в различных средах — на различных эрозионных уровнях внутри батолита, непосредственно на его контактах и, наконец, в удалении от контактов (в сланцах, реже — в известняках). Конечно, при этом несколько меняются морфология, состав и строение пегматитовых тел.

Внутри батолита установлены два морфологических типа пегматитовых полей и проявлений. Первый тип (редкометальный) выделен на составленной нами карте пегматитоносной площади (рис. 12). Главные особенности его таковы:

- 1) пегматиты представлены сериями, небольшими группами коротких жил, линз и других мелких форм, не одинаковых по залеганию;
- 2) они размещены в тех участках батолита, которые отличаются сложным строением, в частности отмечаются внедрения гранитов продуктивной фазы (III) в гранитоиды предыдущих фаз магматизма, нередко присутствуют остатки кровли батолита, ксенолиты пород кровли в гранитоидах и т. д.;

3) пегматиты в масштабах региона довольно сложны по составу и строению (например, четко зональные жилы с акцессорным бериллом, колумбитом и другими минералами).

Второй морфологический тип полей и проявлений внутри батолита представлен сериями субпараллельных крупных весьма протяженных пегматитовых жил, контролируемых системой тектонических трещин в однородных гранитоидах (рис. 13). И хотя интенсивность минерализации здесь менее значительна, чем в первом, несравненно крупные размеры жил являются благоприятным фактором.

Аналогичные пегматитовые поля или проявления прослеживаются и в сланцах силура, представляющих одну из главных вмещающих сред

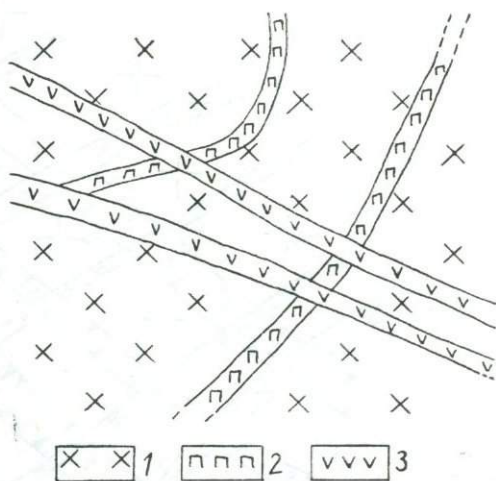


Рис. 10. Два поколения пегматитовых жил Каратюбе-Зирабулакской зоны.

1 — вмещающие гранодиориты II фазы; пегматиты: 2 — относительно ранние, 3 — поздние.

гранитоидных массивов западных отрогов Зарафшанского хребта и Зирабулак-Зиаэтинских гор. В данном случае наибольший интерес представляют протяженные пегматитовые жилы, довольно выдержанные по простиранию и падению. В ряде примеров пегматиты связаны с контактами батолита. Краевые части батолита и его экзоконтактовая зона благоприятны для размещения пегматитов. Часть пегматитов размещена в приконтактовом участке гранитного массива, но большинство их сосредоточено в сланцах, контактирующих с гранитами (рис. 14).

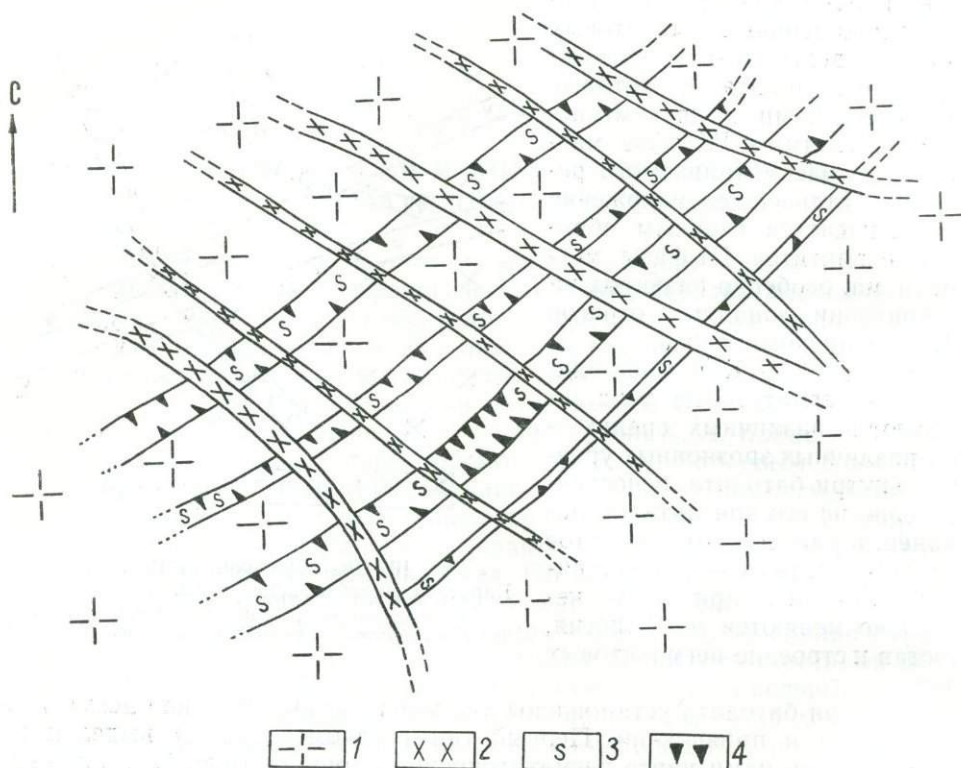


Рис. 11. Соотношения между пегматитами и аплитами на пегматитовых полях Каратюбе-Зирабулакской зоны (один из типичных примеров).

1 — вмещающие гранодиориты II — фазы; 2 — аплиты; выделения в пегматите: 3 — мусковита и 4 — турмалина.

В отдельных случаях пегматиты размещаются и на более значительных расстояниях от контакта, иногда вне видимой связи с гранитами. Таковы, к примеру, некоторые участки Лолабулакского поля, на которых протяженные пегматитовые жилы с раздувами целиком сосредоточиваются в сланцах силура (рис. 15).

Переходя к морфологии отдельных пегматитовых тел (эпигенетические пегматиты), отметим их исключительное многообразие. Однако по своей распространенности отдельные морфологические типы далеко не равноценны.

Несколько расширяя и дополняя морфологическую классификацию пегматитовых тел К. Л. Бабаева (1962) и других исследователей, мы предлагаем следующую классификационную схему:

1) наиболее распространенные формы пегматитовых тел — гнезда, буллы, линзы, короткие жилы, протяженные жилы и дайки;

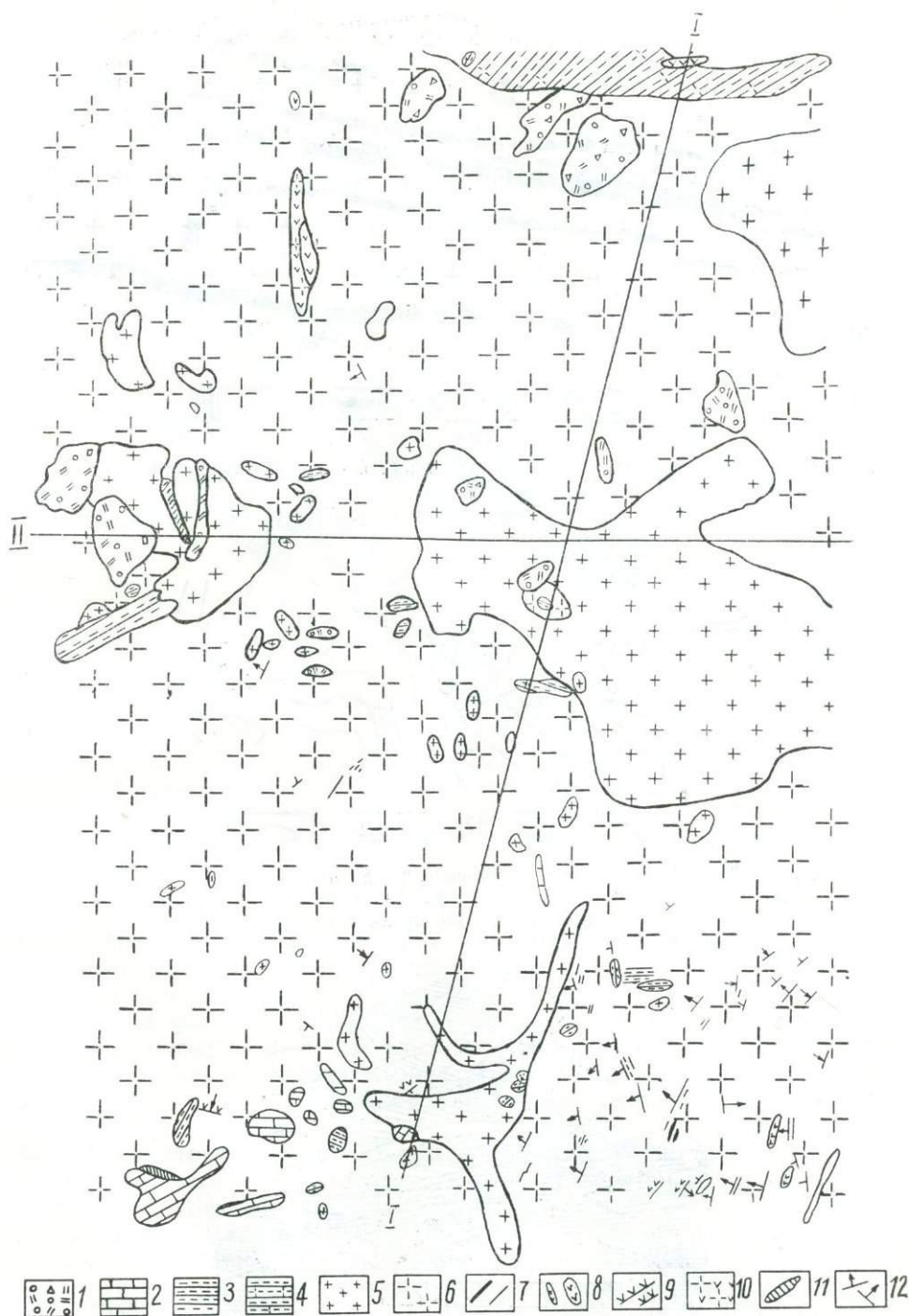


Рис. 12. Схема геологического строения одного из пегматитоносных участков Каратюбе-Зирабулакской зоны (план).

1 — четвертичные отложения; 2 — мраморизованные массивные известняки силура; 3 — слюдяные сланцы; 4 — сланцы с мелкими инъекционными образованиями гранодиоритов II фазы Каратюбинского батолита; 5 — двуслюдяные граниты III фазы того же батолита; 6 — порфировидные гранодиориты II фазы того же батолита; 7 — пегматитовые жилы; 8 — кварцевые штоки; 9 — кварцевые жилы; 10 — зоны, участки окварцевания; 11 — скарновые тела; 12 — элементы залегания пород.

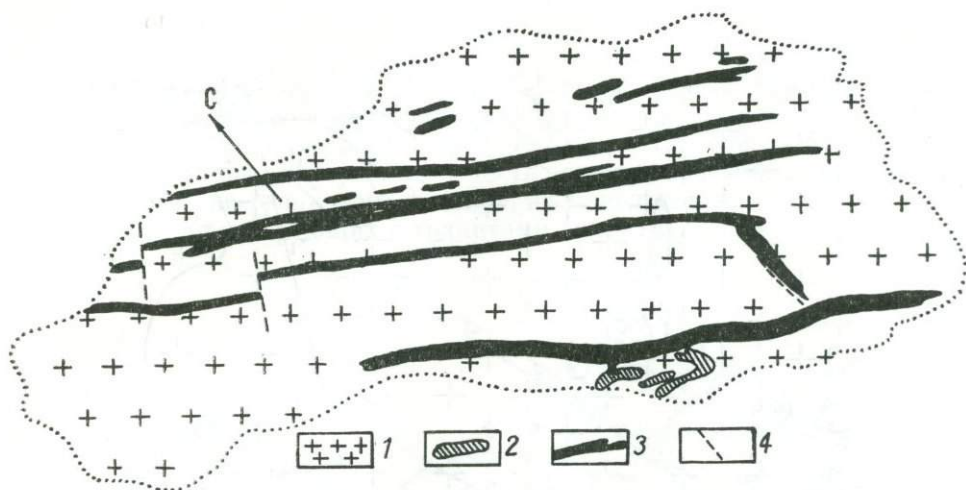


Рис. 13. Пегматитовое проявление в юго-западной части Каратюбе (по К. Г. Исхакову, автору и др.).

1 — гранитоиды II фазы; 2 — лейкократовые граниты и др. IV фазы; 3 — пегматиты; 4 — разрывные нарушения.

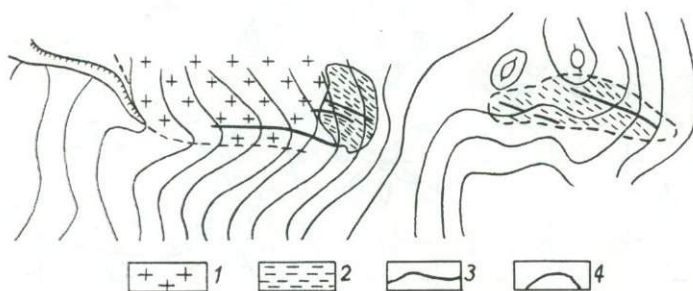


Рис. 14. Пегматитовое проявление в юго-западной части Каратюбе (по А. В. Авдееву, Н. К. Джамалетдинову и др.).

1 — граниты III фазы; 2 — сланцы верхнего силура; 3 — пегматиты; 4 — горизонтали рельефа.

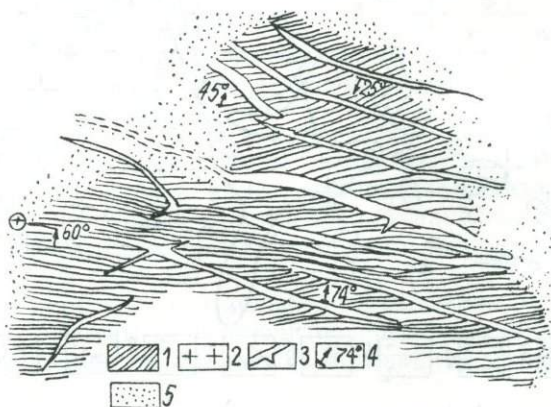


Рис. 15. Жилы с раздувами и ветвящиеся жилы в сланцах. Лолабулакское поле (план участка по А. В. Авдееву и др.).

1 — сланцы; 2 — граниты; 3 — пегматиты; 4 — элементы залегания; 5 — современные отложения.

2) менее распространенные — сложные и неправильные ветвящиеся формы, седловидные жилы, штоки;

3) редкие — купола и трубчатые формы.

О конкретных особенностях морфологии этих типов можно судить по материалам следующего раздела.

Более подробная, чисто морфологическая классификация форм пегматитовых тел на примерах Средней Азии была намечена Л. А. Быковым (1967). Эту классификацию рекомендуется учитывать при геологоразведочных работах на пегматитовых полях. Поэтому мы ограничимся лишь приведенными группировками.

Б. А. Федорович описал пегматитовые «трубки взрыва» в Северном Тянь-Шане, свидетельствующие об «интрузивной силе» пегматитовых рас-

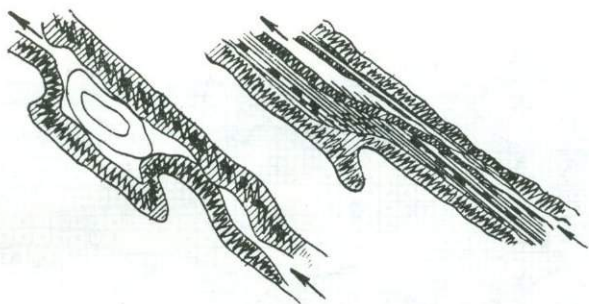


Рис. 16. Типы зональности пегматитов и гидротермалитов (по А. Е. Ферсману, 1940).

Надкритическая кристаллизация с накоплением летучих компонентов висячем боку, например мусковитовой слюды (слева); докритическая кристаллизация с зонарным отложением, по преимуществу в лежачем боку, например сульфидов (справа). Стрелками обозначена ось жилы.

плавов. В связи с этим «инъекционную способность» пегматитового расплава отмечал К. Л. Бабаев, но значения примера, описанного Б. А. Федоровичем, не следует преувеличивать.

Решающим фактором становления большинства пегматитовых тел являются, по нашему мнению, отнюдь не «пегматитовые взрывы» и «автоинъекции», а развитие систем тектонических трещин. Именно последние являются главным типом пегматитовыводящих и пегматитолокализирующих структур (рис. 10—15).

Внутреннее строение пегматитовых тел. Выяснение внутреннего строения, или зональности, пегматитовых тел представляет одну из узловых проблем учения о пегматитах.

Многие исследователи с 1932 г. (Ферсман, 1932, 1940) так или иначе рассматривали зональность пегматитов (Заварицкий, 1939, 1947; Власов, 1938, 1949, 1952; Беус, 1951; Гинзбург, 1949, 1952; Камерон и др., 1951; Никитин, 1955; Поваренных, 1955; Родионов, 1959; Бабаев, 1962; Солодов, 1962 и др.).

Тем не менее отдельные аспекты зональности пегматитов остаются недостаточно выясненными.

Так, по взаимному расположению внутренних зон К. Л. Бабаевым (1962) различаются зональности:

- 1) согласная — концентрическая, параллельная, симметричная (прямая и обратная), несимметричная (правильная и неправильная);
- 2) несогласная — лестничная, пучковая, гнездовая, ступенчатая, дисгармоничная.

Различать все типы и подтипы зональности по такой схеме весьма трудно, так как характер зональности пегматита бывает изменчивым, неодинаковым в верхних и нижних частях пегматитового тела. Но заслуживает внимания попытка К. Л. Бабаева типизировать внутреннее строение пегматитов путем выделения определенных минералого-структурных зон. Намечаются следующие типы их: ксеногибридная, аплитовидная (краевая), пегматитовая (в узком смысле), пегматоидная и др. Их характеристики соответствуют типам внутренних зон, структур и текстур пегматита, которые описываются в трудах А. Е. Ферсмана (1940), К. А. Власова (1938, 1949, 1952) и других ученых.

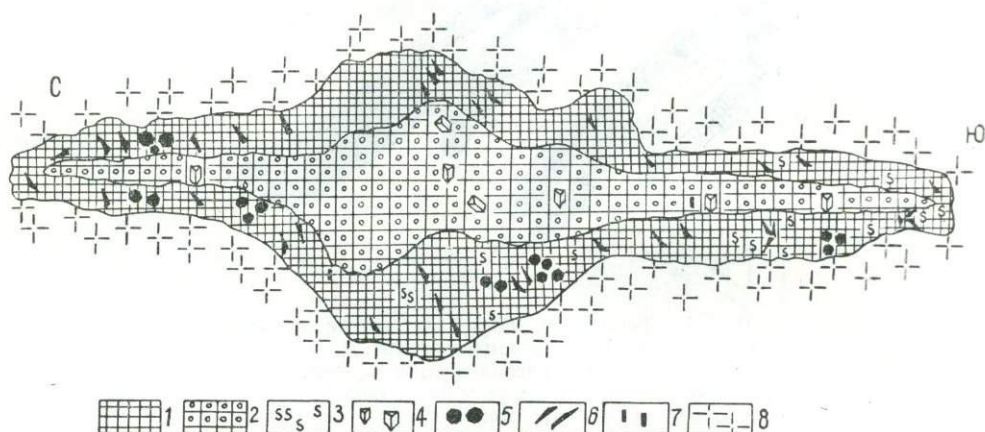


Рис. 17. Схема морфологии и внутреннего строения редкометалльного пегматита в гранодиоритах Каратюбе.

1 — среднезернистый пегматит; 2 — грубозернистый пегматит с частыми выделениями кварца и единичными крупными индивидами калишпата; 3—7 — индивиды (их группы) соответственно мусковита, калишпата, граната (спессартин-альмандинового ряда), турмалина, акцессорного берилла; 8 — вмещающие гранодиориты.

Нами подобные минералого-структурные (парагенетические) номенклатуры широко используются в документации и при описаниях пегматитовых тел.

Существенным шагом вперед явилась монография Н. А. Солодова (1962), посвященная внутреннему строению и геохимии редкометалльных гранитных пегматитов. Важно отметить, что на основе большого фактического материала Солодов успешно уточняет само понятие «зона пегматитового тела», обосновывает принципы выделения таких зон и парагенетической классификации пегматитов. По его мнению, «рациональное выделение и наименование зон должны сочетать в себе два основных признака — главные минералы и структуру» (1962, стр. 25). Эти вопросы освещаются нами по мере описания минералогии пегматитов. Сейчас, учитывая труды А. Е. Ферсмана, К. А. Власова и других зачинателей изучения пегматитов в Советском Союзе, отметим только основные особенности внутреннего строения пегматитовых тел.

Систематизируя материалы по пегматитам западных отрогов Зарафшанского хребта, мы убеждаемся в существенном значении первых схем зональности, намеченных А. Е. Ферсманом (рис. 16). Большая группа

пегматитовых тел района, в том числе жилы, линзо- и гнездообразные формы, характеризуются четко выраженной симметричной зональностью. Конкретные варианты такой зональности зависят от характера вмещающих пород, в которых формировалось пегматитовое тело. Особенности состава и внутреннего строения пегматитов региона во многом предопределяют три группы сред — гранитоиды, сланцы и известняки.

В гранитоидах (II фазы) пегматитовые тела, несколько меняющиеся по форме, часто обнаруживают симметричную довольно единообразную зональность (ср. рис. 17 и 18). В этих случаях существенное значение имеют два зонообразующих (термин Н. А. Солодова, 1962) минерала — турмалин (шерл), накапливающийся в краевых зонах, и крупные индивиды микроклина, характерные для сердцевины пегматита. Примечательно, что в этих случаях акцессорные рудные минералы сосредоточиваются только во внутренних зонах пегматита.

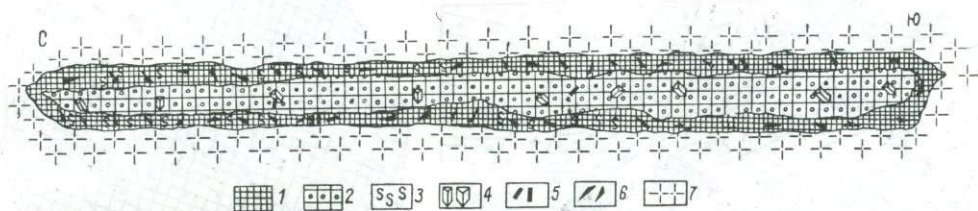


Рис. 18. Пегматитовое тело междуречья Аксай — Эгрикульсай, являющееся примером коротких жил, сложенных по типу нормальной (прямой) зональности.

1 — среднезернистый пегматит; 2 — крупнозернистый пегматит; 3 — мусковит; 4 — блоковый микроклин; 5 и 6 — проявления минерализации; 7 — вмещающие гранодиориты II фазы.

В сланцах силура, слагающих экзоконтактовые участки пегматитоносных гранитоидных массивов, пегматитовые тела также нередко обнаруживают симметричную зональность. В данном случае такая зональность во многом аналогична предыдущей (ср. рис. 19 с 17 и 18). Общность выражается в том, что блоковый микроклин и крупные выделения кварца сосредоточиваются во внутренних частях жил, тогда как их краевые зоны мелкозернисты, аплитовидны.

Главные отличия между пегматитами в гранитоидах и сланцах заключаются прежде всего в морфологии. В сланцах благодаря значительному развитию складчатых структур не только пегматиты, но и сами материнские граниты склонны к образованию разнообразных апофиз (рис. 19). Другие отличия обусловлены развитием процессов ассимиляции, сопровождающих пегматитовые инъекции в сланцах.

А. Е. Ферсман (1940) писал, что «чистая линия» пегматитов проявляется только в среде материнских гранитоидов; в песчано-сланцевых отложениях заметны относительно слабые признаки «линии скрещения», которая достигает наиболее полного развития в среде карбонатных отложений и основных-ультраосновных магматических пород, где пегматит десилируется.

Подобные факты установлены нами в западных отрогах Зарафшанского хребта. Здесь среди пегматитовых тел, которые размещены в силурийских сланцах, часто наблюдаются ксенолиты, тонкие инъекции пегматита в сланцах и другие признаки гибридации пегматита, развивающиеся главным образом в краевых зонах жил. В таком пегматите обычна мелкая вкрапленность граната, относящегося к альмандин-спессартиновому ряду (рис. 20).

Следует учесть, что в пегматитах, размещенных в среде материнских гранитоидов, выделения граната более редки, более спорадичны и отме-

чаются не во всех жилах. Отсюда можно заключить, что обогащение пегматита гранатом обусловлено процессами ассимиляции, сопровождающими пегматитовую инъецию в сланцах. Наконец, следует отметить, что случаи симметричной зональности пегматита, во многом аналогичные предыдущим (рис. 17—19), получают развитие и в среде известняков (рис. 21).

Контактовый метаморфизм в краевых частях пегматитов, залегающих в известняках силура, выражен скарнированием. При этом краевые зоны пегматитовых тел десилицированы. Признаками десилицированного пегматита, установленными нами на участках Аксая, Игрикульская и

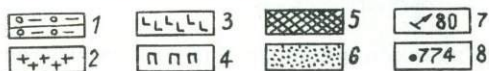


Рис. 19. Типичный пример морфологии внутреннего строения редкометального пегмата в сланцах силура Каратюбе-Зирабулакской зоны.

1 — песчано-сланцевые отложения силура; 2 — граниты (апофизы интрузива); 3 — мелкозернистый пегматит; 4 — крупнозернистый пегматит; 5 — полевошатовые блоки; 6 — скопления кварца; 7 — элементы залегания пород; 8 — штуфные пробы.

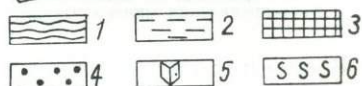
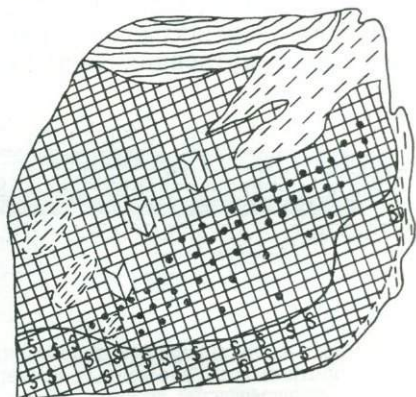


Рис. 20. Схема внутреннего строения гибридного пегматита в апофизе редкометальной пегматитовой жилы среди силурийских сланцев Каратюбе-Зирабулакской зоны.

1 — сланцы; 2 — сланцы с тонкой инъецией пегматита; 3 — грубозернистый пегматит; 4 — зона образования мелких индивидов граната альмандин-спессартинового ряда; 5 — крупные индивиды микроклина; 6 — скопление мусковита.

др., являются пегматитовые зоны, резко обедненные кварцем (10%) или вовсе бескварцевые, но обогащенные плагиоклазом — более основным, чем в пегматитах чистой линии. Если в обычных пегматитах плагиоклаз относится к альбиту или альбит-олигоклазу (обычно № 3—15), то в десилицированном пегматите наблюдается возрастание основности плагиоклаза до андезина включительно (№ 20—40).

Итак, приходим к выводу, что для понимания симметричной зональности пегматитовых тел большое значение имеет обобщенная схема зональности, намеченная К. А. Власовым (рис. 22). Нет надобности разбирать эту схему, поскольку она широко освещена в литературе (Власов, 1955; Бабаев, 1962; Солодов, 1962 и др.). Отметим лишь, что с учетом ее Л. А. Быковым и нами намечается следующая номенклатура типов симметричной зональности пегматитовых тел:

1) простейшая — преобладание относительно мелкозернистых и (или) графических разностей пегматита;

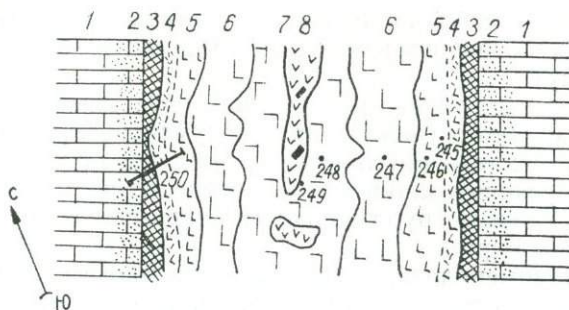


Рис. 21. Зональный пегматит в известняках Каратюбе (Тюрякульсай), по К. Л. Бабаеву.

1 — серый известняк; 2 — более светлый мраморизованный известняк; 3 — околорегматитовые скарны (гранат, пезувиан и др.); 4 — наиболее десилицированный мелкозернистый пегматит, постепенно переходящий в следующую подзону; 5 — мелко- и среднезернистый кварц-микроклин-плагиоклазовый пегматит; 6 — грубозернистый пегматит; 7 — блоковый пегматит, обогащенный микроклином; 8 — «кварцевые ядра», жилы с выделениями рудного минерала (черные).

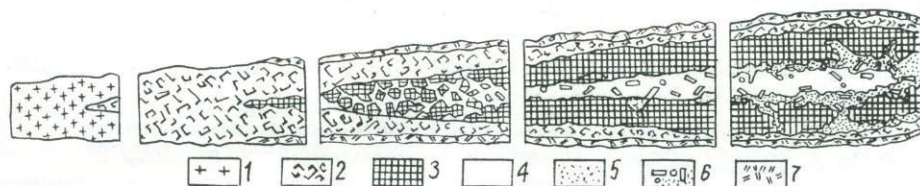


Рис. 22. Схема текстурно-парагенетических типов гранитных пегматитов (по К. А. Власову, 1952).

1 — гранит; 2 — пегматит графической и гранитной структур; 3 — микроклиновые, олигоклазовые и микроклин-сподуменовые зоны, блоки и кристаллы; 4 — кварцевые блоки, ядра и пояса позднего кварца; 5 — зоны замещения (клевеландит, мусковит и др.); 6 — кристаллы редкометаллических минералов (сподумен, берилл и др.); 7 — мусковит-кварц-альбитовые зоны и оторочки.

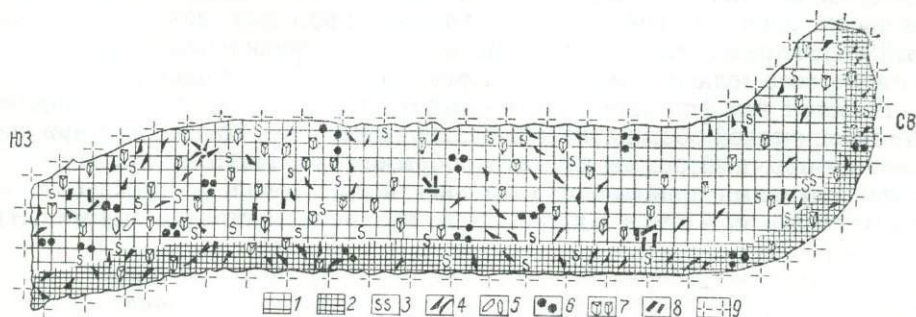


Рис. 23. Особенности морфологии, внутреннего строения и минерального состава пегматитового тела Каратюбе.

1 — крупнозернистый пегматит; 2 — среднезернистый пегматит; 3 — мусковит; 4 — турмалин (шерл); 5 — апатит; 6 — гранат (альмандин-спессартинового ряда); 7 — «блоки» микроклина; 8 — берилл; 9 — вмещающий гранодиорит II фазы.

2) простая — преобладание крупнозернистых пегматитов простого состава (кварцево-полевошпатовых агрегатов пегматоидной структуры, по А. Е. Ферсману);

3) сложная — усложнение предыдущей благодаря формированию центрального кварцевого (реже кварц-сподуменового) ядра жилы;

4) весьма сложная — обусловлена развитием процессов замещения (альбитизации, мусковитизации и др.), особенно во внутренних частях жилы, на границе между грубозернистым кварц-полевошпатовым пегматитом и кварцевым ядром.

Приведенная номенклатура приложима ко многим случаям асимметричного внутреннего строения. Например, для пегматитового тела (рис. 23) четко определяется тип простой зональности пегматита.

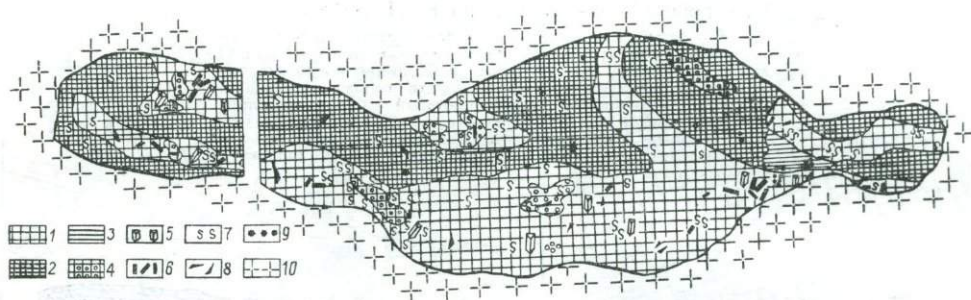


Рис. 24. Особенности морфологии, внутреннего строения и минерального состава сложного пегматитового тела Каратыубе:

1 — грубозернистый пегматит; 2 — среднезернистый пегматит; 3 — мелкозернистая масса (главным образом альбит); 4 — участки преимущественного развития кварца; 5 — блоки микроклин-пертита; 6 — берилл; 7 — мусковит; 8 — турмалин (шерл); 9 — гранат (альмандин-спессартинового ряда); 10 — вмещающие гранодиориты II фазы.

Установленные закономерности внутреннего строения пегматитов изученного района свидетельствуют о том, что пегматитовый процесс прежде всего выражается схемами А. Е. Ферсмана. Однако целый ряд геологических факторов усложняет нормальную схему пегматитообразования.

Следует обратить внимание на то, что при оптимальном режиме пегматитового процесса в относительно спокойной тектонической обстановке летучие компоненты по мере охлаждения и затвердевания периферийных частей пегматитовой камеры отжимаются во внутрь последней (Власов, 1955). В результате образуется сложная правильная зональность пегматитового тела (с кварцевым ядром и его оруденелой оболочкой).

Вместе с тем формирование некоторых пегматитовых тел в неспокойной тектонической обстановке неизбежно вызывает побочные явления, нарушается обычный режим пегматитообразования. Поэтому наряду с частными случаями правильной зональности пегматитов возможны также пегматитовые тела с менее правильным внутренним строением (рис. 24).

Глава III

ГЛАВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ПЕГМАТИТОВ

Приступая к обзору минералов пегматитовых полей западных отрогов Зарафшанского хребта, мы должны учесть, что пегматиты представляют собой сложные минеральные тела. Поэтому следует особо рассмотреть систематику минералов пегматитовых месторождений.

Классификация минералов пегматитов. В общей минералогии намечено несколько принципов классификации минералов. Большой популярностью пользуются классификации минералов по типу химических соединений (по типу кристаллической решетки). Его использовал А. Г. Бетехтин. Однако такая классификация не лишена недостатков, которые отмечены в минералогической литературе. А. С. Уклонский (1940), в частности писал: «Классификация Дана и другие, базирующиеся на типе химического соединения, также мало удобны, так как в них в большей или меньшей степени затушевываются процессы химических превращений в земной коре». Это побудило А. С. Уклонского разработать геохимическую классификацию минералов. «Основные положения этой классификации следующие:

- а) минералы группируются по химическим элементам, т. е. подразделяются на минералы железа, серы, углерода... и т. п. При этом положении часть минералов многократно повторяется;
- б) минерал подробно описывается в классе того элемента, для которого данный минерал имеет наибольшее экономическое значение;
- в) химические элементы располагаются по признаку нахождения в земной коре промышленных скоплений минералов, содержащих данный элемент» (Уклонский, 1940, стр. 98).

Неоднократно обсуждая и применяя вместе с Л. А. Быковым геохимический принцип А. С. Уклонского в отделе петрологии, минералогии и геохимии САИГИМСа, мы приходим к убеждению, что этот принцип имеет весьма существенное значение для рассмотрения минералогии пегматитов. Подтверждает это также ряд современных работ, посвященных разбору минералого-геохимических черт отдельных типов пегматитов или конкретных пегматитовых полей. А. Ф. Соседко (1961), разбирая минералогию и геохимию сложных редкометалльных пегматитов изученного им региона, намечает для обзора минералов удобную и краткую классификацию: 1) главные породообразующие минералы; 2) второстепенные породообразующие минералы; 3) редкометалльные акцессорные минералы (бериллия, тантала, ниобия и т. д.), т. е. по сути дела использует принцип А. С. Уклонского.

Аналогичную классификацию разработал и А. П. Калита (1965) при описании редкоземельных пегматитов Приладожья.

Интересный подробный вариант классификации минералов из редко-металльных пегматитовых месторождений наметил Н. А. Солодов (1962, стр. 115, 116). Этот исследователь различает 1) главные минералы (кварц, полевые шпаты и др.); 2) второстепенные (апатит, гранат и т. д.) 3) акцессорные редкометалльные (колумбит, берилл и др.); 4) прочие акцессорные (галенит, сфалерит и т. д.); 5) гипергенные минералы (гидрокислы железа, бисмит и т. д.). Нетрудно заметить, что во многих таких классификациях прямо или косвенно сказывается геохимический принцип. Например, у Н. А. Солодова показателен порядок следования минералов: «...хризоберилл, берилл, воробьевит, гельвин...,» т. е. они располагаются по ведущему редкому элементу (бериллий и т. д.).

Учитывая изложенное, наметим следующую группировку минералов пегматитовых полей изученного региона:

- I. породообразующие
 - а) главные,
 - б) второстепенные;
- II. акцессорные минералы
 - а) редкометалльные,
 - б) прочие
- III. гипергенные.

По нашему мнению, такая группировка удобна для описания внутреннего строения пегматитов, их рудоносности. Особенно потому, что ныне намечается тенденция к разработке классификации пегматитовых месторождений на основе выявляемых здесь парагенетических ассоциаций породообразующих минералов (Н. А. Солодов и др.).

Поскольку пегматиты по своему минеральному составу, в общем аналогичны гранитам, к числу главных породообразующих минералов пегматитовых тел региона мы относим следующие: кварц, полевые шпаты (преимущественно микроклин и альбит, реже относительно основные плагиоклазы), слюды (биотит, мусковит, жильбертит и др.) и турмалин. По Н. А. Солодову, это — зонообразующие минералы.

Наши исследования показали, что минералогия пегматитовых полей района довольно сложна. Отмечается большое число второстепенных и редкометалльных акцессорных минералов различного генезиса, нередко замещающих друг друга. Всего здесь нами установлено 89 минералов и их разновидностей. В классификации А. Г. Бетехтина (1951) они располагаются следующим образом.

Раздел I. Самородные элементы и интерметаллические соединения.

Группа углерода

Графит — С

Раздел II. Карбиды, нитриды, фосфиды отсутствуют

Раздел III. Сульфиды, сульфосоли и им подобные соединения

Класс простых сернистых и подобных им соединений

Группа галенита

Галенит — PbS

Группа пирротина

Пирротин — $Fe - xS$

Группа халькопирита

Халькопирит — $CuFeS_2$

Борнит — Cu_5FeS_4

Группа ковеллина

Ковеллин — CuS

Группа молибденита

Молибденит — MoS_2

Группа пирита

Пирит — FeS_2

Арсенопирит — FeAsS

Группа тетраэдрита

Тетраэдрит — $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$

Раздел IV. Галлоидные соединения (галлогениды)

Класс фторидов

Группа флюорита

Флюорит — CaF_2

Флюоцерит — $(\text{La}, \text{Ce}, \text{Pr}, \text{Nd}) \text{F}_3$

Раздел V. Окислы (оксиды)

Класс простых и сложных окислов

Гематит — Fe_2O_3

Гидрогематит — $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{aq}$

Ильменит — FeTiO_3

Группа рутила

Рутил — TiO_2

Анатаз — TiO_2

Лейкоксен — TiO_2

Колумбит-танталит — $(\text{Fe}, \text{Mn}) \text{Nb}_2\text{O}_6 - (\text{Fe}, \text{Mn}) \text{Ta}_2\text{O}_6$

Касситерит — SnO_2

Пиролозит — MnO_2

Группа фергусонита

Фергусонит — $(\text{V}, \text{Fr}, \text{Ce}, \text{U}) (\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti}) \text{O}_4$

Группа кварца

Кварц — SiO_2

Халцедон — SiO_2

Группа гётита

Лимонит-гидрогётит — $\text{HFeO}_2 - \text{aq}$

Раздел VI. Кислородные соли (оксисоли)

Класс карбонатов

Группа кальцита

Кальцит — CaCO_3

Манганокальцит — $(\text{Ca}, \text{Mn}) \text{CO}_3$

Доломит — $\text{CaMg} [\text{CO}_3]_2$

Церуссит — PbCO_3

Группа бастнезита

Бастнезит — $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Pr}) [\text{CO}_3] \text{F}$

Карбонаты висмута

Базобисмутит — $\text{Bi}_4 [\text{CO}_3] [\text{OH}]_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Класс сульфидов, селенидов, теллуридов

Группа барита

Барит — BaSO_4

Ангидрит и группа гипса

Гипс — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Класс молибдатов и вольфраматов

Группа шеелита

Шеелит — CaWO_4

Класс безводных фосфатов, арсенатов, ванадатов

а) Нормальные безводные фосфаты, арсенаты и ванадаты

Группа монацита

Монацит — $(\text{Ce}, \text{La} \dots) \text{PO}_4$

Ксенотим — YPO_4

б) Основные безводные фосфаты, арсенаты и ванадаты

Группа апатита

Фторапатит — $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$ и $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$

Группа скородита

Скородит — $\text{Fe}^{++}[\text{AsO}_4]_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Группа бирюзы

Бирюза — $\text{CuAl}_6[\text{PO}_4]_4[\text{OH}]_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Класс силикатов

А. Силикаты с изолированными тетраэдрами аниона SiO_4

Группа циркона

Циркон — ZrSiO_4

Циртолит — разновидность более богатая радиоактивными веществами

Оранжит — ThSiO_4

Группа топаза

Топаз — $\text{Al}_2[\text{SiO}_4][\text{F}, \text{OH}]_2$

Группа дистена

Андалузит — $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$

Группа граната

Альмандин — $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$

Спессартин — $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$

Гроссуляр — $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$

Андрадит — $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$

Шорломит — $\text{Ca}_3(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Ti})_2[\text{Si}, \text{TiO}_4]_3$

Уваровит — $\text{Ca}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$

Группа везувиана

Везувиан — $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_2[\text{OH}]_4$

Группа сфена

Сфен — $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$

Прочие силикаты с изолированными тетраэдрами

Аксинит — $\text{Ca}_2(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}[\text{OH}]$

Гадолинит — $\text{Y}_2\text{Fe}^{++}\text{Be}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$

Б. Силикаты с изолированными группами тетраэдров SiO_4

Группа берилла

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

Группа турмалина

Турмалин — $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Al})_6[\text{Si}_6\text{Al}_3\text{B}_3(\text{O}, \text{OH})_{30}]$

Группа пироксеноидов

Волластонит — $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$

В. Силикаты с непрерывными цепочками тетраэдров SiO_4

а) силикаты с одинарными анионными цепочками

Группа пироксенов

Энстатит — $\text{Mg}_2[\text{SiO}_6]$

Клиноэнстатит — $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Пижонит — $(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Диопсид — $\text{Ca Mg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Салит — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Геденбергит — $\text{CaFe}^{++}\text{Si}_2\text{O}_6$

Авгит — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{++}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$

Сподумен — $\text{ZiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

б) силикаты со вдвоенными анионными цепочками

Группа амфиболов

Тремолит — $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$

Актинолит — $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{++})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$

Роговая обманка — $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}^{++})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{++})[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2[\text{OH}]_2$

Уралит — псевдоморфоза роговой обманки по пироксену

в) силикаты с более сложной цепочечной структурой

Цоизит — $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}[\text{OH}]$

Клиноцоизит — $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}[\text{OH}]$

Эпидот — $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}[\text{OH}]$

Ортит — $(\text{Ca}, \text{Ce})_2(\text{Al}, \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}[\text{O}, \text{OH}]$

Прочие силикаты

Пренит — $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}[\text{OH}]_2$

Г. Силикаты с непрерывными слоями тетраэдров SiO_4

Группа слюд

Биотит — $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{OH}, \text{F}]_2$

Мусковит — $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$

Серицит — $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$

Жильбертит — $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$

Группа хлоритов

Пеннин — $(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_3$

Группа серпентина-каолинита

Каолинит — $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$

Д. Силикаты с непрерывными трехмерными каркасами тетраэдров SiO_4

Группа полевых шпатов

Альбит — $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$

Олигоклаз — $(70 \div 90) \text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] + (10 \div 30) \text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Андезин — $(50 \div 70) \text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] + (30 \div 50) \text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$

Ортоклаз — $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$

Микроклин-пертит — $(\text{K}, \text{Na}) [\text{AlSi}_3\text{O}_8]$

Группа скаполита

Скаполит — $(75-n) \text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_3 \text{Cl} \cdot n \text{Ca}_4[\text{AlSi}_2\text{O}_8]_3[\text{SO}_4, \text{CO}_3]$

Из перечисленных минералов для пегматитового поля нами впервые были установлены следующие минералы (и их разновидности): фергусонит, гадолинит, бастнезит, флюоцерит (два последних — вместе с Л. А. Быковым), скаполит, серицит, жильбертит, пеннин, каолин, пренит, спессартин, уваровит, гроссуляр, андалузит, тремолит, энстатит, клиноэнстатит, салит (?), геденбергит, сера самородная, пирротин, гематит, барит, флюорит, арсенопирит, скородит, базобисмутит, борнит, ковеллин, молибденит, сагениит, анатаз, лейкоксен, сподумен, циртолит и др.

Однако общее количество обнаруженных минералов нельзя считать полным, список их может пополниться.

Согласно классификации А. С. Уклонского (1940), намечается следующая группировка выявленных минералов по ведущим элементам.

Минералы кремния

1. Окислы и гидроокислы вязевой структуры

Кварц обыкновенный — SiO_2

Горный хрусталь, серый, белый, дымчатый — SiO_2

Халцедон — SiO_2

II. Алюмосиликаты вязевой структуры

Ортоклаз — $K[AlSi_3O_8]$

Микроклин-пертит — $K[AlSi_3O_8]$

Альбит — $Na[AlSi_3O_8]$

Олигоклаз $(70 \div 90) Na[AlSi_3O_8] + (10 \div 30) Ca[Al_2Si_2O_8]$ } изоморфные
Андезин $(50 \div 70) Na[AlSi_3O_8] + (30 \div 50) Ca[Al_2Si_2O_8]$ } смеси

III. Продукты присоединения к алюмосиликатам вязевой структуры

Скаполит — (изоморфная смесь мариалита и мейонита)
 $(75-n) Na_4[AlSi_3O_8]_3 Cl \cdot n Ca_4[Al_2Si_2O_8]_3 [SO_4, CO_3]$

IV. Продукты присоединения к алюмосиликатам листовой структуры

Мусковит — $KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$

Серицит — $KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$

Жильбертит — $KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$

Биотит — $K(Mg, Fe)_3[Si_3AlO_{10}][OH, F]_2$

Пеннин — $(Mg, Fe)_5Al[AlSi_3O_{10}][OH]$

V. Продукты присоединения к алюмосиликатам со сложными цепочками

Эпидот — $Ca_2(Al, Fe)_3 Si_3O_{12}[OH]$

Цоизит — $Ca_2Al_3Si_3O_{12}[OH]$

Клиноцоизит — $Ca_2Al_3Si_3O_{12}[OH]$

VI. Алюминиевые силикаты листовой структуры

Каолинит — $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$

VII. Алюминиевые силикаты островной структуры

Везувиян — $Ca_3Al_2[SiO_4]_2[OH]_4$

Пренит — $Ca_2Al_2SiO_3O_{10}[OH]_2$

Альмандин — $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$

Спессартин — $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$

Уваровит — $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$

Андрадит — $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$

Шорломит — $Ca_3(Al, Fe, Ti)_2[(Si, Ti)O_4]_3$

Гроссуляр — $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$

VIII. Силикаты алюминия цепной и островной структуры

Топаз — $Al_2[SiO_4][F, OH]_2$

Андалузит — $Al_2[SiO_4]O$

IX. Метасиликаты кольцевой структуры

Волластонит — $Ca_3[Si_3O_9]$

X. Метасиликаты поясной структуры

Тремолит — $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$

Актинолит — $Ca_2(Mg, Fe^{++})_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$

Роговая обманка — $Ca_2Na(Mg, Fe^{++})_4(Al, Fe^{++})[(Si, Al)_4O_{11}]_2[OH]_2$

Уралит — псевдоморфоза роговой обманки по пироксену

XI. Метасиликаты цепной структуры

Энстатит — $Mg_2[Si_2O_6]$

Клиноэнстатит — $Mg_2[Si_2O_6]$

Диопсид — $CaMg[Si_2O_6]$

Салит — $Ca(Mg, Fe)[Si_2O_6]$

Пижонит — $(Ca, Mg)(Mg, Fe)[Si_2O_6]$

Геденбергит — $\text{CaFe}^{+2}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Авгит — $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Al})[\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$

Минералы углерода

Графит — C

Минералы серы

Сера самородная — S

Пирит — FeS_2

Пирротин — Fe_{1-x}S

Минералы фосфора

Фторапатит — $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$

Бирюза — $\text{CuAl}_6[\text{PO}_4]_4[\text{H}]_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Минералы бора

Турмалин (шерл) — $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Al})_6[\text{Si}_6\text{Al}_3\text{B}_3(\text{O}, \text{OH})_{30}]$

Аксинит — $\text{Ca}_2(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}[\text{OH}]$

Минералы кальция

Гипс — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Кальцит — CaCO_3

Манганокальцит — $(\text{Ca}, \text{Mn})\text{CO}_3$

Минералы магния

Доломит — $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$

Минералы железа

Гематит — Fe_2O_3

Гидрогематит — $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Гидрогётит — $3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

Лимонит — $\text{HFeO}_2 - \text{aq}$

Минералы марганца

Пиролюзит — MnO_2

Минералы бария

Барит — BaSO_4

Минералы фтора

Флюорит — CaF_2

Минералы мышьяка

Арсенопирит — FeAsS

Скородит — $\text{Fe}^{+3}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Минералы висмута

Базобисмутит — $\text{Bi}_4[\text{CO}_3][\text{OH}]_2\text{O}_4?$

Минералы свинца

Галенит — PbS

Церуссит — PbCO_3

Минералы меди

Халькопирит — CuFeS_2

Борнит — Cu_5FeS_4

Тетраэдрит — $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$

Ковеллин — CuS

Минералы молибдена

Молибденит — MoS_2

Минералы вольфрама

Шеелит — CaWO_4

Минералы олова

Касситерит — SnO_2

Минералы ниобия и тантала

Колумбит-танталит — $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$ — $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Ta}_2\text{O}_6$

Танталоколумбит — разновидности колумбита — Ta

Фергусонит — $(\text{Y}, \text{Ev}, \text{Ce}, \text{Y}) (\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})\text{O}_4$

Минералы бериллия

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

Гадолинит — $\text{Y}_2\text{FeBe}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$

Минералы лития

Сподумен — $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Минералы циркония

Циркон — ZrSiO_4

Оранжит — прозрачный, разновидности торита

Минералы редких земель

Монацит — $(\text{Ce}, \text{La} \dots)\text{PO}_4$

Ортит — $(\text{Ca}, \text{Ce})_2(\text{Al}, \text{Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}[\text{O}, \text{OH}]$

Флюоцерит — $(\text{La}, \text{Ce}, \text{Pr}, \text{Nd})\text{F}_3$

Бастнезит — $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Pr})[\text{Co}_3]\text{F}$

Минералы титана

Рутил — TiO_2

Сагениит — TiO_2

Анатаз — TiO_2

Лейкоксен — TiO_2

Ильменит — FeTiO_3

Сфен — $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]$

Перечисленные минералы резко отличаются друг от друга по степени распространенности в пегматитах описываемого района (табл. 6.). Поэтому нами берется небольшой список сравнительно существенных минералов пегматитовых полей, по которому пегматиты сопоставляются с другими эндогенными породами рудного района (табл. 7).

Полный перечень минералов пегматитов, по которому они подлежат описаниям, следующий:

I. Породообразующие минералы

а) главные: микроклин (реже ортоклаз), плагиоклаз, альбит, олигоклаз (реже андезин), кварц, биотит, мусковит, турмалин;

б) второстепенные: гранат, апатит, серицит, жильбертит, хлорит (главным образом пеннин), эпидот, цоизит, клиноцоизит, топаз. В линии скрещения — андалузит, волластонит, пироксены, везувиан, скаполит, пренит, роговые обманки, тремолит, актинолит, аксинит, графит.

II. Акцессорные минералы

а) редкометалльные: берилл, гадолинит, голумбит-танталит, фергусонит, монацит, ортит, флюоцерит, бастнезит, циркон, касситерит, шеелит, молибденит;

б) прочие: ильменит, сфен, рутил, анатаз, барит, флюорит, гематит, пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, галенит, доломит.

**Степень распространенности минералов и химических элементов
в пегматитовых жилах западной части Зарафшанского хребта**

Распростра- ненность	Минералы		Химические элементы
	нерудные	рудные	
Наибольшая	Микроклин — пертит (частью ортоклаз) Альбит Олигоклаз Кварц Мусковит Турмалин		Кислород, кремний, алюминий, калий, водо- род, железо, магний, бор
Малая	Биотит Гранат (сплессартин-альмандин) Апатит Гидрослюда (серицит, жильбертит и др.) Хлорит (пеннин)	Берилл Касситерит Колумбит-танталит Ильменит Фергусонит-гадоли- нит	Бериллий, литий, нио- бий, тантал, редкие земли, олово, титан, марганец, фосфор и др.
Редкая	Топаз Рутил (сагенит) Анатаз Циркон Монацит Сфен Цоизит Флюорит Оранжеит Сподумен Бастнезит Флюоцерит	Пирит Гематит Базобисмутит	Фтор, сера, цирконий, церий, лантан, литий, хлор, висмут и др.

III. Гипергенные минералы: халцедон, каолин, бирюза, сера самородная, гипс, кальцит, манганокальцит, гидрогематит, гидрогетит, лимонит, пиролюзит, борнит, ковеллин, скородит, церуссит, базобисмутит.

Приведенный перечень, имея определенное генетическое значение, позволяет уточнить список зонообразующих минералов пегматитовых тел рассматриваемого района. К числу таких минералов относятся все главные породообразующие минералы; некоторая часть второстепенных, таких, как биотит, реже апатит, жильбертит и т. п. (в пегматитах чистой линии внутри гранитоидных массивов), андалузит (линия скрещения в сланцах), андезин, пироксены, гранаты, везувиан, амфиболы и др. (линия скрещения в известняках).

Главные минералы. Кварц — один из наиболее распространенных минералов всех эндогенных комплексов описываемого района; здесь он входит в состав почти всех изверженных горных пород (от 1—2% в диоритах до 40—45% в аляскитах). Значительное количество его связано со всеми пегматитовыми жилами района. Широко распространены самостоятельные почти мономинеральные кварцевые жилы. Можно выделить следующие генетические типы кварца.

Ранний пегматитовый кварц — сероватый, образующий графические сростания с полевыми шпатами. «Пегматитовая гра-

Основные черты минералогии эндогенных образований
Западной части Зарафшанского хребта

Гранитоиды	Пегматиты		Скарново-гидротермальные образования	Гидротермальные образования
	чистой линии	линии скрещения		
Андезин	Микроклин	Кальцит	Кальцит	Кварц
Олигоклаз	Альбит	Доломит	Доломит	Гидрослюда
Альбит	Кварц	Графит	Графит	Хлорит
Ортоклаз	Биотит	Гранаты	Плагноклазы	Альбит
Микроклин	Мусковит	Силлиманит	Моноклинные пироксены	Эпидот
Кварц	Гидрослюда	Моноклинные пироксены	Гранаты	Рутил
Моноклиновый пироксен	Спессартин-альмандин	Везувиан	Везувиан	Гематит
Амфиболы	Апатит	Андезин	Кварц	Шеелит
Биотит	Циркон	Олигоклаз	Эпидот	Касситерит
Ильменит	Монацит	Альбит	Хлорит	Пирит
Сфен	Акцессорные минералы Ве	Микроклин	Сфен	Сфалерит
Магнетит	То же Nb, Та, TR	Кварц	Ильменит	Галенит и другие сульфиды
Апатит	Ильменит	Биотит	Гематит	
Циркон	Касситерит	Мусковит	Рутил	
Ортит	Пирит	Гидрослюда	Апатит	
Монацит	Гематит	Хлорит	Шеелит	
	Флюорит	Ильменит	Касситерит	
		Гематит	Пирит	
		Апатит	Сфалерит	
		Акцессорные минералы Ве и др.	Галенит и другие сульфиды	

фика» — относительно редкая составная часть пегматитовых проявлений района. Как правило, резко преобладают аплитовидные, гранитовидные и специфичные пегматоидные (блоковые) структуры кварцево-полевошпатовых агрегатов, которыми обуславливаются особенности внутреннего строения пегматитовых тел.

Отдельные проявления графических сростаний кварца с полевыми шпатами (с олигоклазом, реже микроклином) наблюдались нами в восточной части гор Каратюбе. Эти сростания приурочены к краевым зонам некоторых пегматитовых жил, их мощность не более 15—20 см. Характерны только для пегматитов, залегающих среди гранодиоритов Кумгаза, Угриташа и Лянгара. В качестве сопутствующих минералов в зонах графических кварцево-полевошпатовых сростаний отмечаются биотит, редкие и мелкие выделения граната (альмандин-спессартинового ряда) и турмалина.

Генезис рассматриваемых сростаний до сего времени является предметом споров. Из двух теоретических моделей графической структуры, приводимых А. Е. Ферсманом, большинство задокументированных кварцевых вrostков соответствует второй модели, т. е. сростаниям по закону $+C$ (рис. 25). Поэтому на сколах графических пегматитов Каратюбе часто наблюдаются коленчатые, кольцевые и спиралевидные формы вrostков кварца в полевых шпатах (рис. 26). В итоге мы поддерживаем представление о первичности кварцевых вrostков в графической зоне пегматита, тем более что эта зона еще относительно бедна летучими компонентами и проста в геохимическом отношении. Несколькими спектральными анализами в пегматитовом кварце (обр. 103) обнаружены Al (0,0%), Mg (0,00%), Fe, Ca, Cu (0,00%), Pb, Zn, Ag ($\sim 0,001\%$).

Поздний пегматитовый кварц составляет главную массу пегматитовых жил. Как правило, кварц этого типа дает внутри жилы крупные скопления, реже — более мелкие выделения (рис. 27). Размеры скоплений («ядер» и т. п.) имеют определенную зависимость от мощности жилы. Так, в крупных пегматитовых жилах (мощность 2—4 м) площадь выделений кварца иногда превышает 1 м². Кварц этого типа в большинстве случаев белого цвета, но в отдельных пегматитовых жилах встречаются и дымчатые (полосчатые) разновидности.

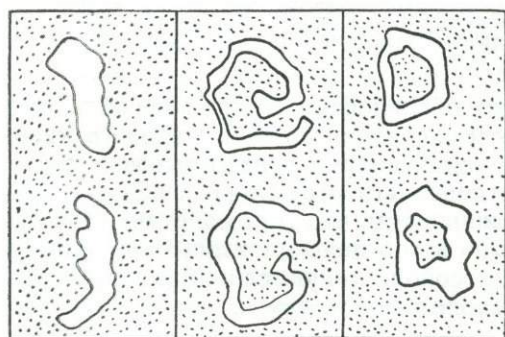


Рис. 26. Типы вrostков кварца на плоских сколах графических пегматитов восточной части Каратюбе (Кумгаза, Лянгар и др.); ув. ~ 15 .

Вrostки коленчатые, спиральные, кольцевые, или замкнутые (слева направо).

Значительные выделения мусковита, турмалина, иногда граната (альмандин-спессартинового ряда) и др. Наиболее часто встречающиеся скопления пневматолитовых рудных и нерудных минералов вокруг кварцевых ядер отвечают нормальному ходу пегматитового процесса (рис. 30).

Горный хрусталь отмечается в пустотах пегматитовых жил. Он мелкий, длиной до 4 см, в поперечнике до 1 см. Нередко ожелезнен-

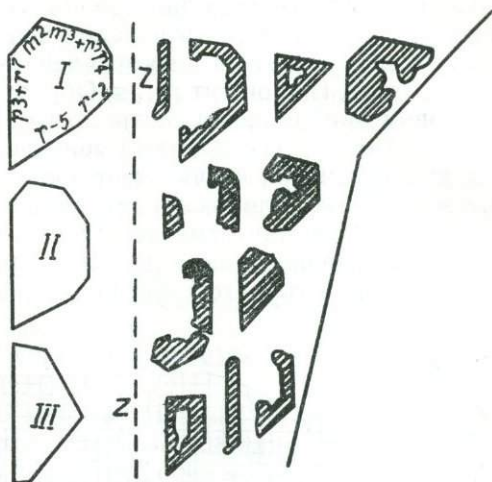


Рис. 25. Форма иероглифов кварца на плоскости полевого шпата М (010) при сростании по закону $+C$. (А. Е. Ферсман, 1940).

Слева — теоретическое построение; справа — зарисовки на плоскости М (010) полевого шпата.

ный и загрязненный, дает четкие гексагональные сечения. Вполне аналогичен друзовому кварцу из хрусталеносных пегматитов других районов, что свидетельствует о завершении генезиса пегматитов в гидротермальных условиях. В этом отношении показательна тесная ассоциация горного хрусталя с такими низкотемпературными минералами, как гидрослюда, гематит, гидрогетит и т. п. Образование кварца в пегматитовых полях в первом приближении соответствует генетической схеме А. Е. Ферсмана (1940). Прежде всего четко выражена в жилах смена светло-серого кварца дымчатым при переходе от зоны графического пегматита к участкам пегматоидных (блоковых) структур.

А. Е. Ферсман отмечает «время неправильного, прерывистого роста (кварца)», «внедрение альбита» и другие сложные явления, сменяемые образованием горного хрусталя. В пегматитах района подобные явления

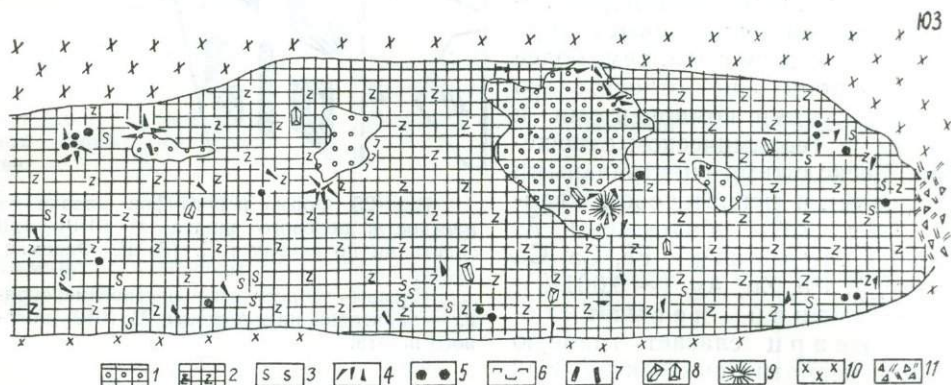


Рис. 27. Сложное внутреннее строение жилы редкометального пегматита в западной части Каратюбе.

1 — блоковый пегматит с преобладанием кварца; 2 — среднезернистый пегматит преимущественно графической структуры; 3 — мусковит; 4 — турмалин (шерл); 5 — гранат (альмандин-спессартинового ряда); 6 — единичные кристаллы колумбита (танталита); 7 — акцессорный берилл; 8 — блоки микроклина; 9 — скопления клевеландита; 10 — мелкозернистый вмещающий гранит; 11 — элювий.

выражены слабо; во многих десятках обследованных жил преобладают разновидности относительно высокотемпературного пегматитового кварца. Более подробный перечень генераций кварца в пегматитовых телах района предложил Н. К. Джамалетдинов (1965), однако в основном он повторяет наше деление. Разница лишь в том, что Джамалетдинов выделяет дополнительно «допегматитовый» и «послепегматитовый» кварцы, а его III и IV генерации представляют собой единую сложную генерацию пегматитового кварца, так как переходят друг в друга.

Генерации кварца по

Н. К. Джамалетдинову (1965)

- I — в ранней магматической стадии (в гранитах и аплитах)
- II — в графических и псевдографических зонах
- III — в пегматоидных крупнозернистых зонах
- IV — в блоковых ядерных зонах
- V — в участках кварцево-мусковитового замещения
- VI — в секущих прожилках

С. И. Ибадуллаеву

(Указывается при рассмотрении магматических пород района)

- I — раннепегматитовая
- II — позднепегматитовая
- III — гидротермальная (а — сплошные выделения, б — горный хрусталь)

(Указывается при рассмотрении кварцевых жил района)

Особый интерес представляет «кварцево-мусковитовый замещающий комплекс». Он проявляется сравнительно редко, в отдельных более сложных жилах (Лолабулак и др.) и рассматривается нами при описании мусковита. Для большинства пегматитов района характерен кварц, весьма загрязненный изоморфными и главным образом субмикроскопическими, пылевидными примесями, особенно обильными в пегматитовых зонах. Так, состав одной из контрольных проб, проанализированной в САИГИМСе, характеризуется следующими цифрами (вес. %): SiO_2 — 98,87; Fe_2O — 0,02; FeO — 0,04; Al_2O_3 — 0,08; MnO — 0,00; TiO_2 — 0,00; CaO — 0,35; MgO — 0,00; Na_2O — 0,00; K_2O — 0,00; P_2O_5 — сл.; S — сл.; H_2O — 0,05; сумма — 99,41

Подобные кварцы являются носителями ряда аксессуарных редких элементов. По нескольким пробам кварца из пегматоидных кварцево-микротиновых зон химическими анализами установлены следующие элементы (вес. %): Li — 0,0010—0,0014; Rb — сл.— 0,0016; Cs — сл.— 0,0010; Be — 0,003 — 0,010.

При обследовании пегматитовых жил среди известняков силура было замечено, что пегматит, подвергаясь краевой десицикации, резко обедняется кварцем. В таких случаях кварц, представленный мелкими неправильными зернами, ассоциирует с плагиоклазом повышенной основности (от олигоклаза до андезина). В настоящее время крупные скопления полевого шпата в пегматитовых жилах Каратюбе разрабатываются для нужд керамической промышленности Узбекистана. Обилие таких скоплений в ряде еще не разведанных жил, аналогичных охарактеризованным выше, позволяет поставить вопрос о значительном расширении этих разработок в ближайшее десятилетие.

Калиевые полевые шпаты. По данным многочисленных замеров на столике Федорова, в большинстве пегматитов района резко преобладает микроклин. Он отмечается почти во всех зонах пегматитовых тел, причем количество его резко убывает только в кварцевых ядрах жил.

Намечается три генерации микроклина:

1) мелкие (от 0,0п—0,п до 1—3 мм) гипидиоморфные индивиды нерешетчатого или, чаще, решетчатого микроклина, ассоциирующие с мелкими зернами альбит-олигоклаза, кварца, в краевых аплитовидных зонах пегматитовых жил (рис. 28);

2) крупные (измеряемые многими сантиметрами в длину и ширину), иногда хорошо ограненные индивиды микроклина в зонах пегматоидных структур, нередко с двойниками по карлсбадскому закону и сложными пертитовыми прорастаниями;

3) поздний микроклин в сростаниях с кварцем, выполняющим трещинки в описанных минеральных комплексах пегматитового тела.

Наиболее распространена вторая генерация микроклина, что соответствует специфике внутреннего строения пегматитовых тел. Эта генерация характеризует пегматоидную (по терминологии А. Е. Ферсмана, 1940) стадию процесса, а поэтому проявляется в тесной связи с предшествующими ей графическими или даже краевыми аплитовидными образованиями пегматитовых тел.

Среди проявлений второй генерации микроклина важнейшее значение имеют его керамические разности. Они представлены довольно однородными крупными (до 10 см) индивидами. В валовом составе нескольких «блоков» микроклина, по нашим данным, намечается следующая изменчивость окислов (вес. %): SiO_2 — 63,50—64,37; TiO_2 — 0,10—0,00; Al_2O_3 — 18,82—19,24; Fe_2O_3 — 0,00; FeO — 1,30—0,57; MnO — 0,01; MgO — 0,00; CaO — 0,34—0,11; K_2O — 12,64—13,72; Mg_2O — 2,10—1,80; Li_2O — 0,0...

—0,41; P_2O_5 —0,07—0,47; $H_2O \pm$ —0,00 —0,90; п.п.п.—0,00—1,16; $F < 0,01$ (химлаборатория САИГИМСа).

Как видно, в пегматитах района намечается благоприятная для керамики изменчивость микроклина — отсутствие примесей магния и окисно-го железа, незначительность примесей марганца, уменьшение количеств закисного железа, кальция и натрия при соответствующем возрастании калия.

В этом отношении показательны почти чистые микроклин-пертиты, изучавшиеся И. Х. Хамрабаевым и затем нами во внутренней части Каратюбинского плутона (Акташ), в которых установлены (вес. %): SiO_2 —



Рис. 28. Выделения мелких гипидиоморфных зерен микроклина в красных зонах пегматитовых жил. Николи+, ув. 20.

Состав зоны: кварц, альбит-олигоклаз, микроклин, акцессорные — апатит, циркон и др.

65,35; TiO_2 —0,00; Al_2O_3 —19,20; CaO —0,90; MgO —0,00; Na_2O —1,98; K_2O —12,34; сумма —99,76 (аналитик С. Ф. Касьянова, ИГГ АН УзССР). Кристаллохимическая формула такого микроклина — $(Ca_{0,04}Na_{0,17}K_{0,71})0,91Al_{1,02}Si_{2,99}O_8$, т. е. состав близок к теоретическому микроклину с примесью альбитовой и гораздо меньше — анортитовой молекул.

Все микроклины пегматоидных зон довольно выдержаны по своим физическим свойствам. Соответствующие замеры почти не отличаются от следующих средних цифр: $Ng=1,515$; $Np=1,518$; $Ng - Np=0,007$; удельный вес=2,53.

Окраска микроклинов в зависимости от элементов-примесей может варьировать от красновато-розоватой до светло-серой. Так, для восточной части Каратюбе нами установлена приуроченность пегматитовых жил с розовым микроклином исключительно к гранитоидным вмещающим породам района, т. е. к гранодиоритам, двуслюдяным гранитам и др. В противоположность этому для пегматитов, размещенных в песчано-сланцевой толще, характерен светлый сероватый микроклин. Поскольку пегматиты района представляют интерес как источники керамического сырья, для рассматриваемых микроклинов было выполнено боль-

шое число химических анализов (табл. 8). Вместе с тем мы обратили внимание на изменчивость набора элементов-примесей в микроклине, обуславливающую различия в окраске данного минерала (табл. 9).

Таблица 8

Химический состав микроклинов из пегматитовых жил региона
(данные автора, А. В. Авдеева, Н. К. Джамалетдинова
и других исследователей, 1960—1968 гг.)

Показатели	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	Al ₂ O ₃	SiO ₂
Весовые проценты										
минимум	4,1	1,9	Сл.	Сл.	0,1	0,0	0,00	0,00	17,5	63,9
максимум	13,4	7,1	1,0	0,6	0,4	1,3	0,05	0,07	20,3	67,0
Формульные количества										
минимум	0,218	0,174	0,030	0,00	0,001	0,00	0,00	0,00	0,95	2,87
максимум	0,799	0,566	0,122	0,04	0,02	0,05	0,01	0,02	1,08	2,99

Таблица 9

Микроклин из пегматитовых тел
(спектральный анализ; ср. содерж. по 3—5 пробам, %)

Микроклин	Fe	Mg	Ba	Sr	Mn	Ti	Cu	Pb	Zn	Sn	Be	Ga	Ge
Светло-серый из зон пегматоидной структуры	0,01	0,1	0,01	0,001	0,01	0,005	—	0,001	—	0,001	0,001	0,005	≤ 0,001
Розовый из блокового пегматита	0,01	0,1	—	0,001	0,01	0,001	—	0,001	—	0,001	0,001	0,001	≤ 0,001

Как показывают вычисленные нами кристаллохимические формулы конкретных микроклинов, в пегматитах района преобладают пертитовые разности калишпата, образованные при небольшом участии Mg, Fe и др., которые не идут на построение простейшей решетки данного минерала. Это и следует учесть в дальнейшем при оценке керамических пегматитов района. Вместе с тем определенный геохимический интерес представляет микроклин в качестве минерала-носителя редких элементов, особенно рубидия и цезия. По нашим данным, в пегматоидной генерации микроклина содержание редких щелочей, установленное методом пламенной фотометрии, измеряется соответственно тысячными и сотыми долями процента.

Ортоклаз в противоположность микроклину не имеет в пегматитах района широкого развития. Встречается в единичных пегматитовых жилах Каратюбе, где крупные кристаллы его ассоциируют с альбитом, микроклином, мусковитом и турмалином. Размер кристаллов колеблется от 4 до 8 см в длину. Ортоклаз пегматитовых жил характеризуется светло-розовым и желтоватым цветом со стекляннм блеском. $N_g=1,527$; $N_r=1,521$; $N_g-N_r=0,006$; твердость 6.

Проявления ортоклаза часто подвергаются пелитизации, поэтому с учетом названных признаков ортоклаз сравнительно легко отличается от

микроклина. По А. Е. Ферсману (1940), смена микроклина ортоклазом — одно из явлений, означающих понижение температуры пегматитового процесса.

Плагиноклазы. В результате микроскопических исследований нами установлено, что из группы плагиноклазов в пегматитах района проявлены андезин, олигоклаз и альбит (включая клевеландит).

Андезин установлен в краевых зонах пегматитов, прерывающих известняки. Так, в гибридизированном пегматите бассейна р. Аксай замеры плагиноклаза на столике Е. С. Федорова следующие: BNg — 77°; BNm — 39°; BNp — 59°; закон двойникования — [001]; плагиноклаз № 38, т. е. относительно кислый андезин (шлиф 162).

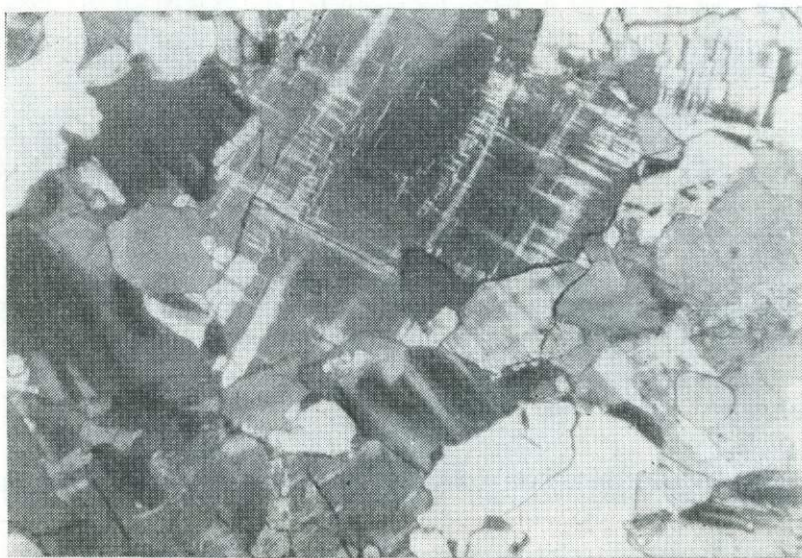


Рис. 29. Решетчатый микроклин-пертит из центральной зоны пегматита (типичный пример). Николи +, ув. 20.

В узкой приконтактной зоне пегматита состав этого плагиноклаза варьирует незначительно, о чем свидетельствует замер соседнего зерна той же приконтактной зоны: BNg — 18°; BNm — 72°; BNp — 85°; закон двойникования [010]; плагиноклаз № 36.

При переходе от краевых зон «линии скрещения» к зонам, слагающим центральные части пегматитовых жил, можно заметить, что плагиноклаз постепенно приобретает состав, нормальный для пегматита «чистой линии», т. е. по основности начинает соответствовать олигоклазу и альбиту.

Олигоклаз представлен несколькими разновидностями. Одна из них означает покисление андезина при ослаблении процессов «линии скрещения» в известняках. Замеры зерен плагиноклаза, расположенных рядом с предыдущими и ближе к центру жилы, дали следующие результаты: BNg — 85,5°; BNm — 6,0°; BNp — 88,5°; $2v = 84^\circ$; закон двойникования $\frac{[001]}{(010)}$; плагиноклаз № 36.

Однако более распространены олигоклазы, переходные к альбитам (№ 12—15), которые, относясь к группе наиболее ранних минералов пегматитового процесса, отмечаются в большинстве пегматитовых жил и ма-

теринских гранитных массивах. Количество такого олигоклаза варьирует от 1—2 до 20—25 %. Он составляет главным образом зоны относительно мелкозернистого пегматита, где ассоциирует с кварцем, биотитом и микроклином. Нередки случаи разъедания плагиоклаза микроклином и кварцем (рис. 29, 30, 31); иногда периферия зерен плагиоклаза подвергается альбитизации; позднее они избирательно серицитизируются.

Альбит среди плагиоклазов, обнаруженных в пегматитах района имеет особое значение, так как наиболее развит в сложных пегматитовых жилах, несущих редкометалльные акцессории. По распространенности в таких жилах он уступает лишь микроклину и кварцу. Отдельные участки

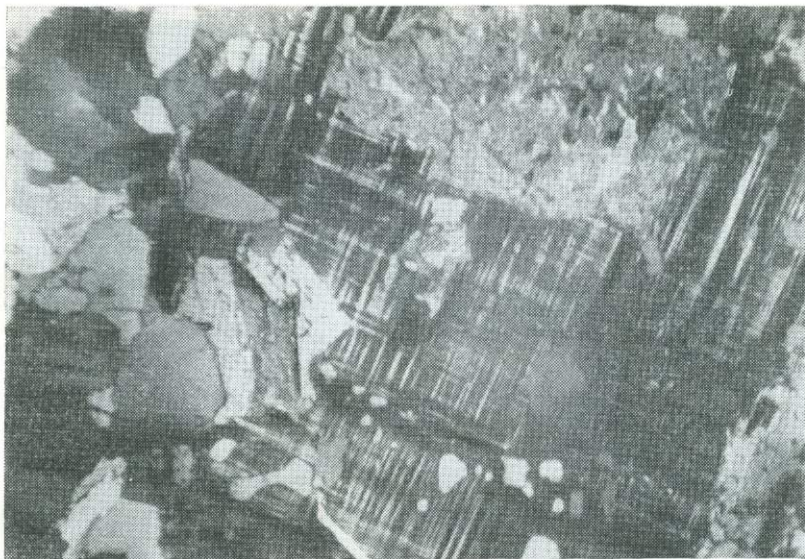


Рис. 30. Интенсивное разъедание плагиоклаза микроклином в пегматитовых образованиях Каратюбе (по Л. А. Быкову, Б. Р. Махмудову и С. И. Ибадуллаеву; 1970). Никол+, ув. ~16.

жил содержат до 40—45 % микроклина, тогда как количество кварца в них не превышает 10—12 %.

По данным К. Л. Бабаева, Л. А. Быкова, Н. К. Джамалетдинова и личных наблюдений, считаем целесообразным выделить три главные генерации альбита: пертитовую, самостоятельную мелкозернистую (в виде светлых, «сахаровидных» агрегатов) и крупнозернистую пластинчатую (клевеландитовую). Такая группировка соответствует схеме генераций, предложенной А. Е. Ферсманом (1940).

Выделения пертитового альбита наблюдаются внутри большинства индивидов микроклина, причем вне связей с процессами трещинообразования и метасоматоза (например, мусковитизации) в пегматитовом теле. Поэтому можно считать, что ведущее значение в нашем случае имеют пертиты распада.

Что же касается остальных генераций альбита, то они, несомненно, связаны с трещинами в пегматите и имеют метасоматический характер. В частности, скопления сахаровидного альбита тесно связаны с так называемым кварцево-мусковитовым замещающим комплексом. Указанные скопления имеют светлую окраску с сероватым или бледно-розовым оттенком. Под микроскопом альбит представлен множеством удлиненных гипи-

диоморфных зерен с четкими полисинтетическими двойниками по альбитовому закону (рис. 32). Оптические константы его, замеренные на столике Федорова, следующие: $pNg - 76^\circ$; $pNm - 31^\circ$; $pNr - 63^\circ$; $2v = 72^\circ$; закон двойникования — $\perp [001]$; плагиоклаз № 1. Для этой разности альбита удельный вес равен 2,62, твердость 6. Приведенный замер является «рекордным», так как характеризует почти идеальный альбит. В других случаях номер альбита несколько повышается, но редко достигает 6—8.

Судя по анализам, выполненным в химлабораториях САИГИМСа и ИГиГ АН УзССР (данные автора, А. Нематова и Н. К. Джамалетдинова), состав альбита меняется незначительно. Наиболее ощутимы вариации в содержании щелочей — от почти чистой натровой разности до калиевой,

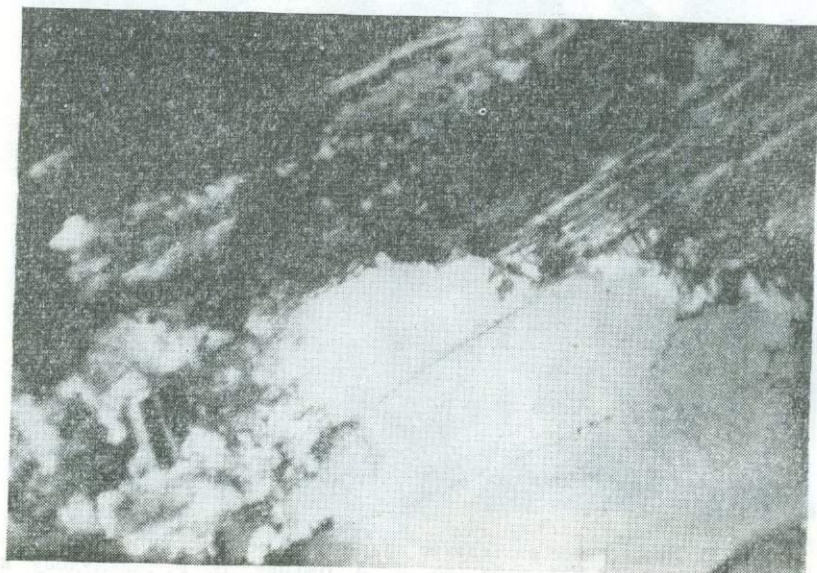


Рис. 31. Катаклаз и разъедание плагиоклаза кварцем в краевой зоне пегматита Каратюбе. Николи+, ув. ~60.

в которой установлено до 1,62% K_2O . Средний химический состав альбита (вес. %) следующий: $SiO_2 - 69,8$; $Al_2O_3 - 19,0$; $Fe_2O_3 - 0,02$; $FeO - 0,2$; MgO — сл.; MnO — сл.; $CaO - 0,2$; $Na_2O - 9,5$; $K_2O - 0,8$; $TiO_2 - 0,02$; P_2O_5 — сл.; $S - 0,01$; п. п. п. — 0,20. Это соответствует плагиоклазу имеющему номер порядка 1—2, с незначительным участием ортоклазовой молекулы.

Вместе с тем спектральными анализами в альбите обнаружены примеси следующих элементов (%): $Ba(0,0n)$; $Sr(0,00n)$; $Cu(0,00n)$; Zn (иногда до 0,0n); $Pb(0,00n)$; Sn (иногда до 0,0n); $Be(0,0n)$; Nb (иногда 0,0n—0,00n); Li (иногда до 0,0n); Ga (до 0,0n); $Bi(0,00n)$; $V(0,00n)$. Интересно, что в альбитах района установлены следующие пределы содержания редких щелочей: $Rb - 0,002 - 0,019\%$; $Cs - 0,001 - 0,006\%$ (по Н. К. Джамалетдинову, 1965).

Биотит. Распространенность биотита в пегматитах района далеко неравноценна. Ряд пегматитовых жил с хорошо развитым (сохранившимся) биотитом отмечен среди гранодиоритов северо-восточной части Каратюбе, причем здесь четко выдерживается та последовательность пегматито-

вых зон, о которой писал А. Е. Ферсман (1940). Такова, в частности, схема зональности (рис. 33).

При рассмотрении контактовых зон в этих случаях удается обнаружить довольно идиоморфные формы «свежего» биотита. Он обнаруживает редкий плеохроизм: по Ng — темно-бурый, по Np — светло-желтый. При этом $Ng=1,625$; $Np=1,580$ ($\pm$); $Ng-Np=0,045$, что соответствует наиболее распространенным биотитам гранитоидных пород. В нашем случае для таких биотитов весьма характерны плеохроичные дворрики вокруг мельчайших зерен циркона и апатита (рис. 34). Спектральными анализами биотита устанавливаются примеси Ti, Zr, Nb, Be, Li и др.

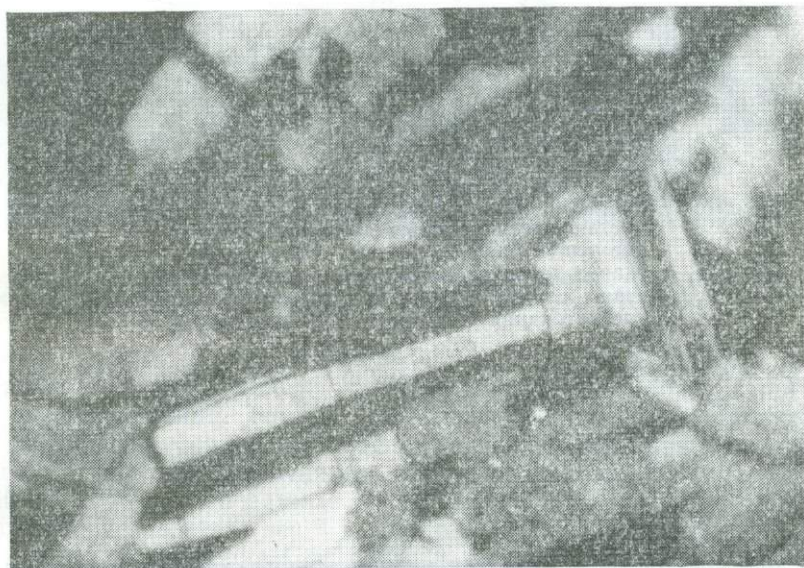


Рис. 32. Характер скоплений альбита в сложном пегматите восточной части Каратюбинского батолита. Николи+, ув.~30.

Но нужно заметить, что в большинстве пегматитов района, особенно в более сложных пегматитовых телах, роль биотита резко снижается. При формировании таких тел биотит обнаруживает неустойчивость и подвергается интенсивной мусковитизации. Примером служат так называемые «зебровидные» мусковиты, означающие неполную мусковитизацию биотита (чередование обесцвеченных и темных полосок в измененном биотите — рис. 35). Как отмечает А. Е. Ферсман, биотит является неустойчивым минералом в пегматитовом процессе, вскоре после выделения «подвергается гидролизу и превращению в хлориты и мусковиты разного типа.» Такие явления обычны в Каратюбе.

В связи с этим представляют интерес те собственно пегматитовые зоны, в которых биотит все же смог сохраниться. Несколько соответствующих пегматитов были обнаружены нами в северо-восточной части Каратюбе, где биотит представлен единичными чешуями в графических зонах, а гнездообразные скопления в ассоциации с мусковитом, турмалином и гранатом — в средне- и грубозернистых пегматоидных зонах. В таких случаях размеры листочков биотита достигают 4×4 см. Цвет буровато-коричневый, блеск стеклянный, до полуметаллического, твердость 2,5—3 (это несколько ниже, чем у буроватого мусковита). По своим оптическим

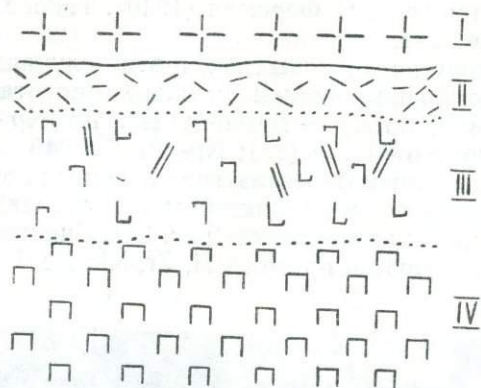


Рис. 33. Схема строения пегматита в гранодиоритах северо-восточной части Каратюбе (бассейн реки Сазаган).

Зоны: I — экзоконтактовая в гранодиоритах; II — эндоконтактовая мелкозернистая (кислый плагиоклаз, микроклин, мелкие чешуи биотита и др.); III — графическая с лейстами биотита; IV — грубозернистая существенно кварц-полевошпатовая (пегматоидная структура А. Е. Ферсмана).



Рис. 34. Морфологические особенности биотита из контактовых зон пегматитовых тел в гранитоидах Каратюбе. Николи II, ув. ~30.
1 — биотит; 2 — кварц; 3 — микроклин.

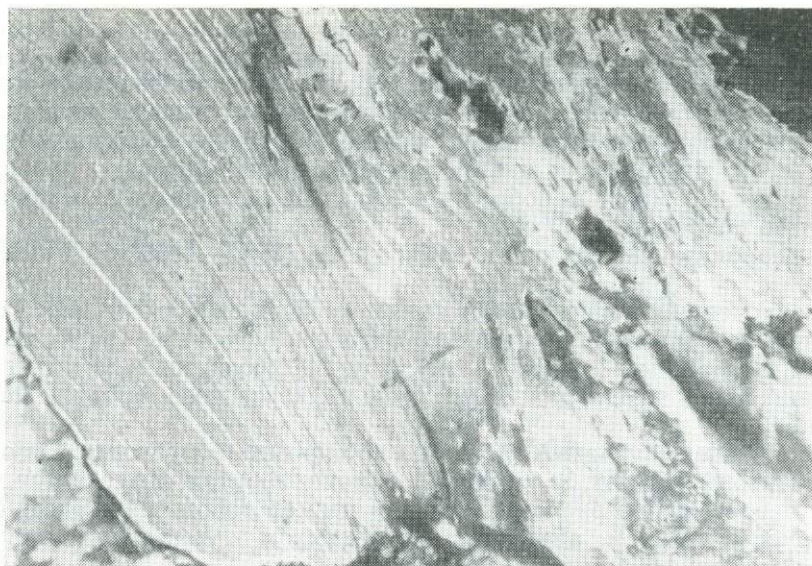


Рис. 35. Типичный пример неполной мусковитизации биотита в контактовых зонах пегматитовых тел северо-восточной части Каратюбе.

константам рассматриваемый биотит близок вышеотмеченному, но нередко отличается некоторым понижением показателей преломления и величины двупреломления. Тем не менее часты случаи, когда биотит принимают за бурый мусковит, что особенно нежелательно при комплексной оценке пегматитов как источников керамического и слюдяного сырья. Главный критерий — это данные по химизму слюд. К примеру, показательно сравнение состава (вес. %) бурого слюдяного концентрата из пегматитов (хим. лаборатория САИГИМСа, аналитик Е. Т. Ильина) с интервалами изменчивости биотитов (Бетехтин, 1961):

SiO_2 — 44,23 (32,83 — 44,94)

TiO_2 — 0,40 (второстепенная примесь)

Al_2O_3 — 21,78 (9,43—31,69)

Fe_2O_3 — 2,60 (0,13—20,65)

FeO — 11,50 (2,74—27,60)

MnO — 0,60 (примесь)

MgO — 1,36 (0,28—28,34)

CaO — 1,29 (примесь)

K_2O — 7,80 (6,18—11,43)

Na_2O — 0,15 (сл. — 5,00)

P_2O_5 — 0,92 (примесь)

H_2O^+ — 4,16 (0,89—4,64)

F — 2,28 (0—4,23 по Е. К. Лазаренко)

Cu_2O — 0,22 (нет данных)

Сумма 99,18

По данным спектральных анализов, в этой пробе содержатся такие примеси (вес. %): Ni и V (<0,001—0,001), Zn(0,06), Sn(0,03), Ga(0,003), Nb(0,01), Be(0,03) Li(0,3), Sr(0,03), Ba(0,01). Поэтому биотит, как и

рассматриваемый ниже мусковит, косвенно указывает на редкометальный набор аксессуарных компонентов в пегматитах района.

Мусковит. Из числа слюд он приобретает ведущее значение почти во всех пегматитовых телах района. Особенно развит в пегматитах, залегающих в двуслюдяных гранитах и сланцах. Поскольку выделения крупночешуйчатого мусковита в наших примерах имеют не только теоретический интерес, но могут приобрести и практическое значение, опишем его несколько подробнее.

В период поисковых работ в Каратюбе (1952—1953 гг.) нами были выделены:

I. Мелкочешуйчатый мусковит (не более 2×2 см) белого цвета с многочисленными мелкими трещинами. Он ассоциирует с кварцем, полевым шпатом, турмалином и, редко, с гранатом. Наблюдается в пегматитах, залегающих среди двуслюдяных гранитов, практического интереса не представляет.

II. Среднечешуйчатый (до 4×4 см) буроватый мусковит. Он обычен в пегматитовых жилах, залегающих в гранодиоритах. Выделяется в виде гнезд, неравномерно распределенных в пегматитовом теле. Здесь он ассоциирует с кварцем, альбитом, микроклином, турмалином, гранатом, бериллом, колумбитом и другими минералами.

III. Крупночешуйчатый мусковит (5×5 см и более). Распределен равномерно. Цвет серебристо-белый. Обычно располагается отдельными пачками, иногда дает гнездообразные скопления, редко хорошо ограненные псевдогексагональные пластинки размером 4×4 см.

Следует подчеркнуть, что перечисленные мусковиты отличаются друг от друга не только морфологически, но и в геохимическом отношении, прежде всего по содержанию второстепенных редких элементов (табл. 10). Результаты спектральных анализов (лаборатория МГУЗССР) разновидностей среднечешуйчатого мусковита из пегматитовых жил Каратюбе приводятся ниже.

Содержание, %	Мусковит буроватый (обр. 118)	Мусковит серебристый (обр. 146)
0,п	Fe, Mg, Ti	Mg, Fe, Mn
0,0п	Ca, Mn, Na, Sn	Ca, Na
0,00п	Ga, Ta (Nb), Be	Ti, Be

Вместе с тем результаты спектрального и химического анализов показывают, что буроватая разновидность мусковитов отличается наиболее высоким содержанием аксессуарных титана, ниобия, олова и других редких и редкоземельных элементов (от десятых до тысячных долей процента). Это представляет определенный интерес, так как мусковит является в данном случае носителем редкометальной группы. В исследованных нами образцах серебристо-белой разновидности мусковита (третий тип) эти элементы отсутствуют.

Как известно, титан и марганец не являются обычными примесями мусковита, поэтому их присутствие в изученных нами мусковитах, как и наличие некоторых аксессуарных редких элементов, вероятно, объясняется в данном случае геохимическими особенностями изученного района. В одной из жил обнаруживается следующая закономерность. Наиболее значительная зона мусковитизации наблюдается по зальбанду жилы, где мусковит образует неправильные скопления чешуек, ориентированных во всевозможных направлениях. Здесь же встречаются и тонкоиглочатые кристаллы турмалина. В осевой части жилы сложена главным образом

Второстепенные элементы и элементы-примеси в мусковитах из пегматитов района
усредненные содержания по 3—5 спектральным анализам, %)

Зона пегматита	Тип мусковита	Mg	Fe	Mn	Co	Ti	Cu	Zn	Pb	Ag
Краевая кварцево-плагиоклаз-микроклиновая	Мелкочешуйчатый	<1	~1	0,0h	0,001	0,h	0,001	0,00h?	0,001	0,001
Центральная пегматидная	Крупночешуйчатый	<1	~1	0,0h	0,001	0,0h	0,001	—	—	—

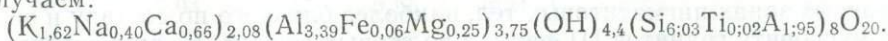
Зона пегматита	Тип мусковита	Bi	Sb	Ga	W	Nb	Be	Ba	Li	Cs	Rb
Краевая кварцево-плагиоклаз-микроклиновая	Мелкочешуйчатый	—	0,0n	0,0n	—	0,n	0,001	0,00n	0,n	+	+
Центральная пегматидная	Крупночешуйчатый	0,00n	0,n	0,0n	0,001	—	0,1	—	0,n—1	+	+

Примечание. Знак + означает, что содержание элементов уточняется.

крупнокристаллическим светло-серым кварцем, среди которого наблюдаются отдельные гнезда крупно- и среднечешуйчатого буроватого мусковита (до 4×4 см). Местами выделяются также крупнозернистый бледно-розовый полевой шпат (6×5 см) и редкие кристаллы зеленоватого берилла (3×1 см). Более темные разности мусковита гибки и не обнаруживают трещин, а при расщеплении по спайности дают совершенно ровные поверхности. Под микроскопом эти разности мусковита бесцветны, но иногда со слабо-желтоватым и сероватым оттенками. Их оптические и другие константы весьма незначительно отклоняются от следующих, выведенных нами, усредненных величин: N_g —1,587; N_p —1,552; $N_g - N_p$ —0,035; удельный вес 2,83, твердость 3. Такие величины свидетельствуют о том, что в районе развит мусковит, близкий к «эталонным» образцам (Винчелл, 1956 и др.).

Приведенные константы согласуются с результатами химического анализа соответствующей пробы мусковита (Ибадуллаев, химлаборатория МГ УЗССР (вес. %): SiO_2 —45,60; TiO_2 —0,30; Al_2O_3 —34,25; Fe_2O_3 —0,96; FeO —0,63; MnO —0,06; MgO —1,30; CaO —0,40; Na_2O —1,60; K_2O —9,57; H_2O^+ —5,00; H_2O^- —0,32; Σ —99,99.

Пересчитывая данный состав на кристаллохимическую формулу, получаем:



Пересчет свидетельствует о близости охарактеризованного мусковита к теоретическому составу (по Винчеллу).

Крупночешуйчатые разности мусковита отличаются от мелкочешуйчатых повышенным содержанием калия и пониженным титана, магния, железа и марганца (табл. 11). Это следует учитывать при оценке пегматитов района в качестве источников слюдяного сырья.

При более подробном рассмотрении слюд состав крупночешуйчатого мусковита обнаруживает заметные отклонения от теоретической формулы мусковита. Но все же большинство соответствующих мусковитовых проб не выходит за пределы возможной изменчивости мусковита

(табл. 11). Исключения из этого правила в районе редки. К примеру, опробованные Н. К. Джамалетдиновым специфичные мелкозернистые разности коричневатых слюд близки к цинвальдиту и отличаются от охарактеризованных несколько иной геохимической специализацией. Эти разности соответствуют нашей пробе среднечешуйчатой коричневатой слюды (табл. 12; состав IV).

Таблица 11

Элементы-примеси в средне- и крупночешуйчатых слюдах из пегматитов
Зарафшанского региона по данным спектральных анализов, вес. %

Минерал	№ пробы	Mn	Ni	Co	Ti	V	Zr	Nb	Cu	Pb
Мусковит	51-ЗИ	0,01	0,001	—	0,01	0,001	0,001	—	0,001	—
	4-К	0,01	0,001	—	0,003	—	—	0,005	0,001	0,001
	12-Д	0,6	0,001	0,001	1	0,006	0,03	0,005	0,001	—
	37-ЛИ	0,03	—	—	0,1	0,001	—	0,01	0,001	—
Биотит	б/н	0,03	—	—	0,03	0,001	0,001	0,01	0,001	—

Минерал	№ пробы	Bi	Zn	Sn	Ga	Be	Li	Sr	Ba	Sc	Y	Yb
Мусковит	51-ЗИ	—	—	0,01	0,006	0,001	—	0,01	—	—	—	—
	4-К	—	0,006	0,1	0,03	0,001	0,01	—	—	—	—	—
	12-Д	0,001	0,006	0,03	0,01	0,001	0,03	0,01	0,01	0,001	0,01	0,001
	37-ЛИ	—	0,01	0,03	0,03	0,003	0,03	0,01	0,001	0,001	—	—
Биотит	б/н	—	0,006	0,06	0,03	0,003	—	0,01	—	—	—	—

Примечание. Анализы выполнены в спектральной лаборатории САИГИМСа, 1970 г. Не указаны присутствующие во всех пробах Fe, Mg, Ca, Na (0,1 — > 1%).

В связи с изложенным возникает вопрос о генерациях мусковита. Н. К. Джамалетдинов (1965) насчитывает до четырех генераций. Но его данные убеждают в том, что большинство крупно- и среднечешуйчатых слюд сходны по составу (включая и наборы второстепенных компонентов). Поэтому к выделению генераций мусковита следует подходить со всей осторожностью. Фактические материалы подтверждают широкое развитие только двух генераций мусковита: во-первых, мелкого мусковита в краевых зонах пегматитовых тел, наиболее близкого по составу и облику к мусковиту гранитов III фазы, а во-вторых, средне- и крупночешуйчатого мусковита в зонах пегматоидных структур, где мы видим четкие признаки описанного в литературе кварцево-мусковитового замещающего комплекса.

Указанный комплекс, проявляясь в среде микроклинового пегматита, отличается тесными сростаниями резко преобладающих мусковита и кварца (рис. 36). Это объясняется схемой гидролиза калиевого полевого шпата (по В. Д. Никитину, 1952 и др.), которую можно выразить равенством.



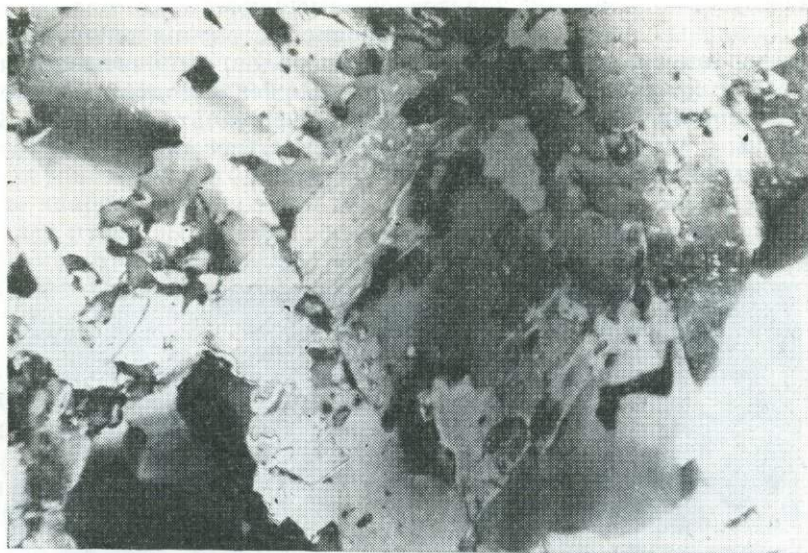


Рис. 36. Типичный облик кварцево-мусковитового замещающего комплекса в сложных пегматитовых жилах Каратюбе. Никולי+, ув.~12.

Таблица 12

Химический состав слюдяных концентратов из пегматитовых зон с крупно- и среднечешуйчатым мусковитом (химлаборатория САИГИМСа, аналитик Е. Т. Ильина), вес. %

Главные компоненты	Пробы из пегматитов района				Содержание (Четвериков, 1956)	
	I	II	III	IV	нижн. предел	верхн. предел
SiO ₂	49,66	45,36	44,82	44,75	44,95	45,25
TiO ₂	0,15	0,005	0,10	0,19	0,24	0,41
Al ₂ O ₃	31,00	36,64	34,20	34,56	33,51	35,97
Fe ₂ O ₃	0,00	0,27	0,87	0,57	1,76	3,25
FeO	3,45	0,57	0,93	0,93	0,60	0,87
MnO	0,03	0,01	0,05	0,04	0,00	0,00
MgO	0,32	0,04	0,00	0,24	0,37	0,81
CaO	0,36	0,00	0,00	0,11	0,21	0,71
Na ₂ O	1,10	0,50	0,86	0,80	1,11	1,36
K ₂ O	8,40	9,80	9,80	10,30	9,34	10,47
H ₂ O [±]	4,80	5,60	5,96	5,74		
F	0,07	0,22	7,70	0,50		
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,40	0,06		
			0,06			

Развитием кварцево-мусковитового замещающего комплекса во многом обусловлены случаи сложного внутреннего строения пегматитов и выделения редкометальных акцессорных минералов, что учитывается нами в качестве поискового критерия. Данное положение подтверждается тем, что в большинстве случаев средне- и крупночешуйчатые разновидности мусковита сходны друг с другом как носители ряда акцессорных элементов вообще и редкометальных аксессуаров в частности.

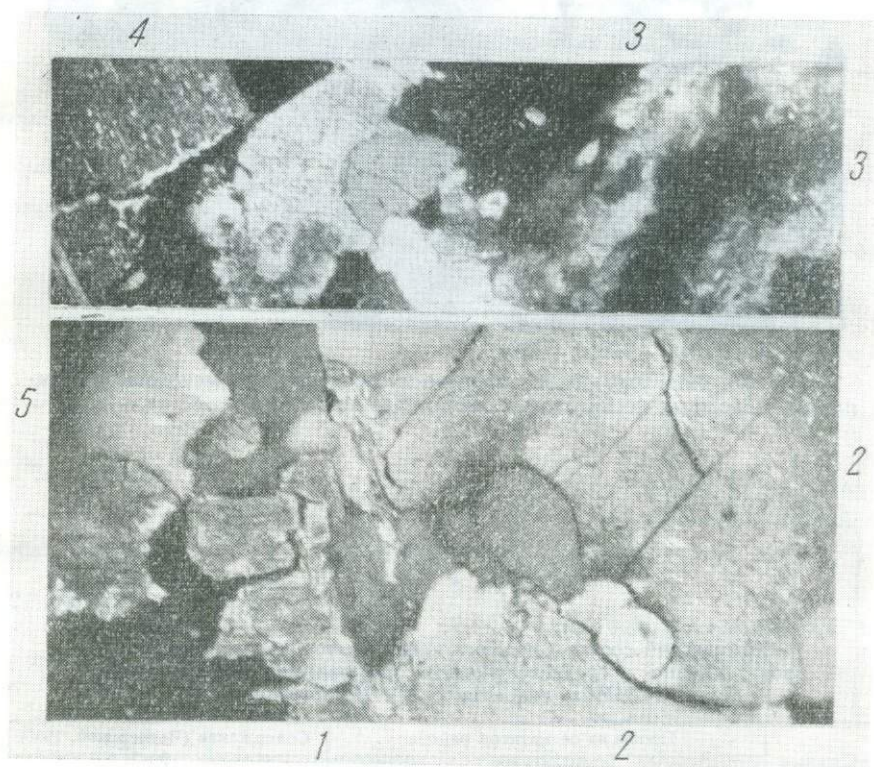


Рис. 37. Выделения турмалина в кварцево-олигоклаз-микроклиновой зоне среднезернистого пегматита. Николи+, ув. ~12;

1 — турмалин; 2 — микроклин, слабо альбитизированный; 3 — микроклин, более альбитизированный; 4 — частично альбитизированный олигоклаз; 5 — кварц.

Данные табл. 11 и 12 указывают на сходство отмеченных мусковитов пробы в отношении не только главных, но и второстепенных компонентов. Как видно, мусковиты отличаются значительной общностью таких акцессорных элементов, как Mn, Ti, Nb, Sn, Ga, Be. Кроме того, в мусковитах, по данным Н. К. Джамалетдинова (1965) и нашим, местами содержатся акцессорные примеси Li_2O — до 1% и более, Rb_2O — до 0,5—0,6% и Cs — порядка 0,02—0,04%. Интересно сравнить элементы-примеси в биотите и мусковитах. Последние имеют значительную редкометальную специализацию, в частности, в них увеличивается содержание ниобия, галлия, что служит поисковым критерием на данные элементы.

Турмалин. В подавляющем большинстве пегматитов турмалин представлен шерлом, местами переходящим в индиголит. Сравнительно редко отмечаются проявления верделита. Вопрос о генерациях турмалина является спорным. Некоторые исследователи «ориентировочно» выделяют три

и даже больше генераций этого минерала, в том числе и крайне сомнительную магматическую генерацию шерла.

Нами выделяется только одна генерация турмалина, представленная главным образом шерлом. Именно она определяет минералого-геохимические особенности пегматитов региона. Турмалин ассоциирует с альбитом, кварцем, микроклином, мусковитом, гранатом, бериллом в зонах средне- и крупнозернистого пегматита (рис. 37). Здесь турмалин выделяется позднее кварца, полевого шпата и других минералов, причем нередко разъедает ранее выделившиеся минералы. Вот почему образование турмалина мы относим к пневматолитовому этапу. В указанных зонах турмалин образует призматические, обычно шестоватые игольчатые кристаллы. Нередко он наблюдается в виде радиально лучистых, спутанно игольчатых или волокнистых агрегатов.

В поперечном сечении турмалин обладает характерным сечением в виде сферического треугольника. Грани несут вертикальную штриховку, параллельную ребрам, что также весьма типично для турмалина. Кристаллы минерала часто состоят из комбинации двух тригональных пирамид и призм. Трещины, пересекающие турмалин, часто заполнены кварцем. Величина кристаллов турмалина колеблется от 0,3 до 10 см в длину и иногда достигает 4 см в диаметре.

Излом неясно раковистый. Твердость 7. Хрупкий. Удельный вес, определенный пикнометром, 3,12. Блеск стеклянный, в изломе шелковистый. Цвет только черный. В шлифе турмалин в виде редких неправильных зерен 0,2—0,8 мм, плеохроирует в бурых, реже — синевато-голубоватых тонах. Одноосный, отрицательный. Погасание прямое. Показатель преломления, определенный в иммерсионных жидкостях, следующий: $n_g = 1,656$; $n_p = 1,624$; $n_g - n_p = 0,032$. Указанным величинам соответствует шерл. Тот факт, что в ряде других проб турмалина отклонения от этих величин незначительны, свидетельствует о преобладании шерла среди турмалинов в пегматитовых телах всего района.

Учитывая это и переходя к вопросу о химизме минерала, мы должны попытаться сравнивать состав выделенной наиболее распространенной разновидности турмалина с теми его составами, которые указаны другими исследователями как для изучаемого, так и для других пегматитовых районов (табл. 13). Вычисленные нами кристаллохимические формулы турмалина свидетельствуют о сложности его состава; развит его магнезиально-железисто-глиноземистый тип, т. е. разновидности шерла и шерло-дравита.

Приведенные анализы показывают значительное сходство турмалина, взятого из далеко отстоящих друг от друга пегматитовых полей Каратюбинского батолита. Пробы I и II характеризуются одинаковыми соотношениями главных компонентов (Si, Al, Fe⁺⁺⁺, Fe⁺⁺, Mg) и незначительными расхождениями в содержаниях второстепенных компонентов (Ca, Na, K), суммы которых варьируют незначительно. Более того, сходство распространяется на весь Южно-Зарафшанский регион, о чем свидетельствует сравнение проб I и II (Каратюбе) с пробой III (Зирабулак). Это подтверждает единство генерации турмалина в большинстве пегматитовых жил района. Сравнение проб I и III, с одной стороны, и IV — с другой, подтверждает такое заключение, ибо последняя проба характеризует определенную генерацию типичного примера мусковит-турмалиновых пегматитов А. Е. Ферсмана (1940).

Вывод о сходстве состава турмалина остается в силе, если рассматривать и элементы-примеси в этом минерале. К примеру, спектральными анализами проб I, II и аналогичных им устанавливаются (помимо главных компонентов, указанных в табл. 12) следующие примеси (%):

CO — 0,0?; V—0,000—0,00п; Cu — 0,00; Pb — 0,000—0,00п; Zn — до 0,0п; Sn—0,00п; Ga—0,0п; Be—0,0п—0,п (иногда более); Ba—0,0п.

Таким образом, турмали, как и мусковит, тоже может служить критерием редкометальной специализации пегматитов.

Таблица 13

Химический состав и кристаллохимические формулы турмалинов из пегматитов, вес. %

Оксиды	Турмалины из пегматитов района			Турмалины из пегматитов Западной Водыни (по М. Г. Боженко)
	I (обр. 200)	II (обр. 186)	III (обр. 191)	
SiO ₂	36,96	35,81	35,80	35,21
TiO ₂	0,45	0,95	0,00	0,58
Al ₂ O ₃	33,08	31,94	33,80	35,43
Fe ₂ O ₃	10,74	11,87	13,32	5,14
FeO	1,15	1,15	1,26	4,93
MnO	0,17	0,14	0,00	0,03
CaO	1,10	2,60	1,00	0,50
MgO	2,60	2,52	1,88	3,88
Na ₂ O	1,33	1,33	1,68	0,13
K ₂ O	0,78		0,45	
B ₂ O ₃	10,52	10,40	10,09	
F	0,58	0,32	—	0,95
H ₂ O ⁺	—	—	—	3,09
H ₂ O [—]	—	—	—	0,02
Σ	99,46	99,54	99,79	100,22

Кристаллохимические формулы турмалинов:

- I. $(\text{Na}_{0,4} \text{Ca}_{0,2} \text{K}_{0,16})_{0,76} (\text{Mg}_{0,64} \text{Fe}_{0,1}'' \text{Fe}_{1,2}''' \text{Mn}_{0,02} \text{Al}_{3,1})_{5,06} \times [\text{Al}_3 \text{B}_{3,2} \text{Ti}_{0,04} \text{Si}_{5,8} (\text{F}_{0,28} \text{O}_{29,72})_{30}]$
- II. $(\text{Na}_{0,44} \text{Ca}_{0,45} \text{K}_{0,1})_{0,99} (\text{Mg}_{0,6} \text{Fe}_{0,15}'' \text{Fe}_{1,45}''' \text{Al}_{2,80})_5 \times [\text{Al}_{3,33} \text{B}_{3,41} \text{Ti}_{0,2} \text{Si}_{5,8}] [(\text{F}_{0,15} \text{O}_{29,85})_{30}]$
- III. $(\text{Na}_{0,54} \text{Ca}_{0,18} \text{K}_{0,45})_{1,17} (\text{Mg}_{0,49} \text{Fe}_{0,17}'' \text{Fe}_{1,84}''' \text{Al}_{3,9})_{6,0} (\text{B}_{2,97} \text{Al}_{3,24} \text{Si}_{5,77} \text{O}_{30})$

Примечание. Пробы I и II — турмалины соответственно из пегматитовых полей Угриташа и Кумгазы, Каратюбе, по автору; III — турмалин из пегматита Кетменчи, Зирабулак, по П. И. Салову (1954).

Глава IV

ВТОРОСТЕПЕННЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ПЕГМАТИТОВ

Из числа второстепенных породообразующих минералов рассмотрим те, которые относятся к изученному типу пегматитов вообще. Затем остановимся на специфичном подразделении минералов, свойственных пегматитам линии скрещения в сланцах (силлиманит и др.) или известняках (волластонит, пироксены, везувиан, амфиболы и др.).

Группа гранатов. В пегматитовых жилах района выделено два типа гранатов, существенно отличающихся друг от друга по условиям образования. А. Е. Ферсман считал гранат одним из важнейших минералов пегматитовых тел линии скрещения в карбонатной среде, особенно в известняках. Это справедливо и для нашего района. В гибридных пегматитах развит первый тип граната, который относится кgrossуляр-андрадитовому ряду (в редких случаях возможны уваровит и шорломит). Второй тип граната характерен для пегматитов чистой линии и пегматитов, не связанных с карбонатной вмещающей средой. В отличие от первого типа он представлен составами альмандин-спессартинового ряда и образует мелкие одиночные кристаллики в ассоциации с микроклином, альбит-олигоклазом, кварцем, слюдами.

Гроссуляр. Агрегаты мелкозернистого сливного гроссуляра, иногда в форме тетрагон-триоктаэдра (0,3—0,4 см) отмечаются на контактах пегматитов, прорывающих известняки силура (рис. 38). При этом гроссуляр ассоциирует с плагиоклазами (чаще всего андезином), пироксенами, везувианом, волластонитом. Реже в таких условиях проявляются амфиболы, эпидот, аксинит, шеелит и др. Для уточнения состава зеленоватого граната, наиболее типичного по облику для контактовых зон пегматитов в известняках, нами были выполнены рентгенометрические исследования гроссуляра (обр. 74) из известняков Каратюбе. Полученные данные указывают на близость выделенного граната к эталонному гроссуляру.

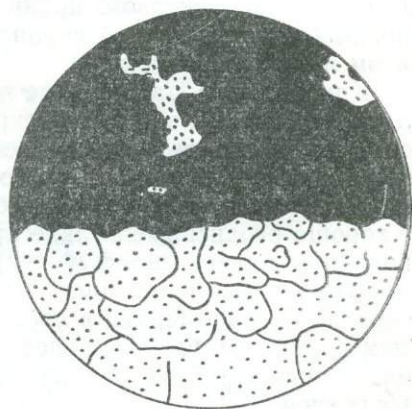


Рис. 38. Микроскопическая схема контактовой зоны пегматитовых тел в известняках Южно-Зарафшанского региона (по С. И. Ибадуллаеву).

Сливной гранатовый агрегат (гроссуляр), включения (вверху) и сплошные выделения (внизу) среднего плагиоклаза.

Гроссуляры Каратюбе		Эталонный гроссуляр	
<i>I</i>	$d\alpha/n$	$d\alpha/n$	<i>I</i>
10	2,6153	2,662	10
4	2,4365	2,419	6
4	2,2967	2,323	6
6	1,9195	1,915	8
9	1,6315	1,639	9
10	1,5759	1,591	10
6	1,3169	1,324	8
8	1,2842	1,291	9
6	1,2559	1,263	5
10	1,0937	1,001	10
8	1,0741	1,082	9
5	1,0331	—	—

Ассоциация гроссуляра с плагиоклазами повышенной основности (рис. 38) свидетельствует, что он образуется путем гибридизации пегматита, поскольку представляет собой сочетание кремнезема и глинозема с известью.

Уваровит в небольших количествах встречен в скарнированном известняке пегматитового проявления и представлен тонкими (до 0,5 см) прожилками или мелкой вкрапленностью. Ассоциирует с голубым кальцитом и волластонитом.

Как известно, уваровит не является типичным минералом скарных или пегматитовых зон линии скрещения. Поэтому нахождение его в пределах пегматитового поля представляет интерес. Уваровит обладает красивым изумрудно-зеленым цветом, сильным стекляннным блеском и высокой твердостью (около 7). Под бинокулярной лупой иногда обнаруживает хорошо ограненные мелкие кристаллы в форме ромбо-додекаэдра. В проходящем свете (шлиф № 492) чаще бесцветный, реже со слабым зеленоватым оттенком или более ярко окрашен в желтовато-зеленый цвет (окраска неравномерная в пределах даже одного зерна). Изотропен. Размер зерен от десятых долей миллиметра до 0,5 мм (редко). Форма более или менее изометрична, иногда с частичным развитием идиоморфных граней.

Представляют интерес спектральные анализы минерала, выполненные по типичным пробам. Они свидетельствуют о ведущем значении в нем трех элементов — кремния, кальция и хрома.

Линии	Обнаруженные элементы
Очень сильные	Si, Ca, Cr
Сильные	Al, V
Средние	Mg, Ti, Zn
Слабые	Mn
Очень слабые	Fe

На основании спектрального анализа и микроскопического изучения минерала мы можем считать его хромсодержащим гранатом, т. е. уваровитом.

По литературным данным, уваровит развит в пустотах хромита, а также в контактово измененных известняках Кыштымского и Сарановского месторождений на Урале (Бетехтин, 1951; и др.). В нашем случае уваровит скорее всего обусловлен процессами контаминации пегматитов Каратюбе. Он появляется в тех случаях, когда пегматитоносные гранитные комплексы формируются в зонах переходов от сланцев к известнякам силура. Именно в этих зонах сланцы являются носителями ванадия и хрома, столь необходимых для образования уваровита.

Шорломит отмечен на пегматитовом поле Угуриташ. По-видимому, в данном районе он весьма редок. Нами отмечалось преобладаниеgrossуляра, содержащего весьма незначительную примесь андрадитовой мо-

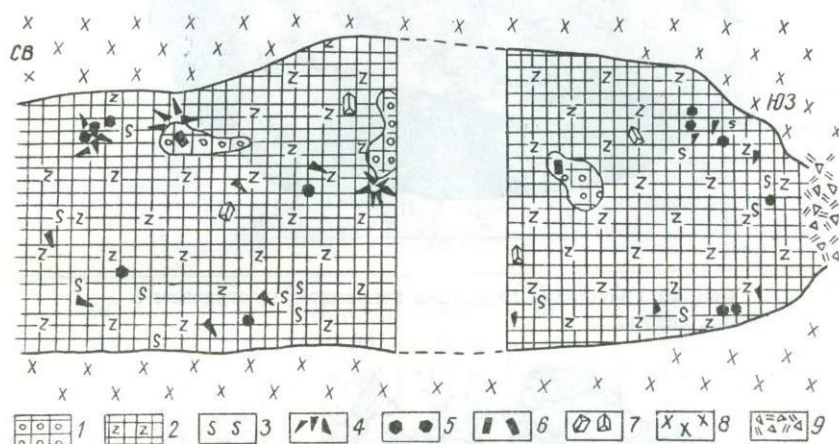


Рис. 39. Схема строения сложной пегматитовой жилы, поясняющая распределение граната (альмандин-спессартина) в грубозернистом пегматите.

1 — блоковый пегматит, обогащенный кварцем; 2 — графический пегматит; 3 — крупночешуйчатый мусковит; 4 — турмалин; 5 — гранат; 6 — акцессорный берилл; 7 — «блоки» микроклина; 8 — граниты III фазы; 9 — дельювий.

лекулы. Тем не менее, по аналогии с другими районами возможны более значительные диапазоны grossуляр-андрадитового ряда. Так, гранат из пегматита Акташского проявления (Каратюбе) характеризуется следующими цифрами (вес. %): SiO_2 —32,25; TiO_2 —0,43; Al_2O_3 —21,07; Fe_2O_3 —5,23; FeO —18,72; MnO —0,53; MgO —3,70; CaO —10,02; Na_2O —0,36; K_2O —0,37; H_2O —0,44; сумма — 100,12 (по И. Х. Хамрабаеву, химлаборатория ИГГ АН УзССР, аналитик Е. Ф. Касьянова). Здесь уже более значительно приближение к титанистым андрадитам, т. е. шорломитам, но содержание глинозема все еще повышено.

Гранаты альмандин-спессартинового ряда в виде мелкой вкрапленности проявлены во всех пегматитовых жилах. Единичные кристаллики их отмечаются в сложных по составу и строению жилах, залегающих среди Каратюбинского батолита, причем в этих жилах заметна ассоциация граната с турмалином, отчасти с крупночешуйчатым мусковитом и «ядерным» кварцем (рис. 39). Особенно обильные выделения граната характерны для пегматитов, залегающих в песчано-сланцевых отложениях силура. Такие пегматиты отмечаются в различных полях Южно-Зарафшанского района — Каратюбе, Зирабулакских горах и др. Местами вкрапленность граната образует в пегматите целые скопления и широкообразные зоны (рис. 40), что свидетельствует о благоприятности

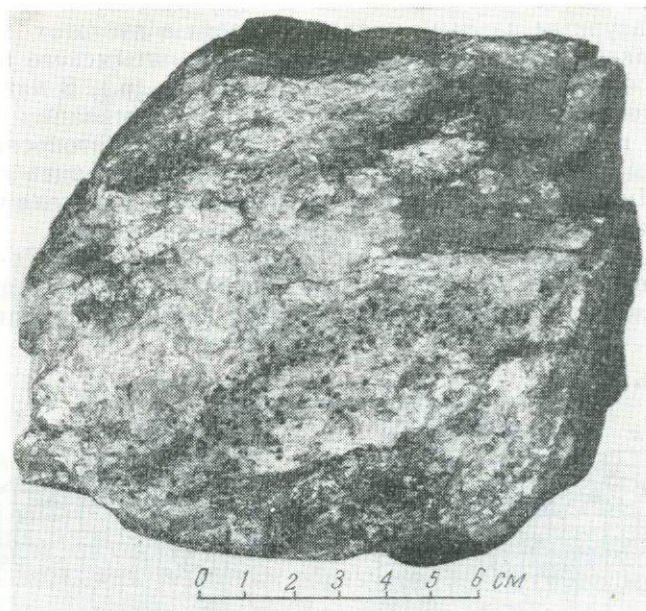


Рис. 40. Скопления граната в пегматите, залегающем в сланцах силура.

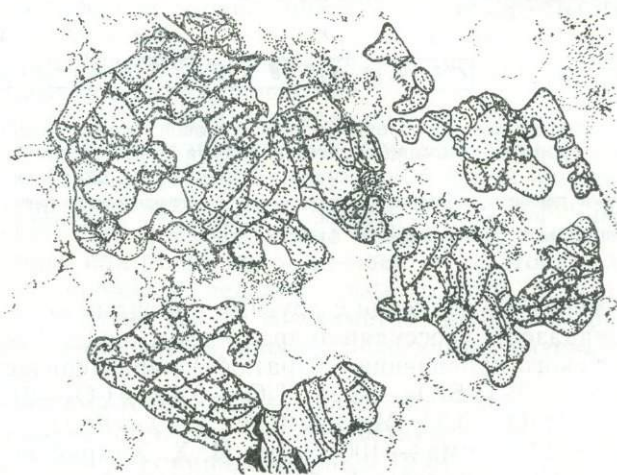


Рис. 41. Гранат альмандин-спессартинового ряда под микроскопом (из редкометального пегматита Каратюбе). При одном никеле, ув. ~40.

песчано-сланцевой среды для развития гранатов альмандин-спессартинового ряда.

Рассматриваемые гранаты чаще всего образуют изометричные суб-идиоморфные формы, четкие многоугольные срезы которых наблюдаются в большинстве шлифов (рис. 41). При детальном изучении в пегматитах района различаются два морфологических типа гранатов: 1) идиоморфный крупнокристаллический (до 3—4 см) темно-бурый гранат, образующий ромбо-додекаэдры в комбинации с тетрагонтрикстаэдрами; 2) менее

идиоморфный и неправильный по форме, мелко- или среднезернистый (1—4 мм), коричневый. Обе разновидности ассоциируют с кварцем, микроклином, альбитом, турмалином, мусковитом и апатитом.

Изучение физических свойств гранатов показало, что твердость их равна 7, удельный вес — 4,05—4,23. Зерна хрупкие, с неровным изломом, блеск стеклянный. В шлифе бесцветные и изотропные (лишь изредка отдельные зерна буроватые). Показатели преломления выходят за пределы максимального светопреломления иммерсионных жидкостей.

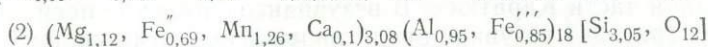
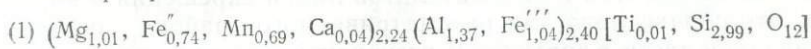
Результаты химического анализа гранатов изученного нами месторождения сравнивались с данными других исследователей (табл. 14), а рентгенограмма порошка граната — с эталонами (альмандин и спессартин) (табл. 15).

Таблица 14

Результаты химических анализов гранатов, вес. %

Компонент	Гранаты пегматитового поля Каратюбе			Спессартин	Альмандин	Спессартин
	по С. И. Ибадуллаеву (обр. 121 и 124)	по И. Х. Хамрабаеву (1958)		по У. Д. Дана (1937)		по Н. Чернышеву (1882)
SiO ₂	37,78	37,16	37,78	37,12	37,66	36,60
TiO ₂	0,15	0,00	0,40	—	—	—
Al ₂ O ₃	14,85	9,80	17,68	21,31	14,80	21,46
Fe ₂ O ₃	17,67	13,72	7,23	—	4,56	6,48
FeO	7,20	10,08	14,85	8,82	32,97	10,90
MnO	11,50	18,18	14,85	25,83	2,37	20,86
MgO	8,90	1,20	—	0,94	1,81	0,24
CaO	0,40	8,38	8,90	5,72	5,89	2,27
Na ₂ O	11,08	1,15	0,00	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	—	0,28
Итого	99,54	99,48	99,54	99,74	100,06	99,09

Примечание. Химический анализ граната (обр. 121) выполнен в химлаборатории МГ УзССР.



Спектральный анализ граната, проделанный в Институте геологии АН УзССР, показал следующий состав (%): Si, Al, Fe, Mn — более одного; Mg, Ca — десятые доли; Pb, Ba, Sn, Ti, Y — сотые доли; Cu, Zn, Je, Ja, B, Yb — тысячные доли процента. Позднее в пробах, проанализированных в спектральной лаборатории САИГИМСа, дополнительно к перечисленным обнаружены Ce, V, Ag, Be (около 0,00п каждый).

Исследования позволяют сделать вывод, что гранат из пегматитов Каратюбе представляет собой изоморфную смесь спессартина и альмандина. Остальные молекулы группы граната имеют значение примесей. Показательно присутствие олова, иттрия и титана (сотые доли процента,

Расшифровка рентгенограммы порошка граната
(Центральная лаборатория МГ УзССР)

I	Исследуемое вещество	Спессартин		Альмандин	
		d _h /n	I	d _h /n	I
4	3,267	—	—	—	—
3	2,607	2,603	10	2,582	10
2	2,416	2,447	1	2,471	4
2	2,075	—	—	2,049	1
6	1,876	1,890	6	1,869	7
2	1,782	1,782	2	1,760	4
1	1,672	1,672	5	1,663	7
1	1,618	—	—	—	—
6	1,603	1,610	9	—	—
10	1,543	1,553	10	1,539	10
1	1,442	1,452	4	1,441	6
2	1,299	1,298	5	1,289	8
8	1,261	1,263	8	1,259	9
2	1,238	1,238	3	1,239	6
5	1,172	1,173	3	(1,181)	2
8	1,098	—	—	1,071	10
8	1,079	1,079	9	1,071	—
4	1,061	1,060	8	1,054	9
4	1,029	1,026	7	1,031	3

по данным спектрального анализа) в изученных пегматитовых гранатах спессартин-альмандинового ряда, а также галлия, германия, бериллия и иттербия (тысячные доли). Такие примеси для гранатов необычны и поэтому представляют интерес. В нашем случае они, вероятно, обусловлены специфическими особенностями геологической среды, в которой формировались пегматитовые поля этого района.

Везувиан. По А. Е. Ферсману (1940), новообразования везувиана типичны для пегматитов и пневматолитов линии скрещения в карбонатной среде. Это справедливо для рассматриваемого района, особенно для юго-западной части Каратюбе. В везувиансодержащих пегматитах линии скрещения (рис. 24) везувиан представлен агрегатами удлиненно призматических кристаллов, ассоциирующими с кальцитом, гранатом, амфиболами тремолитового ряда и др.

По цвету выделены следующие разновидности везувиана: зеленый, зеленовато-серый, сиреневатый, зеленовато-коричневый и серый. Обычно он встречается в виде тетрагональных призматических кристаллов. Отдельные кристаллы достигают в длину 3—4 см.

Оптическая характеристика везувиана сводится к следующему: в шлифах характерные удлиненные, реже изометричные разрезы кристаллов с низкими цветами интерференции, высоким положительным рельефом, отрицательным удлинением, прямым погасанием; минерал двусный отрицательный (табл. 16).

Таблица 16

Результаты измерения показателей преломления везувиана (обр. 18)

Ng	Np	Ng — Np	Удельный вес	Твердость	Везувиан
1,700	1,696	0,004	3,36	6,5	Из Каратюбе, по С. И. Ибадуллаеву
1,705	1,702	0,003	—	—	Из Кедабека, по Г. П. Барсанову (1949)

Сравнение показало, что везувианы Каратюбе отличаются от везувиана Кедабекского месторождения (Барсанов, 1949) меньшим содержанием Са и Mg и большим — TiO_2 , а также присутствием P_2O_5 . Вместе с тем в них отмечаются повышенные количества второстепенных компонентов. О сложности состава рассматриваемых везувианов свидетельствуют химический и спектральный анализы, выполненные в Центральной лаборатории МГ УзССР (табл. 17, 18).

Таблица 17

Химический состав везувианов, вес. %

Компонент	Из Каратюбе (верховья Лянгарсая)		Из Кедабека
	обр. 18 зелено-вато-коричневый	обр. 120 сиреневый	светло-зеленый
SiO_2	37,05	37,26	37,94
TiO_2	0,25	0,10	0,09
Al_2O_3	19,36	19,31	19,31
Fe_2O_3	3,00	2,10	1,59
FeO	0,40	0,10	0,09
MnO	0,15	0,20	0,28
CaO	34,00	35,10	36,67
MgO	1,90	2,10	3,75
K_2O	0,12	0,08	0,02
Na_2O	0,18	0,43	0,15
П. п. п.	3,20	2,60	0,86
P_2O_5	0,04	0,03	—
Сумма	99,65	99,41	100,49

Показательно, что в зеленовато-коричневых разностях везувиана присутствуют редкоземельные и редкие элементы. В зеленовато-серой же обнаружены хром и ванадий. Присутствием этих элементов, по-видимому, обуславливается его окраска.

Вызывает интерес присутствие редкоземельных и редких элементов почти во всех разновидностях везувиана Каратюбе.

Топаз отмечается как второстепенный минерал в более сложных минерализованных пегматитах района. Чаще всего мелкая спорадическая вкрапленность топаза отмечается в зонах значительно грейзенизированных

**Результаты спектрального анализа везувианов
(зеленоватого, серого, сиреневого, зеленовато-серого)**

Линии	Обнаруженные элементы					
	обр. 1	15	18	66	120	214
Очень сильные	Si, Al, Ca	Si, Al, Ca	Si, Al, Ca	Si, Mg, Ca	Si, Ca	Si, Al, Ca
Сильные	Mg, Fe	Mg, Fe	Mg, Fe	Al, Mn	Fe	Fe, Mg
Средние	Na, Mn, Zn	Mn, Na	Mn, Na	Zn	Al, Mg, Mn, Na	Mn, V, Zn, Na
Слабые	Bi	Zn, La, Sr, K	Zn, La, Sr, K	—	Z, Sr	Bi, Sr, Ba
Очень слабые	—	—	—	—	—	—

ного пегматита. Оптические константы его варьируют, не выходя за пределы уже известной «топазовой нормы». В шлифах опознается по высокому рельефу, низкому, почти кварцевому двупреломлению, оптическому знаку; в сходящемся свете дает значительно изогнутую гиперболу ($2v$ —порядка 50 — 61°) с заметной дисперсией оптических осей ($r > v$). Ассоциирует с кварцем, мусковитом, касситеритом и др.

Андалузит. Группа андалузита четко характеризует пегматиты линии скрещения. Главной средой развития андалузита являются контактовые зоны пегматитов в песчано-сланцевых толщах, где он тесно ассоциирует с гранатом, слюдами, кварцем и др.

Нами андалузит многократно отмечался при шлиховой съемке пегматитовых полей. В шлихе (под бинокулярной лупой) данный минерал обнаруживает слабую серовато-желтую окраску, стеклянный блеск и хорошо выраженную спайность.

По данным автора, андалузит в указанных условиях нередко образует лучисто-шестоватые агрегаты, в которых оптические константы индивидов близки к константам эталонного андалузита. Нами минерал опознается по морфологическим особенностям: четкой спайности по $\{110\}$, ясному положительному рельефу, отрицательному удлинению, умеренному двупреломлению (в среднем $0,010$) и по признакам двусных оптических отрицательных кристаллов.

Пироксеноиды и пироксены. А. Е. Ферсман считает, что пироксены «в общем очень редки, обычны лишь в контактных пегматитах», что вполне применимо к рассматриваемому району. Автором обнаружены волластонит и пироксен в ряде пегматитовых полей, но далеко не всегда эти минералы являются продуктами пегматитового процесса. В карбонатной среде возможно образование пироксенов и пироксеноидов при метаморфизме, который связан с материнскими интрузиями и сопровождается притоком кремнезема. При этом происходят реакции:

а) $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$ (образование волластонита в известняках);

б) $2\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2\text{SiO}_2 = \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{CO}_2$ (образование пироксена в магнезиальных известняках).

Поэтому рассматриваемые минералы должны быть часты в тех пегматитовых толщах, которые несут карбонатные прослои. Обсле-
дыва-

ния пегматитоносных площадей подтверждают такой вывод. Рассмотрим кратко все минералы названной группы, выявленные нами при изучении пегматитовых полей.

Волластонит обычен при метаморфизме карбонатных прослоев в толщах пегматитоносных пород. Здесь он образует параллельные прослои (мощностью 10—15 см), чередующиеся с голубым кальцитом и среднезернистым бледно-розовым мрамором. Волластонит определяется обычно по белому или серовато-белому цвету и характерному для него радиально-лучистому и тонковолокнистому строению. Отдельные радиально-лучистые агрегаты волластонита достигают 6—8 см в длину.

Волластонит ассоциирует с голубым кальцитом, гранатом, графитом, тремолитом и др. Он белый с перламутровым и шелковистым блеском. Твердость 5. Удельный вес 2,89. В проходящем свете (шлифы 322 и 330) бесцветный, двуосный отрицательный. Оптические константы, определенные нами в иммерсионных жидкостях и шлифах, оказались следующими: $N_g=1,633$; $N_p=1,618$; $N_g-N_p=0,015$; $c\ N_g=31^\circ$; $N_m=1,631$.

Химический анализ волластонита (обр. 127), выполненный в химлаборатории МГ УзССР (аналитик, П. А. Петров), дал следующие цифры (вес. %): $SiO_2=49,60$; $Fe_2O_3+FeO=1,20$; $CaO=49,30$; $MnO=0,16$; $MgO=0,05$; $Al_2O_3=0,002$; $Na_2O=0,05$; сумма—100,19. Эти данные дополняются результатами спектрального анализа (Центральная лаборатория МГ УзССР).

Линии	Обнаруженные элементы (обр. 127)
Очень сильные	Si, Ca
Сильные	—
Средние	Al, Fe, Mn, Na
Слабые	Ba, Mg
Очень слабые	Ti, Cu, Ga, Be

Следует обратить внимание на незначительность содержаний глинозема, натрия, магния и марганца, а также на близость получаемых молекулярных количеств CaO и SiO_2 . Такие показатели свидетельствуют о близости изученного волластонита к его теоретическому составу. Данный волластонит содержит примеси железа в виде свободных окислов (магнетит и частично гематит).

Кроме обычных элементов, в волластоните устанавливаются еще примеси титана, меди, галлия и бериллия (тысячные доли процента). Очевидно, он образовывался метасоматическим путем в контактовых условиях. В аналогичных условиях встречаются также пироксены, из числа которых нами обнаружены энстатит, диопсид, геденбергит, пиксит, авгит. В. Э. Поярковым (1940) отмечался также клиноэнстатит. Эти минералы развиты главным образом в зонах скарнирования известняковых прослоев вблизи гранитоидов. Такие случаи часты, например, на участках Лянгарская и междуречья Акская и Туракульская (Каратюбе), по материалам изучения которых и дается ниже краткая характеристика минералов.

Энстатит отмечается на участке Лянгар (южный склон хребта) в парагенезисе с диопсидом, тремолитом, кварцем, гранатом и кальцитом. В шлифе энстатит бесцветен, образует короткостолбчатые зерна. Обладает низким двупреломлением, прямым углом погасания и положительным рельефом. Двуосный положительный. Плеохроизм отсутствует. Спайность под углом 80—85°. Он частично замещен карбонатом и серым зем-

листым веществом. Показатели преломления следующие (иммерсия): $N_g=1,667$; $N_p=1,657$; $N_g-N_p=0,09-0,010$. Энстатит в качестве контакто-метасоматического минерала известен в ряде районов. В условиях Западного Узбекистана контактовые образования обычно не сопровождаются энстатитом, а поэтому его находки на указанных участках Каратюбе заслуживают особого внимания.

Диопсид и геденбергит в названных условиях встречаются гораздо чаще, чем энстатит. Макроскопически диопсид серовато-зеленого цвета. Твердость 5—6. Удельный вес 3,40 (определен пикнометром). Такой высокий удельный вес, возможно, обусловлен примесями. «Пироксеновая спайность» хорошо выражена. В шлифах зерна диопсида совершенно бесцветны и обнаруживают правильную короткопризматическую форму, до 0,3—0,5 мм в длину. Рельеф положительный, удлинение отрицательное. Кристаллооптические константы: $N_g=1,686-1,689$; $N_p=1,661-1,663$; $N_g-N_p=0,025-0,026$; $c\ N_g=36-38^\circ$.

Геденбергит в шлифах представлен короткопризматическими кристаллами зеленоватого цвета, с высокими интерференционными цветами. Оптически двуосный положительный. Кристаллооптические константы: $N_g=1,750$; $N_p=1,727$; $N_g-N_p=0,023$; $c\ N_g=48^\circ$.

Пижонит установлен нами в пробах скарнированного известняка, отобранных при обследовании пегматитовых полей западной части Каратюбе. Здесь он представлен короткостолбчатыми кристаллами до 1 мм в диаметре. Удлинение положительное. Кристаллооптические константы: $N_g=1,715$; $N_p=1,690$; $N_g-N_p=0,025$; $c\ N_g=40^\circ$.

Нужно отметить, что пижонит в скарнированных карбонатных породах Узбекистана редок. И это понятно, поскольку значительные количества пижонита приурочены к сибирским траппам и магнетитовым пескам Нотанеби (Грузия), т. е. к образованиям, существенно отличным от узбекских. Поэтому его находка в рассматриваемом районе весьма симптоматична и заслуживает специального изучения с петрологических позиций.

Авгит встречен на участке междуречья Аксая и Турыкульская (Кумгаза) в скарнированных известняках. Ассоциирует с диопсидом, тремолитом и кальцитом. Под микроскопом в отличие от диопсида заметно плеохроирует. По константам соответствует железистым членам диопсид-геденбергитового ряда с переходами к салитам. В частности обнаруживает $N_g=1,715$; $N_p=1,690$; $N_g-N_p=0,025$; $c\ N_g=48-50^\circ$.

Амфиболы. Представлены роговыми обманками и минералами актинолит-тремолитового ряда. В гранитах и пегматитах чистой линии они, как и пироксены, не проявлены. Их образование связано с особенностями состава и характера метаморфизма пород, размещающих пегматитовые поля.

Роговая обманка, с одной стороны, характерна для отдельных горизонтов сланцевых толщ, вмещающих пегматиты (вне связей с известняками и процессами скарнирования), а с другой — для скарнированных известняковых прослоев тех же толщ. В мощных горизонтах сплошь сланцевой фации отложений силура, вмещающих пегматиты, роговая обманка представлена вытянутыми призматическими кристаллами. Ассоциирует с кварцем, альбитом, сфеном и др. Легко опознается под микроскопом по ряду кристаллооптических признаков, а также по специфичным поперечным срезам с четкой «амфиболовой спайностью». Плеохроирует в зеленых тонах. cN_g — порядка $19-21^\circ$ и N_g-N_p — порядка $0,022-0,023$.

В скарнированных известняках (Асай, Турыкульсай и др.) роговая обманка имеет несколько иной облик. В данном случае она ассоциирует

с гранитами и пироксеном, нередко замещается хлоритом. Под микроскопом эта роговая обманка резко плеохроирует в желто-зеленых тонах. Иногда она заметна в виде отдельных неправильных зерен (и их агрегатов), плеохроирующих по схеме: Ng — травяно-зеленый, Np — светло-зеленый. Удлинение положительное, угол с Ng варьирует от 15 до 25°. Минерал оптически двусный отрицательный. При изучении иммерсионных препаратов нами для желто-зеленой разности установлены следующие константы: Ng=1,666; Np=1,646; Ng—Np=0,020; с Ng=19°.

Роговая обманка образуется позднее пироксена и граната в конце скарнового процесса. Часть обманок по времени образования тесно связана с кварцем, кальцитом, сульфидами и близка к начальным этапам гидротермальных стадий минералообразования. При наложении гидротермальных процессов роговая обманка превращается в хлориты.

А к т и н о л и т по условиям образования аналогичен роговой обманке. Подобно ей он, с одной стороны, характерен для некоторых фаций кристаллических сланцев силура, а с другой — для скарнированных известняковых прослоев в силурийской толще, вмещающей часть пегматитовых полей. Во втором случае актинолит представлен темно-зелеными тонкоигльчатыми кристаллами размером до 0,5—0,6 см в длину. В шлифах обнаруживает плеохроизм: Ng — светло-зеленый, Np — светло-желтый. Спайность — амфиболовая, двусный отрицательный. Константы: Ng=1,641; Np=1,620; Ng—Np=0,021; с Ng=15°.

Т р е м о л и т встречается сравнительно редко. Установлен нами в прослоях скарнированного известняка на участке Лянгар. Развита в виде беспорядочно ориентированных шестоватых и волокнистых агрегатов, ассоциирующих с волластонитом и диопсидом. Волокна его достигают 4—5 см в длину. Бесцветный. Твердость 6. В шлифе обнаруживает положительное удлинение, оптически двусный отрицательный. Константы тремолита, установленные нами в иммерсионных препаратах, следующие: Ng=1,625; Np=1,602; Ng—Np=0,023; с Ng=15—18°.

Замечено, что тремолит развивается главным образом по пироксену, а сам замещается кальцитом, хлоритом и эпидотом.

У р а л и т. Под таким названием нами описывалась ранее роговая обманка волокнистого сложения, образующая псевдоморфозы. Отмечается в прослоях скарнированного известняка в силурийской пегматитовмещающей толще на участках Аксая и Каратюбе.

Эпидот — один из наиболее часто встречаемых эпигенетических минералов всех эндогенных комплексов района. Образуется за счет первичных темноцветных минералов и плагиоклазов повышенной основности. В гранитоидах ранних фаз его больше, чем в гранитах и других породах поздних фаз. Поэтому в аляскитах и обычных пегматитах эпидот становится редким минералом, но когда пегматитовые дериваты, удаляясь от гранитных очагов, начинают инжектировать известняковую толщу верхнего силура и получает развитие линия скрещения А. Е. Ферсмана (1940), эпидот становится более распространенным. В таких случаях местами, как например в Лянгарском поле (южные склоны гор Каратюбе), эпидот дает даже сплошные зернистые массы. Образуется позднее граната и везувiana, с которыми ассоциирует. Кроме эпидота, в пегматитах линии скрещения как поздние метасоматические минералы развиваются хлорит, кварц и др.

Здесь эпидот темно-зеленый с желтоватым оттенком и стеклянныи блеском. Твердость 6—7. В проходящем свете бесцветный или зеленовато-желтый. Заметный плеохроизм: по Ng — желтовато-серый с зеленым оттенком, по Np — зеленоватый. Разрезы нередко гипидноморфные, удлиненные. При скрещенных николях зерна дают высокие аномальные

цвета интерференции. Минерал двуосный отрицательный. Показатели преломления, определенные в иммерсионных жидкостях, следующие: $N_g = 1,756 \pm 0,002$; $N_p = 1,722 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,034$.

Эпидот может служить признаком процессов линии скрещения в пегматитах.

Цоизит и клиноцоизит по условиям образования аналогичны собственно эпидоту. Цоизит установлен нами в краевых гибридных зонах пегматитов, где он ассоциирует с вкрапленностью граната. В шлифе распознается по удлиненной форме, прямому погасанию, высокому рельефу и резкой шагреневой поверхности. Удлинение минерала отрицательное. Спайность заметная. Отличается от эпидота отсутствием окраски и более слабым двупреломлением, а от клиноцоизита — прямым углом погасания.

Показатели преломления: $N_g = 1,704$; $N_p = 1,698$; $N_g - N_p = 0,006$.

Клиноцоизит встречается совместно с эпидотом, цоизитом, кальцитом и гранатом. Минерал двуосный отрицательный. Для него установлены показатели преломления: $N_g = 1,703$; $N_p = 1,694$; $N_g - N_p = 0,009$.

Пренит в пегматитах района сравнительно с минералами группы эпидота имеет меньшее развитие. Однако в пегматитах линии скрещения, развитых в других районах Узбекистана, пренит довольно част. Например, в Чаткало-Кураминском регионе известны пегматиты, в которых пренит ассоциирует с гранатом, амфиболом, эпидотом, гидрослюдами, карбонатами и др., причем, представляет собой поздний известковистый силикат пегматитов линии скрещения, претерпевших влияние известняковых ксенолитов девона — карбона (Поваренных, 1956 и др.).

Подобные примеры убеждают в том, что более широкое развитие пренита возможно в пегматитах рассматриваемого района.

Скаполит впервые для данного района обнаружен и описан И. Х. Хамрабаевым (1951), отметившим высокотемпературные контактовые образования Каратюбе (ассоциация: гранат, амфибол, скаполит и др.). Нами этот минерал выявлен в контактовых зонах гибридных пегматитов. Он ассоциирует с известковыми силикатами, охарактеризованными выше. Образует призматические гипидиоморфные кристаллы или неправильные зерна (до 20 мм в длину). Цвет светло-серый, блеск стеклянный. В проходящем свете обладает высоким двупреломлением. Одноосный отрицательный, заметна спайность. Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях, оказались следующими: $N_m = 1,546$; $N_p = 1,540$; $N_m - N_p = 0,006$. Судя по таким константам, скаполит обогащен натровой составляющей и близок к мариялиту, что может наблюдаться при образовании сложных пегматитов с характерным проявлением натрового метасоматоза.

Аксинит найден в 1952 г. и изучен И. Х. Хамрабаевым, а позже автором. Встречается редко. Образует плоские клиновидные серовато-фиолетовые кристаллы. $N_g = 1,678$; $N_p = 1,672$; $N_g - N_p = 0,006$; с $N_g = 20^\circ$, $2v = 30-40^\circ$. Ассоциирует с кварцем и альбитом; кристаллы разъедают альбит, но пересекаются серым кварцем. Встречен в мусковитизированных пегматитах Эгрикольская, залегающих в сланцах.

Апатит — характерный, часто встречаемый минерал. Наиболее распространены разновидности мелкокристаллического апатита, ассоциирующего с главными породообразующими минералами пегматитовых жил, но местами в жилах видны его крупные зеленовато-голубоватые с жирным блеском индивиды, размеры которых даже в поперечном сечении могут измеряться первыми сантиметрами. Образует гексагональные призматические формы и неправильные удлиненные выделения.

Некоторые исследователи (К. Л. Бабаев, Н. К. Джамалетдинов и др.), учитывая работы В. Д. Никитина (1952, 1954, 1968 и др.), выделяют первичный апатит и ряд генераций вторичного — метасоматического — апатита.

По нашим данным, в грубозернистых зонах многих пегматитов района апатит дает выделения, отвечающие понятию минеральных метасом (Никитин, 1954). Таковы, в частности, микроклиновые пегматиты III фазы магматизма Каратюбе и других участков района (рис. 42). Однако нет оснований утверждать множественность таких генераций.

Что же касается первичных генераций апатита, то их несколько (соответственно фазам формирования батолитового комплекса). При этом мы допускаем, что апатит образуется непосредственно из пегматитовых расплавов-растворов. Доказательством служат, во-первых, специфичность состава апатита, во-вторых, определенное положение апатита в нормально зональной пегматитовой жиле (например, по схеме К. А. Власова, рис. 24), где он локализуется во внутренних зонах в теснейшей связи с кварцевым ядром.

Убедительным примером служит участок Лянгар в Каратюбе, где нами наблюдались своеобразные апатитово-кварцевые породы с пегматоидными оторочками, развитые в пространственной близости к мусковитизированным апатитсодержащим пегматитам. Наряду с апатитом в кварцевой породе встречается мелкий бледно-розовый полевой шпат, гранаты и турмалин.

Спектральные анализы апатита (обр. 390) дали следующие результаты (вес. %): $\text{Si} > 1$; Al , $\text{Fe} = 0,0$; Mg , Mn , $\text{Na} = 0,0$; Sn , Sr , $\text{La} = 0,00$.

Микроскопически данный апатит часто похож на берилл, но легко отличается от него более низкой твердостью и растворимостью в азотной и соляной кислотах. В проходящем свете апатит бесцветный. Оптически одноосный отрицательный. Показатели преломления апатита, определенные в иммерсионных жидкостях, следующие: $\text{Ng} = 1,638$; $\text{Nr} = 1,634$; $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,004$.

Существенной особенностью пегматоидной генерации апатита являются частые примеси в нем редких земель. Из числа последних нами отмечался лантан. Позднее Н. К. Джамалетдиновым (1965) были установлены примеси иттрия и иттербия (до 0,1%), а также бериллия, ниобия, олова и др. По-видимому, генерации, выделяемые Н. К. Джамалетдиновым, которые представляют разновидности апатита, аналогичны генерации, намеченной нами на Лянгарском участке Каратюбе. Поэтому апатит является одним из характерных второстепенных порообразующих минералов редкометального пегматитового комплекса района.

Хлориты. Разновидности хлоритов местами широко распространены в осадочно-метаморфическом комплексе силура-девона и как метасома-

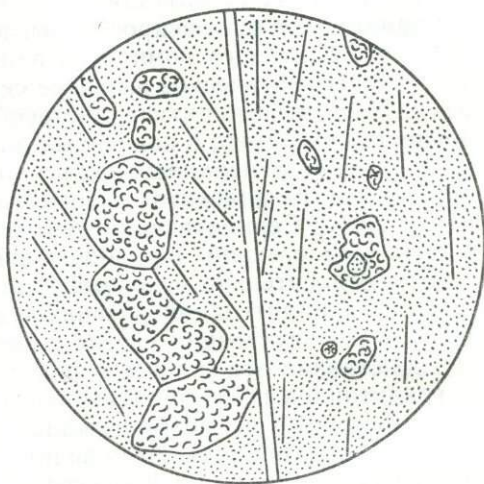


Рис. 42. Разновидности метасоматического апатита в микроклиновых пегматитах под микроскопом, ув. 25—50.

тические минералы — в гранитоидах ранних фаз батолитового комплекса. В аляскитах и пегматитах хлорит встречается редко. В сложных пегматитовых жилах видно, что первичный темноцветной минерал, представленный биотитом, подвергается массовой мусковитизации. В более простых пегматитах биотит местами не затронут мусковитизацией и позднее претерпевает хлоритизацию. Для «апобiotитового» хлорита характерны совершенная спайность и зеленая окраска (с заметным плеохроизмом в тех же тонах). Погасание прямое. Показатели преломления: $N_g = 1,580$; $N_p = 1,580$; $N_g - N_p = 0,002$. Судя по таким константам, хлорит сходен с пеннином. Очевидно, состав хлоритов в пегматитовых полях не выдержан; зависит от местных факторов и выражается повышением показателей преломления N_g — до $1,652 \pm 0,003$; N_p — до $1,664 \pm 0,003$ (по А. С. Поваренных (1955) для пегматитов Майдантала).

Серицит широко распространен как постмагматический минерал в породах батолитового комплекса района. Особенно отчетливо избирательное метасоматическое развитие серицита по не очень кислым плагиоклазам. Поэтому серицитизация преобладает в гранитоидах повышенной основности, например, в кварцевых диоритах и гранодиоритах; локально, в виде «пятен» отмечались значительно серицитизированные граниты. Что же касается аляскитов и пегматитов, то серицит в них встречается гораздо реже. Серицитизация усиливается лишь в пегматитах линии скрещения, залегающих в карбонатной среде, поскольку здесь в их составе часты относительно основные плагиоклазы (до андезина). И тогда видно, что серицитизация развивается в гибридном пегматите обычным порядком, во внутренних частях плагиоклазов.

Сопоставляя эти данные с результатами микроскопического изучения гранитоидов всего продуктивного батолитового комплекса, убеждаемся, что серицит, несмотря на калиевый состав, редко развивается в калиевых полевых шпатах. Это свидетельствует о прошедших здесь интенсивных гидротермальных процессах. Отдельные чешуйки серицита развиваются в плагиоклазах, по-видимому, при участии воды, находившейся в породе со времени ее кристаллизации.

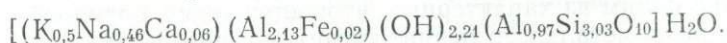
Для пегматитов района под рубрикой серицита обычно описывается тонкочешуйчатая разновидность мусковита. Она обладает желтовато-серой окраской и шелковистым блеском. При микроскопическом изучении устанавливается в виде тонкочешуйчатой массы, отдельные чешуйки имеют прямое погасание. Спайность совершенная, удлинение положительное. Показатели преломления чешуек, определенные в иммерсионных жидкостях, следующие: $N_g = 1,592$; $N_p = 1,561$; $N_g - N_p = 0,031$.

Серицит образуется позднее мусковита.

Жильбертит. Под таким названием обычно описываются специфичные для пегматитов разновидности мусковита и гидромусковита, образующие чешуйки и розетковидные их скопления желтого или зеленого с шелковистым блеском. В отличие от серицита развивается в пегматитах чистой линии, захватывая и их грубозернистые зоны. Главные отличия от серицита: более крупные чешуйки или розетки, относительно высокое содержание натрия.

Так, жильбертит из керамического пегматита Кумгаза (Каратюбе) имеет следующий состав (вес. %): SiO_2 —48,98; Al_2O_3 —35,12; $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_5$ —1,02; MgO —0,62; CaO —0,90; Na_2O —3,67; K_2O —7,11; H_2O —5,0.

Этот состав дает кристаллохимическую формулу:



Эта формула удовлетворяет кристаллохимическим особенностям гидрослюд.

Жильбертит в пегматитах района служит признаком сложных пегматитов. Как правило, жильбертизированные участки пегматита содержат примеси или акцессорные минералы редких элементов.

Флюорит. Немногочисленные находки флюорита отнеслись к скарновым зонам Каратюбинских гор. Л. А. Быков (1949) отметил редкие мелкие выделения его в скарнах Джама. Нами флюорит обнаружен в единичных пегматитовых жилах западной части Каратюбе. Он дает мелкие спорадические скопления небольших (первые миллиметры) кристаллических индивидов фиолетового цвета. Но, как правило, простое визуальное обследование жил и просмотры отдельных шлифов пегматита еще не приводят к находкам флюорита. Более эффективные результаты дает минералогический анализ отмытых протолок проб. Единичные зерна фиолетового флюорита размером 0,1—0,3 мм опознаются в ряде проб, характеризующих пегматиты Кумгазы и других участков в западной части Каратюбе.

Глава V

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПЕГМАТИТОВ

Пегматиты западных отрогов Зарафшанского хребта характеризуются большим числом акцессорных минералов, отличающихся особенным многообразием состава. В пегматитах района мы насчитали более 30 акцессориев, которые подразделяются нами на редкометальные и прочие (например, минералы железа, меди и т. д.). С учетом систематики А. С. Уклонского (1940), наша группировка имеет следующий вид:

I. Редкометальные акцессорные минералы

- а) минералы редких земель
 - ортит
 - монацит
 - ксенотим
 - флюоцерит
 - бастнезит
- б) минералы тантала и ниобия
 - колумбит-танталит
 - титаноколумбит
 - фергюсонит
- в) минералы циркония
 - циркон
- г) минералы бериллия
 - берилл
 - гадолинит
 - фенакит
 - берtrandит
- д) минералы лития
 - сподумен
- е) минералы олова
 - касситерит
- ж) минералы вольфрама
 - шеелит
- з) минералы молибдена
 - молибденит

II. Прочие акцессорные минералы

- а) минералы титана
 - сфен
 - ильменит
 - анатаз
 - рутил

- б) минералы висмута
висмутин (?)
- в) минералы меди
халькопирит
тетраэдрит
- г) минералы свинца
галенит
- д) минералы мышьяка
арсенопирит
- е) минералы золота
золото самородное
- ж) минералы железа
гематит
- з) минералы серы
самородная сера
пирротин
пирит

Перечень показывает, что пегматиты содержат сложный комплекс акцессорных минералов, охватывающий не только редкие элементы, но и отдельные цветные и малые металлы. Из них представляют интерес олово, молибден, висмут, иногда дающие в пегматитах свои рудопроявления.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

До сего времени берилл считали чуть ли не единственным редкометалльным акцессором пегматитов района. Потом было установлено, что в жилах бериллоносного пегматита в подчиненных количествах содержатся мелкие выделения колумбита, монацита и некоторых других акцессорных минералов. Нами существенно пополнен список акцессорных редкометалльных минералов пегматитового комплекса района в части редких земель (флюоцерит, бастнезит), ниобия (фергусонит), бериллия (гадолинит) и др. Из-за спорадичности распространения многие акцессорные минералы в коренном залегании часто пропускаются. В таких условиях рекомендуем широкую постановку геохимических съемок, шлихового опробования и т. п. Так, при изучении аллювия сая, пересекающего комплекс пегматитоносных гранитоидов, нами была обнаружена сложная редкометалльная фракция шлиховых проб (табл. 19). С учетом этого, акцессорные редкометалльные минералы открыты и в пегматитах, ранее считавшихся совершенно безрудными.

Рассмотрим акцессорные минералы в указанной последовательности.

МИНЕРАЛЫ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ

Ортит — наиболее распространенный редкоземельный акцессорный минерал в породах всего батолитового комплекса района. Из гранитоидных пород батолита он особенно характерен для гранодиоритов (Хамрабаев, 1958). Не исключено, что он ассимилируется пегматитовым расплавом-раствором при становлении пегматитовых тел в гранодиоритах. Показательно, что ортит впервые встретился нам в альбитизированных пегматитах, залегающих среди гранодиоритов восточной части Каратюбе. Позднее наличие ортита в ряде пегматитовых полей района было подтверждено П. И. Саловым, Н. К. Джамаледтиновым, А. М. Палвановым, Б. Р. Махмудовым и другими исследователями.

Однако в отличие от пегматитов Гиссара, в пегматитах рассматриваемого района он не дает частых относительно крупных кристалличес-

Таблица 19

Акцессорные материалы из аллювия, образованного за счет пегматитоносных гранитоидов восточной части Каратюбе

Минерал	Относительное содержание во фракции				
	единичные знаки	до 10%	до 50%	до 90%	более 90%
Тяжелая фракция					
Циркон	56	7	5	6	3
Касситерит	15	8	—	1	—
Шеелит	16	3	2	2	3
Молибденит	1	—	—	—	—
Арсенопирит	—	—	—	1	—
Галенит	—	—	—	1	—
Сфен	19	3	2	7	4
Рутил	49	—	—	—	—
Анализ	49	1	—	1	—
Барит	5	2	1	—	1
Электромагнитная фракция					
Колумбит	9	6	2	1	—
Монацит	37	17	3	1	—
Ильменит	33	11	8	6	4
Гематит	3	3	—	—	—
Гранаты	42	9	4	7	5
Турмалин	34	27	14	3	3
Эпидоты	3	—	—	—	—
Везувин	15	10	4	2	—

Примечание. В таблице отражены результаты минералогических анализов 110 валовых проаллювиальных отложений.

ких выделений. Чаще образует буроватые таблитчатые и неправильные индивиды, размеры которых измеряются первыми миллиметрами. Помимо редких земель (иттрия и др.), тория, кальция, алюминия, железа и кремния, ортиты из минерализованных пегматитов района содержат примеси (%): $Mn(0,0-1)$, $Ti(0,0)$, $Cu(0,0n)$, $Pb(0,0n)$, $Zn(0,0-1)$, $Sn(0,00n)$, $Ga(0,00n)$, $Ge(0,000n)$, $Ce(>1)$, $Yb(0,0n)$, $Y(0,0n)$, $Be(0,0n)$ и др.

Следовательно, состав ортитов из пегматитовых тел весьма сложный, причем для геохимических построений следует учесть специализированность ортитов в отношении церия, иттрия и иттербия.

Монацит. По Л. А. Быкову (1949) и автору (1953—1970), «знаки» монацита нередко отмечаются в шлиховых пробах аллювия, образованного из двуслюдяных гранитов, аляскитов, пегматитов и других пород батолитового комплекса Каратюбе. Отмечается монацит также в метаморфических комплексах района. В шлихе монацит представлен мелкими (0,3—0,7 мм) обломками зерен, имеющих желтоватый цвет и жирный блеск.

Ксенотим в отличие от монацита менее распространен в районе. Так, взятые нами многочисленные шлиховые пробы в окрестностях пегмати-

товых полей западной части Каратюбе (за исключением Лолабулака, по К. Г. Исхакову) оказались лишь монацитсодержащими (табл. 19). В то же время западнее, в Зирабулак-Зиаэтдинских горах, Н. К. Джамалетдиновым получены следующие данные: ряд протолочных проб из пегматита содержит мелкие (0,1—0,3 мм) дипирамидальные, реже тетрагональные полупрозрачные индивиды ксенотима. Цвет минерала серовато-бурый, красноватый, медовый, блеск жирный; показатели преломления: Ng — 1,8...; Nm — 1,721. Нами ксенотим обнаружен в валовой пробе лейкократовых гранитов IV фазы герцинского магматизма района на участке Карачакудук. Редкометальная специализация гранитов в данном случае обусловлена проявлениями шлировых (сингенетичных) пегматитов. При этом ксенотим ассоциирует с цирконом, ортитом, монацитом; из прочих аксессуарных присутствуют сфен, анатаз, топаз, флюорит, сфалерит и др.

Бастнезит и флюоцерит. Эти близкие по составу минералы обычно встречаются вместе. При чем флюоцерит, очевидно, представляет собой продукт изменения бастнезита.

Минералы характерны для сложных пегматитов и по сути дела относятся к пневматолитовому этапу минералообразования (Власов, 1964). Насколько это справедливо для конкретных условий изучаемого района, сказать трудно. Нами и Л. А. Быковым такие минералы впервые зафиксированы при опробовании пегматитоносных гранитов III фазы герцинского магматизма на площади развития пегматитовых полей. Рентгенограмма аксессуарного «бурого минерала», извлеченного из тяжелой фракции гранита, позволяет определить буроватые аксессуарные выделения в граните как бастнезит-флюоцерит (табл. 20).

Таблица 20

Рентгенограмма аксессуарного «бурого минерала» из гранитов северо-восточной части Каратюбе (Ц. лабор. МГУ СССР, Ташкент, 1970)

Исследуемый минерал		Эталон				Исследуемый минерал		Эталон			
		бастнезит		флюоцерит				бастнезит		флюоцерит	
I	α/n	I	α/n	I	α/n	I	α/n	I	α/n	I	α/n
1	4,95	2	4,88			1	1,894	7	1,891		
1	4,19					6	1,780			8	1,778
1	3,65			3	3,63	4	1,734			5	1,722
6—7	3,54	5	3,55	2	3,50	1	1,682	2	1,670		
1	3,35					1	1,574				
10	3,207			7	3,19	1	1,489				
1	3,09					5	1,440			5	1,430
8	2,875	7	2,87	1	2,86	1—2	1,364			4	1,348
1	2,59					3	1,308		1,293	5	1,322
3	2,271					1	1,249				
2	2,214					3—4	1,184			4	1,176
9	2,060	6	2,05	9	2,05	2	1,154			1	1,150
9	2,001	6	2,00	10	1,999	3	1,191			2	1,126
1	1,971										

Условия съемки: излучение Fe; D = 57,3; d = 0,4 мм; v = 40 кВ; i = 1,5 мА; экспозиция — 2 часа.

МИНЕРАЛЫ ТАНТАЛА И НИОБИЯ

Колумбит-танталит. При визуальных обследованиях пегматитовых тел разновидности колумбит-танталита отмечаются крайне редко в виде спорадических, обычно весьма мелких (0,01—0,2 мм) вкраплений. Нами он впервые был замечен в форме тонкопластинчатых индивидов среди кварца поздней генерации в альбитизированных участках пегматитовых жил Каратюбе. Макроскопически колумбит смоляно-черного цвета с полуметаллическим блеском. Зерна до 1×1 см, толщина 2 мм. Черта красновато-бурая. Твердость 6. Хрупок. Спайность довольно ясная. Минерал распределяется в породе неравномерно. Ассоциирует преимущественно с альбитом, кварцем и мусковитом.

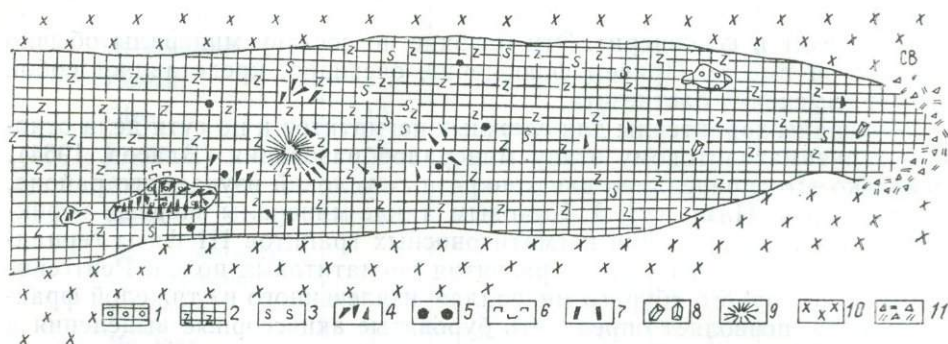


Рис. 43. Размещение акцессорного колумбита в сложном пегматите Каратюбе.

1 и 2 — разновидности альбитизированного блокового пегматита; 3 — крупные чешуи мусковита; 4 — турмалин; 5 — гранат; 6 — колумбит; 7 — акцессорный берилл; 8 — крупные блоки микроклина; 9 — сростки кивеландита; 10 — вмещающие граниты; 11 — делювий.

Нами и Л. А. Быковым установлена существенная закономерность размещения скоплений колумбита в контурах сложно построенных пегматитовых тел: этот минерал тяготеет к периферии «ядер» пегматита, обогащенных кварцем, турмалином и другими минералами пневмато-гидротермального этапа пегматитообразования (рис. 43 и 44). Помимо пегматитовых жил колумбит установлен и в шлихах из аллювия и делювия, пересекающих пегматитовые поля. В шлихе колумбит отмечается в единичных знаках в виде обломков неправильной формы величиной от 0,3 до 0,8 мм. Цвет его черный с сероватым оттенком, форма пластинчатая. Блеск полуметаллический. Судя по этим данным, можно считать минерал типичным колумбитом, в котором ниобий резко преобладает над танталом, а прочие элементы (кроме олова) присутствуют только как второстепенные примеси. Следует заметить, что в некоторых пробах колумбита, по сравнению с приведенной, резко возрастает содержание титана (до 1% и более), и тогда мы вправе говорить о титаноколумбите. Данные спектрального анализа приведены ниже.

Содержание	Обр. 25
> 1	Nb, Fe
~ 1	Ta, Sn
0,01	Si, Ti
0,001	Na, K, Be
0,0001	Mg

Фергусонит впервые обнаружен нами (совместно с А. М. Палвановым) в виде акцессорной вкрапленности в сложных пегматитах Лолабулак-Зирабулак-Зиаэтинских гор. Пегматиты с акцессорным фергусонитом залегают в эндоконтактовой зоне Зирабулакского гранодиоритового массива позднекарбонového возраста. Они приурочены к мелкозернистым участкам гранодиоритов и небольшим штокообразным выходам лейкократовых гранитов.

Среди лейкократовых гранитов преобладают сингенетичные пегматиты, которые имеют шлировые гнездовые формы (от 5×5 см до $1,5 \times 2$ м) и простой минералогический состав. На участках мелкозернистых гранодиоритов преобладают более крупные и сложные субизометричные или

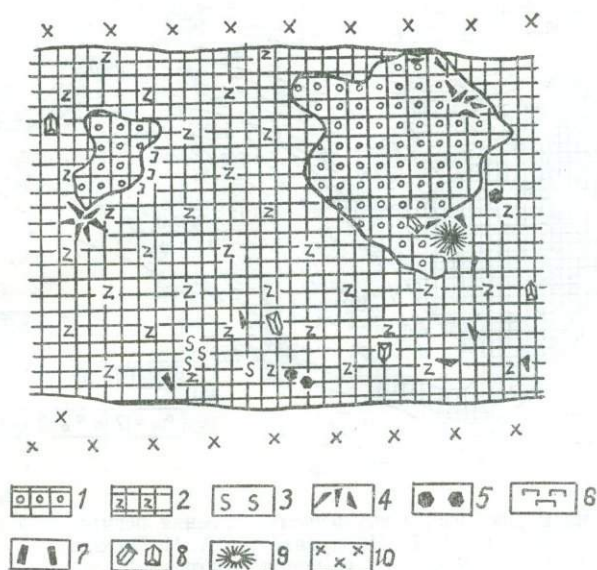


Рис. 44. Размещение скоплений акцессорного колумбита в сложном пегматите Каратюбе (усл. обознач. те же, что и на рис. 43).

линзовидные эпигенетические тела до (25×50 м), приуроченные к апикальным выступам материнского интрузива.

Во внутреннем строении эпигенетических пегматитов различаются следующие зоны (от зальбандов к центру жил): аплитовидная, графическая, средне- и крупнозернистая пегматоидная, блокомикроклиноватая и кварцевые обособления («ядра»); письменная или пегматоидная зоны иногда выпадают (рис. 45). При изучении их было замечено, что выделения фергусонита особенно развиты вдоль трещин в блоковом кварцевомикроклиновом пегматите, причем ассоциируют с гадолинием в форме гнезд, прожилков и точечных скоплений, сопровождаемых специфичными бурыми ореолами.

Следует отметить, что в ряде месторождений СССР фергусониты находятся в метамиктном состоянии. Они дают тетрагональную и моноклинную модификации. Тетрагональная сингония фергусонита, как правило, выявляется после прокаливании при $450-750^\circ$, при $800-1200^\circ$ он приобретает моноклинную сингонию. Моноклинный кристаллический фергусонит в лейкократовых гранитах Средней Азии был обнаружен и описан С. А. Горжевской и другими исследователями (1961), назвавши-

ми его β -фергусонитом. В наших примерах фергусонит, помимо сростаний с гадолинитом, иногда ассоциирует с ксенотимом, пиритом и др.

В пегматитовых телах мелкие индивиды фергусонита и гадолинита сростаются настолько тесно, что далеко не всегда удается отделить один минерал от другого обычными методами. Фергусонит нами был отобран из проб блоковой кварцево-полевошпатовой зоны пегматита. Образует призматические кристаллы или бесформенные сплошные субизометрические скопления размером от 2×2 мм до 5×5 см. Вокруг них отмечаются бурые ореолы.

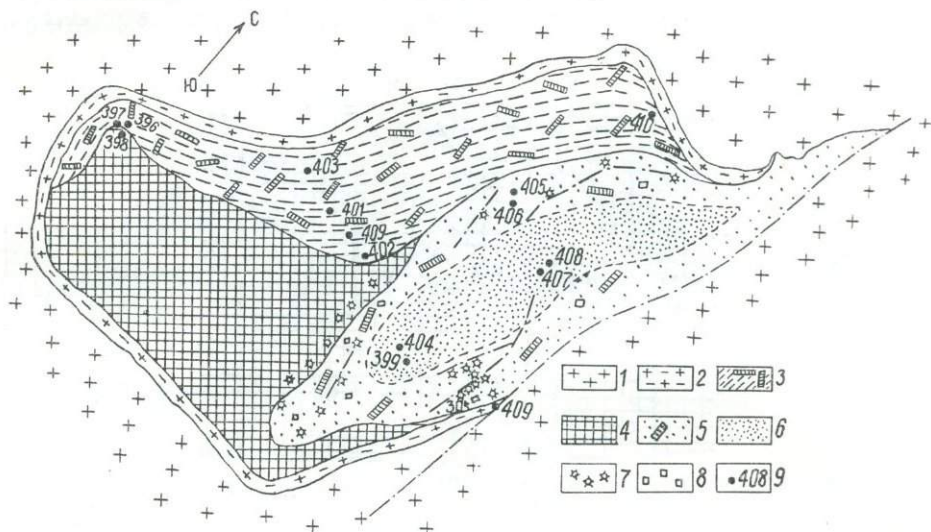


Рис. 45. Схема морфологии и внутреннего строения пегматитового тела с редкометальной минерализацией (по С. И. Ибадуллаеву и А. М. Палванову).

1 — мелкозернистые гранодиориты; 2 — аплитовая оторочка пегматита (гнейсовидная); 3 — пегматонидная зона (альбитизированная) с ориентированным расположением чешуй биотита и крупными выделениями микроклина; 4 — блоковая микроклин-пертитовая зона; 5 — блоковая кварцево-микроклиновая зона (кварц серый до почти черного, микроклин образует отдельные довольно правильные кристаллы); 6 — кварцевое ядро (кварц прозрачный стекловидный, розовый, местами замутненный); 7 — фергусонит в сростаниях с гадолинитом; 8 — отдельные кристаллы пирита окисленные; 9 — места опробования.

Окраска фергусонита буроватая, до медово-желтой; блеск смолистый; излом раковистый; в тонких осколках минерал просвечивающий; в проходящем свете желтовато-бурый, изотропный.

Показатель преломления колеблется от 2,05 до 2,06. Изменчивость свойств фергусонита обусловлена сложностью и неоднородностью химизма изучаемых минеральных проб. Состояние минерала метамиктное. После восемнадцатиминутного прокалывания до 1100° он становится светло-зеленым, фарфоровидным, но остается метамиктным. Удельный вес колеблется от 5,60 до 5,86. Средняя твердость по методу микровдавливания равна 696 кг/мм^2 .

Спектральным анализом в фергусоните установлен ряд элементов-примесей, в том числе цирконий, скандий, торий и ряд других элементов, отмечаемых в фергусоните вообще. К примеру, в одной из наших проб фергусонита, проанализированной в Центральной лаборатории МГ УзССР, установлены следующие элементы (вес. %): Si ~ 1; Al — 0,01; Ca — 0,5; Fe ~ 1; Mg — 0,01; Mn — 0,04; Cu — 0,001; Pb — 0,05; Be — 0,1; Ta > 1; Nb > 1; Ce — 0,1; La — 0,01; Y > 1; Yb > 1; Th — 0,6; Zr — 0,01; Se — 0,001; Ga — 0,7; Ge — 0,0008.

Кривая нагревания пробы фергусонита показывает один плавный эндотермический эффект при 200°C (по-видимому, обусловленный потерей воды) и два изотермических при 635 и 760°C. Они, видимо, связаны с химическими превращениями в минерале, т. е. с переходом вещества в кристаллическое состояние (Гинзбург и др., 1958). В нашем случае минерал дает четкую дебаграмму, отвечающую моноклинному фергусониту (после трехкратного прокаливания по 18 минут при 1100°). Рентгенограмма в основном совпадает с эталоном (табл. 21).

Таблица 21

Рентгенограмма акцессорного фергусонита
из пегматитовой жилы Зибаулакского интрузива

Фергусонит (проба I-6)		Эталон (автор)	
I	α/π	I	α/π
1	3,48	4	3,41
2	3,81	3	3,23
10	3,13	10	3,12
10	2,96	10	2,95
3—4	2,77	5	2,72
3	2,64	4	2,63
4	2,52	3	2,52
1	2,109	4	2,08
8	1,899	10	1,892
4	1,849	8	1,853
2—3	1,750	5	1,752
2	1,719	1	1,700
3	1,645	6	1,639
5	1,593	9 ш	1,616
8—9	1,563	5	1,568
4	1,507	7	1,502
2	1,486	4	1,473
1—2	1,373	3	1,361
2	1,322		
1	1,282		
6	1,218		
3—4	1,185		
3	1,144		
4—5	1,112		
3	1,082		
4	1,045		
1—2	0,0964		
2 ш	0,953		
3 ш	0,914		
2 ш	0,860		

Условия съемки: Cu — изучение; D = 573 мм; d = 0,4 мм; напряжение 30 кВ; сила тока 24 мА; экспозиция — 1 час.

Приуроченность фергусонита к блоковым и ядерным зонам пегматитов, его специфичные элементы-примеси свидетельствуют о высокотемпературном пневматолито-гидротермальном этапе образования редкоземельного оруденения в истории формирования пегматитов региона. Вместе с тем показательно, что редкие выделения фергусонита обнаружены также в гранодиоритах II фазы вмещающих пегматитовые тела. Если при этом еще учесть частую ортитоносность гранодиоритов, то следует указать на генетическую связь с ними ряда редкоземельных (с ниобием и танталом) пегматитов региона.

МИНЕРАЛЫ ЦИРКОНИЯ

В условиях рассматриваемого региона число цирконийсодержащих минеральных видов довольно ограничено. Наиболее распространен в гранитоидах и отчасти в пегматитах аксессуарный циркон. В некоторых пегматитовых телах отмечаются метамиктные разности циркона — циртолит и малакон (особенно в сложных пегматитах).

Циркон в пегматитах Каратюбинских гор образует мелкие темно-бурые, хорошо образованные кристаллы, ассоциирующие с альбитом и кварцем. Кроме того, он установлен в 73 шлихах (шлихи отмыты из протолок пегматитов, из аллювиальных и делювиальных отложений саев остаточной части Каратюбе). В шлихах циркон бесцветный, одноосный положительный, обладает высокой интерференционной окраской, высоким рельефом, часто окружен плеохроичными ореолами. Содержание циркона в тяжелой фракции шлиха колеблется от единичных знаков до 90%, иногда больше.

Частыми элементами-примесями в цирконе являются Hf, Tk, Th, Sn, Be и др. (0,п—0,0п %). Более подробные определения состава метамиктных цирконов из пегматитов района выполнили Н. К. Джамалетдинов и др. По их данным, в цирконах Лолабулака содержится (вес. %). La, Ce, Y, Yb, Gd, Ti, Fe, Mn, Ni, Be(0,0п%); в цирконах Кетменчи — Hf(<1); Yb, Th, Sn, Bi(0,0п). Наши данные по пегматитам восточной части Каратюбе подтверждают и развивают представления И. Х. Хамрабаева (1958) о том, что циркон является одним из наиболее ранних минералов гранита и при последующих пневмато-гидротермальных процессах подвергается тем или иным преобразованиям (циртолитизации и т. п.). Следует подчеркнуть, что аналогично этому ведет себя циркон в пегматитах.

МИНЕРАЛЫ БЕРИЛЛИЯ

Ведущим минералом бериллия в пегматитах района является берилл, описанный нами в отдельной работе (Ибадуллаев, 1954). Долгое время его считали единственным минералом бериллия в пегматитовых образованиях района. Позднее нам удалось обнаружить в пегматитах аксессуарный гадолинит, а Н. К. Джамалетдинову и другим исследователям (1960) — фенакит и берtrandит.

Берилл в отдельных пегматитовых полях и жилах распределен крайне неравномерно. Так, в восточной части Каратюбе нами опробовано несколько десятков пегматитовых жил. Взято более 80 проб, в большинстве из них обнаружены лишь следы и только в единичных случаях — сотые доли процента бериллия.

Чаще всего берилл отмечается в относительно сложных пегматитовых телах, внутреннее строение которых обнаруживает более или менее четкую зональность (рис. 46). В них преобладают зоны средне- и крупнозернистого (блокового) пегматита, сложенные микроклинпертитом, аль-

битом, кварцем и мусковитом. Из числа второстепенных минералов, кроме берилла, присутствуют турмалин, гранат; иногда колумбит и др.

Нередко берилл приурочен к центральным кварцевым зонам пегматитовых жил. Мелкокристаллический берилл обычно встречается в при-зальбандовых зонах жил в сростании с кварцем, альбитом и мусковитом. С возрастанием мощности названных зон количество и размеры кристаллов берилла, как правило, увеличиваются. Размеры кристаллов берилла сильно колеблются: от 2—3 мм до 7—8 см по длинной оси и от 1—2 мм до 4—6 см в поперечнике. Головки индивидов берилла часто не имеют правильных плоскостей ограничения, что для других районов отмечал А. А. Беус (1956).

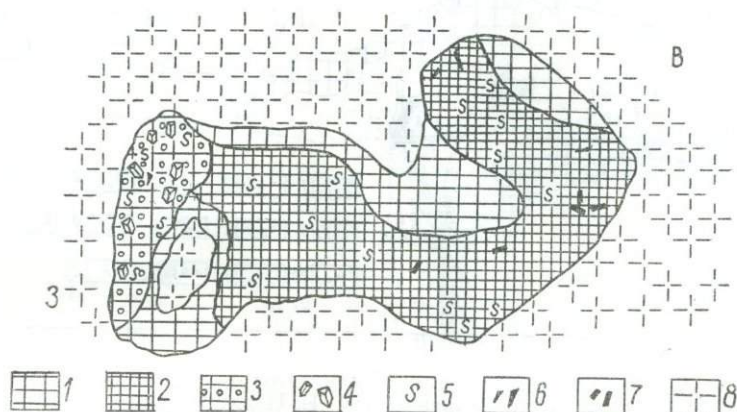


Рис. 46. Пример зонального пегматита с акцессорным бериллом, размещенного в гранодиоритах (II фазы) восточной части Каратюбе.

Пегматит: 1 — крупнозернистый; 2 — среднезернистый; 3 — порфировидный; 4—7 — четкие индивиды (и группы) соответственно микроклина, мусковита, турмалина, берилла; 8 — вмещающие гранодиориты.

Иногда кристаллы трещиноваты, обычно трещины заполнены кварцем и мусковитом. При валовом опробовании выяснилось, что кристаллы берилла располагаются в блоковой части жилы отдельными группами, состоящими из нескольких длинно- и короткопризматических кристаллов. В пегматитовых жилах наблюдаются разновидности берилла, отличающиеся друг от друга по облику и условиям образования. Окраска берилла бледно-зеленая, желтовато-коричневая, редко бесцветная и белая.

Встречены ранние и поздние генерации берилла. Самая ранняя, представленная мелкими (3—4 мм) кристалликами берилла, ассоциирует с микроклином в гнездах сингенетических пегматитов. Главная — наиболее распространенная генерация берилла, образуется позднее указанной. Получает основное развитие в эпигенетических мусковитовых пегматитах, где ассоциирует с кварцем и альбитом. К этой генерации относятся довольно крупные (6—8 см в длину) индивиды берилла с ясно выраженными призматическими формами (рис. 47).

Нами установлено, что это преимущественно разновидности натрового берилла, облик кристаллов которых зависит от особенностей химического состава минерала (табл. 22). Твердость 7,5—8, блеск стеклянный, спайность несовершенная, излом неровный или раковистый, удельный вес 2,63—2,65. Оптически одноосный отрицательный: $N_g=1,577$; $N_p=1,559$; $N_g-N_p=0,008$. Эти величины в ряде разновидностей берилла главной генерации меняются незначительно и могут быть приняты как средние. Вместе с тем анализы показывают, что химизм данной генерации из-

менчив, но незначительно (например, SiO_2 — от 65,5 до 66,4%; Na_2O — от 1,3 до 1,7 и т. д.), в связи с чем меняется окраска кристаллов берилла (табл. 23).

Исследованные нами бериллы содержат гораздо больше BeO , чем бериллы, которые были ранее описаны П. И. Саловым (1951) и А. А. Бесусом (1956), и отличаются сравнительно меньшим содержанием Al_2O_3 .

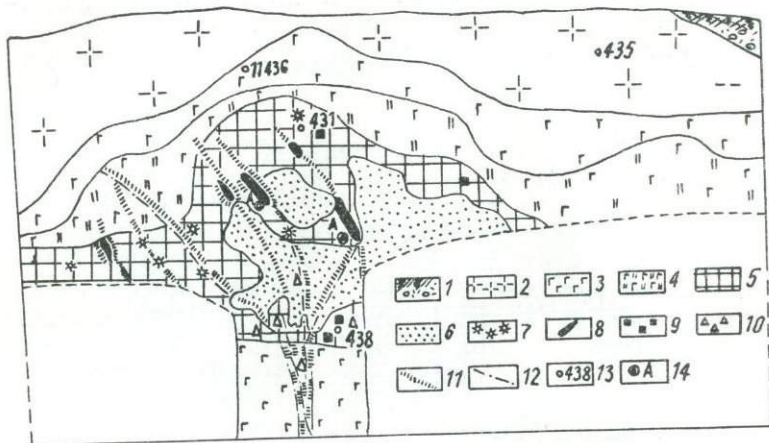


Рис. 47. Внутреннее строение пегматитов с редкометальной мине- рализацией (по А. М. Палванову и С. И. Ибадуллаеву).

1 — четвертичные обломочные отложения; 2 — порфирировидные биотитовые граниты; 3 — пегматоидная с биотитом (выделения свистлого кварца и микролина ориентированы примерно вкрест контактовых псевхристой зоны и закономерно чередуются друг с другом по ее простира-нию); 4 — биотит-кварц-полевошпатовая графическая; 5 — блоковая микроклини-пертитовая; 6 — центральная блоковая («кварцевое ядро»); 7 — мелкие спора-дичные выделения гадолиния и фергусонита; 8 — участки с более частыми выделениями тех же минералов; 9 — магнетит; 10 — халькопирит; 11 — гидро-термальные изменения пегматита (постпегматитовые образования окислов Fe, Mn и др.); 12 — внутрипегматитовые трещины; 13 — места штучного опробования пегматита; 14 — места опробования рудных минералов.

Таблица 22

Типоморфные особенности натрового берилла из мусковитовых пегматитов района

Зона пегматита	Содержа-ние щело-чей, %	Облик кристаллов	Цвет	Минеральный парагенезис
Кварцево-мусковитово-микроклиновая	1,35	Призматиче-ский	Светло-зеленый	Кварц, мусковит, ми-кроклин и гранат
Альбито-мусковитовая (замещающий комп-лекс)	1,45	Остропирами-дальный или конусовидный (рис. 51)	Желтый с ко-ричневым от-тенком	Альбит, мусковит, кварц, колумбит, кас-ситерит, турмалин, гранат

CaO , MgO и отсутствием K_2O . Бериллы наших сборов по содержанию BeO приближаются к стандартному бериллу Дж. Дана (1920). По дан-ным наших спектральных анализов, в берилле главной генерации уста-новлены следующие элементы-примеси: титан, олово, марганец (сотые доли процента), медь, таллий (тысячные доли процента). Все более по-здние генерации берилла имеют весьма подчиненное значение (хотя и

Химический состав натровых бериллов из мусковитовых пегматитов района

Компоненты	Разновидности берилла				Типичный берилл по Д. Дану	
	коричнево-желтая (обр. 113)	светло-зеленая (обр. 27)	беловато-зеленая (по П. И. Салову)	желтовато-зеленая (по А. А. Беусу)	из Швеции	из Мадагаскара
SiO ₂	65,50	66,36	66,20	64,16	63,32	66,56
Al ₂ O ₃	17,95	17,94	19,20	17,84	17,46	18,66
Fe ₂ O ₃	1,00	0,35	0,51	0,84	0,30	0,30
FeO	0,30	—	0,45	—	—	—
MnO	0,03	—	0,04	—	—	—
BeO	13,34	13,46	10,60	12,48	13,11	12,47
CaO	0,24	0,26	0,80	0,28	—	0,06
MgO	0,15	0,20	0,37	0,21	0,32	—
Li ₂ O	—	—	—	0,36	—	—
Na ₂ O	0,32	1,45	1,70	1,54	—	0,70
K ₂ O	0,00	0,00	0,33	0,44	1,83	—
H ₂ O	0,20	0,15	0,26	0,67	3,64	1,60
Сумма	100,23	100,17	100,28	100,06	99,94	100,35

Кристаллохимические формулы:

Обр. 113. $\text{Na}_{0,23}(\text{Be}_{2,91}\text{Ca}_{0,02}\text{Mg}_{0,02}\text{Fe}_{0,02}^{++})_{2,97}$
 $(\text{Al}_{1,92}\text{Fe}_{0,07}^{+++})_{1,99}[\text{Si}_{5,93}\text{O}_{18}]$.Обр. 27. $\text{Na}_{0,25}(\text{Be}_{2,42}\text{Ca}_{0,02}\text{Mg}_{0,03})_{2,97}$
 $(\text{Al}_{1,91}\text{Fe}_{0,02})_{1,43}[\text{Si}_{5,99}\text{O}_{18}]$.

делаются попытки выделить большее число генераций, отличных друг от друга по составу и облику).

Результаты исследованных нами пегматитов подтверждают установленную А. Е. Ферсманом (1940) закономерность последовательной кристаллизации разновидностей берилла. Для более высокотемпературных стадий формирования пегматитов характерны бледно-зеленые и желтоватые средне- и крупнокристаллические разновидности берилла (диаметром 4—3 см и 78 см по длинной оси); для более низкотемпературной стадии иногда отмечаются бесцветные мелкие кристаллы берилла.

Содержание бериллия в пробах жильных пегматитов резко изменчиво, что объясняется, вероятно, геолого-минералогическими особенностями пегматитовых полей, в частности, гнездообразным распределением берилла в виде немногих относительно крупных кристаллов.

Гадолинит. Наши первые находки акцессорного гадолинита позволяют уточнить минералогию и геохимию пегматитов западных отрогов Зарафшанского хребта. В связи с этим в характеристике минерала следует обратить внимание на его конкретные диагностические признаки и условия нахождения. Особенностью гадолинита в пегматитах изучаемых полей является его тесная связь с фергусонитом. Иногда гадолинит-фергу-

сонитовые срастания настолько тесны, что трудно отделить один минерал от другого.

В результате осмотра ряда жил и документации отдельных пегматитовых тел установлено, что гадолинит приурочен к относительно сложным пегматитам, залегающим в гранодиоритах и обнаруживающим здесь определенный тип внутреннего строения (рис. 47). Примеры показывают, что гадолинитсодержащие пегматитовые тела характеризуются четкой правильной зональностью. В них развиты графические и пегмато-видные зоны, а также «кварцевые ядра». При этом выделения гадолинита и фергусонита преобладают в зонах грубозернистого пегматита, где контролируются трещинами.

Обычно гадолинит имеет крупнораковистый излом, стеклянный блеск, смоляно-черный (в тонких осколках бутылочно-зеленый) цвет. Черта зеленовато-серая. Под микроскопом изотропен. Показатели преломления от 1,767 до 1,785. Удельный вес, определенный методом М. М. Василевского, равен 4,05—4,16. Средняя твердость минерала по микро-вдавливанию равна 790 кг/мм². Некоторая изменчивость физических свойств минерала объясняется сложностью его химизма и присутствием в нем тех или иных примесей Са, Mg, Mn и др. Он метамиктный и после прокаливании в течение 18 минут до 1100° становится темно-коричневым, полупрозрачным, приобретает анизотропность (незначительное двупреломление). Порошок, прокаленный до 1100°, был подвергнут рентгено-структурному анализу, причем результаты совпали с порошкограммой эталонного гадолинита, прокаленного до 1100° (табл. 24).

Таблица 24

Рентгенограмма гадолинита из пегматитов
Джамского интрузива (Лолабулак) (проба А)

Гадолинит (проба А)		Эталон	
I	α/π	I	α/π
4—5	4,89	7	4,73
1	4,24	—	—
2	3,51	2	3,51
8	3,17	10	3,12
10	2,83	10	2,83
10	2,58	8	2,56
2	2,39	4	2,37
1—2	1,978	6	1,964
6	1,878	7	1,861
6	1,762	6	1,771
5	1,661	8	1,661
3	1,573	6	1,567
3—4	1,421	5	1,442
1	1,264	3	1,248
1	1,185	4	1,179

Условия съемки: Си — излучение; D = 573 мм; d = 0,4 мм; напряжение 30 кV; сила тока — 24 mA; экспозиция — 1 час.

На кривой нагревания гадолинита наблюдается резкий экзотермический эффект при 815°C, по-видимому, обусловленный переходом минерала в кристаллическое состояние. По данным химического анализа (САИГИМС, руководитель Л. Л. Галкина), изучаемый гадолинит по сравнению с гадолинитом из лейкократовых гранитов Средней Азии (Сморчков, 1956) отличается повышенным содержанием FeO и CaO, отсутствием K₂O, Na₂O и низким содержанием Al₂O₃ и Fe₂O₃.

Окислы	Гадолинит из пегматитов Джамского интрузива (Лалабулак)	Гадолинит из лейкократовых гранитов Средней Азии (Сморчков, 1956)
SiO ₂	23,92	23,01
Al ₂ O ₃	0,06	1,87
Fe ₂ O ₃	Не опр.	5,57
FeO	11,22	7,87
CaO	2,40	0,87
MgO	0,56	1,25
MnO	0,28	—
BeO	10,53	8,76
ThO ₂	0,60	—
TR ₂ O ₃	50,18	47,15
K ₂ O	Не обн.	—
Na ₂ O	Не обн.	3,68
Сумма	99,75	99,36

Сложность состава гадолинита подчеркивается данными спектральных анализов (САИГИМС, 1970). В пробе гадолинита установлены (вес. %) Ag—0,001; Cu—0,0003; Pb—0,01; Be~1; Sn—0,001; Ga—0,01(?); La—0,1; Y>1; Gd~1; Yb>1; Zr—0,01; Se—0,001; Ge—0,0008; Th—0,6.

Открытие акцессорного гадолинита свидетельствует о бериллий-редкометальной специализации пегматитов района. Тесные сростания гадолинита с фергусонитом и сходные условия выделений этих минералов позволяют отнести их к единой температурной ступени процесса минерализации. Обогащенность вмещающих мелкозернистых биотитовых гранитоидов этими же минералами служит доводом в пользу генетической связи редкоземельных пегматитов с гранодиоритами II интрузивной фазы региона.

Вместе с тем приуроченность гадолинита и фергусонита к блоковым и ядерным зонам пегматитов, близость одного минерала к другому по специфичному набору элементов-примесей свидетельствуют о высокотемпературном пневматолито-гидротермальном этапе образования редкометального оруденения в истории формирования пегматитов региона.

Нами установлены две разновидности гадолинита и семь фергусонита, отличающихся друг от друга по облику и свойствам. В настоящее время они изучаются нами.

Фенакит в большинстве пегматитовых жил района отсутствует. В наших минералогических сборах выделения фенакита не зафиксированы. Впервые он был отмечен К. М. Кромской (1969) как спорадичный акцессорный минерал в единичных пегматитовых жилах. Затем его изу-

чал Н. К. Джамалетдинов (1960, 1965), по работам которого составлено нижеследующее описание.

Фенакит был обнаружен в пегматитовой жиле, отличающейся сложностью морфологии и вещественного состава. Жила залегает в двуслюдяных гранитах III фазы, где образует линзообразные раздувы и разветвления. Мощность ее в раздувах до 8,0 м, протяженность — более 100 м. С вмещающими породами нередко имеет извилистые нечеткие контакты.

Структура пегматита меняется от мелкозернистой (в кривых частях жилы) до пегматоидной грубозернистой (в центральных). Состав пегматита: микроклин, кварц, альбит, мелкочешуйчатый зеленовато-серый мусковит; присутствуют берилл, гранат и др.

Альбит и мусковит развиты по трещинкам микроклина, который при этом осветлен. В таких измененных участках пегматита на стыках зерен полевых шпатов и кварца встречаются мелкие светлые, слабо прозрачные вкрапленники и округлые выделения (от 1 до 5—6 мм) минерала, по внешнему виду плохо отличающегося от берилла и кварца. Местами он образует гнездообразные скопления. По форме зерна его неправильные или, реже, ромбического облика. Твердость 7,5; удельный вес 3,0—3,2. В шлифах имеет высокий рельеф, оптически одноосный положительный, со слабым плеохроизмом в желтых тонах. Показатель преломления по Ng — 1,669, по Np — 1,653.

Химический анализ фенакита (%): SiO_2 — 55,2; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — 0,37; TiO_2 — 0,05; Mn — сл.; Al_2O_3 — 2,13; CaO — 0,2; MgO — 0,85; Na_2O — 0,52; H_2O — 0,2; BeO — 40,39; SO_3 — 0,13; Li_2O — 0,16; н.п.п. — 0,3.

Формула фенакита в развернутом виде выглядит так: $\text{Be}_{1,78}\text{Na}_{0,02}\text{Li}_{0,01}\text{Mg}_{0,02}\text{Al}_{0,05}\text{Fe}^{+0,05}\text{Si}_{1,01}\text{O}_4$.

Недостаток бериллия в составе фенакита, как и в берилле, видимо, компенсируется натрием и литием путем гетеровалентного изоморфизма (Гинзбург, 1955 и др.), а также алюминием (Беус, 1962) и, возможно, железом (Джамалетдинов, 1965). Установлена ассоциация фенакита с мелкочешуйчатым зеленоватым мусковитом в альбитизированных участках пегматита, где встречается мелкозернистый берилл. В связи с этим мы присоединяемся к мнению названных авторов о том, что фенакит завершает стадию альбитизации пегматита и образуется путем замещения берилла.

МИНЕРАЛЫ ЛИТИЯ

В подавляющем большинстве пегматитовых тел самостоятельные минералы лития отсутствуют, но примеси его довольно часты в слодах и меньше в полевых шпатах. Это дало нам основание предполагать, что в отдельных пегматитовых телах, где концентрация лития несколько увеличивается, возможны хотя бы акцессорные выделения сподумена. Первые проявления сподуменовой минерализации в районе были установлены А. А. Авдеевым, К. И. Исхаковым (1961) и другими геологами, позднее они изучались Н. К. Джамалетдиновым и нами. По нашим данным, в условиях коры выветривания Южного Тянь-Шаня, сподумен довольно быстро разрушается, идет образование гипергенных минералов типа синклерита и т. п.

Сподумен в пегматитовых жилах района весьма редок. Наиболее полно его диагностировал Н. К. Джамалетдинов, получивший четкую рентгенограмму. Спектроскопически (с привлечением метода фотометрии пламени) в сподумене обнаружены второстепенные примеси Fe, Mg, Ba, Mn, V, Ti, Cu, Sn, Be, Ga. Содержание цезия в нем достигает 0,03%, рубидия — 0,3%.

В основном минерал характеризуется комплексом признаков, установленных при изучении литиевых пегматитов вообще (Солодов, 1960 и др.). По времени формирования он близок главным генерациям кварца и микроклина, образующим грубозернистую пегматоидную структуру жильного пегматита. Альбитизация и последующие замещения в пегматите происходят после отложения сподумена, так как с их развитием сподумен подвергается дроблению, разъеданию и т. п.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПРОЧИХ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Из прочих редких элементов геохимический интерес представляют установленные в некоторых пегматитах района спорадичные проявления олова (касситерит) и молибдена (молибденит).

Касситерит в районе, по-видимому, развит шире, чем это известно в настоящее время. По данным спектральных анализов, олово в рассеянном виде (сотые доли процента) обнаружено почти во всех породах палеозоя и в большинстве минералов из пегматитовых жил района.

Микроскопически минерал обнаруживается редко, зато обычен в шлихах, отмытых из аллювия саев, пересекающих пегматитоносные гранитоиды района. Наблюдается в виде единичных зерен в пегматитовых жилах на участках Лянгар и Кумгаза. Ассоциирует с кварцем, микроклином, альбитом, мусковитом, колумбитом. Следует обратить внимание на присутствие олова (элемент-примесь) в сподуменсодержащих пегматитах района. Находка касситерита в данном случае наиболее вероятна. В полевой сезон 1970 г. частая вкрапленность довольно крупного (0,3—1 см) касситерита наблюдалась Л. А. Быковым и нами в жиле сподуменсодержащего пегматита, залегающего в сланцевой толще района.

В шлихе касситерит бывает светло-коричневого, темно-коричневого и даже почти черного цвета. Его зерна и обломки имеют неправильную форму и величину от 0,3—0,7 до 2 мм (редко). В отмытой задирковой пробе из пегматитовой жилы на участке Кумгаза обнаружено 15 знаков касситерита.

На основании полученных данных можно сказать, что образование касситерита в Каратюбе связано не только с гидротермальным (Баймухамедов, 1951 и др.), но и с пегматитовым процессами.

Шеелит отмечается главным образом в контактных скарно-рудных проявлениях, особенно в гранато-везувияновых и гранато-пироксеновых скарнах; гораздо реже — в пегматитах линии скрещения, прорывающих известняки, кварцево-грейзеновых зонах и кварцевых золоторудных жилах линии скрещения.

Шеелит из пегматитов белый, иногда слегка коричневый. Блеск жирный. Образует мелкую вкрапленность, реже гнездообразные скопления. Величина зерен не превышает 0,3—0,5 мм. Ассоциирует с плагиоклазом, гранатом и другими минералами десилицированного пегматита. Крупинки шеелита при рассмотрении под бинокулярной лупой совершенно прозрачны, иногда обладают едва заметной желтовато-коричневой окраской. Твердость около 5. Нами минерал сплавлялся с бурой, при этом он дал прозрачный перл, который после охлаждения стал белым, что весьма характерно для шеелита. В соляной кислоте растворяется с выделением желтого осадка: при добавлении зернистого олова и продолжительном кипячении осадок приобретает синий цвет, что подтверждает присутствие вольфрама.

Зерна шеелита имеют неправильную форму, цвета интерференции первого порядка и высокий рельеф. Минерал одноосный положительный. В большом количестве встречается в шлихах, отмытых из аллювия саев и пересекающих контактовые зоны гранитоидов района. В таких пробах

Элементы-примеси в скарнах Каратюбинских гор
(спектральная лаборатория САИГИМСа, 1971)

Содержание	Обнаруженные элементы				
	Обр. 1	3	4	5	9
>1	Si, Al, Mg, Ca	Si, Al, Mg, Ca	Si, Al, Mg, Ca	Si, Al, Mg, Ca, Fe	Si, Al, Mg, Ca, Fe
~1	Fe	Fe, Na	Fe, Na	Na	—
0,п	Mn, Ti, Zn, Na	Mn, Ba, Zn	Mn, Zn, P	Mn, Ti, Zn, P	Mn, Ti, V, Zn, Na
0,0п	Pb, Bi	Ti, W, Pb, Bi	Sn, Bi	Sn, Bi	Ba, Zn, Pb
0,00п	Ni, V, Cu, Ga, Be	Ni, V, Zn, Cu, Sn, Li, Bi, Ba	Ni, V, Zn, Cu, Ga, Ge, Be	Ni, V, Zn, Cu, Ga, Ge, Be	Ni, Cu, Ga, Ge, Be

нами обнаружены разновидности бесцветного и бледно-желтого шеелита. Величина зерен 0,2—0,5 мм, редко больше. Содержание в тяжелой фракции шлиха колеблется от единичных зерен до 90%.

Для геохимической характеристики шеелитоносных скарнов нами выполнены спектральные анализы нескольких образцов, взятых из различных скарновых тел (табл. 25). Результаты химического анализа тех же скарнов свидетельствуют о том, что породы заметно обогащены вольфрамом (химлаборатория САИГИМСа, 1971).

Мощность скарна, м	Содержание WO_3 , вес. %
0,8	0,16
0,8	2,71
0,6	0,18
0,3	0,10

Как видно из приведенных данных, содержание трехоксида вольфрама колеблется и достигает кондиционных или субкондиционных содержаний. Это представляет не только теоретический, но и практический интерес.

Молибденит наблюдался нами в виде редких темно-серых (графитоподобных) чешуек в единичных шлихах, отмытых из аллювия саев, которые прорезают породы батолитового комплекса Каратюбе. Коренные выходы проявлений молибденита пока не установлены.

ПРОЧИЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Среди прочих акцессорных минералов различаются два подразделения. Первое составляют минералы ранней стадии пегматитообразования, которые во многом подобны «обычным» акцессорным минералам гранита (сфен, ильменит и т. п.); второе — редко и весьма редко встречающиеся минералы постмагматической стадии, проявленной в пегматитовых телах. Это деление свидетельствует о широком понимании термина «акцессорные минералы», о применимости его ко всем эндогенным породам, включая и пегматиты.

К аксессуарным относим все те эндогенные минералы, которые встречаются в виде небольших редких индивидов, суммарный объем которых обычно не превышает 1—2% от общего объема породы. Аналогично выделяют аксессуарные минералы Л. А. Быков, Б. Р. Махмудов и др. О правомочности такого подхода указывает С. Д. Туровский (1958), который выделил в гранитоидах Киргизии аксессуарные минералы магматического, пневматолитового и гидротермального этапов.

Сфен — один из характерных аксессуарных минералов всех батолитовых комплексов изученной площади. Особенно много его в породах ранних фаз магматизма (в диоритах, гранодиоритах и др.). Пегматиты отличаются меньшими и наиболее редко встречаемыми проявлениями сфена. В шлифах, характеризующих жильные пегматиты Каратюбе, сфен отмечен в виде мелких (0,1—0,15 мм) удлиненных зерен. Плеохроизм по Ng — бледно-желтый, по Nr — светлый и буровато-желтый.

И. Х. Хамрабаев (1958) выделяет две генетические разновидности сфена — магматическую и позднематматическую. Наши данные по пегматитам свидетельствуют о близости сфена из пегматитовых жил ко второй его разновидности.

Магматический сфен отличается радиоактивностью, густо-коричневой окраской, ясным плеохроизмом, наличием полисинтетических двойников. Ассоциирует с апатитом, ортитом, неизменным биотитом и ильменитом. Позднематматический сфен в противоположность магматическому менее радиоактивен, он обнаруживает светло-коричневую окраску, слабый плеохроизм; двойники отсутствуют. Его парагенезис: мусковит, измененный хлорит, циркон, окислы железа и др. При окварцевании и грейзенизации пород сфен исчезает, часто превращаясь в рутил.

Ильменит встречается в виде вкрапленности в изверженных породах и редко в пегматитах. Цвет его железо-черный, иногда стально-серый, блеск полуметаллический. Черта и порошок минерала черные. Под микроскопом ильменит непрозрачен. В отраженном свете буровато-серый. Встречен в краевых частях пегматитовых тел в ассоциации с биотитом и олигоклазом.

Анатаз часто встречается в шлихах из аллювия саев, пересекающих пегматитовые поля, а также непосредственно в протоловках из пегматитовых жил. Минерал обычно бесцветный, иногда бурый, имеет форму неправильных таблитчатых, реже удлиненных зерен. В них установлены оптические константы, обычные для анатаза.

Рутил в пределах рассматриваемого района не имеет широкого распространения. Единичные зерна его отмечались нами в сланцах, гранодиоритах и гранитах. Отмечается, что в пегматитах проявления рутила такие же, как и в гранитах, т. е. прежде всего скопления по типу «сагенитовой решетки». При этом особенно часто иголки рутила образуются за счет титансодержащего биотита в связи с процессами хлоритизации, а иногда и мусковитизации или грейзенизации. Поэтому рутил может служить указателем гидротермальных замещений в пегматитах.

В пегматитовых жилах Каратюбе рутил образует удлиненные и игольчатые кристаллы красновато-бурого, часто черного цвета с высоким рельефом. Минерал одноосный положительный. В отраженном свете серовато-белый. Показатель преломления очень высокий, двупреломление сильное. В скрещенных николях цвет минерала сохраняется. Рутил нередко отмечается в шлихах, отмытых из аллювия саев, пересекающих различные по составу участки батолитового комплекса и контакты батолита с песчано-сланцевой толщей.

Графит в пределах изученных участков встречается часто, но всегда в небольших количествах, преимущественно в виде мелкочешуйчатой

вкрапленности. Приурочен к битуминозным известнякам экзоконтактовой зоны гранитоидных интрузий. Отмечается также рядом с контактами пегматитов, прерывающих известняковую толщу. Он легко опознается по чешуйчатым формам, темно-серому (почти черному) цвету, малой твердости, нерастворимости в кислотах и т. д. Сравнение метаморфизованных и менее метаморфизованных осадочных пород убеждает в том, что графит образовался путем метаморфизма органического вещества битуминозных пород.

Халькопирит — один из наиболее редких, весьма спорадических минералов пегматитовых жил. Макроскопически наблюдался только Н. К. Джамалетдиновым в пегматитах, пересекающих известняки Кетменчи. Нами установлены единичные мелкие (1 мм) зерна халькопирита в протолочных пробах из пегматитов, залегающих в различных породах. Несомненно, это минерал гидротермальной стадии. Иногда в пробах с халькопиритом в виде отдельных частиц наблюдаются борнит, квеллин и другие минералы меди, характерные для коры выветривания.

Галенит в пегматитах устанавливается при минералогическом изучении тяжелой фракции протолочных проб. В таких пробах крайне редко отмечаются единичные мелкие индивиды (обломки) галенита. Однако он гораздо чаще встречается в кварцевых жилах, которые на отдельных участках (Лянгар и др.) сопутствуют пегматитам и, очевидно, генетически тесно связаны с пегматитовым процессом. В этих жилах галенит ассоциирует с пиритом, арсенопиритом и халькопиритом (ассоциации настолько тесные, что раздельное определение элементов-примесей невозможно).

По данным химических анализов бороздовых проб в кварцевых жилах с галенитом содержится 0,15—0,16% свинца. Здесь характерны установленные нами тонкие выдержанные сростания галенита с арсенопиритом. Они сложны по составу. Спектроскопически в них обнаружены (вес. %) примеси Fe, Mn, Ti, Cu, Ni, Bi, Sb и др. (0,00n—0,n).

Арсенопирит встречается в кварцевых жилах в виде зернистых масс, в ассоциации с пиритом, галенитом и молибденитом. Микроскопически арсенопирит легко узнается по стальнo-серому цвету и металлическому блеску. Твердость 6. Удельный вес 6,12. При нагревании на гипсовой пластинке порошка минерала со смесью KJ образуется летучий оранжево-желтый налет AsJ_3 .

В отдельных протолочных пробах из кварцевых жил содержание арсенопирита достигает 90% (тяжелая фракция). Результаты спектрального анализа арсенопирита из кварцевой жилы Лянгарского участка Каратюбе приведены ниже (САИГИМС, 1971).

Содержание, %	Обнаруженные элементы (обр. 98)
0,п	Mg, Fe, Pb
0,0п	Mn, Bi, Sb
0,00п	Ni, Ti, Cu, Ag

Пробирный анализ того же арсенопирита показал присутствие в нем золота и серебра. Содержание последнего достигает 120 г на 1 т кварцевой породы (1954). Находки золота в арсенопиритах А. Г. Бетехтин (8,9) объясняет тем, что оно может находиться в тонкодисперсном рассеянном состоянии, подобно дисперсной фазе в кристалло-золях.

Гематит распространен довольно широко, но из-за «распыленности» в пегматите он с трудом поддается точной диагностике. Поэтому главные сведения о гематите поступают при минералогическом изучении крупных протолочных проб жильной массы пегматита или при изучении шлиховых проб, отмытых из аллювия саев, пересекающих пегматитовые поля. Например, в шлихах по Аксаю и Эгрикольсаю (Каратюбе) содержание его в электромагнитной фракции достигает 10%. Под бинокулярной лупой обнаруживаются мелкие чешуйки гематита, темно-красного цвета с металлическим блеском, которые хорошо диагностируются по общеизвестным признакам.

Пирротин в виде мелкой вкрапленности отмечается в пегматитах линии скрещения, залегающих в известняках. Но в целом для рассматриваемых пегматитов он является редким, так как вместо него широкое развитие получает акцессорный пирит.

Пирит в данном районе довольно широко распространен. Он встречается в пегматитах, кварцевых жилах, скарнах, метаморфизованных сланцах и интрузивных породах.

В кварцевых жилах, сопутствующих пегматитам, пирит присутствует в виде мелких включений; реже встречаются отдельные его кристаллы размером 0,2—0,3 см. В пегматитовых жилах кристаллы пирита достигают 0,5 см, причем по данным спектральных анализов в них содержатся примеси (вес. %) $Zn(0,0n)$; $Cu, Pb(0,0n)$; $As, Ag(0,00n)$.

ОСОБЕННО РЕДКО ВСТРЕЧАЕМЫЕ ИЛИ НЕДОСТАТОЧНО ИЗУЧЕННЫЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

С проведением детальных минералогических работ в районе, выполненных с охватом большинства важнейших пегматитовых жил, число акцессорных проблематичных минералов резко сократилось. Таковыми являются следующие:

самородный свинец, указания о нем в ряде работ не подкреплены точной диагностикой;

самородное золото, для которого еще не выявлены условия нахождения в пегматитах района, хотя общие сведения о редкой и слабой золотоносности пегматитов имеются в монографии А. Е. Ферсмана (1940);

тетраэдрит, джемсонит, киноварь и, возможно, некоторые другие сульфиды и сульфосоли, еще не получившие точных характеристик из-за незначительности и спорадичности своего проявления в пегматитах района.

В этом перечне наиболее достоверно определены лишь самородное золото и киноварь, но они обнаружены в отмытых протолочных пробах пегматита, а потому не ясно, какое генетическое отношение они имеют к пегматитовым телам и их зональности.

Глава VI

ГИПЕРГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ ПЕГМАТИТОВ

Существовало мнение, что пегматиты Средней Азии не претерпевали значительных гипергенных изменений. Поэтому до сего времени систематических специальных описаний гипергенеза в пегматитах не было. Сделав попытку обобщить разрозненные сведения по гипергенным минералам пегматитовых тел, мы убедились, что число таких минералов значительно.

Только для пегматитов Каратюбе нами выявлено более 15 минеральных видов зоны гипергенеза, в том числе самородные элементы, окислы и гидроокислы, карбонаты, сульфаты, фосфаты, вторичные сульфиды и др. Однако их распространенность в пегматитах района резко различна. В гористой местности, в условиях интенсивной денудации гипергенные минералы не накапливаются.

Халцедон был встречен в виде мелких (до 2—3 см) прожилков в порфириовидных гранодиоритах и шлировых пегматитах (Аксай и другие участки Каратюбе). Кроме того, в осыпи найден халцедон, имеющий микроскладчатое строение. Цвет минерала серый, твердость 7, волокнистое строение и иногда мелкие включения лимонита в виде псевдоморфоз по пириту.

Каолин встречается в пегматитах как продукт разрушения щелочных полевых шпатов, а также в выветрелых изверженных горных породах (главным образом в гранодиоритах). Он представлен рыхлыми или глиноподобными массами мучнисто-белого цвета. Сравнительно легко обнаруживается под микроскопом в виде чешуек со слабым двупреломлением (порядка 0,007), а затем подтверждается кривыми дегидратации (резкий подъем при температуре около 400°).

Гипс на описываемой площади встречается часто, главным образом в пустотах среди известняков верхнего силура, изредка вмещающих пегматиты линии скрепления. При этом прожилки гипса иногда заходят в пегматитовые тела. Кроме того, гипс выделяется также в виде гнезд, или отдельных пластинчатых кристаллов. Часто окрашен в медово-желтые и бурые тона. Окраска, по-видимому, зависит от присутствия примесей, захваченных в процессе кристаллизации.

Барит впервые был обнаружен в районе автором. Интересно, что на пегматитоносном участке Кумгаза выделения барита найдены в виде прожилков и жил среди битуминозных известняков верхнего силура. Пока нет достаточных данных для того, чтобы твердо сказать, к какому процессу он относится — к гипергенному или низкотемпературному гидротермальному. Поэтому следует несколько подробнее рассмотреть особенности барита среди пегматитоносных комплексов Каратюбе.

Микроскопически барит окрашен в желтоватый цвет и имеет стек-
лянный блеск. Кристаллы пластинчатые. Твердость 3,5—4. Удельный вес
равен 4,72. Спайность совершенная в одном направлении. Результаты
спектрального анализа барита Кумгаза из Каратюбе приведены ниже
(САИГИМС, 1971).

Содержание, %	Элементы (проба 35)
» 1	Sr
0,п	Al, Ca, Fe
0,0п	Mg, Ti
0,00п	V, Be, Cu

Как видно, в барите содержится около 1% стронция. Это позволяет
предполагать, что в районе существуют разновидности минерала, кото-
рые именуют баритоцелестином.

Судя по выборке состава пород пегматитоносного комплекса Кара-
тюбе, полученной Л. А. Быковым, Б. Р. Махмудовым и др. (более 40
проб гранитов, пегматитов и др.), стронций является одним из широко
распространенных элементов этого комплекса; во всех пробах содер-
жится стронций, причем 20% проб — 0,03%, где он ассоциирует с Sn, Sc,
Y, Be и др. Учитывая это, а также наличие примесей стронция и берил-
лия в изученных нами баритах, мы приходим к заключению, что наряду
с гипергенными разностями, в районе возможна и гидротермальная ба-
ритовая минерализация, связанная с пегматитами.

Кальцит — один из широко распространенных минералов в палео-
зойских комплексах района. По условиям образования нами различают-
ся метаморфогенные, пневмато-гидротермальные и гипергенные генера-
ции кальцита.

I. Метаморфогенный кальцит широко развит во всей известняковой
толще верхнего силура. Нами выделен кальцит, образующийся на кон-
тактах пегматитов с известняками. Цвет белый. Размеры зерен колеб-
лются от 0,5 до 1 см в диаметре. Спайность совершенная. Твердость 3.
Удельный вес, определенный пикнометрическим методом, равен 2,62.
В шлифе наблюдаются крупные высокодвуупреломляющие зерна кальци-
та (от 0,4 до 0,8 мм) с четко выраженными, но изогнутыми полисинте-
тическими двойниками. Местами такой кальцит ассоциирует с волласто-
нитом, образующим прослои в мраморизованном известняке.

Результаты спектрального анализа белого кальцита из контактовой
зоны пегматитовой жилы в известняке (участок Угуриташ в Каратюбе)
приведены ниже.

Содержание, %	Элементы
~ 1	Si
0,п	Al, Mg, Fe
0,0п	Ba
0,00п	Ti, Cu

2. Кальцит в краевых зонах пегматитов линии скрещения среди из-
вестняков ассоциирует с амфиболами. Цвет голубоватый. Твердость 3.
Спайность совершенная. Удельный вес его меньше, чем обыкновенного
и равен 2,59. При облучении прибором ЛЮМ голубой кальцит светится
зеленовато-желтым светом.

Результаты спектрального анализа голубого кальцита для сравнения с обыкновенным кальцитом приведены ниже.

Содержание, %	Элементы	
	в голубом кальците (пр. 327)	в обыкновенном кальците (пр. 102)
~ 1	Si, Al	Si, Al
0,п	Mg, Sr	Mg
0,0п	Fe, Ba, La	Fe, Ba
0,00п	Mn, Ti, Cu	Mn, Ti

Из сравнения видно, что голубая разновидность кальцита существенно отличается от обычной по элементам-примесям. Это объясняется большей близостью ее к зонам минерализованного пегматита. Можно предположить, что окраска кальцита обусловлена присутствием стронция, который в обычном кальците отсутствует.

3. Кальцит гидротермального происхождения выделяется по трещинкам в пегматитах линии скрещения и других породах пегматитоносных полей, где тесно ассоциирует с кварцем. Кристаллы кальцита крупные. Цвет медно-желтый. Твердость 3. Спайность совершенная. Удельный вес, определенный пикнометром, равен 2,63.

4. Гипергенный кальцит по условиям нахождения и облику напоминает предыдущий. Отличается тем, что не дает ассоциаций с кварцем и сосредоточивается в виде прожилков только в верхних частях пегматитовых жил. Манганокальцит был отмечен И. Х. Хамрабаевым в 1956 г. Нами в районе этот минерал не найден.

Доломит по сравнению с кальцитом менее распространен. По внешнему виду он очень похож на кальцит. Детально нами не изучался. Цвет желтовато-белый. Главные массы доломита представляют собой продукты гидротермального метаморфизма известняковых толщ изученного района. Вполне понятно, что к пегматитам этот процесс непосредственного отношения не имеет. Что же касается гипергенного доломита, то к нему относится все сказанное о гипергенном кальците. Если пегматитоносные вмещающие толщи доломитизированы, то в пегматите прожилки гипергенного карбоната оказываются магнезиальными и доломитистыми.

Лимонит — распространенный минерал в пределах всех минерализованных участков района. Выделяется в виде охры по трещинам в горных породах. Легко узнается по буровато-желтому цвету. Результаты спектрального анализа лимонита из зоны окисления пегматитового тела Лянгара (проба 36) приводятся ниже.

Содержание, %	Элементы
0,п	Si, Pb
0,0п	Bi, Zn
0,00п	Mg, Mn, Ti, V, Cu, Sn, Ga, Be

Интересно отметить, что в лимоните, кроме титана, ванадия, марганца, содержатся такие редкие элементы, как олово, галлий, бериллий. Это, вероятно, обусловлено адсорбцией, т. е. поглощением компонентов, выделившихся при выветривании пегматита. По нашему мнению, лимонит в пегматитах образуется преимущественно в результате гидролиза

солей, возникающих при окислении и разложении железосодержащих минералов: сульфидов, карбонатов, силикатов и других.

Гидрогематит на изучаемой площади распространен мало. Установлен в 1951 г. И. Х. Хамрабаевым при термических исследованиях пород из пегматитового поля Лянгар (Каратюбе).

Пиролюзит по условиям образования и размещения в пегматитах аналогичен лимониту. Обнаружен в виде мелких натечных форм в выветрелом пегматите и дендритов по трещинкам в гипогенных минералах пегматита. Легко опознается по черной окраске, причем менее плотные разновидности тусклые, до землистых, а наиболее плотные — блестящие (для контрольной диагностики выполнялась реакция на марганец).

Самородная сера впервые в районе установлена нами. Она встречается главным образом среди мелко- и среднезернистого битуминозного известняка верхнесилурийской толщи, вмещающей пегматиты Каратюбе. Образует гнезда или отдельные трещинные прожилки. Представлена чистыми или загрязненными разновидностями. Относительно чистые разновидности имеют соломенно-желтые или сероватые оттенки. Темная окраска серы, по-видимому, связана с ее способностью растворять битуминозные вещества.

Как известно, самородная сера нередко образуется в результате распада сероводорода. В таких случаях обычными ее спутниками являются гипс, кальцит, арагонит. По одной из теорий сероводород образуется в результате биохимического процесса, происходящего в морских и лагунных бассейнах при участии бактерий (В. И. Вернадский, А. С. Уклонский и др.). Эта теория принята большинством ученых.

Самородная сера, по А. С. Уклонскому (1940), может образоваться в результате восстановления сероводорода, содержащегося в известняках, под действием органических веществ, в частности углерода. При этом процесс восстановления сероводорода до самородной серы идет постепенно. Полученные нами данные согласуются с концепцией А. С. Уклонского прежде всего потому, что все находки серы в районе относятся к горизонтам слабо метаморфизованных известняков. При большем метаморфизме находящиеся в известняках органогенные примеси дают начало графиту.

Ковеллин и борнит установлены нами при изучении аншлифов минерализованного пегматита из зоны гипергенеза. Замечено, что выделения ковеллина ассоциируют с халькопиритом, пиритом и борнитом, причем развиваются главным образом по борниту. Борнит развивается по халькопириту и часто образует каемки вокруг его выделений.

Бирюза в районе встречается очень редко. Впервые найдена среди сланцев Каратюбе в 1889 г. академиком В. А. Обручевым. Бирюза была обнаружена также и нами в период полевых работ на пегматитоносной площади Аксая. Интересно, что проявления ее приурочены не к собственно пегматитам, а к гидротермальным кварцам.

Церуссит обнаружен только в шлихах, где его содержание иногда достигает 10% тяжелой фракции. Под бинокулярной лупой церуссит имеет серый цвет. Форма зерен окатанная, размеры от 0,5 до 1,0 мм.

Скородит встречен в виде примазок и корок буровато-серого цвета в жильном кварце пегматитоносного участка Лянгар. Минерал наблюдается вместе с пиритом, арсенопиритом, галенитом, молибденитом, церусситом. Очевидно, образовался за счет окисления арсенопирита.

Базовисмутин впервые установлен в районе нами. Он встречается в единичных знаках только в шлихах, отмытых из протолочных проб пегматита Каратюбе. Представлен удлиненными кристаллами и землистыми массами серого цвета. Образование базовисмутина связывается нами

с гипергенезом, затрагивающим гидротермальную висмутовую минерализацию в пегматитовых телах. Но этот вопрос нужно еще изучать, так как в обычных пробах и штуфах пегматитов района минералы висмута еще не обнаружены.

Из приведенного обзора видно, что комплекс гипергенных минералов пегматитовых тел и сопутствующих им образований более значительный, чем это предполагалось ранее. Особенно богатый материал по гипергенезу дало изучение протолочных проб пегматита. Теперь следует поставить более детальные работы по геохимии зон гипергенеза, чтобы проследить все стадии гипергенной минерализации и их морфологическое выражение.

Следует заметить, что зоны гипергенеза пегматитовых полей, в том числе россыпи могут приобрести и существенное практическое значение. В первую очередь это касается оловоносности района. Так, в выборке, характеризующей состав пород пегматитовых полей Каратюбе, из 40 проб более 10 оловоносны (до 0,01 % олова). Из других элементов в зоне гипергенеза накапливаются Ti, Zr, TR, Sc и др. (по Л. А. Быкову, Б. Р. Махмудову, автору и др.).

Глава VII

ГЕОХИМИЯ ПЕГМАТИТОВ

Особенности гипогенной геохимии пегматитовых полей характеризуются прежде всего на основе тех аналитических данных, которые приводились в предыдущих главах. Для обоснования некоторых положений используются также результаты дополнительных анализов, полученные нами и другими исследователями в последнее время.

Общая геохимическая характеристика. Описания минералов свидетельствуют о значительной геохимической сложности пегматитов изученного региона. Так, из общего числа «доурановых элементов» в пегматитах региона удалось установить к настоящему времени 51 элемент, в том числе многие редкие и рассеянные металлы (рис. 48). Однако не все эти эле-

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	
1	H 1							2 He	
2	(Li) 3	(Be) 4	5 (B)	6 (C)	7 (N)	8 (O)	9 (F)	10 Ne	
3	(Na) 11	(Mg) 12	13 (Al)	14 (Si)	15 (P)	16 (S)	17 (Cl)	18 Ar	
4	(K) 19	(Ca) 20	(Sc) 21	(Ti) 22	(V) 23	(Cr) 24	(Mn) 25	(Fe) 26	(Co) 27 (Ni) 28
	29 (Cu)	30 (Zn)	31 (Ga)	32 (Ge)	33 (As)	34 (Se)	35 (Br)	36 (Kr)	
5	(Rb) 37	(Sr) 38	(Y) 39	(Zr) 40	(Nb) 41	(Mo) 42	(Tc) 43	(Ru) 44	(Rh) 45 (Pd) 46
	47 (Ag)	48 (Cd)	49 (In)	50 (Sn)	51 (Sb)	52 (Te)	53 (I)	54 (Xe)	
6	(Cs) 55	(Ba) 56	(La) 57	(Hf) 58	(Ta) 59	(W) 60	(Re) 61	(Os) 62	(Ir) 63 (Pt) 64
	79 (Au)	80 (Hg)	81 (Tl)	82 (Pb)	83 (Bi)	84 (Po)	85 (At)	86 (Rn)	
7	Fr 87	(Ra) 88	Ac 89	Ku 90					

(Ce) 58	(Pr) 59	(Nd) 60	(Pm) 61	(Sm) 62	(Eu) 63	(Gd) 64	(Tb) 65	(Dy) 66	(Ho) 67	(Er) 68	(Tm) 69	(Yb) 70	(Lu) 71
(Th) 90	(Pa) 91	(U) 92	Np 93	Pu 94	Am 95	Cm 96	Bk 97	Cf 98	Es 99	Fm 100	Md 101	(No) 102	(Lr) 103

Рис. 48. Химические элементы пегматитов Южно-Зарафшанского региона на таблице Д. И. Менделеева.

Элементы, обнаруженные в пегматитах, обозначены кружками; образующие собственные минералы — двойными кружками.

менты представлены самостоятельными минералами. Способность к образованию своих минералов проявили 36 элементов. В их числе акцессорные бериллий, барий, редкие земли (групп Y и Ce), ниобий, цирконий, олово, вольфрам и др. В то же время ряд других элементов, особенно литий, цезий, скандий, вообще говоря способных к минералообразованию на пегматитовом этапе процессов, в нашем случае предпочитают оставаться в рассеянном виде, хотя местами обнаруживают некоторую способность накапливаться в определенных минералах-носителях. Таковы, например, цезий- и рубидийсодержащие полевые шпаты, литийсодержащие мусковиты, гидрослюды и т. д. Это определяет особенности минерального состава пегматитов.

Ведущими минералами во всех пегматитовых полях региона являются полевые шпаты (микроклин, альбит) и кварц, причем наибольшей сложностью состава отличаются микроклины; среди последних часты пертитовые разности с примесями бериллия, лития, цезия, рубидия и других редких элементов; в некоторых разностях микроклинов из пегматитовых жил, залегающих в гранодиоритах и гранитах (II-III фаз герцинского магматизма региона), отмечаются повышенные содержания бария и стронция, что несомненно, связано с развитием цельзиановой и гиалофановой полевошпатовых молекул.

На втором месте идут мусковит, биотит, турмалин в пегматитах чистой линии и плагиоклазы, известково-железо-магнезиальные силикаты, частью гидросиликаты в пегматитах линии скрещения (проявленной в регионе незначительно). Эти минералы тоже содержат примеси редких элементов; таковы в частности литий- и бериллийсодержащие биотиты, цезийсодержащий «серебристый» мусковит и др.

Таким образом, наиболее сложные представители пегматитов региона относятся к III типу пегматитовых месторождений (по А. Е. Ферсману). Процессы линии скрещения не играли существенной роли в их формировании. Вместе с тем местами состав пегматитов региона усложнен, что обусловлено наложением поздней гидротермальной минерализации. Однако роль такой минерализации в подавляющем большинстве изученных пегматитов незначительна. Об этом свидетельствует документация ряда пегматитовых жил. Поэтому приведенные нами материалы рекомендуются в качестве относительно детальной характеристики III (шерлово-мусковитого) типа пегматитов чистой линии. На этом и основываются наши практические рекомендации при оценке пегматитовых полей районов в качестве возможных источников рудных и нерудных полезных ископаемых.

Геохимические особенности отдельных элементов. Поскольку общее число выявленных элементов велико, а значение их далеко не одинаково, мы ограничимся рассмотрением лишь нескольких элементов, характерных для выделенного пегматитового типа.

Главные элементы. По набору главных элементов пегматиты рассматриваемого типа вполне аналогичны гранитам вообще, а в частности—гранитам III фазы герцинского магматизма Каратюбе, Зирабулак-Зиаэтинских гор и других участков. В порядке убывания содержаний это будут кремний, алюминий, калий, натрий, кальций, железо и магний. Все они по геохимическим свойствам, проявляемым в процессе пегматитообразования, определяются как типичные литофилы.

Кремний является лидирующим элементом пегматитового процесса. Достаточно сказать, что из 85 точно диагностируемых минералов пегматитовых проявлений III типа А. Е. Ферсмана на долю кремнистых приходится больше половины, причем минералы кремния составляют

98—99,5% всей жильной массы пегматита. В пегматитах они весьма разнообразны — окислы, различные железо-магнезиальные силикаты, глиноземистые силикаты, алюмосиликаты, боросиликаты и др. (А. С. Уклонский). Однако количественная роль этих групп в формировании пегматитовых тел резко неодинакова. В этом отношении показательно, что примерно 97—99% всей жильной массы пегматита занято алюмосиликатами и свободным кремнеземом. Оставшиеся 1—3% распределяются между минералами кремния тоже весьма неравномерно: на первом месте — слюды (мусковит, отчасти биотит), на втором — турмалин, на третьем — прочие силикаты.

Вместе с тем отмечается и ряд исключений, обусловленных геолого-петрологическими причинами, в частности глубиной пегматитового процесса (по А. И. Гинзбургу и др.), которая в наших случаях, несомненно, меняется. Например, пегматитовые тела, сформированные в гранитоидах, более глубинны, чем пегматиты в кварцитах, сланцах и известняках региона. Соответственно этому пегматиты отличаются друг от друга по геохимии кремния и других элементов, поскольку максимум накопления кремнезема и глинозема (с образованием крупночешуйчатых слюд и сопутствующих силикатов) относится к среднеглубинным пегматитам. Поэтому изучение глубинности (фациальности) пегматитовых проявлений Узбекистана (Х. Н. Баймухамедов, С. И. Ибадуллаев, А. П. Палванов и др.) имеет существенное значение для постановки дальнейших поисков и ревизионно-оценочных работ в отдельных пегматитоносных регионах Средней Азии.

Алюминий. По А. Е. Ферсману (1939), среди минералов алюминия наиболее распространены его силикаты и фосфаты. Что же касается пегматитов рассматриваемого типа, то в них алюминий представлен только группой силикатов. «В условиях магм и высокотемпературных частей пегматитов,— пишет А. Е. Ферсман,— мы имеем дело с $Al...$ в чисто кислородных соединениях (шпинелидов, алюмосиликатов, силикатов глинозема); галлоидные соединения и фосфаты Al появляются лишь в геофазы $H-1$ (криолит, многочисленные фосфаты с Li , Fe^{2+} и Mn^{2+}), т. е. при температурах порядка 350° ». Это полностью подтверждается на большинстве пегматитовых проявлений Зарафшанского региона. Здесь после образования главной массы алюмосиликатов процесс накопления алюминия заканчивается образованием алюминийсодержащих боросиликатов и гидросиликатов, причем поздние геофазы процесса нередко проявляются весьма слабо.

Существенное значение имеет гипергенная геохимия алюминия, особенно процессы разрушения алюмосиликатов с образованием «каолинового ядра». Вместе с тем каолинизация алюмосиликатных пород (в частности, пегматитов) может протекать и в гипогенных условиях. Примеры ее описаны для многих постмагматических месторождений мира. В нашем случае интерес представляют проявления каолинизации в пегматитах, имеющие связь с трещиноватостью пегматитового тела, с которой была связана циркуляция гипогенных растворов. Такие пегматиты, несомненно, должны быть подвергнуты дополнительной ревизии и оценке на редкие металлы.

Калий, по данным химических анализов и другим определениям, является ведущим щелочным металлом в пегматитах региона. При этом калиевая специализация пегматитов выражена в разнообразии и обилии выделений калишпатов (преимущественно микроклинов) почти во всех зонах пегматитовых тел — начиная от мелкозернистой краевой в материнских гранитах (III—IV фазы батолитового этапа) и кончая внутренними зонами блоковых пегматоидных структур. Поэтому помимо образо-

вания обильных полевых шпатов и слюд калий как элемент-примесь входит в состав почти всех силикатных минералов пегматита.

По нашим данным, концентрация калия на отдельных пегматитовых полях составляет в среднем 4—5%. Это вполне соответствует представлениям А. Е. Ферсмана о калиевой специализации пегматитоносных гранитов и слюдяных пегматитов (III типу в его классификации).

Следует заметить, что соотношения между калием, натрием и щелочно-земельными металлами (главным образом кальцием) в калиевых полевых шпатах большинства пегматитов региона довольно устойчивые. Так, по данным химических анализов 10 мономинеральных проб калишпата, коэффициенты в его кристаллохимических формулах варьируют следующим образом: $K=0,63-0,79$; $Na=0,16-0,42$; $Ca=0,00-0,04$; $Mg=0,00-0,04$. Вместе с тем содержания в них Si, Al и O близки теоретическим. Все это свидетельствует о принадлежности ряда пегматитовых проявлений района к типу калиевых керамических пегматитов. При этом надо отметить, что спутниками калия в пегматитовом процессе являются литий, рубидий и цезий. Особенно «заражены» ими блоковые микроклины.

Натрий. Установлено, что по ходу магматического процесса образуются минеральные комплексы с убывающими содержаниями натрия. Но в пегматитах отмечается некоторый «натровый максимум» благодаря развитию метасоматического альбита. Позднее пегматитов в гранитоидах широкое развитие получают хлоритовые альбититы (например, в Каратюбинских гранодиоритах, по И. Х. Хамрабаеву, 1958). В связи с геохимической активизацией натрия в пегматитовом процессе, этот элемент фиксируется не только в альбите, но и в ряде других минералов пегматитовых жил, особенно в мусковите (до 1,5% Na_2O), гранате (0,40%), турмалине (3,5%) и берилле (до 1,32%). Это — одна из тех существенных геохимических черт пегматитов региона, которые следует учитывать при поисках в районе, поскольку с проявлениями натрового метасоматоза (альбитизация) тесно связаны скопления акцессорных редкометалльных минералов.

Кальций. Приводившиеся материалы ясно показывают различную геохимическую роль кальция в пегматитах чистой линии и линии скрещения. Особенно обогащаются кальцием гибридные пегматиты, прорывающие известняковую толщу. В таких пегматитах концентрация кальция возрастает благодаря увеличению в пегматите количества плагиоклаза и его номера. В противоположность этому пегматиты чистой линии характеризуются более скромным участием кальция в минералообразовании. По А. И. Гинзбургу (1960), пегматитовый процесс подразделяется на несколько этапов — кальциево-натриевый, калиевый, натриевый и др. Однако в нашем случае эти этапы выражены неодинаково. В частности, кальциево-натриевый этап полно выражен лишь в пегматитах линии скрещения, а в чистой линии он весьма быстро сменяется калиевыми этапами. Этим обычно и определена геохимическая специализация пегматитов района.

Железо и магний, как и в магматических образованиях, в пегматитах обнаруживают значительную геохимическую общность. Главные массы их концентрируются на раннем этапе пегматитового процесса, сосредоточиваясь главным образом в темноцветных минералах (в нашем случае преимущественно в биотите). Последующие накопления железа и магния оказываются весьма незначительными. Небольшие количества железа и магния фиксировались нами и другими исследователями региона в полевых шпатах, мусковитах, турмалинах, гранатах и других минералах из блоковых зон пегматита. Так, по данным химических анализов незначительные примеси магния и закисного железа обычны в мелко- и

крупнозернистых разностях микроклина из краевых и промежуточных зон сложных пегматитовых тел.

После отложения биогита, содержащего более 14% окислов железа и более 1,3% окиси магния, роль этих элементов в минералообразовании резко снижается. Однако в ряде пегматитов региона отмечается некоторый избыток магнезии и железа в мусковитах. По С. Д. Четверикову (1958), намечаются следующие верхние пределы содержаний окислов в мусковите (вес. %): Fe_2O_3 —3,35; FeO —0,87; MgO —0,81. В то же время в некоторых пробах мусковита из пегматитовых жил района обнаружено Fe_2O_3 —до 1,7 и более; Fe_2O_3 —до 3,45; MgO —до 0,37. По-видимому, повышенные значения магнезиальности и железистости светлых слюд — характерная черта геохимии пегматитов III типа вообще.

Редкие земли и близкие им элементы. В пегматитах рассматриваемого типа, как и во вмещающих гранитоидах, наиболее распространены редкие земли цериевой группы, которые дают ортит (в некоторых жильных пегматитах) и монацит (в гранитах и различных пегматитах). Иногда присутствуют ксенотим, фергусонит и гадолинит, т. е. минералы иттриевой группы редких земель. В редкоземельных акцессорных минералах местами отмечаются примеси тория, которые следует учитывать в качестве индикаторов редкоземельной минерализации. Среди проявлений такой минерализации к настоящему времени обнаружены Zr, Hf, Sc, La, Y, Yb, Gd, Nd, Pr, Ce.

Бериллий. Нами для района установлено, что главные массы бериллия концентрируются в пегматитах чистой линии, хотя заметную зараженность им обнаруживают пневмато-гидротермальные образования региона (в частности, скарны, гнейзены и некоторые другие рудоносные образования). По ходу пегматитового процесса бериллий как элемент-примесь участвует в составе турмалинов (0,00п%), гранатов (0,0п—0,00п%), колумбитов (0,0п%) и др.

Результаты химических анализов вместе с другими данными свидетельствуют о том, что бериллий — один из характерных редких элементов в пегматитах рассматриваемого типа.

Минерал	Кол-во анализов	Ср. содерж. Ве, %
Микроклин-пертит	2	0,0005
Кварц блоковый	3	0,0002
Альбит	5	0,0006
Мусковит	3	0,0003
Турмалин	1	0,0001
Гранат	5	0,0002
Апатит	2	0,0001

Показательно поэтому выделение бериллия в различных минеральных видах. Долгое время считалось, что берилл — единственный минерал бериллия, проявленный как акцессорный в пегматитах Западного Узбекистана. Теперь такое представление, по крайней мере для отдельных участков Западного Узбекистана, должно быть изменено, поскольку в пегматитовых жилах обнаружены более редкие минералы бериллия — фенакит, гадолинит, а менее достоверно — некоторые другие его минералы. Следовательно, геохимия бериллия в пегматитах рассматриваемого типа должна быть предметом дальнейших исследований. Представляет также интерес изучение геохимических особенностей самого берилла, поскольку по аналогии с другими регионами в нашем случае возможны находки бе-

рилла с примесями редких щелочей (прежде всего цезия). Это, несомненно, повышает геохимический интерес к описанным пегматитам.

Б о р. На значительной части палеозойских выходов региона устанавливаются повышенные содержания бора, что является геохимической особенностью отрогов Зарафшанского хребта. Главные количества элемента в виде турмалина связаны с пегматитовыми жилами и гранитами, отмечаются также аксинитсодержащие скарны. Вообще бор является одним из химически активных элементов постмагматических растворов, выделенных магмами, которые образовали гранитоиды региона. Накопление бора в растворах, видимо, обусловлено его внутренними свойствами и относительной избыточностью его содержания в магме.

По нашему мнению, развитие борной минерализации в пегматитах и пневмато-гидротермальных образованиях района обусловлено главным образом теми количествами бора, которые обогащали материнскую гранитную магму ассимиляционным путем. Этим объясняются повышенные (против кларка) содержания рассеянного бора в местных гранитоидах и в частности нередкие проявления турмалина в гранитах и аляскитах.

По И. Х. Хамрабаеву (1958), бор был заимствован гранитными магмами главным образом из силурийских осадочно-метаморфических пород, обнаруживающих сверхкларковые сингенетичные накопления этого элемента. Вместе с тем И. Х. Хамрабаев считает, что при развитии постмагматических процессов бор, видимо, присутствовал в растворах до самых последних низкотемпературных этапов, однако главная масса бора осаждалась в виде турмалина в пегматитах и зонах грейзенизации.

Наши данные показывают, что благодаря процессам ассимиляции песчано-сланцевых толщ силура, сопровождавшим интрузии гранитной магмы региона, средние содержания бора в герцинских гранитоидах, особенно в контактовых зонах этих пород, повышены даже и при отсутствии проявлений турмалина или других минералов данного элемента. В редких случаях, когда пегматиты соприкасаются с известняками, при избытке извести возможен аксинит.

Немногочисленные выделения аксинита наблюдались в пегматитовых жилах Лянгара (Каратюбе). В дальнейшем ни при окварцевании, ни при доломитизации самостоятельные минералы бора не откладываются. Это обусловлено главным образом резким уменьшением концентрации бора в растворах, вследствие массового выпадения его в зонах турмалинизации. Иначе его более низкотемпературные образования в виде датолита можно было бы находить в районах развития интрузивов малой глубинности, чего на самом деле не отмечается.

Н и о б и й и т а н т а л в нашем случае, как и в большинстве других, концентрируются совместно с образованием единых минералов, т. е. выступают как один сложный элемент («колумбий»). Замечено, что названные элементы в пегматитах региона концентрируются главным образом в виде минералов группы колумбита, причем, как правило, состав этих минералов резко сдвинут в сторону ниобия. По нашим аналитическим данным, отношение ниобия к танталу всегда не ниже 10, причем нередко асимптотически возрастает до почти полного исчезновения тантала. Аналогичные данные имеются и по другим регионам Средней Азии. Важно отметить, что на отдельных участках пегматитовых полей вместо обычных пегматитов с аксессуарным колумбитом фиксируются пегматитовые жилы, несущие аксессуарные выделения сложных редкометалльных минералов типа фергусонита, гадолинита и т. п.

Таким образом, пегматиты изученного региона имеют ясно выраженную редкометалльную специализацию, что следует учитывать в последующих металлогенических построениях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Систематическое изучение минералогии и геохимии пегматитов западной оконечности Зарафшанского хребта позволило выявить резкое преобладание III типа пегматитов А. Е. Ферсмана, охватывающего два подтипа — щерловый и мусковитый. Установлена четкая связь этого типа с проявлениями III фазы герцинского магматизма, представленной относительно глубинными биотитовыми и двуслюдяными гранитами. Эти граниты участвуют в составе сложных («многофазных») батолитов Южного Тянь-Шаня. Пегматиты локализуются как в самих материнских гранитах, так и в более древних породах, особенно гранодиоритах и контактово-метаморфических толщах, входящих в зону экзоморфизма того или иного батолита.

Список минералов, выявленных при изучении пегматитовых полей западной оконечности Зарафшанского хребта, превышает 80 наименований: самородные элементы, сульфиды, оксиды, оксисоли, весьма разнообразные, особенно в их силикатной части (по А. Г. Бетехтину). Поэтому в гипогенных и гипергенных комплексах пегматитовых тел фиксируются минералы кремния, алюминия, углерода, серы, фосфора, бора, кальция, магния, железа, марганца, бария, фтора, мышьяка, висмута, свинца, меди, молибдена, вольфрама, олова, ниобия и тантала, бериллия, лития, циркония и гафния, редких земель, титана (по А. С. Уклонскому).

При изучении этих минералов и валовых проб пегматита была обнаружена значительная сложность элементарного состава пегматитовых проявлений региона — в их составе участвует более 50 элементов, причем почти половина образует самостоятельные минералы. Минералогогеохимическим данным соответствуют материалы о сложном внутреннем строении эпигенетических пегматитовых тел. Были задокументированы варианты нормальной зональности пегматита, во многом сходные с общими схемами К. А. Власова и А. А. Беуса. Вместе с тем автор выделил тип неправильной зональности пегматита. Так же, как А. И. Гинзбург, Г. Г. Родионов и другие, автор склонен объяснить осложнения зональности пегматита тектоническими факторами. Чем меньше было тектонических подвижек в период пегматитообразования, тем меньше пегматитовое тело отклонялось от стандартной зональной схемы. Автором выявленное различие случаев отклонения — от незначительных до весьма резких.

Соответствие минералого-химического состава пегматитовых полей региона составу III пегматитового типа (по Ферсману) свидетельствует о справедливости основных положений теории пегматитообразования, разработанной А. Е. Ферсманом, а следовательно, и об инъекционной

природе пегматитов региона. Поэтому выполненная типизация пегматитовых проявлений имеет поисковое значение и способствует оценке перспектив Узбекистана в отношении рудных и нерудных полезных ископаемых пегматитового генезиса.

Материалы, изложенные в монографии, еще раз убеждают в том, что Западный Узбекистан является классическим примером проявлений сложных магматических комплексов и связанных с ними разнообразных месторождений. Минералого-геохимическая сложность пегматитов региона такова, что должна учитываться при металлогенической оценке региона наряду с другими генетическими типами месторождений Южного Тянь-Шаня. Как показали наблюдения, наиболее перспективными являются многофазные гранитоидные плутоны, сформированные в сложной тектонической обстановке. Так, в Каратюбинском батолите проявлены все 4 фазы герцинских гранитоидных интрузий, сопровождаемые пегматитами чистой линии, реже линии скращения. Помимо пегматитов, с гранитоидами региона на отдельных участках связаны метасоматические рудопроявления (скарны, грейзены, зоны турмалинизации, окварцевания и др.).

Местами подобный метасоматоз значительно развит в гранитах, которые тогда уподобляются типу апогранитных рудопроявлений. В частности, при минералого-геохимическом изучении апогранитов в них установлено повышенное содержание акцессорных бериллия, редких земель, олова и др. (в форме гадолинита, касситерита и иных минералов). Поэтому металлогенический интерес к региону, возможности комплексной оценки его металлорудных перспектив возрастают. С практической точки зрения среди пегматитов региона различаются три группы:

- 1) керамическая, кварц-полевошпатовая, местами со значительным развитием графических структур кварц-микроклиновых агрегатов;
- 2) редкометальная — сходная с предыдущей, но с относительно повышенным количеством акцессорных редкометальных минералов.
- 3) сложноредкометальная — с развитием процессов замещения (альбитизации, грейзенизации и др.), сопровождаемых наиболее частыми проявлениями редкометальных акцессорных минералов.

Особо следует отметить значение рассмотренных пегматитов в качестве источника высокосортного керамического сырья, так как в них широко развиты крупнозернистый, блоковый и порфириовидный микроклин. Первые испытания полевого шпата, добытого из пегматитовых образований Лолабулакского и Ингичкинского полей, показали его пригодность для фарфоро-фаянсовых изделий. Поэтому запроектированный в г. Самарканде фарфоро-фаянсовый завод, безусловно, будет обеспечен дешевым сырьем в первую очередь за счет Каратюбинского, Лолабулакского и Ингичкинского пегматитовых полей, а в дальнейшем — за счет пегматитовых проявлений Зирабулак-Зиаэтдинского и Тымского интрузивов.

При добыче полевых шпатов и кварца необходимо также обратить внимание на возможности комплексного извлечения редких элементов, которые локально дают повышение концентрации. Пегматитовые дифференциаты Западного Узбекистана были насыщены соединениями бора и других летучих компонентов, о чем свидетельствует большое количество турмалина, мусковита, а иногда жильбертита и других специфических минералов в пегматитовых жилах. В регионе продолжают изучать проявления олова, вольфрама и других элементов, разрабатываются поисковые критерии и металлогенические прогнозы. Одним из обоснований для таких прогнозов служит характеристика редкометальной специализации гранитов и пегматитов, приведенная в данной монографии.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Авто и аллоскарны, ДАН УзССР, 1949, № 5.
- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с интрузиями, Госгеолтехиздат, 1954.
- Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1947.
- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение, Госгеолтехиздат, 1957.
- Абдуллаев Х. М., Исамухамедов И. М., Хамрабаев И. Х. Роль процессов ассимиляции в формировании интрузивных комплексов, в сб. «Вопросы минер. и петр.», т. I, М., 1951.
- Артемьев Б. Н. Некоторые данные о геохимических особенностях металлогенеза Чаткала, Кара-Мазара, хребтов Кара-Тюбе и Туркестанского, ж. «За недра Ср. Азии», 1935, № 7.
- Бабаев К. Л. Взаимоотношения пегматитов и скарнов Кара-Тюбе и их генетические особенности, Бюлл. САИГИМСа, вып. I, Ташкент, 1959.
- Бабаев К. А. Гранитные пегматиты Средней Азии, Труды САИГИМСа, вып. I, Ташкент, 1961.
- Баймухамедов Х. Н. Магматизм Зирабулак-Знаэтдинских гор, в связи с оловяноносностью, материалы к II петр. совещанию, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Барсанов Г. П. Везувианы из Кедабекского месторождения в Закавказье (АзербССР), Труды минер. музея, вып. I, 1949.
- Белов И. В. К вопросу о порфировидных структурах гранитов Кара-Тюбе. Труды УзГУ, т. 7, Самарканд, 1939.
- Белов И. В. К вопросу о контаминации (ксеногибридизации) гранитов Кара-Тюбе, Труды УзГУ, т. 14, Самарканд, 1939.
- Белов И. В. Ксенолиты и фазы вулканизма Западного Кара-Тюбе. Труды УзГУ, новая серия, вып. 22, Самарканд, 1941.
- Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых, М., 1933.
- Бетехтин А. Г. Минералогия, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Бетехтин А. Г., Болдырев А. К. и др. Курс минералогии, М., ОНТИ, 1936.
- Беус А. А. О зональности гранитных пегматитов, Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 6.
- Беус А. А. Об изоморфизме бериллия в связи с явлениями его рассеяния и концентрации, ДАН СССР, т. 10, 1953, № 3.
- Беус А. А. Бериллий. Оценка месторождения при поисках и разведках, М., Госгеолитиздат, 1956.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи, М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Боженко Г. М. Турмалин из пегматитовых образований Западной Волыни, Записки Львовского гос. университета, 1953, № 3.
- Бонштедт-Куплетская Э. М. Определение удельного веса минералов, М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Боровик С. А. О нахождении олова в слюдах, ДАН СССР, т. XIV, 1937, № 6.
- Боровик С. А., Филиппов А. Н. Спектральный анализ, вып. I, М., Госхимтехиздат, 1932.
- Боровский И. Б., Блохин М. А. Рентгеноспектральный анализ, М., ОНТИ, 1939.

- Быков Л. А., Баймухамедов Х. Н., Ибадуллаев С. И. Генетические особенности и условия размещения гранитных пегматитов Средней Азии, материалы к совещанию «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых», Ташкент, 1971.
- Василевский Б. Ф. Эволюция формы кристаллов горного хрусталя и явления инверсии процессов образования кварцевых жил в Западной части Кара-Тюбе (Узбекистан), Труды УЗГУ, Самарканд, т. 16, 1936.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии, изд. 4, М., Объединенное научно-техническое издательство, 1934.
- Виноградов А. П. Распределение химических элементов в земной коре, «Геохимия», 1956, № 1.
- Винчелл А. Н. Оптическая минералогия, М., ИЛ, 1953.
- Власов К. А. О теории десиликации гранитных пегматитов, Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 2.
- Власов К. А. Значение форм гранитных пегматитов, ДАН СССР, т. 9, 1943, № 41.
- Власов К. А. К вопросу о генезисе пегматитов, ДАН СССР, т. 78, 1951, № 2.
- Власов К. А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов, М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов (под ред. К. А. Власова), М., Изд-во «Недра», 1968.
- Гинзбург А. И. Поисковые признаки редкометалльных пегматитов. «Разведка недр», 1949, № 3.
- Гинзбург А. И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях, и их оценка, «Разведка недр», 1952, № 2.
- Гинзбург А. И. [и др.]. О химическом составе тетрагональных танталониобатов, «Геохимия», 1958, № 5.
- Гинзбург А. И. (ред.) Геология месторождений редких элементов, М., Изд-во «Недра», вып. 26, 1966.
- Гольдшмидт В. И., Петерс К. К. К геохимии бериллия, в кн. «Статьи по геохимии редких элементов», М., ГОНТИ, 1938.
- Горжевская С. А. [и др.]. Новая модификация фергюсонита. Фергюсонит, в сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 9, М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Дэна Э. С. Описательная минералогия (перевод с англ. под общ. ред. акад. А. Е. Ферсмана и О. И. Шубниковой), М., ОНТИ, 1937.
- Дэна Дж. Д., Дэна Э. С. Система минералогии, т. I, полутом 2, М., ИЛ, 1951.
- Зильберминц В. А., Самойло М. А. Материалы к минералогии гор Кара-Тюбе, Труды Т. П. Э., Л., вып. 29, 1933.
- Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами, ЗВМО, ч. 26, вып. 1, 1947.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их, М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Ибадуллаев С. И. О натровом берилле одного из пегматитовых полей, «Узб. геол. ж.», 1958, № 3.
- Ибадуллаев С. И. Керамические полевые шпаты из пегматитов и их применение, Труды ТашПИ, серия геол., М., Изд-во «Наука», 1965.
- Ибадуллаев С. И., Полванов А. Геология и генетические особенности некоторых редкометалльных и керамических пегматитов западной части Зарафшанского хребта, Труды ТашПИ, Изд-во «Фан», 1966.
- Ибадуллаев С. И. Некоторые данные о составе везувияна (Западный Узбекистан), Труды СазПИ, новая серия, геология и разведка, Ташкент, Госиздат, вып. 18, 1961.
- Ибадуллаев С. И. О мусковите в пегматитах одного из месторождений Средней Азии, Труды СазПИ, новая серия, геология и разведка, Ташкент, Госиздат, вып. 18, 1961.
- Ибадуллаев С. И., Полванов А. О гадолените и фергюсоните из керамических пегматитов Западного Узбекистана, в сб. «Вопросы геологии, петрологии, минералогии эндогенных м-ний Средней Азии», Труды САИГИМСа, вып. 18, Изд-во «Недра», 1972.
- Калита А. П. Редкоземельные пегматиты Алакүртти и Приладжыя, М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Камерон Е. Н. [и др.]. Внутреннее строение гранитных пегматитов, М., ИЛ, 1951.
- Карпова Е. Д. Интрузивные и рудные комплексы в тектонических зонах Южного Тянь-Шаня, Материалы ко II Всесоюз. петрограф. совещ., в кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Ташкент, Из-во АН УзССР, 1958.
- Коржинский Д. С. Образование контактовых месторождений, Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 3.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов, в кн. «Основные проблемы в учении о рудн. м-ниях», М., Изд-во АН СССР, 1954.

- Королев А. В. О значении вмещающих пород в образовании постмагматических месторождений, Труды ин-та геол. АН УзССР, вып. 6, 1951.
- Кузнецов В. И. О процессе становления гранитных пегматитов. Минералогич. сб. Львовского геол. об-ва, 1948, № 2.
- Курбатов С. С. Материалы к минералогии пегматитовых жил Алтын-Тау (Центральные Кызыл-Кумы), Труды Т. П. Э., вып. 11, М.-Л., 1935.
- Курек Н. Н. Измененные околородные породы и их поисковое значение (сб. статей), М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Кучукова М. С. Закономерность распределения минералов в скарновых зонах Кара-Тюбе (Западный Узбекистан), Записки Узб. отд. ВМО, вып. 1, Ташкент, 1952.
- Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом (перевод с англ.), М., Изд-во «Недра», 1965.
- Лебедев В. И. О генезисе письменных структур в пегматитах, Уч. записки ЛГУ, № 115, 1957.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы, М.-Л., ОНТИ-НКТИ-СССР, 1938.
- Лосев Н. А. К петрографии Толя-Кольского скарнового поля, Труды УзГУ, Самарканд, т. 14, 1939.
- Лосев Н. А. К вопросу о шеелитоносности и оловоносности Западного Кара-Тюбе, Труды УзГУ, Самарканд, т. 14, 1939.
- Ляшенко Г. К. Грейзены Центральной части Западного Кара-Тюбе, «Соц. наука и техника», 1939, № 6.
- Минералы СССР, т. 1, 2, М., 1940.
- Назаренко В. А., Полуэктов Н. С. Полумикрохимический анализ минералов и руд, М., Госхимиздат, 1950.
- Никитин В. Д. Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии, ЗВМО, 1949, № 3.
- Обручев В. А. Месторождения графита и бирюзы в горах Кара-Тюбе, ЗВМО, т. 25, 1896.
- Петрография Узбекистана (2 книги). Ташкент, Изд-во «Наука», 1964—1965.
- Попов Г. Н., Шафрановский Н. И. Кристаллография, 1948.
- Поярков В. Э. Скарны гор Кара-Тюбе, в сб. «Геология скарновых зон Средней Азии, Ташкент, 1942.
- Пятков К. К. [и др.]. Геологическое строение Центральных Кызыл-Кумов, Ташкент, Изд-во «Фан», 1967.
- Руденко С. А. К вопросу о морфологии пертитовых сростаний полевых шпатов, ЗВМО, № 6, 1949.
- Салов П. И. Жильные образования Юго-Западной части Зирабулакских гор, ЗВМО, вып. 8, Ташкент, 1955.
- Салов П. И., Ибадуллаев С. И. Некоторые особенности редкометалльных гранитоидных пегматитов Средней Азии, в кн. «Геология и полезные ископаемые Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Наука», 1964.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей, в кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Соседко А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов, М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Уклонский А. С. Минералогия, М., Гостоптехиздат, 1940.
- Ферсман А. Е. Геохимия, М., Госхимиздат, т. I—IV, 1934—1938.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I, М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы Западного Узбекистана, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Чекунов В. С. Вулканогенно-осадочная формация ордовика-нижнего силура с.з. части Зарафшано-Гиссарской горной области, в кн. «Вопросы палеовулканизма Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1964.
- Шаллер В. Т. Пегматиты, в сб. «Геология разных месторождений Западных штатов США», М., ОНТИ, 1937.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Краткая геолого-петрологическая характеристика района	6
Глава II. Морфология и внутреннее строение пегматитовых тел района	26
Глава III. Главные породообразующие минералы пегматитов	37
Глава IV. Второстепенные породообразующие минералы пегматитов	65
Глава V. Акцессорные минералы пегматитов	80
Редкометалльные акцессорные минералы	81
Минералы редких земель	—
Минералы тантала и ниобия	84
Минералы циркония	88
Минералы бериллия	—
Минералы лития	94
Акцессорные минералы прочих редких земель	95
Прочие акцессорные минералы	96
Особенно редко встречаемые или недостаточно изученные акцессорные минералы	99
Глава VI. Гипергенные минералы пегматитов	100
Глава VII. Геохимия пегматитов	105
Заключение	111
Литература	114

Саттар Ибадуллаевич Ибадуллаев

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПЕГМАТИТОВ

*Утверждено к печати
Ученым советом САНГИМСа*

Редактор *О. Мерхалева*
Технический редактор *Р. Рузиева*
Корректор *Н. В. Хазова*

Р08500. Сдано в набор 9/XI-72 г. Подписано к печати 17/X-73 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1. 3,37 бум. л.
7,25 печ. л. Уч.-изд. л. 9,0. Изд. № Н-1149. Тираж 500 экз.

Цена 1 р. 03 к. Заказ 1346.

Адрес изд-ва: ул. Гоголя, 70.

Отпечатано с набора ордена Трудового Красного Знамени типографии издательства ЦК КП Белоруссии, Минск, Ленинский проспект, 79, в типографии им. Франциска (Георгия) Скорины издательства «Наука и техника» АН БССР и Госкомитета СМ БССР по печати. Минск, Ленинский проспект, 68. Зак. 64.

1 р. 03 к.

1539