

С.И. Ибадуллаев

**МИНЕРАЛОГИЯ
и ГЕОХИМИЯ
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ
и РЕДКОЩЕЛОЧНЫХ
ПРОЯВЛЕНИЙ
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

„ФАН“

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

С. И. ИБАДУЛЛАЕВ

МИНЕРАЛОГИЯ
И ГЕОХИМИЯ
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ
И РЕДКОЩЕЛОЧНЫХ
ПРОЯВЛЕНИЙ
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

7451

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
ТАШКЕНТ — 1975



УДК 553.493 : 549+550.4(235.216-13)

С. И. ИБАДУЛЛАЕВ. Минералогия и геохимия редкометалльных и редкощелочных проявлений Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1975, Изд-во «Фан» УзССР, табл.—25, рис.—40, библи.—273.

Монография посвящена вопросам минералогии и геохимии Средней Азии (Южного Тянь-Шаня). В ней рассмотрены основные типы рудопоявлений редких и редкощелочных металлов, последовательно характеризуются этапы исследования региона, дается тектоно-металлогеническая схема районирования Южного Тянь-Шаня, описываются генетические типы редкометалльных рудопоявлений, приводится их классификация; для редкометалльных полей приводятся их минералогические особенности. Особое внимание уделено описанию главных породообразующих, а также акцессорных и вторичных гипергенных минералов (более 100), особенностям распределения элементов в пегматитах, апогранитах, соленосных отложениях, рассолах и растениях.

Книга рассчитана на широкий круг читателей — научных работников, аспирантов и геологов-производственников, интересующихся вопросами изучения редкометалльных и редкощелочных проявлений.

Ответственный редактор

докт. г.-м. наук, профессор

В. П. ФЕДОРЧУК

ВВЕДЕНИЕ

В Средней Азии разведаны многочисленные месторождения цветных, благородных и редких металлов, а также флюорита, строительного, декоративного камня и других видов полезных ископаемых. В дальнейшем предусмотрено расширение минерально-сырьевой базы, освоение новых видов сырья, особенно редких и редкощелочных металлов в перспективных районах нашей страны, в том числе Средней Азии (Южный Тянь-Шань), где широко развиты пегматитовые, скарновые и гидротермальные месторождения.

Геологии Средней Азии посвящены труды Абу Райхан Беруни, П. П. Семенова-Тяньшанского, А. Е. Ферсмана, Д. И. Щербакова, В. А. Обручева, И. В. Мушкетова, Д. И. Мушкетова, В. П. Вебера, Д. В. Наливкина, А. А. Беуса, Б. Н. Наследова, Х. Т. Туляганова, К. Л. Бабаева, В. А. Королева, В. П. Федорчука, В. И. Попова, Р. Б. Баратова и др.; геологии Узбекистана — работы Х. М. Абдуллаева, А. М. Акрамходжаева, М. А. Ахмеджанова, Х. Н. Баймухамедова, С. Т. Бадалова, О. М. Борисова, И. М. Исамухамедова, И. Х. Хамрабаева, В. Г. Гарьковца, И. М. Мирходжаева и многих других исследователей. В них характеризуются особенности магматизма и металлогении региона, а также генетические черты и перспективы отдельных постмагматических месторождений.

При таком комплексном подходе были рассмотрены и пегматиты. Так, К. Л. Бабаев (1960) описал внутреннее строение и морфологию пегматитовых образований. Однако минералогия и геохимия редкометальных и редкощелочных проявлений пегматитовых полей Южного Тянь-Шаня освещены недостаточно. В процессе изучения перспектив Средней Азии на редкие металлы приходилось неоднократно возвращаться к казалось бы уже детально исследованным пегматитовым полям Чаткала, Науки, Каратюбе, Лолабулака, Зирабулака, Гиссара и др., что было обусловлено недостаточностью данных о минералого-геохимических особенностях этих полей.

В Средней Азии пегматиты в виде серий жильных тел или групп широкообразных выделений нередко отмечаются в районах развития герцинских гранитоидов, локализуясь в зонах контактового метаморфизма сланцевых толщ (особенно песчано-сланцевых отложений силура). Однако практическое значение пегматитов региона далеко не равноценно. Одни поля (Лянгарское, Ингичкинское, Араббандское), включающие относительно крупные жилы грубозернистых

пегматитов, уже разведывались и частично эксплуатировались как источники керамического сырья для Самаркандского фарфорового завода; другие (Наукинское, Турткуйлюкское, Кульджуктауское, Лолабулакское, Чаткальское и другие поля) с этой точки зрения изучены еще недостаточно. Почти все пегматиты в той или иной степени являются рудоносными, прежде всего, редкометальными. И хотя промышленная оценка некоторых пегматитовых серий не дала положительных результатов, поскольку редкометальная минерализация носит лишь аксессуарный характер, данный вопрос нельзя считать решенным.

По составу пегматиты рассматриваемого региона в большинстве случаев соответствуют разновидностям III (шерло-мусковитового) типа, по А. Е. Ферсману, поэтому первоначально предполагалась их незначительная редкометальность (аксессуарный берилл). Однако сравнительно недавно в этих пегматитах нами найдены проявления акцессорных гадолинита, фергусонита, бастнезита, флюоцерита, лепидолита и других минералов, в связи с чем интерес к ним возрос.

В процессе геологоразведочных и тематических работ, проводившихся на пегматитовых полях Наука, Каратюбе, Лолабулак, Зирабулак, Султануиздаг, а также группах полей Гиссара и Туркестанского хребта, нами был собран значительный материал по минералогии и геохимии редкометальных и редкощелочных пегматитовых образований. В результате с разной степенью детальности описано более 100 минералов, в том числе впервые всесторонне изучены такие акцессорные минералы, как фергусонит, гадолинит, флюоцерит, бастнезит, ортит, сиклерит, ксенотим и др. На этой основе разработана классификация генетических типов гранитных пегматитов и редкометальных апогранитоидов нормального ряда Южного Тянь-Шаня. Эти данные, явившиеся итогом наших 20-летних исследований пегматитов и лейкократовых (альбит-грейзеновых) гранитов, легли в основу предлагаемой работы. В ней, кроме того, приводятся материалы как о гипогенной, так и гипергенной геохимии отдельных элементов.

Полевые исследования осуществлялись при участии Л. А. Быкова, Б. Р. Махмудова, С. А. Газиева, А. М. Эргешева, Т. А. Алиевой, Е. В. Титаренко. При написании монографии нами использованы материалы К. Л. Бабаева (1960), А. А. Беуса (1948), Л. А. Быкова (1949), Э. А. Дуни-Барковской (1954), К. Г. Ляшенко (1962), Н. К. Джамалетдинова (1965), А. Х. Рубинова, М. А. Смирнова (1950), В. И. Криночкина (1958) и других исследователей.

Автор признателен Л. Н. Овчинникову, Х. Т. Туляганову, Л. А. Быкову, В. П. Федорчуку, И. Х. Хамрабаеву, Х. Н. Баймухамедову, В. Г. Гарьковцу, К. Л. Бабаеву, М. А. Ахмеджанову, И. М. Мирходжаеву, Т. Н. Далимову, С. Т. Бадалову, Т. З. Закирову за ценные замечания. При подготовке работы помощь оказали сотрудники отдела петрологии и минералогии САИГИМСа Б. Р. Махмудов, С. А. Газиев и др., а также руководитель отдела научно-технической информации О. А. Канаш.

ГЛАВА I. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ И СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ И РЕДКОЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

История горнорудного производства в Средней Азии уходит корнями в далекое прошлое. Многочисленные, подчас весьма крупные, древние выработки и скопления шлаков являются доказательством того, что ранее здесь процветала горнорудная промышленность (Массон и др., 1953). Начало геологических исследований Тянь-Шаня положили экспедиции русских ученых прошлого века. Планомерное изучение всей территории началось после Великой Октябрьской социалистической революции.

В 1927—1928 гг. геологическое строение отдельных районов Узбекистана изучала группа И. П. Герасимова, Г. К. Чихачева, позднее (1931—1932 гг.) А. Ф. Соседко и др. Под руководством А. Е. Ферсмана, Д. И. Щербакова, А. С. Уклонского в 1932—1936 гг. исследовались магматизм и полезные ископаемые Узбекистана. В 1936—1946 гг. в большом объеме проводились геологосъемочные и поисковые работы. В результате были открыты многочисленные месторождения и рудопоявления цветных и редких металлов и других полезных ископаемых. Наряду с интенсивными геолого-разведочными работами в 1946—1956 гг. велись тематические исследования, осуществлявшиеся группой сотрудников Института геологии АН УзССР под руководством Х. М. Абдуллаева. Они были направлены на систематическое изучение магматических комплексов и их металлогении.

В 1946—1949 гг. петрологию магматических образований Нура-тинских гор изучал И. М. Исамухамедов, доказавший принадлежность гранитоидов региона к единому многофазному герцинскому магматизму.

В 1947—1955 гг. И. Х. Хамрабаев исследовал явления магматизма и постмагматизма, в том числе оруденения Западного Узбекистана. Результаты работ изложены в его монографии «Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане» (1958а).

В те же годы Х. М. Абдуллаевым, К. Л. Бабаевым, Т. М. Мацикиной, М. С. Кучуковой на основе исследований скарново-рудных месторождений Узбекистана выяснена генетическая связь шеелитоносных скарнов с гранитоидами.

Н. В. Нечелюстовым и др. проведены работы по выявлению условий локализации месторождений цветных и редких металлов.

Х. Н. Баймухамедов, К. Л. Бабаев, С. И. Ибадуллаев, Л. А. Быков, Н. К. Джамалетдинов и др. изучали генетические особенности, внутреннее строение, морфологию, минералогию пегматитовых полей и их связь с определенными магматическими комплексами Узбекистана.

Изучением оловорудных проявлений региона занимался Х. Н. Баймухамедов (1960), выявивший новый карбонатный тип оловянных рудопроявлений, характерный для Западного Узбекистана.

В 1950 г. вышла в свет монография Х. М. Абдуллаева «Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями».

С 1959 г. с целью выявления критериев рудоносности группа сотрудников Института геологии АН УзССР под руководством И. Х. Хамрабаева изучает магматические комплексы и их геохимические особенности. Указанные проблемы обобщены в монографии «Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов Узбекистана» (Хамрабаев, 1969).

К 60-м годам относятся детальные исследования различных районов Средней Азии сотрудниками ИГ и Г им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР, САИГИМСа, геологических и тематических экспедиций МГ УзССР, Таджикского и Киргизского геологических управлений, ТашПИ, ТашГУ, головных институтов — ИМГРЭ, ВИМСа, ЦНИГРИ, ВНИЯГ, ВИЭМСа и др. В этих работах принимали участие Х. М. Абдуллаев, А. С. Аделунг, М. А. Ахмеджанов, К. М. Адышев, Х. Н. Баймухамедов, К. Л. Бабаев, Р. Б. Баратов, А. А. Беус, И. Х. Хамрабаев, В. П. Федорчук, Х. Т. Туляганов, В. Г. Гарьковец, В. И. Попов, О. А. Рыжков, И. М. Исамухамедов, О. М. Борисов, С. С. Курбатов, И. М. Мирходжаев, В. А. Николаев, В. С. Мясников, Н. Д. Ушаков, И. М. Ефименко, И. А. Айзенштат, В. И. Смирнов, Н. А. Смолянинов, А. Ф. Стрелкин, Н. М. Сеницын, Л. С. Свидская, А. Ф. Соседко, Н. А. Сутулов, Н. Д. Зленко, Т. Н. Иванов и др. Необходимо отметить также работы А. В. Авдеева, Л. А. Быкова, Н. К. Джамалетдинова, О. Кушмурадова, М. С. Кучуковой, Г. К. Ляшенко, М. И. Исмаилова, Н. А. Лосева, Т. З. Закирова, И. П. Заревич, Г. Б. Мелентьева, Р. И. Павлова, Н. М. Позднякова, П. И. Салова, Е. М. Кадысева, Т. Н. Далимова, В. К. Огнева, С. М. Халикова и др.

В результате проведенных исследований в Средней Азии открыты месторождения редких и благородных металлов, а также частично изучены и разведаны месторождения редких элементов в постмагматических образованиях.

Особенности распределения редкощелочных элементов в магматических, метаморфических комплексах и в пегматитовых образованиях изучались попутно при поисках и разведке на редкие металлы С. И. Ибадуллаевым (1953—1973) — Каратюбе, Гиссар (Сутушар, Гелен, Турткуйлюк), Туркестанский хр. (Тро, Самжон, Наука); К. Л. Бабаевым, С. И. Ибадуллаевым, П. И. Саловым (1966—1968) — Лолабулак, Кетменчи, Туркестанский хр., Султануиздаг

и др.; Х. Н. Баймухамедовым (1960—1963) — Зирабулак; А. А. Бесом и др. (1948) — Туркестанский хр. (Тро, Самжон и др.); И. Х. Хамрабаевым (1943—1953) — Каратюбе, Лолабулак, Кетменчи и др.; С. М. Халиковым (1950) — Кетменчи; И. П. Заревич (1953), Е. М. Кадысевым, С. Г. Любечкой (1956), В. Г. Хрюкиным (1957), Р. И. Павловым (1966—1968) — Наука, Западный Гиссар, Кульджуктау и др.; Г. Б. Мелентьевым (1968—1969) — Наука, Лолабулак, Гиссар и др.

Распределение редкощелочных элементов в вулканогенных формациях и вопросы их геохимии в советской и зарубежной литературе освещены недостаточно. А. П. Виноградов приводит кларки этих элементов и описывает основные особенности их поведения в экзогенных и эндогенных процессах. Поведение Li, Rb, Cs в вулканитах и малоглубинных гранитоидах, связанных с ними, описано в статьях Н. Т. Воскресенского (1959), А. М. Демина, Д. Н. Хитарова (1958) и других исследователей; в вулканогенных образованиях Узбекистана — в работах В. Н. Отрощенко (1967), К. У. Урунбаева, А. Р. Ярмухамедова, Т. Т. Шарипова, М. Х. Кадырова (1967). Эти исследователи рассматривают распределение редкощелочных элементов в целом по формациям. Они приводят их средние содержания, используя эти цифры для корреляции вулканических комплексов между собой (Урунбаев, Далимов, Шарипов, 1966), а также интрузивных и эффузивных образований (Далимов, 1965, 1968). Поведение рубидия, лития, цезия в породах Восточного Карамазара освещено в работе С. М. Бабаходжаева (1971), показавшего, что из-за тесного родства с калием эти элементы накапливаются в апикальных частях некоторых интрузивов (Шайданский массив). Интересные результаты получены им по распределению редкощелочных элементов в фациях липаритовой формации перми правобережья р. Ахангарана.

Рубидий, литий, цезий в базальтоидах Кураминской зоны и тенденции их связи с фтором рассмотрены К. А. Рахмановым (1971). Данные по распределению этих элементов в вулканогенно-осадочных породах приводит Л. М. Глейзер (1968, 1970, 1975).

Распределение редкощелочных элементов в вулканитах Западного Узбекистана изучено недостаточно. Отрывочные сведения о них приводятся в работах А. А. Кустарниковой (1966, 1971). Поведение рубидия, цезия, лития в вулканитах Байсунской зоны исследовано Т. Н. Далимовым и Т. Т. Шариповым (1966, 1972). Материал по этим элементам обобщен И. Х. Хамрабаевым (1969), выявившим основные тенденции их распределения в магматических, в том числе вулканических, породах.

Поведение редких элементов в процессе гипергенных преобразований изучено еще менее. Первые данные о распределении редкощелочных элементов в растениях были получены Т. Ф. Боровик-Романовой (1944), Р. Х. Айдиняном (1959) и др. С 50-х годов биогеохимический метод используется в производственных масштабах. В Средней Азии его начали применять в 1969 г. при изучении со-

держания микроэлементов в растениях предгорной зоны Западного Узбекистана (К. З. Закиров, М. А. Риш).

Р. М. Талипов ведет систематические биогеохимические исследования в Узбекистане с 1962 г. Он доказал возможность использования биогеохимического метода поисков месторождений золота, серебра, мышьяка, сурьмы, свинца, цинка, меди, никеля, кобальта, хрома, молибдена, олова в пустынных и горных условиях.

В системе Министерства геологии УзССР осуществляются аналогичные биогеохимические работы (В. А. Панкратьев, 1964—1973) по выяснению поведения цветных и редких металлов в растениях и почвах. Установлена возможность применения данного метода наравне с другими для прогнозирования слепых сульфидных месторождений на глубине 20—25 м в пределах горных районов Узбекистана.

В работе П. Н. Васильевой и Н. Л. Загребинной (1964), проводивших биогеохимические исследования в районах Алмалыка, отмечено, что содержание цветных и редких (элементов) металлов в растениях и почвах над рудными телами значительно выше, чем над безрудными.

На возможность использования биогеохимических методов при поисках месторождений редкощелочных элементов указал Н. А. Солодов. В 1972 г. нами были поставлены специальные работы по выяснению особенностей распределения редкощелочных элементов в растениях на редкометалльных пегматитовых полях Западного Узбекистана (А. М. Эргешев).

Исследования редкощелочных элементов в соленосных отложениях и рассолах на территории Узбекской ССР и сопредельных площадях проводили Е. Н. Азарова, Б. А. Бедер, Т. Ф. Бойко, П. Б. Грудский, В. С. Деревягин, Д. С. Ефименко, Б. П. Жданов, Б. Б. Митгарц, М. Н. Набиев, Р. Г. Осичкина, В. С. Попов, Т. С. Садыков, В. П. Седлецкий, Л. Г. Соколовский, Л. П. Файлова и др. Широкие исследования осуществлены сотрудниками САИГИМСа (Ибадуллаев, Эргешев, Попов, 1973).

Таким образом, в результате геологических, минералого-геохимических и металлогенических исследований выяснены многие вопросы геологии эндогенного рудообразования Средней Азии. Однако важнейшей задачей остается всестороннее изучение проявлений редкощелочных элементов в магматических, метаморфических и осадочных комплексах. Особое внимание должно быть уделено исследованию вещественного состава альбитизированных и грейзенизированных массивов «апогранитов». Следует также продолжить исследования геохимических и генетических особенностей, морфологии, минерально-вещественного состава и рудоносности, структурно-текстурных особенностей пегматитовых образований. Должны быть проведены более глубокие исследования интрузивных массивов, связанных с пегматитовыми образованиями. Все это, несомненно, будет способствовать выявлению перспективных площадей на редкие, редкоземельные и редкощелочные элементы.

ГЛАВА II. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ПОЯСОВ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

МЕСТО СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В ГЕОСТРУКТУРАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В геологическом строении Средней Азии участвуют отложения от архея до кайнозоя, расположенные с отчетливой зональностью с севера на юг, что находит отражение на геологических картах и многочисленных схемах районирования.

Тектоническое положение складчатых сооружений региона рассмотрено в работах Д. В. Наливкина (1926), В. И. Попова (1936), А. В. Пейве (1948), Н. М. Сеницына (1958), В. М. Сеницына (1959), В. А. Николаева (1938), В. Н. Огнева (1959), Х. М. Абдуллаева (1962), А. С. Аделунга (1958), Е. Д. Карповой (1952), М. А. Ахмеджанова и О. М. Борисова (1967), В. Г. Гарьковца, А. К. Бухарина (1970), В. Н. Кнауфа (1966) и др. Не останавливаясь на разборе каждой схемы, отметим, что большинство исследователей сходятся во мнении о необходимости выделения в Средней Азии двух самостоятельных структурно-складчатых поясов: каледоно-герцинского Урало-Монгольского (на севере), герцинско-альпийского Средиземноморского (на юге), разделенных Каракумо-Таджикским выступом платформы (О. М. Борисов) или Байсунским срединным массивом (В. Г. Гарьковец). Каракумо-Таджикский выступ платформы отделяется от каледоно-герцинского складчатого пояса Монгольско-Южно-Тяньшаньским глубинным разломом, а от герцинско-альпийского — Копетдаг-Памирским.

Характерная особенность Каракумо-Таджикского выступа — четкое двухчленное строение: фундамент и чехол. Фундамент обнажается в Каратегине, Юго-Западном Гиссаре и вскрыт скважинами в Бухаро-Газлинском районе. Он сложен кристаллическими сланцами, гнейсами, мигматитами, амфиболитами, гранито-гнейсами и телами автохтонных гранитоидов, которые на основании определения их абсолютного возраста в Гармском блоке изохронно-свинцовым методом ориентировочно датируются нижним протерозоем — в пределах 2,5—2,9 млн. лет (Кутенев и др., 1971; Попова и др., 1971).

Внутреннее строение фундамента обусловлено системой куполовидно-брахиформных структур, осложненных изоклинальными складками пластичного течения, характерных для первичных протогеосинклиналей земной коры.

Чехол Каракумо-Таджикского выступа представлен палеозойскими и мезозойско-кайнозойскими карбонатно-терригенными отложениями мощностью до 8000 м (без учета орогенных формаций неогена и четвертичного времени). Палеозойские образования, как известно, относятся к складчатому фундаменту. Однако из-за слабой степени дислоцированности и метаморфизма пород, близости их по физико-механическим свойствам к породам мезозоя, литолого-формационному составу они отнесены к платформенному типу осадков.

В настоящее время в обнаженных частях Каракумо-Таджикского выступа отчетливо различаются два типа разрезов: Южно-Гиссарский и Юго-Западно-Гиссарский. Возникновение первого обусловлено активным воздействием Южно-Тяньшаньской геосинклинали на жесткую раму с образованием передового прогиба. Этот тип разреза занимает южный склон Гиссарского хребта, он вытянут в широтном направлении и характеризуется почти полным разрезом палеозоя суммарной мощностью более 16 км. Формация и структуры являются промежуточными между геосинклинальными и платформенными. На первых этапах (D_2 — C_2) возникают пригеосинклинальные бассейны с терригенно-карбонатными и флишеидными формациями, а после инверсии геосинклинального прогиба (C_3 — T_1) здесь возникает передовой прогиб с накоплением нижней и верхней молассовых формаций. Складки здесь преимущественно прерывистого типа с надвигами и шарьяжами, прорванные телами гранитоидов. Характерно наличие трубок взрывов, базальтоидов, типичных для платформ (Баратов, Мушкин, Кухтиков, 1969).

К югу от Гиссарского передового прогиба в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта развит платформенный тип разреза. На схеме тектонического районирования Узбекистана, составленной под редакцией В. Г. Гарьковца (1967), территория юго-западных отрогов Гиссарского хребта выделена под названием Байсунского складчатого массива. Здесь непосредственно на ориентировочно нижнепротерозойском фундаменте залегают карбонатно-терригенные и вулканогенные отложения нижнего карбона, которые выше сменяются преимущественно терригенными формациями среднего-верхнего карбона и перми. Структура представлена спокойными пологими складками большого радиуса. Гранитоидный магматизм практически отсутствует.

В связи с активизацией жесткого основания со стороны смежных геосинклиналей сформировались наложенные прогибы, в которых накопились визе-наюрские вулканогенно-осадочные (липаритовые) липарит-дацитовые порфириты и их туфы с сопровождающими их жерловыми, субвулканическими телами, а также петрохимически сходными массивами гранитоидов. Преобладающая структура горсто-грабеновая с наложенными вулкано-тектоническими депрессиями и кальдерами обрушения, являющимися секущими и наложенными.

В пределах среднеазиатской части Урало-Монгольского пояса имеются две различные по геологическому развитию структурно-

фациальные зоны: каледонская (Северо-Тяньшаньская) и герцинская (Урало-Тяньшаньская).

В Средней Азии Урало-Тяньшаньская складчатая зона расчленяется на северную и южную ветви, разделенные мегасинклинорийными (срединномассивными) структурами.

Северная ветвь мегантиклинорий (Большекаратауская, Чаткальская и Нарынская подзоны) с юга окаймляет каледониды Северного Тянь-Шаня. Они обладают общей особенностью: геосинклинали заложилась в среднем-позднем девоне на месте передовых прогибов каледонид. По режиму это типичные миогеосинклинали. Полная инверсия произошла только в Чаткальской подзоне в среднем-позднем карбоне.

Южная ветвь мегантиклинорий — Кокшаальская и Южно-Тяньшаньская зоны и, вероятно, район Бузачи — Центрального Устюрта характеризуются сочетанием линейно вытянутых систем антиклинорий, обычно веерообразных и узких грабенообразных синклинорий, осложненных крупными надвигами амплитудой до 1—3 км.

Отложения каледонского цикла представлены карбонатно-терригенными толщами общей мощностью в 8 км, которые накапливались во внутриконтинентальных прогибах. В герцинский цикл эти участки приобретают черты миогеосинклиналей. Здесь концентрируются терригенно-карбонатные и флишевые отложения девона — среднего карбона. Инверсия и формирование складчатых структур приходится на конец среднего карбона, а внедрение крупных массивов гранитоидов — на поздний карбон и раннюю пермь. В пермь-нижнетриасовый период возникают горные сооружения, по окраинам которых образуются передовые прогибы, выполненные моласами.

Между двумя ветвями геосинклинальных сооружений располагается Курамино-Ферганский срединный массив. Особенности его внутреннего строения и состава обусловлены жесткостью допалеозойского фундамента, который в результате активного воздействия окружающих геосинклиналей подвергался дроблению. Отдельные крупные блоки его отличались специфическими чертами развития (Кассанский, Ферганский, Кураминский, Букантауский и другие геотектонические секторы).

Неравномерная активизация привела к образованию различных типов разрывов от карбонатно-вулканогенных до терригенно-моласовых, каждый тип характеризует геотектонический сектор.

В герцинском структурном плане рассматриваемый регион находится в центральном секторе в пределах четырех крупных тектонических элементов. На востоке он ограничен Северо-Ферганским разломом до юго-западных отрогов Гиссара, а на западе — главной линией Тянь-Шаня через Лянгар до западных оконечностей Тамды и Кульджуктау. Таким образом, на территории интересующей нас части Тянь-Шаня различаются Чаткальская и Курамино-Ферганская зоны с Южно-Тяньшаньской подзоной и Каракум-Таджикская зона.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Территория Срединного и Южного Тянь-Шаня общей площадью 18—16 тыс. км² характеризуется мощным проявлением гранитоидного магматизма и рассматривается большинством исследователей как типичная гранитоидная провинция.

Результаты исследований были обобщены в многочисленных статьях и монографиях Х. М. Абдуллаева (1952, 1956), И. Х. Хамрабаева (1958, 1966, 1969, 1971), И. М. Исамухамедова (1962), Ф. Ш. Раджабова (1962), С. М. Бабаходжаева (1972), П. Т. Азимова (1966), О. Кушмурадова (1966), Ф. Аскарлова (1967, 1968), З. А. Юдалевича (1967), Т. Н. Далимова, В. И. Айзенштата (1968, 1971, 1972) и других исследователей.

В результате анализа имеющихся материалов установлено, что гранитоиды в структурно-формационных зонах названной территории резко различаются по составу и глубине формирования (фациальность), тектонической позиции, и, следовательно, имеют разную рудоносность.

Гранитоиды в пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня известны в широком возрастном интервале от докембрия (рифей, возможно, протерозой) до триаса. Расчленение их на возрастные группы приведено в работе М. А. Ахмеджанова «Схема корреляции магматических комплексов Средней Азии» (1970).

В настоящее время могут быть выделены две отчетливые эпохи гранитообразования: докембрийская (позднепротерозойская) и верхнепалеозойская (пермо-карбоновая); при этом верхнепалеозойский гранитоидный магматизм отличается большей интенсивностью. Докембрийскими гранитоидами заняты сравнительно небольшие площади (около 85—100 км²). Однако в связи с увеличением объемов докембрийских образований они представляют определенный интерес. Эпохи гранитообразования, установленные в Тянь-Шане, совпадают в целом с планетарными периодами гранитного магматизма (Яншин, Кузнецов, 1967); первая типизация гранитоидов Узбекистана на геолого-тектонической основе дана И. Х. Хамрабаевым и Т. Далимовым (1970, 1972).

В предлагаемой ниже типизации учитываются прежде всего тектоническая позиция гранитоидов, выражающая их связь с главными структурными элементами и, возможно, с определенным типом земной коры, а также их состав. Остальные черты гранитоидных комплексов, как предполагалось ранее, определяются их тектонической позицией и составом.

Гранитоидные формации фундамента срединных массивов протгеосинклиналей. К ним относятся гранитоиды, обнажающиеся в фундаменте Байсунской (Ходжосманской, Айлянгарской, Обнаврузской и др.), Кураминской (Калканатинской, аляскиты р. Карабау) и Чаткальской (Бештор-Тундукской) зон. Все эти интрузивы имеют нижнепалеозойский (Кураминская зона), и главным обра-

зом, докембрийский возраст (830—800 млн. лет). Их объем в общей массе гранитоидов Узбекистана составляет 3—4 %.

Гранитоиды этого типа отличаются небольшими размерами (8—9, чаще 1—2 км²), по форме они конкордантные, акмолитовые, реже дайкообразные. Им присущи все признаки автохтонности: отсутствие четких ревуших контактов с вмещающими породами (Айлангарский массив, мелкие тела высокоглиноземистых гранитов Бахчинского купола в Северном Байсунтау), конформность по отношению к вмещающим породам и иногда постепенные переходы в них через полосу фельдшпатизированных пород, ненарушенность вмещающих пород, ориентировка ксенолитов, совпадение элементов залегания ксенолитов и вмещающих пород и др. (Далимов, 1968, 1972).

Кроме того, все гранитоидные интрузивы этого типа формируются в условиях абиссальной и ультраабиссальной фации. Их ориентировочные параметры: $P_{H_2O} = 3-4$ кбар, $T = 600-650^\circ$, что соответствует глубине 10—15 км. По данным параметрам их можно сопоставить с продуктами так называемых «водных» магм (Штейнберг, Ферштагхер, 1971) или с гранитоидами «средней зоны» (Соболева, 1968). Большая глубина формирования, четко наблюдаемые признаки автохтонности обуславливают еще одну черту — отсутствие вулканических эквивалентов рассматриваемых гранитов.

Размещение гранитоидов также весьма своеобразно. Отмечается их тесная пространственная и структурная связь с метаморфическими образованиями амфиболитовой фации, а внутри них с мигматитовыми куполами. Весьма примечательно в этом отношении положение гранитоидов Бекчинского массива, размещающихся в центре одноименного купола. Своеобразие состава выражается также в парагенезисе кислого плагиоклаза с калинатовым полевым шпатом, высокожелезистым биотитом (70—71) и мусковитом (двуслюдные граниты). Реже среди них появляются кордиеритовые и силлиманитовые разновидности. Для рассматриваемых пород характерно отсутствие магнетита, ильменита, амфибола. В целом состав гранитоидов данного типа характеризуется подчиненным количеством диоритов, гранодиоритов и отсутствием габброидов. Ионы обогащены кремнеземом, алюминием, щелочами и резко обеднены железом, магнием и кальцием, редкие элементы (Li, Rb, Cs, Pb, Zn, F, Cu) характеризуются нижекларковыми значениями и очень малой величиной дисперсии (Далимов и др., 1971; В. Е. Голвин, 1973), что свидетельствует об их рассеивании.

Гранитоидные геосинклинальные формации. Весьма широко распространены в пределах геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня. В последние годы они подробно изучены И. Х. Хамрабаевым, П. Т. Азимовым, О. Кушмурадовым, Р. Б. Баратовым и другими исследователями. По их данным, гранитоиды Южно-Тяньшаньской геосинклинали имеют верхнекарбонный — нижнепермский возраст (Аскарлов, 1969) и повсеместно образуют крупные плоские лакколитообразные тела, располагающиеся цепочкой ин-

трузий от Кокшаала до Султануиздага. Ориентировка интрузивов в целом совпадает с направлением складчатости, что служило основанием большинству исследователей считать их соскладчатыми. Однако анализ материалов показывает, что гранитоиды Южного Тянь-Шаня несколько моложе складчатости, рвут смятые в складки отложения S_2 и должны, вероятно, рассматриваться как постскладчатые образования. Большинство гранитоидных массивов размещается в ядрах антиклинальных структур. Одновременно их размещение контролируется зонами глубинных разломов, часть которых зафиксирована геофизическими методами по разрывам поверхности Мохо. По ряду признаков гранитоиды Южно-Тяньшаньской геосинклинали могут быть разделены на два подтипа: многогеосинклинальные и эвгеосинклинальные.

Многогеосинклинальные гранитоиды (интрузивы Чаткала, Кульджуктау, Каратюбе, Зирабулака, Тыма и др.) приурочены к областям внутренних поднятий геосинклинали и формируются в условиях средних (Кульджуктау, Сукар, Акбайджуман) и больших глубин (Каратюбинский, Центрально-Зирабулакский массивы). Ориентировочные термодинамические параметры для первых интрузивов: $P_{H_2O} = 2000-1500$ атм, $T = 660-700^\circ$, для вторых — $3000-2500$ атм и 700° соответственно. Глубина их становления, определенная методами реконструкции, — 3,5—7 км (Хамрабаев, 1958; Далимов, Айзенштат, 1971). Значительная глубина формирования, а также большое давление паров воды делает невозможным образование их вулканических эквивалентов.

Характерные особенности рассматриваемых интрузивов: а) широкое развитие процессов ассимиляции и гибридизма, приводящее к формированию разнообразной серии пород от контаминированных габброидов, габброидов до лейкократовых гранитов (Исамухамедов, 1952). Кроме того, в гранитоидах данного комплекса довольно широко проявлены признаки магматического замещения и субавтохтонных интрузий (Юдалевич, 1971). Весьма существенно, что в их составе основные и средние разности пород играют подчиненную роль, а развиты главным образом биотитовые, лейкократовые граниты, гранодиориты и апограниты (Каратюбинский массив, С. И. Ибадуллаев, 1971). В заключительных фазах в отдельных интрузиях появляются щелочные граниты, нефелиновые сиениты (Тозбулакский массив). Весьма характерен для этих пород биотит-мусковитовый, редко биотит-амфиболовый парагенезис цветных минералов с повышенной железистостью ($i = 70-90\%$, по И. Х. Хамрабаеву, 1969). Среди аксессуарных преобладают сфен, ортит, апатит, тантало-ниобаты, фергусонит, гадолинит, редко блонстрандин и практически отсутствуют магнетит, пирит, халькопирит. В данных гранитоидах отмечаются резко пониженные значения фемических компонентов (железо, магний, кальций) и повышенные содержания глинозема, кремнезема, щелочей. Все эти черты способствуют широкому развитию редкометальных, редкоземельных пегматитов и определяют редкометальную специализацию гранитоидов.

По геологическим и геохимическим особенностям гранитоиды «редкометального типа» (Хамрабаев, 1969) вполне сопоставимы с продуктами уже упоминавшихся выше «водных» гранитных магм.

Эвгеосинклинальные гранитоиды в пределах Южного Тянь-Шаня образуют две полосы. Северная тянется от Тамдытау, через хр. Нуратау к Карачатыру (Тамдынский, Темиркабукский, Кошрабадский массивы).

Вероятно, к этому подтипу относятся гранитоиды, установленные геофизическими методами и бурением в Тасказганской и Минбулакской впадинах. Южная полоса представлена Гиссарским плутоном и серией закрытых мезозойско-кайнозойскими отложениями тел. Как следует из названия этого подтипа, данные гранитоиды приурочены к структурно-формационным зонам эвгеосинклинального типа (тыловые и передовые прогибы, по М. А. Ахмеджанову, 1966). По структурному положению эта разность гранитоидных формаций занимает промежуточное положение между миеосинклинальным типом и гранитоидами областей активизации (Кураминская зона). Эти гранитоиды имеют малоглубинный облик (например, Тамдынский массив формируется на глубине около 2 км при $P_{H_2O} \approx 500$ атм, $T = 700-750^\circ$) и относятся к гипабиссальной фации. Отмечается тесная пространственная, порой структурная связь с основными и средними вулканитами. Для северной группы интрузий связь с вулканизмом можно только предполагать, тогда на юге связь гранитоидов Гиссарского плутона с андезитовыми порфиритами C_2 вполне отчетлива (Баратов, 1969). Размещение гранитоидов данного подтипа контролируется глубинными разломами (Южно-Гиссарский и др.).

В составе пород увеличивается роль диоритов, адамеллитов, гранодиоритов. Характерен парагенезис амфибола с биотитом и их повышенная железистость. Среди аксессуарных повышается содержание магнетита (0,3—0,5%), увеличиваются суммарные значения железа, кальция, меди. Пространственно и структурно с гранитоидами этого типа связана золоторудная минерализация.

Гранитоидные формации активизированных областей срединных массивов. К ним относятся гранитоидные массивы Кураминской зоны, а на периферии Байсунского срединного массива — интрузивы Сина, Малянгур, Поджур.

В обеих структурно-формационных зонах к этому типу относятся наложенная группа формаций: габбро-гранодиорит- (адамеллит) — гранитная (C_2-C_3), гранит-граносиенит-порфировая (P_1), гранит-липаритовая (C_1 ; P_2-T_1). Эти формации представляют собой результат отраженной активизации (А. Д. Щеглов) и обязаны своим происхождением воздействию тектоно-магматических процессов Южно-Тяньшаньской геосинклинали на периферические части смежных срединных массивов. Ниже приводятся главнейшие особенности гранитоидов данного типа.

1. Гранитоиды теснейшим образом связаны с блоково-разломной тектоникой и приурочены к краевым частям вулкано-тектони-

ческих депрессий, грабенов и к центру горст-антиклинальных поднятий (Карамазарский горст и др.). Разрывные нарушения контролируют размещение гранитоидов. Наиболее отчетливо это видно на примере Верхнешавасского массива, размещение которого определяется пересечением Каранкольского и Чилтенского разломов.

2. Для большинства гранитоидных массивов характерна малая глубина становления (0,5—3 км; $P_{H_2O}=0,5—1$ кбар), сложная форма тел: лакколиты одно- и двухъярусные, бисмалиты, возможно, диапир-плутоны, штоки, кольцевые дайки.

Эти важнейшие особенности гранитоидов обуславливают и третью важную черту — связь с вулканическими комплексами.

Независимо от того, на какой позиции мы стоим, структурная, временная и вещественная общность среднекарбонových гранитоидов и пород акчинской, надакской свит не может считаться случайной и ее нельзя игнорировать, как это делают некоторые исследователи (А. М. Бабаходжаев). Вероятнее всего, мы имеем дело со сложными, полифациальными вулкано-интрузивными комплексами, где формы взаимоотношений между вулканизмом и плутонизмом различны: парагенетические на ранних стадиях активизации и генетические — на поздних.

Петрографические и петрогеохимические особенности формаций также своеобразны. При широком разнообразии петрографического состава пород комплексов (габбро, диориты, адамеллиты, гранодиориты, монцониты, граносиениты, граниты) ведущая роль принадлежит гранодиоритам и адамеллитам, подчиненная — гранитам и аляскитам; среди вулканических комагматитов, представленных серийей пород от базальта до липарита, преобладают андезиты и андезито-дациты.

Во всех рассматриваемых типах пород интрузивного облика широко распространены амфибол-биотитовый или пироксен-амфиболовый парагенезис цветных минералов с пониженной железистостью ($i=40—55\%$). Салическая часть минералов в гранитоидах представлена кварцем, высокотемпературным плагиоклазом и калинатовым полевым шпатом (высокий ортоклаз, реже максимальный микроклин-микропертит). Данные, полученные некоторыми авторами (К. Урунбаев, Р. Юсупов и др.) по аксессуарным минералам, позволяют заключить, что в составе гранитоидов наиболее распространены магнетит, апатит, циркон, ортит, торит, сфен, флюорит, турмалин, галенит, халькопирит и др. По набору аксессуарных минералов, прежде всего магнетита, гранитоиды этого типа резко отличаются от геосинклинальных и протогеосинклинальных формаций. Так, в гранитоидах зон активизации содержание магнетита достигает в среднем 1—3% (пределы колебаний 0,5—4,5%), в геосинклинальном типе 0,01—0,3%, в эвгеосинклинальном 0,6—0,7%. Характерно также содержание элементов-примесей в магнетитах различных формационных типов. Магнетиты гранитоидов зон активизации — преимущественно титанистые (титано-магнетиты с TiO_2 до 3,5%) и содержат значительные примеси Mn, Mg, Co, Cr. В гео-

синклинальном и протогеосинклинальном типе содержание титана незначительное (0,2—0,3%).

Химический состав гранитоидов данного типа характеризуется преобладанием калия над натрием, значительным содержанием железа, магния и кальция, высокими кларками меди, золота, серебра, фтора.

Одной из ведущих металлогенических концепций для Средней Азии является представление о поясовом размещении эндогенных месторождений Южного Тянь-Шаня. Пегматитовые пояса приурочены главным образом к Фергано-Кокшаальской герцинской геосинклинали. По данным Х. Н. Баймухамедова, К. Л. Бабаева, автора и др., здесь выделяются два крупных пегматитоносных пояса — Северо-Зеравшанский и Южно-Зеравшанский.

В восточной части Северо-Зеравшанского пояса расположено оригинальное Наукинское пегматитовое поле. Далее на запад от него вплоть до пегматитоносных массивов Султануиздага на протяжении более 350 км прослеживаются пегматитоносные интрузии (в одиночку или группами). Существенным объектом Северо-Зеравшанского пояса следует считать группу пегматитоносных интрузивов Нуратинских гор и пегматиты Алтынтау в Центральных Кызылкумах.

Степень изученности отдельных проявлений каждого из выделенных пегматитоносных поясов далеко не одинакова.

Отмечается значительное сходство отдельных пегматитовых полей Тянь-Шаня по условиям размещения и особенностям вещественного состава. По-видимому, это не случайно и соответствует оспариваемым иногда представлениям И. Х. Хамрабаева (1958) о единстве гранитоидного магматизма батолитового этапа в масштабе всего Узбекистана.

В своих исследованиях мы используем пегматиты как критерий, подтверждающий такое единство. Исходя из представлений о крупных пегматитоносных поясах, можем дать некоторые прогнозы для площадей, где пегматитоносные комплексы палеозоя перекрыты четвертичными отложениями. Так, пегматиты обнаруженные в оврагах степного пространства Каратюбе-Зирабулакской зоны интересны потому, что они являются связующим звеном в прерывистом пегматитоносном поясе.

В выполненной совместно с Л. А. Быковым и Б. Р. Махмудовым работе (1970) показано, что для понимания металлогении пегматитов существенное значение имеет эволюция геосинклиналей, разработанная В. И. Смирновым (1962). Подобная схема (рис. 1) имеет поисковое значение, так как четко определяет геологическую позицию пегматитовых полей.

В центральной части Южного Тянь-Шаня (по принципу В. И. Смирнова) выделяется внутренняя зона геосинклинали, отличающаяся интенсивными прогибаниями в девоне и нижнем карбоне и значительными поднятиями в среднем и верхнем карбоне и перми. В ее пределах преобладают мощные дислоцированные

девон-нижекарбоновые отложения, прорванные отдельными небольшими телами гранитов-аляскитов, составляющих позднегерцинский гранитоидный комплекс региона. Граниты весьма пегматитовосны и сопровождаются сложными редкометальными типами.

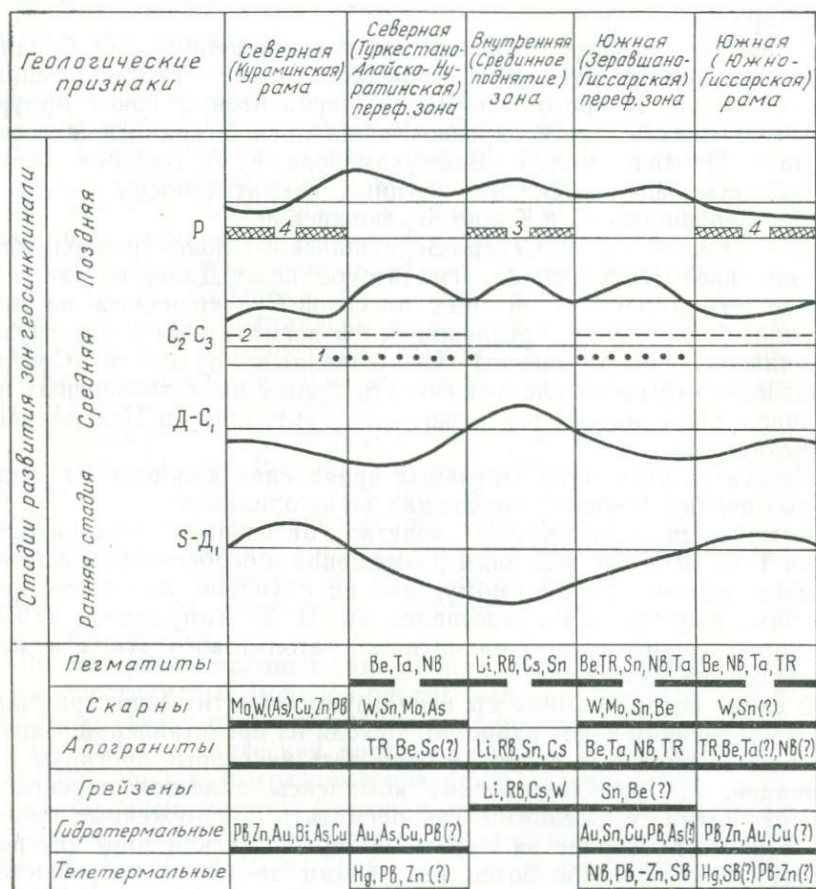


Рис. 1. Схема геологического строения и развития герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня (составлена на основе общей схемы В. Н. Смирнова, 1952).

Однако в западной части Южного Тянь-Шаня комплексы внутренней зоны геосинклинали либо в значительной мере перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями или слабо развиты. Вместо них широко распространены комплексы периферических зон геосинклинали, которые, как и центральная зона, претерпевали интенсивную складчатость. Периферические зоны явились средой, благоприятной для становления сложных батолитовых комплексов, в частности Каратюбинского.

Пегматитовые гранитоиды батолитового этапа периферийных зон геосинклинали заметно отличаются от пегматитоносных гранитных массивов центральной зоны крупными выходами и явно упрощенным составом пегматитов, преобладанием керамического типа и более простых редкометальных типов, характеризующихся относительно низкими содержаниями аксессуарных редких минералов. В то же время эти пегматиты имеют преимущества перед «центральными»: они крупнее и встречаются чаще. Пегматитоносные пояса распространены на значительных пространствах Узбекистана, а также сопредельных территорий Таджикистана и Казахстана, включая площади, перекрытые мезозойско-кайнозойскими (по схеме В. Г. Гарьковца) образованиями. Поэтому, помимо отдельных коренных выходов пегматитовых полей, практический интерес иногда представляют образовавшиеся за их счет редкометальные россыпи ближнего сноса.

Кроме батолитовых пегматитоносных комплексов, в пределах обоих выделенных поясов отмечаются проявления магматизма всех остальных этапов тектоно-магматического развития подвижного пояса, по Ю. А. Билибину (1955) или Х. М. Абдуллаеву (1957). Поэтому пегматитоносные пояса являются комплексными металлогеническими, характеризующимися развитием: а) некоторых магматических рудопроявлений Ni, Ti, Cr, Pt, связанных с основными-ультраосновными породами; б) постмагматических месторождений скарнового и грейзенового типов с рудами W, Mo, As, Sn; в) разнообразных постмагматических месторождений (типичные неглубинные гидротермалиты) с рудами Pb, Zn, As, Au и др., относящимися, в частности, к дайковым сериям; г) телетермальных месторождений (Ag, Sb), связь которых с конкретными магматическими комплексами проблематична (Абдуллаев, 1954).

Сложность металлогении указанных поясов определяет, с одной стороны, специфику размещения пегматитов, с другой — особенно их освоения. Так, относительно древние интрузии, не являясь пегматитогенерирующими, создают, однако, среду, благоприятную для размещения пегматитов.

К. А. Власов (1938, 1955, 1956) в свое время обратил внимание на то, что крупные пегматитовые тела нередко размещаются в амфиболитах, габброидах и других основных и ультраосновных породах, приобретая в них черты гибридных десилицированных образований. Позднее это подтвердил К. Л. Бабаев (1962). Установлено, что становление крупных пегматитовых тел, генетически связанных с биотитовыми двуслюдяными гранитами, часто приурочено к более древним гранодиоритам. Наряду с благоприятным для размещения пегматитовых жил составом гранодиоритов существенную роль играет фактор геолого-структурного характера: стремление пегматитовых расплавов выйти в кровлю материнского интрузива. Следовательно, при изучении и поисках пегматитов в указанных поясах нужно учитывать не только сами материнские граниты, но и их узкие экзоконтактовые зоны.

ГЛАВА III. РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В основу данного раздела положены результаты комплексного изучения автором редкометалльных проявлений Западного Узбекистана и Южной Ферганы (1954—1972 гг.). При обобщении этих материалов мы пользовались классификацией полезных ископаемых В. И. Смирнова (1969) с учетом особенностей регионального рудообразования.

Серии, группы и классы оруденения

На территории горноскладчатых сооружений Узбекистана выявлены две серии редкометалльных проявлений — эндогенная и экзогенная. Представители метаморфогенной серии в Южном Тянь-Шане пока не обнаружены, хотя возможность нахождения их здесь не исключена. Сравнительно полно представлена эндогенная серия. Ниже приводится описание относящихся к ней групп месторождений.

Магматическая группа не только в Средней Азии, но и в большинстве регионов мира как непосредственный источник редких элементов существенного значения не имеет, но некоторые гранитоиды, содержащие вкрапленность редкометалльных акцессорных минералов, следует расценивать в качестве возможного источника редкометалльных россыпей ближнего сноса. Вместе с тем значение чисто региональных особенностей распределения редких элементов в гранитондах весьма важно для оценки перспектив и ориентации поисков редкометалльного оруденения в Тянь-Шане.

Выборочное опробование крупных массивов собственно гранитов и других представителей этого семейства (диоритов и монцититов, гранодиоритов, граносиенитов, плагиогранитов, аляскитов и т. д.) дает положительные результаты.

Пегматитовая группа месторождений в горной части Узбекистана и сопредельных территорий довольно многочисленна. Она может быть подразделена на три подгруппы:

- 1) габбро-пегматиты;
- 2) гранитные пегматиты — главная, относительно распространенная подгруппа, представленная в Узбекистане различными типами, по систематике А. Е. Ферсмана, в частности, шерлово-мусковитовыми разностями;

3) сиенитовые пегматиты (выявлены и изучены еще недостаточно).

Проблематичной для Средней Азии остается редкометальная карбонатитовая группа месторождений, имеющая, по В. И. Смирнову (1962), смешанный генезис (магматический и метасоматический). По-видимому, для суждений о региональных возможностях карбонатитообразования следует руководствоваться замечаниями В. И. Смирнова (1969) о том, что карбонатиты как по составу, так и по геологическим условиям формирования входят в обособленную группу эндогенных месторождений.

«Все выявленные до сих пор карбонатитовые месторождения,— пишет В. И. Смирнов (1969, стр. 159),— связаны исключительно с платформенным этапом геологического развития и ассоциированы только с комплексами ультраосновных — щелочных, платформенных интрузивов центрального типа». Эта формулировка в общем позволяет констатировать, что по характеру развития (классическая складчатая область) Тянь-Шань не является областью продуктивного карбонатитообразования, тем не менее нами и Л. А. Быковым редкометальные карбонатиты не исключены из программы дальнейших исследований, поскольку идет выяснение металлургических возможностей палеозойских «эпигорогенов», позднее местами перешедших в состояние «автономной» тектоно-магматической активизации квазиплатформенного типа (Абдуллаев, 1961, 1964; Хаин, 1965, 1973; Щеглов, 1965, 1970; Гарьковец, Хамрабаев, 1964; Ахмеджанов, Борисов, 1972).

Месторождения скарновой группы в Южном Тянь-Шане представлены всеми тремя классами (по номенклатуре В. И. Смирнова) — магнезиальным, известковым и силикатным (реже).

Материалы по скарам некоторых регионов, в частности Узбекистана, подтвердили и уточнили положение о том, что редкие элементы концентрируются преимущественно в известковых скарах, тогда как в магнезиальных практический интерес может иметь, пожалуй, только бор.

Редкометальные известковые скары образовались путем замещения не только карбонатных, но и силикатных вмещающих пород (биметасоматическое минералообразование, по Д. С. Коржинскому, 1945; и др.). Магнезиальные скары формируются еще в магматическую стадию эндогенного цикла при наличии легко заменяемых высокомагнезиальных вмещающих пород (доломитов). Этим, по-видимому, объясняется их слабая редкометальная специализация. Если в известковых скарах, наряду с гранитами андрадит-гроссулярового ряда, пироксенами диопсид-геденбергитового ряда, волластонитом, везувианом, эпидотом и другими силикатами Са, Mg, Fe, возможны такие редкометальные минералы, как гельвин, хризоберилл, циркон, ортит, шеелит, касситерит, молибденит и другие сульфиды, то в магнезиальных скарновых зонах вместе со специфическими богатыми магнезией силикатами — форстеритом, диопсидом, монтчеллитом, серпентином и др. — отмечаются лишь повы-

шенные количества боратов (людвигит, котонт и др.) и сульфидов. Поэтому в дальнейшем следует обратить особое внимание на специфичные редкометалльные разности именно известковых скарнов.

Если еще 10—15 лет назад пегматиты (в меньшей мере скарны) считались единственными потенциальными носителями эндогенных руд редких элементов Средней Азии, то к настоящему времени, благодаря выявлению постмагматических редкометалльных проявлений различных типов, положение резко изменилось.

Постмагматические месторождения Тянь-Шаня по характеру редкометалльной специализации делятся на три группы (Быков, Ибадуллаев, Шакирджанов, 1972). Первую группу составляют разнообразные по условиям формирования постмагматические месторождения сульфидных руд, характеризующихся определенным сочетанием сопутствующих редких элементов — халькофиллов (Cd, Ga, In, Tl, Ge, Se, Te); вторую — некоторые постмагматические проявления, тесно связанные с лейкократовыми гранитами и обогащающие скопления редких элементов — литофилов (Rb, Cs, TR, Ta, Nb и др.); третью — рудопроявления, в которых устанавливаются редкие элементы — представители как первой, так и второй групп (это прежде всего постмагматические рудопроявления W, Mo, Sn).

Среди постмагматических редкометалльных проявлений первой группы в Южном Тянь-Шане выявлены почти все типы колчеданных и собственно гидротермальных месторождений, указанные в сводной генетической классификации месторождений В. И. Смирнова (1969, стр. 60), в том числе плутогенные, вулканогенные, теле-термальные и вулканогенно-осадочные. Среди редкометалльных проявлений второй группы ведущую роль играют рудопроявления альбит-грейзеновой группы В. И. Смирнова. Что же касается собственно гидротермальных месторождений, то пока единичные для условий Южного Тянь-Шаня находки редкометалльной минерализации относятся к плутогенным, реже вулканогенным классам, связанным с деятельностью кислых щелочных магм.

Главное внимание далее мы сосредоточиваем на пегматитовых и альбит-грейзеновых редкометалльных проявлениях. Альбит-грейзеновая группа В. И. Смирнова, благодаря работам А. А. Беуса и др. (Беус, и др. 1962; Минеев, 1968), получила наименование «редкометалльные апограниты». Для обозначения группы метасоматических пород, образовавшихся в результате интенсивной метасоматической переработки гранитоидов высокотемпературными постмагматическими растворами, обусловившими глубокое изменение минералогического состава и первоначальной структуры первичной породы, предложен термин «апограниты» (Беус и др., 1962, стр. 5).

Впервые этот термин был применен для обозначения колумбиноносных гранитов Нигерии (плато Джос) и их аналогов в различных странах. Нигерийские граниты, являющиеся важнейшим объектом рассматриваемого типа, ранее характеризовались (Jacabson, 1945; Beer, 1952) как нормальные магматические образования

с первичными редкометальными аксессуориями. С рассмотрения подобных гранитов и началось развитие представлений о редкометальных апогранитах — продуктах постмагматического метасоматоза (Беус и др., 1962).

В последующие годы, наряду с аналогами нигерийских гранитов, редкометальные проявления были установлены в постмагматически измененных гранитоидах. Следовательно, значение термина «редкометальный апогранит» расширяется.

Под редкометальными апогранитами мы подразумеваем все продукты постмагматического метасоматоза гранитов, включающие сверхкларковые содержания редких элементов. Если, например, кларк цезия (Виноградов, 1962) для гранитов в целом составляет десяти тысячные доли процента, то в отдельных редкометальных апогранитах содержание цезия в валовых пробах в десятки и сотни раз больше кларка.

ТИПЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Основополагающие установки А. Е. Ферсмана по вопросам пегматитообразования дальнейшего развития получили, прежде всего, в трудах К. А. Власова (1952, 1955, 1956).

В 1946 и 1952 гг. К. А. Власов опубликовал схему текстурно-парагенетической классификации пегматитов (рис. 2). Некоторые ее недостатки отмечены в работах В. Д. Никитина (1955), Х. М. Абдуллаева, А. И. Гинзбурга (1962) и др. Однако именно эта схема оказалась наиболее приемлемой для Южного Тянь-Шаня, хотя в отдельных случаях она недостаточно вскрывает внутреннее строение конкретных пегматитовых проявлений.

В 1952 г. А. И. Гинзбург рассматривает особенности формирования пегматитов в определенных геологических условиях. Он четко выделяет пегматиты сингенетические («местные», шлировые) и эпигенетические («выжатые»). Причем вторые подразделены на формирующиеся в спокойной и в беспокойной тектонической обстановке («условия часто меняющегося давления»). Этим подчеркивалось, что концентрическая зональность (схема К. А. Власова, рис. 2) присуща главным образом сингенетическим и эпигенетическим пегматитовым телам.

В обобщенном виде, с учетом основных работ (Камерон и др., 1951; Гинзбург, 1952; и др.), мы предлагаем следующую зональность пегматитов: 1) краевая зона — мелкозернистые оторочки жил, графические, преимущественно безрудные пегматиты; 2) средние зоны — грубозернистые (до блоковых) пегматиты с наибольшими проявлениями рудообразующих и сопутствующих замещений; 3) центральные зоны — главным образом безрудные «кварцевые ядра», пегматитовые гнезда, линзы, жилы.

Для эпигенетических тел характерна сложная зональность пегматитов, неоднородных по внутреннему строению. Метасоматические явления в пегматитах данной подгруппы так ярко выражены,

что названная концентрическая зональность значительно усложняется и затушевывается пневмато-гидротермальными процессами («пульсация»).

Внутреннему строению пегматитовых тел уделяли внимание почти все специалисты, изучавшие пегматитовые месторождения. Но отдельные их особенности (например, морфология внутренних зон

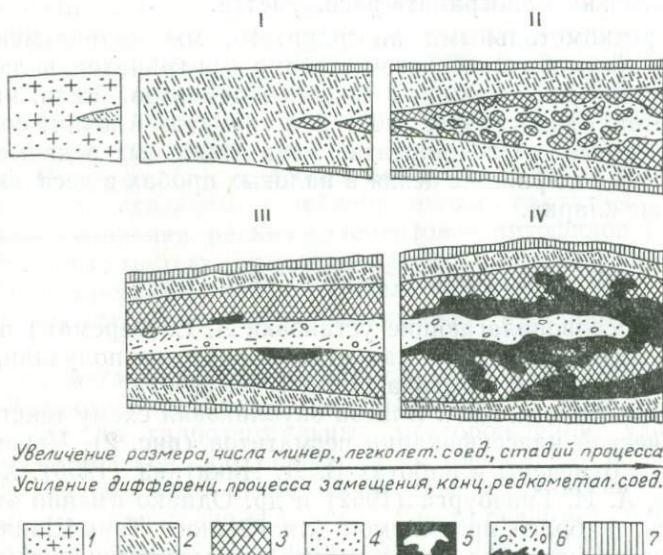


Рис. 2. Текстурно-парагенетическая классификация пегматитов К. А. Власова (1952):

1 — граниты и пегматитовые граниты; 2 — пегматиты письменной и гранитной структур; 3 — микроклин-олигоклазовые и микроклин-сподуменовые зоны, а также блоки и кристаллы минералов (сподумен, берилл и др.); 4 — кварцевые блоки позднего кварца; 5 — комплексы и зоны замещения: альбит, кварц, мусковит, берилл, танталит, лепидолит и др.; 6 — кристаллы редкометалльных минералов; 7 — контактовые оторочки и зоны мусковит-кварц-полевошпатового состава.

Текстурно-парагенетические типы пегматитов: I — равномернозернистый, или письменный; II — блоковый; III — полностью дифференцированный; IV — редкометалльного замещения.

пегматита) исследованы недостаточно. При сопоставлении работ В. Д. Никитина (1955) и К. Л. Бабаева (1960) обнаруживаются различия между подходами этих ученых к упомянутому вопросу и принципиальные расхождения в полученных ими выводах.

Монография Н. А. Солодова (1962) посвящена внутреннему строению и геохимии редкометалльных, преимущественно литиевых пегматитов. Ее автор уточняет понятие «зона пегматитового тела», обосновывает принципы оформления таких зон и парагенетической классификации пегматитов.

Одним из конкретных выражений этого принципа явилась классификация гранитных пегматитов Средней Азии К. Л. Бабаева

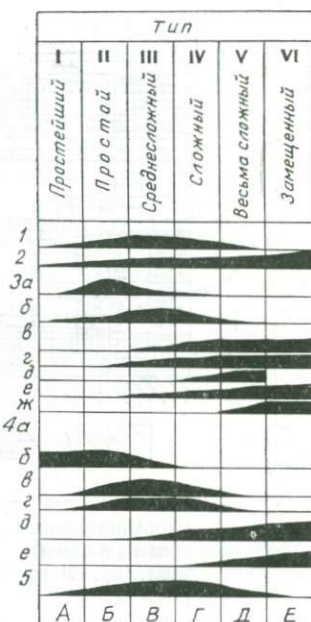
(1962). Однако новые фактические материалы, собранные различными исследователями после ее опубликования, требуют уточнения представленной схемы (рис. 3). Так, в ней не учтены такие признаки, как состав вмещающих пород, тектоническая обстановка и др.

На примерах рудных полей Южного Тянь-Шаня нами выявлены следующие специфические особенности размещения пегматитовых образований.

Рис. 3. Схема общей генетической классификации гранитных пегматитов на основе изучения зонального строения пегматитов (Бабаев, 1962):

1 — образование зон последовательной кристаллизации; 2 — образование зон замещения; 3 — процессы замещения: а — микроклинизация, б — перитизация (пертиты замещения), в — альбитизация (клевеландит и др.), г — грейзенизация, д — лепидолитизация, е — жильбертитизация и др., ж — окварцевание; 4 — внутренняя зональность: а — незональные и слабозональные (от мелко- до крупнозернистых), б — с кварцевым ядром и блоками полев. шпатов, в — с занорышами и погребенными структурами, г — с развитием самостоятельных зон замещения, д — с резким преобладанием зон замещения, е — максимальная крупность зерен; 5 — характерные рудные и нерудные минералы.

А — плагиоклаз, микроклин-пертит, кварц, биотит, амфибол, ортит, ниобо-танталаты, гранат и др.; Б — плагиоклаз, альбит, микроклин-пертит, кварц, амфибол, биотит, мусковит, ортит, ксенотим, монацит, берилл, жильбертит (мало), шерл, гранат, апатит; В — плагиоклаз, альбит, микроклин-пертит, кварц, биотит, мусковит, «черные» рудные минералы, ортит, ксенотим, монацит, берилл, касситерит, апатит, гранат, флюорит, жильбертит, сульфиды (мало); Г — альбит (гл. обр.), микроклин-пертит, адуляр, кварц, биотит, мусковит, малакон, ортит, турмалины, Li-слюды, колумбит, берилл, топаз, касситерит, флюорит, жильбертит и др., апатит, поздние фосфаты, цеолиты, сульфиды, несколько генераций минералов; Д — главные массы сподумена, рассеянный рубидий, петалит, поллуцит, амблигонит, щелочные бериллы, полихромные турмалины, Li-фосфаты, кукент, криолит (иногда), сульфиды и др. (максимум генераций минералов); Е — щелочные полевые шпаты, кварц, слюды и гидрослюды, турмалины, бериллы, касситерит, вольфрамит, шеелит, топаз, флюорит, сульфиды и др.



1. Большая группа пегматитовых тел региона (в их числе жилы, тела линзо- и гнездообразной формы) характеризуется четко выраженной симметричной зональностью, зависящей от вмещающих пород, в которых формировалось пегматитовое тело. Особенности состава и внутреннего строения пегматитов во многом предопределяются средой локализации гранитоидов, сланцев, известняков). В частности, для Западного Узбекистана установлены следующие соотношения:

а) в гранитоидах (II фаза) пегматитовые тела, несколько меняющиеся по форме, часто обнаруживают симметричную, притом единообразную зональность. Существенное значение имеют два «зонаобразующих» (термин Н. А. Солодова, 1962) минерала — турмалин (шерл), накапливающийся в краевых зонах, и блоковый микроклин, характерный для сердцевины пегматита. Примечательно, что акцессорные рудные минералы сосредоточиваются только во внутренних зонах пегматита;

б) в пегматитовых телах, локализующихся в сланцах силура, слагающих экзоконтактные участки пегматитоносных гранитоидных массивов, также нередко отмечается симметричная зональность, во многом аналогичная предыдущей (рис. 4). Заметно, однако, что вмещающие сланцы больше, чем гранитоиды, способствуют развитию в пегматите аксессуарных граната, силлиманита и других высокоглиноземистых минералов;

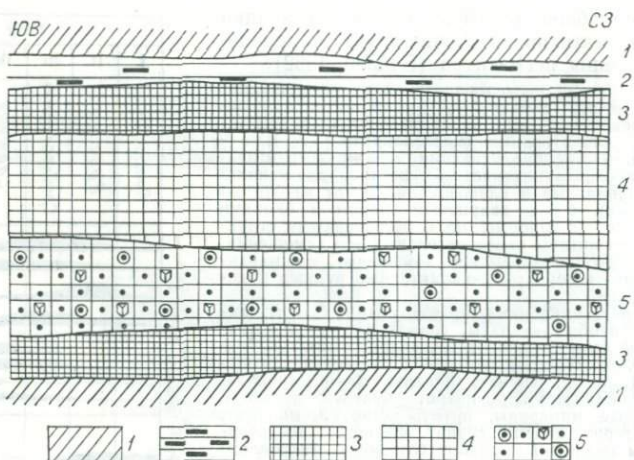


Рис. 4. Схема строения зональных пегматитов I типа, сформированных в спокойных тектонических условиях среди сланцев (по классификации С. И. Ибадуллаева, табл. 3). Пегматитовое поле Алтынтау (Селенсай) в Центральных Кызылкумах:

1 — вмещающие сланцы; 2 — сланцы в зальбандах пегматита, содержащие выделения турмалина и других минералов пегматитового процесса; 3 — относительно мелкозернистые пегматиты; 4 — крупнозернистый пегматит; 5 — крупные индивиды микроклина и кварца.

в) в силурийских известняках пегматит редко образует крупные тела, причем зональное строение его из-за быстрого остывания пегматитовых дериватов и развития процессов десиликации оказывается менее четким, менее сложным, А. Е. Ферсман еще в 1940 г. писал, что «чистая линия» пегматитов проявляется только в среде материнских гранитоидов; в песчано-сланцевых отложениях заметны относительно слабые признаки «линии скрещения», наиболее полного развития достигающей в среде карбонатных или основных и ультраосновных магматических пород, где пегматит десилицуруется. Такие соотношения полностью подтверждаются нашими данными для Западного Узбекистана.

2. Результаты детальной документации большого количества пегматитовых тел показывают, что симметричное зональное их строение (рис. 5) зачастую нарушается мелкими разрывами нару-

шений даже в тех случаях, когда пегматит, казалось бы, следовало относить к подгруппе пегматитовых тел, формировавшихся в спокойной обстановке. Нередко зональность искажается из-за более интенсивного развития минеральных зон лишь у висячего бока пегматита, тогда как в стороне лежащего бока отдельные зоны могут выпадать, сокращаться, выклиниваться и т. д. (рис. 5 и др.). Далеко не всегда достигается оптимальный режим пегматитообразования, описанный К. А. Власовым (1955), т. е. режим, при котором

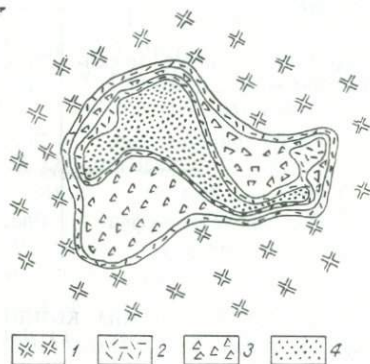


Рис. 5. Зональное строение простых пегматитов I типа (по классификации С. И. Ибадуллаева) Тымского интрузива (Джатыксай). Пример нарушения правильной зональности раздувами и пережимами отдельных зон:

1 — порфировидный биотитовый гранодиорит; 2 — зона среднезернистого пегматита; 3 — зона писменного строения; 4 — кварцевое ядро пегматита.

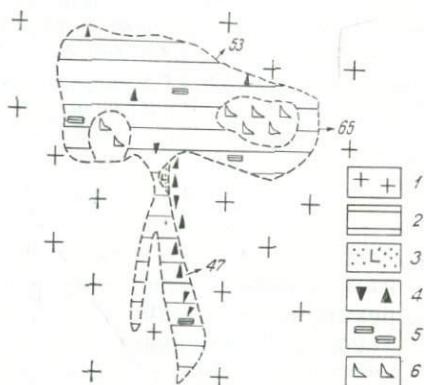


Рис. 6. Шлировая пегматитовая жила графического строения, связанная с гранитами III фазы:

1 — граниты; 2 — крупнозернистый кварц-полевошпатовый пегматит; 3 — крупнозернистый кварц; 4 — турмалин; 5 — биотит; 6 — графический пегматит.

летучие компоненты по мере охлаждения пегматитовой системы могли бы спокойно и «до предела» отжаться внутрь пегматитовой камеры, образуя «эталон зональности».

В условиях Тянь-Шаня можно отметить усложнение и вообще «аномалии» зональности. Так, на примере многих коротких жил Каратыбе ясно видно, что летучие компоненты «пегматитовой камеры» перемещались вверх, равномерно рассеиваясь по всей массе пегматитового расплава и препятствуя возникновению ярко выраженного зонального строения пегматитовой жилы. Если же отжим летучих компонентов внутрь пегматитовой камеры происходит нерегулярно, то внутреннее строение пегматитовых жил соответствует гнездовому (рис. 6).

3. Значительное число пегматитовых тел формировалось в заведомо неспокойной тектонической обстановке, что приводило к возникновению побочных явлений, сильно затемняющих охарактеризо-

**Сопоставление номенклатур генетических подразделений
пегматитовых месторождений**

Генетическая номенклатура		Предлагаемая минералогическая номенклатура автора (для Западного Узбекистана)	Пример
В. И. Смирнова	А. И. Гинзбурга		
Простые пегматиты	Сформированные в спокойной тектонической обстановке	Керамические пегматиты	Рис. 4, 17
Перекристаллизованные	Сформированные в обстановке промежуточного характера	Керамические, мусковитовые, редкоземельные	Рис. 13
Метасоматически замещенные	Сформированные в неспокойной тектонической обстановке	Касситерит-редкоземельные, лепидолитовые	Рис. 7
Десилицированные		Полевощпатово-сфен-апатитовые	Рис. 10

ванный эталон (не вполне сосредоточенный отжим летучих компонентов, возникновение ряда разобщенных очагов их накопления, перемешивание различных фаз и т. д.). Вот почему наряду с правильной симметрично-поясовой зональностью пегматитов, часты пегматитовые тела с менее четко выраженным внутренним строением (рис. 5).

При дальнейшем изучении пегматитов установлено, что среди неправильнозональных их разностей практический интерес представляют жилы со сложным внутренним строением, в которых особенно резко проявилась метасоматическая минерализация, связанная с внутрипегматитовой трещинной тектоникой.

Таков общий характер развития внутренней зональности пегматитовых тел, свидетельствующий о том, что известные текстурно-генетические классификации пегматитов нуждаются в доработках и уточнениях.

На основании материалов изучения пегматитов Южного Тянь-Шаня, прежде всего Западного Узбекистана, предлагается классификационная схема (табл. 1), построенная с учетом классификаций А. И. Гинзбурга (1952) и В. И. Смирнова (1968). В ней особое внимание уделяется региональной особенности размещения пегматитовых полей.

К. А. Власов подчеркивал, что его типы пегматитов легко различаются в полевых условиях и могут быть быстро использованы полевым геологом при выборе направлений поисковых работ, оценке перспектив редкометального оруденения в пегматитах изучаемых рудных полей. Еще более полно мысль о единстве теоретических и практических задач классификации полезных ископаемых выражена В. И. Смирновым.

Для различия генетических типов пегматитовых месторождений в полевых условиях нами предложена классификационная схема (табл. 2), в которой основные текстурно-парагенетические признаки пегматитов дополняются данными о вещественном составе, морфологии, условиях залегания и образования пегматитовых тел. При этом в качестве эталонных выделяются характерные пегматитовые рудопроявления Южного Тянь-Шаня.

Следует отметить дискуссионность названия «перекристаллизованные пегматиты». Некоторые аспекты процессов перекристаллизации для пегматитов, залегающих в негранитных породах, как показал П. И. Татарinov при оценке значения работ В. Д. Никитина (1949; и др.), остались проблематичными; в ряде конкретных пегматитовых тел нет четких признаков перекристаллизации. По-видимому, выделение группы «перекристаллизованных пегматитов» удобно для краткости обозначения, ибо для нее предполагаются процессы, отличные от перекристаллизации; в частности, интерес представляет депневматолит и другие явления, о которых писал А. Е. Ферсман (1940).

Спорным является вопрос о среде формирования пегматита: в какой мере правомочно считать состав вмещающей среды одним из признаков генетического типа пегматитов, если большинство их относится к эпигенетическим («инъекционным») месторождениям. Чтобы правильно ответить на этот вопрос, подчеркнем, что первые три группы в нашей схеме соответствуют «чистой линии», а четвертая «линии скрещения» А. Е. Ферсмана. Поэтому состав вмещающих пород для I—III типов, на первый взгляд, не должен иметь решающего генетического значения. Тем не менее, статистические данные по пегматитовым полям Средней Азии свидетельствуют о развитии I и II типов преимущественно в гранитоидах, а III — в негранитоидных «силикатных породах» (песчаниках, сланцах и т. п.). Особый интерес при этом вызывает распределение двух подтипов III типа — возможная приуроченность первого подтипа как к гранитоидам, так и к негранитоидным породам, а II — только к негранитоидным, удаленным от материнских интрузивов. В частности, представляет интерес суждение И. И. Матросова (1971) о том, что «температурные условия кристаллизации в конечном счете определяют, какие из щелочных и редких элементов, содержащихся в исходном пегматитовом расплаве, и в каком количестве будут зафиксированы, а какие будут вынесены во вмещающие породы. При таком условии кристаллизация пегматитового расплава, обогащенного редкими и летучими элементами, в «холодных» вмещающих породах приведет к образованию натро-литиевого пегматита, а кристаллизация того же расплава в «горячих» породах эндо- или близкого экзоконтакта материнских гранитов — к образованию безрудного микроклинового или плагиоклаз-микроклинового пегматита». Аналогичные соотношения выявлены нами, независимо от И. И. Матросова, для Южного Тянь-Шаня; они отражены в предлагаемой генетической классификации пегматитов.

Генетические типы гранитных

Геолого-минералогическая характеристика месторождений	Генетические типы гранитных	
	I. Простые кварц-полевошпатовые (керамические)	II. Перекристаллизованные керамические слюдяные мусковит-редкоземельные
1	2	3
I. Минералого-геохимические особенности пегматитов		
Количественно-минералогический состав	Кислый плагиоклаз, микроклин 60—80, кварц-20—40 и др.	Кварц 20—50, микроклин—50—80, альбит 10—12, мусковит 5
Акцессорные и рудные минералы	Магнетит, апатит, гадолинит, фергусонит, гранат, ортит, ксенотим, циртолит, ильменит, сфен, анатаз, рутил, циркон, колумбит, бастнезит, пирит, халькопирит, галенит	Колумбит, мангано-колумбит, танталит, гранат, апатит, циркон, циртолит, торит, оранжит, реже фергусонит, гадолинит
Минеральные ассоциации (по ведущим акцессорным минералам)	Циркон-сфен-апатитовая	Фергусонит-гадолинит-ксенотимовая, колумбитовая
Метасоматические явления	Незначительные (микроклинизация и др.)	Микроклинизация, альбитизация, мусковитизация
Рудообразующие элементы	Σ TR, Y, Yb, Nb, Ta	Ta, Nb, Zr, TR (Ce, La, Pr, Nd, Gd, Tb, Y, Yb, Ln) и др.
II. Морфологические особенности пегматитов		
Морфология	Гнезда, линзы, овальные и неправильные штокообразные тела	Гнезда, линзы, штокообразные тела
Мощность и длина, м	5—25 (10—25)	2 (10—12)
Внутреннее строение (главные текстурно-парагенетические типы) внутренних зон	Стандартная правильная зональность отложения от периферии к центру: 1) микроклин-плагиоклаз-кварцевая краевая; 2) кварц-микроклиновая (графическая); 3) микроклин-кварцевая с альбитом	Зональность отложения и частичной перекристаллизации, случаи неправильной зональности с перекристаллизованными индивидами кварца, микроклина, слюда

пегматитов Южного Тянь-Шаня

III. Метасоматические замещенные сложно редкометалльные		IV. Десилицированные полевошпатово-сфен-апатитовые и др.
колумбит-редкоземельные и др.	касситеритовые и др.	
4	5	6
Микроклин 30—45, кварц 25—30, альбит 10—25, мусковит до 10 и более, касситерит до 1	Альбит 15—20, кварц 35—40, лепидолит и амблигонит-монтебразит до 10	Андезин до 40—60, кварц, микроклин, олигоклаз 20—40
Апатит, гранат, ортит, циртолит, сиклерит, пурпурит, трифилин, пирит, халькопирит, галенит, церуссит, киноварь, золото	Апатит, гранат, турмалин, топаз, триплит, литофиллит, сиклерит, пурпурит, гетерозит и др., фосфаты, берtrandит, шеелит, пирит, и др.	Сфен, ильменит, рутил, анатаз, гранат, апатит, циркон, бастнезит, флюоцерит
Мангано-колумбитовая, реже фергусонит-гадолинитовая	Лепидолитовая, лепидолит-касситеритовая и др.	Сфен-апатитовая, ильменит-анатаз-рутиловая
Микроклинизация, альбитизация, грейзенизация, отложение оруденения	Альбитизация, лепидолитизация, мусковитизация, отложение оруденения	Карбонатизация, альбитизация, окварцевание и др.
Nb, Ta, Rb, Cs, Σ TR и др.	Nb, Ta и др.	TR, Ce, La, Dy, No, Y, Yb, Zr, Ti
Пластообразные, линзовидные, штокообразные тела, иногда сложные формы с раздувами, пережимами и ответвлениями	Различные жилы и линзы; подковообразные, коленообразные; ветвящиеся сложные тела	Преимущественно жилы и линзообразные тела
10, реже до 50 (100—1400, в основании (80—120)	2, редко 5 (20—200)	2, редко более (20—40)
Зональность отложения и подчиненного ему относительно умеренного замещения:	Зональность отложения и интенсивно часто массового замещения: 1) микроклин-альбитовая и альбит-лепидолитовая (грубодифференцированная) 2) кварц-клевеландитовая (средне-, мелко- и крупнозернистая);	Зональность десиликации
1) микроклин-плагиоклаз-кварцевая краевая; 2) микроклин-кварцевые графические и пегматоидные с мусковитом и альбитом; 3) кварц-мусковитовая (замещающий комплекс);		

1	2	3
Структура	4) микроклиноватая с гадолинитом и фергусонитом; 5) кварцевая	Графическая, апографическая, пегматоидная, частью блоковая, метасоматическая
Текстура	Графическая, пегматоидная, аплитовидная	Графическая, апографическая, пегматоидная, частью блоковая, метасоматическая
Распределение полезного компонента по зонам	Массивная, шлировая, полосчатая	Массивная, полосчатая, пятнистая и др.
III. Характер размещения рудопоявлений	Микроклин и кварц образуют мощные совместные зоны (с локальными переходами в мономинеральные скопления). Гадолинит и фергусонит представлены вкрапленностью во внутренних зонах	Кварц, микроклин и альбит иногда образуют мономинеральные зоны. Колумбит и др. встречаются рассеянно, очень редко образует скопления
Состав вмещающей среды	Преимущественно породы I и II фаз, герцинских интрузий (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты)	Породы III—IV фаз герцинских интрузий
Геолого-структурная позиция пегматитовых тел	Приурочены к пологим эндоконтактовым зонам в ядрах антиклинорий структур первого порядка	Приурочены к экзоконтактовым зонам гранитоидов, нередко отмечаются в центральных частях батолитов
Вертикальный размах пегматитовых проявлений (в эрозионном срезе), м	250—300	250—300, реже до 400
IV. Тектонический режим в период пегматитообразования	Режим главной складчатости подвижного пояса	Режим главной складчатости подвижного пояса

4	5	6
4) альбитовая	2) кварц-клевеландитовая (средне-, мелко- и крупнозернистая); 3) кварц-альбитовая (мелкозернистая); 4) кварц-микроклин-клевеландитовая (крупнозернистая)	Аплитовидная, пегматоидная, реже графическая и др.
Графическая, апографическая, пегматоидная, блоковая, метасоматическая	Пегматоидная, метасоматическая (многообразие видов)	Массивная, реже неяснополосчатая и др.
Массивная, полосчатая, пятнистая, прожилковая	Участково-полосчатая и др.	Сфен, апатит рассеиваются по всей массе пегматита; флюорит, бастнезит и др. тяготеют к окварцованным участкам
Крупные выделения колумбита (в некоторых случаях с касситеритом) обычно приурочены к пегматоидным и блоковым участкам, а мелкие — к грейзеновому комплексу	Рудообразующие минералы распределяются так же, как в предыдущем подтипе. Нередко тяготеют к висцеральному боку	Различные карбонатные породы (известняки, доломитовые известняки и др.)
Двуслюдяные граниты, гранодиориты, граносиениты, мигматиты, сланцы	Песчаники и различные сланцы	Приурочены к экзоконтактовым зонам гранитоидных массивов
Приурочены к экзо- и эндоконтактовым зонам гранитов повышенной кислотности, представляющих поздние фазы батолитовых комплексов, размещающихся в складчатых структурах второго порядка	Приурочены к складчатым структурам II порядка в мощных осадочно-метаморфических толщах	Приурочены к экзоконтактовым зонам гранитоидных массивов
350—450	350—400 до 800	150—200
Затухание главной складчатости; подвижки в период минерализации	Затухание главной складчатости, интенсивные подвижки в период минерализации	Режим главной складчатости подвижного пояса

1	2	3
V. Генезис пегматитов	Сингенетические и эпигенетические проявления пегматитообразующих расплавов-растворов (закрытая система), контакты с материнской породой постепенные у шлировых пегматитов и нередко резкие у типичных пегматитовых тел	Проявления межпоровых растворов в среде син-эпигенетических пегматитов (почти закрытая система)

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ АЛЬБИТ-ГРЕЙЗЕНОВЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (АПОГРАНИТЫ)

Прежде чем классифицировать сравнительно новую перспективную группу проявлений редких элементов, следует дополнить приведенные выше определения апогранитов замечаниями В. И. Смирнова (1969), о том, что редкометалльные апограниты среди постмагматических месторождений представляют собой автономную генетическую группу, равноценную другим группам — карбонатитовой, скарновой и т. д.

Приняв данное положение за основное, мы пытались уточнить место редкометалльных альбит-грейзеновых (т. е. апогранитных, по А. А. Беусу и др.) проявлений в общей классификации эндогенного оруденения. Необходимо обратить внимание на то, что ныне все более резко проявляется стремление подразделить все постмагматические месторождения на две главные категории — плутогенную и вулканогенную (Шнейдерхен, 1958; Овчинников, 1968; Котляр, 1970; и др.). В этом случае оказывается, что редкометалльные апограниты — это главным образом высокотемпературные пневмато-гидротермальные рудопроявления, являющиеся типичнейшими представителями группы плутогенных месторождений (Котляр, 1970). Именно поэтому далее мы рассматриваем критерии редкометалльной продуктивности батолитовых и близких им плутонических комплексов.

Материалы, полученные в отделе петрологии, минералогии и геохимии САИГИМСа (С. И. Ибадуллаев, Л. А. Быков, Б. Р. Махмудов), указывают, во-первых, на справедливость представлений предшествующих исследователей (А. А. Беус и р.) о том, что в отношении редких элементов наиболее продуктивны те процессы постмагматического метасоматоза, которые протекали в собственно гранитной среде, во-вторых, на правильность суждений о ведущем значении альбитизации и грейзенизации в концентрации редких элементов среди гранитных массивов. Кроме того, они свидетельствуют о том, что группу аналогичных постмагматических месторож-

4	5	6
Эпигенетическое пегматитообразование с сопутствующим и наложенным оруденением, связанное с фазой двуслюдяных гранитов	Эпигенетическое пегматитообразование с сопутствующим и наложенным оруденением связанное с апикальными частями не всегда вскрытых эрозией аляскитовых гранитов	Эпигенетическое пегматитообразование с сопутствующим сфен-апатитовым оруденением

дений нельзя ограничить только гранитами (как исходной породой) и проявлениями альбитизации — грейзенизации (как рудогенерирующих процессов). Под апогранитами мы подразумеваем породы — производные кислых магм (гранодиориты, адамелиты, аляскиты и т. п.), претерпевшие интенсивный постмагматический метасоматоз с массовым развитием вторичных пороодообразующих и появлением вторичных акцессорных минералов, в том числе редкометалльных и редкоземельных.

Если руководствоваться главным принципом классификации апогранитных рудопроявлений, то в первую очередь следует принять во внимание, что это метасоматиты. Поэтому в основу их классификаций можно было бы положить характер метасоматических изменений первичных пород. Сам по себе такой принцип не нов, но последовательно и четко он был введен в практику сравнительно недавно (Котляр, 1970). Так, плутогенные постмагматические месторождения В. Н. Котляр подразделил на скарновые (контактово-метасоматические), альбитовые (альбито-грейзеновые, апогранитные, по В. И. Смирнову, или апогранитные, по А. А. Беусу и др.), грейзеновые, березитовые, кварцито-доломитовые (телетермальные). По аналогии вулканогенные месторождения этот автор подразделяет на карбонатитовые, скаполито-скарноидные, вторично-кварцитовые и турмалиновые, серицито-пропилитовые, серицито-аргиллитовые и грейзено-апатитовые.

Несколько по-иному к классификации редкометалльных апогранитов подошли А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситнин, К. Д. Субботин (1962), выделившие главные парагенетические типы этих пород. В дальнейшем это положение развивалось многими авторами (Д. А. Минеев и др.).

Парагенетическая типизация редкометалльных апогранитов предложена А. А. Беусом (1968). Она послужила основой для «генетической классификации месторождений альбититовой формации». В качестве главных подразделений в ней выделены апограниты нормального, субщелочного и щелочного рядов. Была намечена специализация каждого ряда в отношении редких элементов. Однако

Генетические типы редкометалльных апогранитоидов

Типы и подтипы	Ведущие типы изменений	Главные породообразующие минералы
Измененные гранодиориты, адамеллиты (апогранитоиды)		
калиевые	Ортоклазизация, биотитизация, хлоритизация	Реликтовые кислые плагиоклазы и калишпаты, ортоклаз, слюды, хлорит
натровые	Альбитизация, хлоритизация и др.	Реликтовые первичные полевые шпаты, альбит, биотит, хлорит и др.
Редкощелочные апограниты	Альбитизация, грейзенизация	Микроклин, альбит, слюды, щелочные или субщелочные амфиболы
Циркониевые апогранитоиды	Альбитизация и др.	Плагиоклаз, альбит (вторичный), микроклин, кварц, биотит, амфибол Альбит, микроклин, кварц, слюды
Редкометалльные апограниты		
циркониевые	Микроклинизация	Кварц, микроклин-пертиты, кислые плагиоклазы, биотит
редкометалльные	Микроклинизация, альбитизация	Кварц, микроклин-пертиты, альбит, альбит-олигоклаз, биотит
Ниобиевые апограниты		
цирконий-редкоземельно-ниобиевые	Калишпатизация, альбитизация и др.	Кварц, кислый плагиоклаз, ортоклаз, альбит (пертиты), биотит
редкоземельно-ниобиевые оловоносные	Альбитизация, грейзенизация	Альбит, микроклин, кварц, мусковит, турмалин и др.
Комплексно редкометалльные	Различные виды полевошпатового метасоматоза, грейзенизация, в меньшей мере окварцевание	Микроклин, альбит, слюды, гидрослюды, кварц, турмалин и др.

нормального ряда Южного Тянь-Шаня

Ассоциации аксессуарных минералов (носителей)	Ведущие элементы	Связь с магматизмом	Морфология и условия залегания
Не выяснены	Не выяснены	I—II фазы батолитовых интрузий	Блоки, зоны разломов в батолите
»	»	То же	То же
Фергусонит, галолинит	Ce, La, Dy	II—IV фазы батолитоподобных интрузий (специфические фации сателлитов)	
Ильменит, апатит, циркон, реже ортит и др.	Zr, (Hf), ΣTR, Ce	I—II фазы батолитовых интрузий	Эндоконтактные зоны гранитоидных массивов
Циркон, ортит	ΣCe, Nb, Ta	III фаза батолитовых интрузий	Краевые фации гранитов, участки около ксенолитов
Циркон и др.	ΣY	То же	Апофизы, купола интрузивов
Циркон, наэтит, циртолит, ортит, ксенотим, фергусонит, иногда блонстрандит и др.	Zr, (Hf), ΣY	III—IV фазы батолитовых интрузий	Краевые фации штоков и т. п.
Апатит, циркон, колумбит (?), фергусонит, касситерит и др.	Nb, TR, Sn	То же	То же
Различные сочетания предыдущих, а также вольфрамит (отчасти шеелит), молибденит	Nb, Ta, W, Mo, Rb, Cs	Уточняется	Зоны разломов, участки повышенной трещиноватости в гранитоидах

при выделении парагенетических типов апогранитных пород основное внимание все еще сосредоточивается лишь на субщелочных и щелочных апогранитах. Правда, во многих регионах (в том числе в эталонных объектах Нигерии) четкой редкометальной специализацией обладают именно эти породы. Но иногда, как например в Южном Тянь-Шане, они уступают место разнообразным апогранитоидам нормального ряда, т. е. тем, которые для геолого-поисковых работ ныне следовало бы типизировать более подробно.

В Южном Тянь-Шане материнскими почти для всех редкометальных апогранитов были гранитные массивы батолитового типа, в частности описанные И. М. Исамухамедовым (1955), И. Х. Хамрабаевым (1958 а) и другими исследователями. Обобщенная характеристика условий залегания этих образований в апофизах, аптикальных выступях, куполах гранитных массивов (некоторые отклонения от этой главной схемы геологических позиций будут рассмотрены особо) приблизительно совпадает с типовыми примерами А. А. Беуса и др. Однако общая картина апогранитоидов одного только нормального ряда довольно сложна, что обусловлено несколькими геотектоническими и петро-геохимическими факторами (среда становления гранитоидных массивов, глубинность, местная ассимиляция, проницаемость среды для прохождения восходящей волны постмагматических растворов и т. д.).

С учетом указанных положений нами составлен вариант генетической классификации редкометальных апогранитоидов нормального ряда Южного Тянь-Шаня (табл. 3).

Главные генетические типы апогранитов довольно четко различаются по трем ведущим признакам: 1) характер преобладающих постмагматических изменений гранитоида (альбитизация и др.); 2) ведущий акцессорный минерал или, чаще, акцессорная минеральная ассоциация; 3) характер материнских пород (прежде всего их принадлежность к определенным фазам батолитового магматизма).

А. А. Беус с соавторами (1962), определившие значение первого признака, указывали, что «характерной особенностью гранитов с акцессорной редкометальной минерализацией является развитие в них процессов послемагматического метасоматоза, в частности альбитизации и грейзенизации». В то же время геохимический анализ связи между концентрацией редкометальных минералов и развитием процессов послемагматического метасоматоза (А. А. Беус) приводит к вполне определенному и четкому выводу о том, что именно в альбитизированных и грейзенизированных группах наиболее интенсивно образовались повышенные концентрации редких элементов. Обобщения по Южному Тянь-Шаню в общем укрепляют данное положение, однако не настолько, чтобы сделать его универсальным.

Не менее существенное значение и для классификации апогранитоидных проявлений и как поисковый признак имеет представление о ведущих (устойчивых) ассоциациях редкометальных акцес-

**Содержания (г/т) редкометалльных аксессуарных минералов
в гранитоидах Узбекистана***

Породы (интрузив)	Регион	Циркон (наэгит)	Ортит	Ксе- нотим	Кодум- бит (блом- страидит)	Ферри- торит
Гранодиориты (тау- шанский)	Гиссарский	2,5—110	0—50	—	—	—
Граниты (таушан- ский)	»	0—700	0—139	—	—	—
Плагииграниты (беш- торгундукский)	Чаткаль- ский	59,4	52,1	0,03	0,002	0,02
Кварцевые монациты (гава-ангрнский)	Курамин- ский	57,8	16,1	—	—	12,6
Адамелит крупнозер- нистый (гава-ангрн- ский)	»	97,4	17,4	—	—	—
Граносиенит лейко- кратовый (гава-ангр- нский)	»	60,1	9,84	—	—	—
Граниты амфибол- биотитовые (тамдын- ский)	Кзылкум- ский	48,0	34,9	—	—	—
Граниты биотитовые (тамдынский)	»	7,5	63,3	—	—	—
Граниты лейкократо- вые (тамдынский)	»	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	—
Кварцевые диориты (актауский)	Нуратин- ский	26,6	82	—	—	—
Гранодиориты (актау- ский)	»	167,4	67,0	—	—	—
Граниты биотитовые	»	101,1	57,0	12,7	0,9	+
лейкократовые	»	19,3	67,8	50,0	19,5	33,7
биотитовые (акчоп- ский)	»	0,8—784	0—20,8	—	0—ед. зн.	0—ед. зн.
Граниты лейкократо- вые	»	До 14,8	До 1,2	—	До 38	0—ед. зн.

* Наши данные, а также материалы И. Х. Хамрабаева, Б. Г. Хайруллина, В. В. Козырева

Породы (интрузив)	Регион	Оранже- рит*, фергу- сонит	Вольфра- мит	Кас- сите- рит	Молиб- денит	Висму- тин
Гранодиориты (тау- шанский)	Гиссарский	—	До 40 зн.	—	—	—
Граниты (таушан- ский)	»	—	—	—	—	—
Плагииграниты (беш- торгундукский)	Чаткаль- ский	—	—	0,05	—	—
Кварцевые моноциты (гава-ангрениский)	Курамин- ский	0,0—32,8	До 0,1	—	0,08	—
Адамелит крупнозер- нистый (гава-ангрени- ский)	»	—	—	0,12	До 0,1	До 0,09
Граносиенит лейко- кратовый (гава-анг- ренский)	»	26,4	—	0,07	До 0,33	—
Граниты амфибол- биотитовые (тамдын- ский)	Кызыл- кумский	—	—	—	—	—
Граниты биотитовые (тамдынский)	»	—	—	—	—	—
Граниты лейкократо- вые (тамдынский)	»	—	—	—	—	—
Кварцевые диориты (актауский)	Нуратин- ский	—	—	—	—	—
Гранодиориты (актау- ский)	»	—	—	—	12,9	—
Граниты биотитовые	»	—	+	—	+	—
лейкократовые	»	—	+	—	+	—
биотитовые (акчоп- ский)	»	0—ед. зн.	—	—	—	—
Граниты лейкократо- вые	»	0—ед. зн.	—	—	—	—

сорных минералов, присущих определенным типам апогранитоидной группы. Как известно, еще В. И. Вернадский указал на существенный генетический смысл ведущих акцессориев, особенно их ассоциаций, выделив монацитовые и ортитовые граниты, т. е. граниты, существенно различающиеся по условиям образования. Теперь эту установку развивают многие авторы в виде представлений об устойчивых редкометальных ассоциациях. В нашей схеме также учитывается это положение. Даются лишь важнейшие, относительно изученные ассоциации акцессориев (в дальнейшем перечень их, несомненно, будет пополнен). Уже к настоящему времени, помимо «обычных» ассоциаций, образовавшихся при ведущем значении циркония и редких земель, отмечаются также ассоциации с акцессорными бериллием, ниобием, танталом.

В наших работах (Ибадуллаев, Быков, 1970) высказывалось мнение о связи редкометального оруденения с поздними фазами. Однако это положение верно только частично. Как показано в табл. 3, большинство редкометальных типов связано с гранитами III фазы батолитовых комплексов. Однако нельзя не учитывать возможные в особых случаях проявления редких элементов в связи с развитием I и II фаз батолитового магматизма. Так, иногда перспективными оказываются проявления ортоклазизации, микроклинизации, нефелинизации в среде гранитов, гранито-гнейсов и других подобных пород (табл. 4). В частности, микроклинизированные граниты Нураты содержат до 200 г/т циркона (главным образом в виде его сложной разновидности — наэгита) и более 200 г/т собственно редкометальных и частью редкоземельно-тантало-ниобиевых минералов. Поэтому микроклинизация включена в классификацию редкометальных апогранитоидов и принята в расчет как поисковый критерий редкометального оруденения.

ГЛАВА IV. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В пределах Южного Тянь-Шаня пегматитовые образования локализируются на определенных участках, которые условно принято называть пегматитовыми полями: Каратюбинское, Лолабулакское, Зирабулакское, Западно-Гиссарское, Чаткальское, Туркестанское (Наука, Тро, Самжон), Султануиздагское и др.

Каратюбинское пегматитовое поле расположено в западной части Зеравшанского хребта; сложено палеозойскими известняками, сланцами, а также кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами и аляскитами (апогранитами). Интрузивные породы образуют четыре самостоятельные фазы и являются носителями пегматитовых образований.

Первая фаза включает породы, характеризующиеся наибольшей изменчивостью (пестрый состав): от типичных габбро через габбро-диориты к диоритам и кварцевым диоритам. По данным И. Х. Хамрабаева, нашим и других исследователей, им свойственна общность минерального состава. В этих породах выделены следующие минералы:

1) плагиоклаз андезин-лабрадорového ряда (в зональных индивидах фиксируются переходы от андезина до олигоклаза). Содержание плагиоклаза в породе 23—26% и более;

2) биотит ранней ксеногенной (так называемые ксенокристы, по И. М. Исамухамедову) и магматогенной генерации, отличающихся довольно высоким содержанием титана (до 5%) и отношением $Mg: [FeO + Fe_2O_3]$ до 0,5. Суммарное содержание биотита в них — до 25—26%;

3) амфибол — обыкновенная роговая обманка (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);

5) калиевый полевой шпат (главным образом решетчатый микроклин) и кварц отмечаются в соответствии с указанным петрохимическим переходом от габбро-диоритов к кварцевым диоритам;

6) аксессуарные минералы — сфен, апатит, циркон, ортит, магнетит, ильменит, рутил.

В минералого-структурном отношении породы I фазы весьма

разнообразны. Различаются разновидности гипидиоморфных структур. Местами развиты порфиroidные структуры с гипидиоморфным или микродиоритовым базисом.

Породы I фазы по набору аксессуарных минералов и микроэлементов сходны с породами II фазы, поэтому мы характеризуем их вместе.

Вторая фаза. Наиболее распространены довольно выдержанные по составу и облику серые порфиroidные гранодиориты, известные из работ И. Х. Хамрабаева, выделившего в них метасоматический тип крупных фенокристов микроклина.

В порфиroidных гранодиоритах отмечаются: плагиоклазы № 20—36 (23—45%); решетчатый микроклин-пертит (11—28,5%), образующий, кроме фенокристаллов, ксеноморфные зерна в базисе породы, и содержащий, по данным спектральных анализов, ряд примесей: Ga — более 1%; Na, Mg — около 1%, Ba, Sr, Ti, Pb — 0,0п%, Gd — 0,00п%, кварц (12—31%) — мелкие (1 мм) округлые и неправильные зерна, биотит (5—20%) ксенокристовый, магматический и изредка постмагматический (по И. Х. Хамрабаеву). Магматический биотит отличается от биотита из аналогичной породы предыдущей фазы пониженной титанистостью (1,5—1,6 — TiO₂) и меньшим магниально-железистым параметром [MgO : (FeO + Fe₂O₃) = 0,4]. В нем обнаруживаются примеси Ni, Co, Cu (0,00п%), Y, Cr, Zr, Ga (0,00п—0,0п), Nb, Sn (0,00п%), Zn (0,0п—0,п%). В породе установлены также амфибол (обыкновенная роговая обманка) и пироксен — иногда гибридные разности их вблизи известняков. Аксессуарные минералы — магнетит, апатит, ильменит, циркон (с примесями Hf, Th, Y, La, Ce, Nd в десятых и Gd в сотых долях процента), монацит (редко), сфен и др. Вторичные (постмагматические, автотематоморфические) минералы — мусковит, альбит, турмалин, актинолит, хлорит и др.

В структурно-текстурном отношении гранодиориты довольно выдержаны. Преобладают порфиroidные структуры; это объясняется массовым развитием крупных (до 3—4, 5—6 см) порфиroidбластических гипидиоморфнозернистых структур, иногда переходящих в аллотриоморфнозернистые аплитовидные.

Более полный фактический материал получен нами по валовым пробам гранитов III фазы. В некоторых их разновидностях спектроскопически выявлен широкий ряд микроэлементов: Ba (0,1%), Sr (0,0п), V (0,001), Cr (0,001), Ni (0,001—0,0001), Co (0,0001), Mo (0,0001), Cu (0,001), Pb (0,01—0,0001), Zn (0,001), Ag (0,0001), Sn (0,001—0,000п), Gd (0,00п), Zr (0,00п), Nb (иногда следы, по В. С. Корскову и др.), Y (0,00), Be (0,00), Li (0,000п—0,00п%).

Из жильных производных в связи с гранитами широко развиты пегматиты и близкие им образования, отмечаются гранит-аплиты или микрограниты и предположительно лампрофиры (В. С. Корсков и др.). По геологической среде и минералого-петрографическому составу пегматиты Каратюбе очень сходны с пегматитами Кетменчинского поля.

Третья фаза. Двуслюдяные граниты вместе с охарактеризованными гранодиоритами второй фазы; это наиболее распространенные гранитоиды Каратюбе, слагающие апикальную часть батолита.

Отличительная особенность гранитов Каратюбе — интенсивное развитие на большей площади процессов автометаморфизма. Поэтому нормальные разновидности пород III фазы — биотитовые граниты — здесь распространены незначительно. На выходах пород (III фаза) резко преобладают двуслюдяные граниты, местами переходящие в мусковитовые разности. В состав аксессуарных в этих гранитах входят апатит, турмалин, циркон (преимущественно мелакон), гранат.

Боковая контаминация в гранитах (III фаза) выражена слабее, чем в породах предыдущих фаз. Фациальные переходы их в адаметеллиты или гранодиориты наблюдаются редко.

Четвертая фаза включает породы двух фаций. Первая (преобладающая) представлена мелко- и среднезернистыми алясками, вторая — грубозернистыми разностями лейкократового гранита.

В Каратюбе пегматиты в виде единичных тел или их групп разбросаны по всей площади гранитоидного массива, лишь на отдельных участках, особенно на водоразделах (Лянгар, Анжирли, Эрикуль и др.) среди биотитовых (мусковитизированных) гранитов встречаются серии параллельных жил (до 100—150 шт.) мощностью от 10 см до 3 м в раздуве и протяженностью от 1—2 до 200 м. Всего зафиксировано более 1200 пегматитовых тел.

По составу и условиям образования пегматиты Каратюбе очень близки пегматитам Зирабулак-Зиаэтдинских гор. Сравнительная характеристика пегматитов Каратюбе и Зирабулак-Зиаэтдинских гор приводится ниже.

<i>Геолого-минералогические признаки</i>	<i>Пегматиты</i>	
	<i>Каратюбе</i>	<i>Зирабулак-Зиаэтдинских гор</i>
Главные породообразующие минералы	Кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз), микроклин, кварц, биотит, мусковит	Кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз), микроклин, кварц, амфибол, реже биотит, мусковит
Викарирующие и аксессуарные минералы	Турмалин, апатит, гранат, касситерит, фергусонит, колумбит и др.	Турмалин, касситерит, фергусонит, колумбит и др.
Редкощелочные элементы	Rb, Cs	Rb, Cs

В них также присутствуют полевые шпаты, мусковит, аксессуарные турмалин, гранат, касситерит, колумбит, ильменит и др.

Минералы редких элементов встречаются в альбитизированных и грейзенизированных участках пегматитов. Минералогический состав пегматитов: кислый плагиоклаз (микроклин — 60—80%, кварц и др. — 20—40%), аксессуарные и рудные минералы (магнетит, апатит, гадолинит, фергусонит, гранат, ортит, ксенотим, колумбит.

Характерные особенности: незначительная микроклинизация, мусковитизация, альбитизация, грейзенизация, стандартная правильная зональность, часто графическая и пегматоидная структура, массивная шлировая текстура; приуроченность к эндоконтактовым зонам в ядрах антиклинориевых структур первого порядка; сингенетические и эпигенетические проявления пегматитообразующих расплавов-растворов (закрытая система); контакты с материнской породой постепенные у шлировых и нередко резкие у ти-

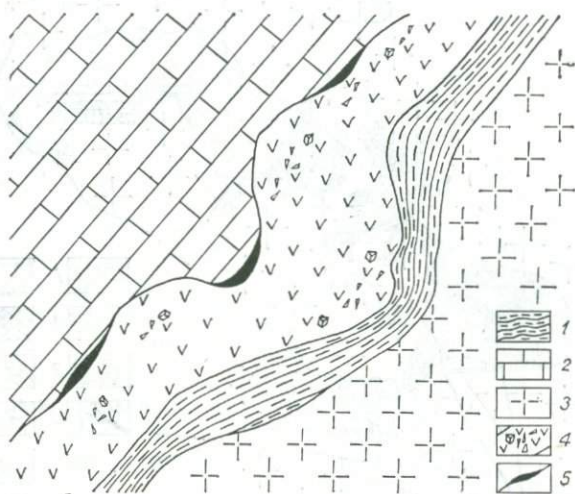


Рис. 7. Взаимоотношение пегматитов и скарнов Каратюбе (близ кишл. Эрикульсай):

1 — ороговикованные сланцы; 2 — битуминозный известняк; 3 — гранодиориты; 4 — среднезернистый пегматит с выделением блокового мясокрасного полевого шпата и турмалина; 5 — гранато-везувиановый скарн.

пичных пегматитов. Кроме того, пегматитам Каратюбе, Зирабулака свойственно размещение в сланцах и известняках.

Пегматитовые жилы могут залегать среди двух различных по составу горных пород (рис. 7). Висячем боку они контактируют с известняками, в лежащем — с ороговикованными сланцами. Состав таких жил: кварц, полевой шпат (микроклин), альбит игольчатый, гнездообразные скопления, турмалина (шерл). Характерно, что на контакте, в смятых зонах развивается скарновая порода (4—7 см). Возможно, скарны способствовали взаимодействию пегматитовой инъекции с известняками.

В верховьях Лянгарсая (Каратюбе) нами зафиксированы небольшие выходы контактирующих пород: гранодиоритов (II фаза) и гранитов (III фаза), прорывающих битуминозный известняк, часть которого при контактовом метасоматозе превращается в белый мрамор со скарновой зоной и сланцы (на рис. 8 показаны ксенолиты двуслюдяных сланцев среди гранодиоритов).

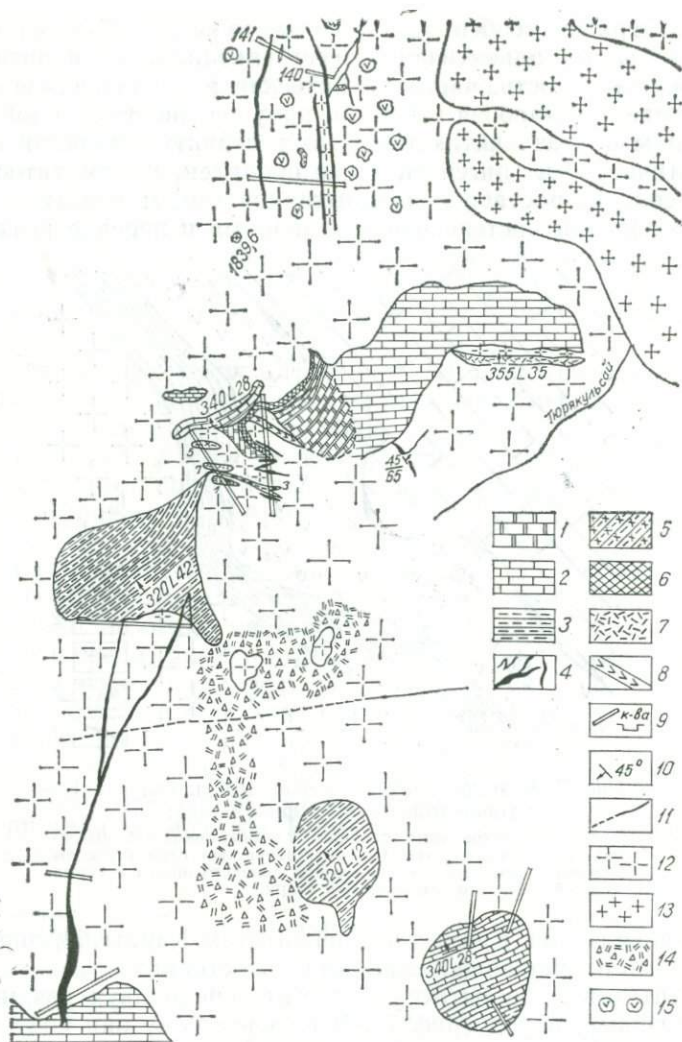


Рис. 8. План размещения пегматитовых тел в неоднородной среде Каратюбе (участок Лянгар):

1 — известняк мраморизованный; 2 — известняк битуминозный; 3 — двуслюдяной сланец; 4 — пегматит среднезернистый; 5 — пегматоидные породы; 6 — скарны волластонит-актинолит-тремолитовые; 7 — аплиты; 8 — кварцевые жилы; 9 — каналы и их номера; 10 — элементы залегания; 11 — разломы; 12 — гранодиориты; 13 — двуслюдяные граниты; 14 — наносы; 15 — ксенолиты.

Привлекают внимание выдержанные параллельные дифференцированные эпигенетические пегматитовые жилы и короткие разветвляющиеся в гранодиоритах с переходом к ксенолитовому сланцу или к битуминозному известняку. Протяженность по простиранию параллельных пегматитовых тел меняется в довольно больших

пределах (от 2—5 до 400—500 м) при мощности от 0,5 до 4—5 м в раздухах.

Пегматит среднезернистый дифференцированный. В состав его входят: кварц, полевой шпат, мусковит, гранаты (спессартин-альмандин), реже турмалин и мелкие кристаллы берилла. Характерны гнездообразные скопления мусковита, а также жильбертитизация в битуминозных известняках.

Скарны представлены волластонит-актинолит-тремолитовыми разностями; содержат шеллиты. Встречаются выходы кварцевых жил и аплитовых даек. Кварцевые жилы представлены мелкими вкрапленниками гематита, галенита и довольно хорошо образованными кристаллами белого и бледно-голубого призматического апатита. Содержание последнего в массе кварцевых жил достигает 1%. Аплиты мелкозернистые, белые с включениями мелких кристаллов граната (альмандин-спессартин), безрудные.

Подобные взаимоотношения пегматитов со скарнами для Каратубе довольно характерны (рис. 8). Как видно из приведенных схематических зарисовок, пегматитовая жила прорывает срезы трех различных по составу горных пород: гранодиоритов, битуминозных известняков и двуслюдяных сланцев.

Минеральный состав пегматитовых жил в сланцах и известняках заметно меняется. В первых увеличивается количество слюд (мусковита), а для вторых характерна жильбертитизация.

Аналогичные факты ранее описаны К. Л. Бабаевым (1959) для Туракульсая. Вышеприведенные данные подтверждают положение К. Л. Бабаева о том, что в пределах отдельных интрузивных полей, наряду со скарнами, значительно развиты и пегматиты. Однако, в отличие от скарнов, пегматиты локализуются не только в апикальной части интрузий или в их экзоконтактовой зоне, но и внутри материнской породы. На рис. 9 нами показана серия выдержанных параллельных пегматитовых жил среди материнских интрузивов (угол падения — 75—85°, мощность — 0,8—1 м, протяженность до 150 м). Слабо дифференцированный среднезернистый инъекционный пегматит сложен кварцем, микроклином, мусковитом, в незначительном количестве гранатом и турмалином.

Пегматиты образуются в течение всей магматической деятель-

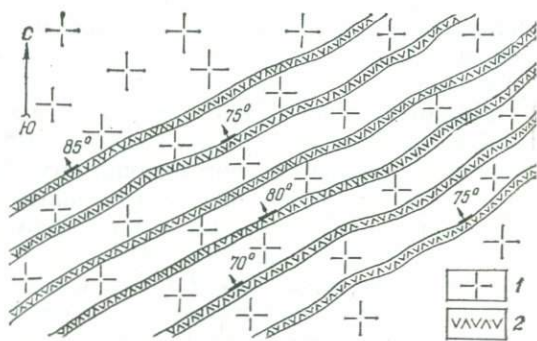


Рис. 9. Серия субпараллельных пегматитовых жил внутри батолита:

1 — порфировидные биотитовые гранодиориты; 2 — пегматит.

ности с момента становления интрузива до полного его затвердевания, чего нельзя сказать о скарнах. Это подтверждается наличием шлировых (фациальных) пегматитов в пределах любого среза гранитоидных массивов Западного Узбекистана. Следовательно, они возникают в течение значительного периода развития интрузива. Вместе с тем при благоприятных условиях эти разности могут переходить в типичные жильные пегматиты. Шлировые пегматиты, образовавшиеся в апикальной части интрузива, несомненно, старше пегматитов в его внутренней части.

Таким образом, в пределах одного интрузивного поля скарны, пегматиты и другие жильные образования генетически могут быть связаны как с одной, так и с различными по возрасту вспышками (фазами) магматизма.

Лолабулакское и Зирабулакское пегматитовые поля. В их строении принимают участие песчано-сланцевая толща верхнего силура, известняки девона и прорывающие их изверженные породы верхнего палеозоя. Преобладают интрузивные образования, представленные кварцевыми диоритами, роговообманковыми габбро, амфиболитами, плагиоклазовыми порфиритами, порфирированными биотитовыми гранодиоритами, биотитовыми и двуслюдяными гранитами и их жильными дериватами — плагиогранитами, лейкократовыми и аляскитовыми гранитами (апогранитами), пегматитами и др.

Если на Лолабулакском поле наиболее распространены порфирированные гранодиориты, граносиениты и биотитовые граниты, то на Зирабулакском — порфирированные биотитовые гранодиориты и двуслюдяные граниты. Лейкократовые граниты представлены дайкообразными телами и в зонах развития пегматитов встречаются повсеместно.

Порфирированные биотитовые гранодиориты слагают центральную часть Зирабулакского поля, двуслюдяные граниты и нормальные гранодиориты — северную и северо-западную. В районе развиты все четыре, четко фиксирующиеся фазы магматизма (Х. М. Абдуллаев, Х. Н. Баймухамедов, И. Х. Хамрабаев).

Необходимо учитывать постмагматические процессы и их воздействие на все породы по пути их движения. По данным Н. К. Джамалетдинова (1972), некоторые пегматитовые тела образуются вдоль аплитовых даек или за счет них метасоматическим путем, но этот вопрос спорный.

На современном эрозионном срезе видно, что эродированность пегматитовых полей увеличивается с востока на запад. Вследствие этого на восточных флангах рассматриваемых полей (участки, Ираль, Восточный Уйшун, Кукчи) пегматитовые тела залегают в сланцах, а также в дайках аплитов, а на северо-западном (Лолабулак) и юго-западном (Зирабулак) в биотитовых, двуслюдяных гранитах, гранодиоритах и граносиенитах.

В структурном отношении эти пегматитовые поля размещены в антиклинальных складках второго порядка, являющихся южными крыльями Зирабулакского и Каратюбинского антиклинорий, в яд-

рах которых внедрены одноименные интрузии, и образуют редкометально-пегматитовую зону. Ориентировка интрузивных тел совпадает с простиранием сланцев и известняков, составляющих антиклинальные складки. Направления жильных образований (аплиты, пегматиты) также соответствуют простиранию интрузий. Более мощные из них имеют крутые ($70-75^\circ$) углы падения, более мелкие — пологие ($37-50^\circ$).

В Зирабулакском пегматитовом поле основное количество пегматитов сконцентрировано в биотитовых гранитах (участок Джатыхсай) и биотитовых порфировидных гранодиоритах (участок Карачакудук), реже в сланцах, и связано со II и III фазами магматизма в известняках (рис. 10). Основной признак, определяющий

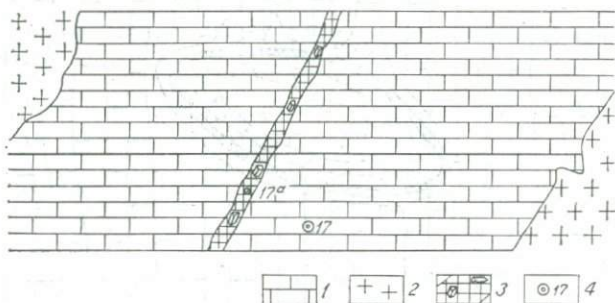


Рис. 10. Пегматитовая жила среди известняков (Каратюбинское пегматитовое поле).

1 — известняк; 2 — гранит; 3 — среднезернистый выдержанный кварц-полевошпатовый (простой) пегматит; 4 — номер образца.

геологическую позицию пегматитовых полей, — наличие ослабленной зоны северо-западного простираения между сланцевой толщей верхнего силура и интрузивами, локализовавшимися в ядре структуры первого порядка (Каратюбинский, Зирабулакский).

Лолабулакское пегматитовое поле приурочено к одноименной интрузии с самостоятельным многофазным циклом развития, тогда как Зирабулакское — к отдельному участку одноименного интрузива с несколькими фазами.

Пегматитовые жилы залегают преимущественно среди гранитоидных пород; незначительная часть их размещена в песчано-сланцевой толще, а в известняках встречаются единичные шлировые жилы с пироксеновыми скарнами простого полевошпатового состава (рис. 11).

Мощность пегматитовых жил колеблется от 0,5 м до 1—1,5 (Зирабулак) и 7—9 м (Лолабулак). По простиранию они прослеживаются на расстояние 5—50 м, редко до 100 (Зирабулак) и 1500 м (Лолабулак). Простираение северо-западное с падением на северо-восток, север и северо-запад под углами $55-80^\circ$, редко на юго-восток.

Если на контакте с известняками гранодиориты и граниты Ло-

лабулакского интрузива наряду с редкометальными пегматитами образуют скарновые тела, содержащие гельвин, то на Зирабулакском поле эти же интрузивы образуют скарновые тела с гисселином и другими редкими минералами. Это связано, по-видимому, с рудной специализацией отдельных магматических очагов.

Редкометальные пегматиты Зирабулака и Лолабулака главным образом пространственно и генетически связаны с фазой биотитовых гранитов и подчиненным количеством лейкократовых гранитов.

Одна из основных черт пегматитов Лолабулака и Зирабулака —

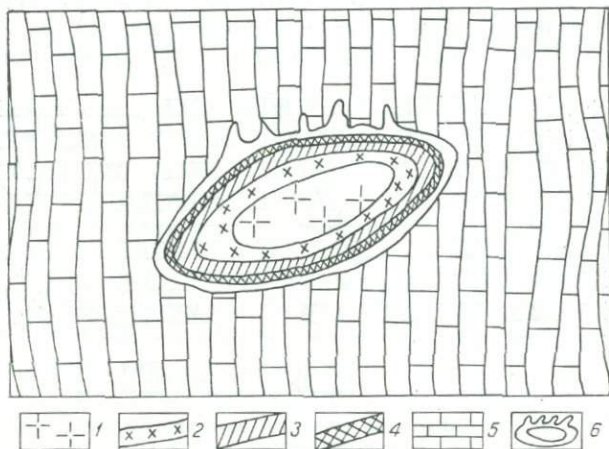


Рис. 11. Схема взаимоотношения шлировых пегматитовых гнезд с материнскими интрузивами и скарнами в известняках:

1 — гранодиориты; 2 — аплитовая оторочка; 3 — среднезернистый пегматит; 4 — околоскарный пироксеновый скарн; 5 — известняк; 6 — кальцитовая оторочка.

содержание микроклина от 70 до 95% в незамещенных пегматитах и от 7 до 15% — в замещенных. Основными породообразующими минералами, общими для обоих полей, являются микроклин, кварц, плагиоклаз, альбит, мусковит. Скопления турмалина концентрируются по стенкам либо в осевой части жил.

Основная масса редкометальной минерализации приурочена к альбитизированным и грейзеновым замещающим комплексам, развитым на стыках систем трещин — на границе зерен кристаллов, полевых шпатов и кварца.

В пределах района, кроме редкометальных пегматитов, незначительно развиты хрусталеносные (сингенетические) керамические и редкометальные метасоматические пегматитовые тела (Ингичке, Зирабулак). Подавляющее большинство хрусталеносных и керамических пегматитов сконцентрировано на небольшой площади, тяготеющей к эндоконтактной и апикальной частям Зирабулакского интрузива.

Содержание редкощелочных элементов и параэлементные отношения
в различных породах

Номер пробы	Порода	Li	Rb	Cs	K	Na	K/Rb	Rb/Cs
Долабулакское поле								
11474	Диабаз	0,001	0,010	0,004	0,54	1,81	54	3
498	Мигматит	0,0016	0,023	0,000	—	—	—	—
564	»	0,0066	0,022	0,0057	—	—	—	—
11472	Аплит	0,019	0,028	0,000	4,19	2,66	144	—
11469	Пегматит	0,005	0,0360	0,003	5,06	2,44	140	12
36-ЛИ	»	0,0004	0,1100	0,0020	1,96	4,92	18	5
61—КБ—72	»	0,0050	0,0500	0,0015	3,06	2,70	61	34
Зирабулакское поле								
4м	Гранодио- рит	0,000	0,005	0,000	—	—	—	—
11157м	»	0,005	0,003	0,000	—	—	—	—
11395м	»	0,009	0,023	0,002	3,61	2,44	156	12
11395	Гранит двуслюдя- ной	0,001	0,026	0,001	3,90	2,81	150	26
11411	То же	0,000	0,042	0,001	3,90	3,29	93	42
11231а	»	0,002	0,041	0,000	—	—	—	—
11231м	»	0,002	0,030	0,000	—	—	—	—
11337	»	0,000	0,015	0,000	—	—	—	—

Метасоматические пегматиты Ингичке незначительны по протяженности (до 100 м) и мощности (до 80 см) и разнообразны по форме. Контакт их с вмещающими породами постепенный, местами резкий, отмечаются ксенолиты гранодиоритов в пегматитах. Пегматит состоит из белого полевого шпата (натриевого), кварца, редко мусковита. Простой минералогический состав и безрудность ингичкинских пегматитов можно объяснить, по-видимому, тем, что гранодиоритовая магма остывала в близповерхностных условиях и не дала пегматитообразующего расплава-раствора, а летучие компоненты уходили в вышележащие породы или переносились постмагматическими растворами, которые впоследствии образовали скарновые тела.

Тымское поле расположено восточнее Кетменчинского; геологоструктурные позиции их очень близки. Представлено серией пегматитовых жил, залегающих среди гранодиоритов, сланцев, реже известняков. Характерные особенности пегматитов Тыма — микроклиннизация, мусковитизация и грейзенизация.

Приводим содержание редкощелочных элементов в различных породах и пегматитах Лолабулакского, Зирабулакского и Тымского массивов, а также их параэлементные отношения (табл. 5, 6).

Таблица 6

Среднее содержание редкощелочных и редких элементов в гранитоидных породах Тымского массива (по Н. К. Джамалетдинову, 1967)

Фаза магматизма	Породы	К-но анализов	K	Rb	Cs	Li	Be
II	Микроклинизированный порфировидный гранодиорит	6	3,25	0,032	0,004	0,0073	0,0028
III	Биотитовые граниты	2	2,97	0,0136	0,0021	0,0066	0,003
IV	Лейкократовые (пегматоидные) граниты	13	3,3	0,027	0,0026	0,0011	He опр.
IV	Мелкозернистый аплитовидный гранит	2	3,0	0,095	0,009	0,0016	0,014
IV	Альбитизированные и грейзенизированные аплиты	6	3,5	0,046	0,0037	0,0014	0,0104

Продолжение таблицы 6

Фаза магматизма	Породы	К-но анализов	Sn	Nb	Ta	K/Rb	Rb/Cs
II	Микроклинизированный порфировидный гранодиорит	6	0,0008	—	—	101	7,6
III	Биотитовые граниты	2	0,004	—	—	218	6,5
IV	Лейкократовые (пегматоидные) граниты	13	0,0028	0,0025	0,0003	124	10,2
IV	Мелкозернистый аплитовидный гранит	2	0,008	0,0034	0,0024	86	3,9
IV	Альбитизированные и грейзенизированные аплиты	6	0,0042	0,0068	He опр.	76	12,4

ГРУППА ЗАПАДНО-ГИССАРСКИХ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ (СУТУШАР, ТУРТКУЙЛЮК)

Все изучавшиеся нами площади располагаются в пределах Южно-Гиссарской зоны и представлены редкометальными пегматитовыми полями и апогранитами.

В геологическом строении Западно-Гиссарской группы редкометальных пегматитовых полей (Южно-Гиссарская зона) участвуют осадочно-метаморфические породы нижнего и среднего палеозоя,

а также разнообразные герцинские гранитоиды. Наиболее древними в данном районе являются осадочно-метаморфические образования ордовика. В пределах Западного Гиссара распространены отложения верхнего силура.

В продуктивном гранитоидном комплексе Западного Гиссара, по аналогии с другими районами Западного Узбекистана, И. Х. Хамрабаевым (1958) выделены четыре фазы герцинского магматизма: I — диориты, кварцевые диориты и др.; II — преимущественно гранодиориты; III — граниты, порфировые граниты и др.; IV — различные аляскиты.

Установлено, что каждой фазе этого магматизма соответствуют свои жильные дериваты. Так, с I фазой связаны некоторые дайки основного состава (лампрофиры), со II и III — лейкократовые жильные породы гранитного семейства, с III и отчасти IV — пегматиты.

В Сутушарском поле (участки Гелен, Джайрон) подавляющее большинство пегматитов относится к типичным жилам.

Пегматитовые гранитоиды III и IV фаз герцинского магматизма выдержаны по вещественному составу и почти целиком относятся к IV петрохимической группе (по А. Н. Заварицкому). Это подтверждается представлением Х. М. Абдуллаева (1954) об их связи с интрузиями, формировавшимися в более спокойной тектонической обстановке.

По нашим наблюдениям, в районе Сутушарского рудного поля установлено два типа пегматитовых образований (по классификации А. Е. Ферсмана, 1940): а) эпигенетические, связанные с гранитами III фазы герцинского магматизма и относящиеся к главному ряду А. Е. Ферсмана; они наиболее сложны по составу и строению; б) сингенетические, связанные с породами IV фазы магматизма, сравнительно однородные и по составу аналогичные вмещающим гранитоидам.

По содержанию редких элементов значительный интерес представляют эпигенетические пегматиты.

Установлен сложный минералогический состав пегматитовых образований рудного поля. К. Л. Бабаевым, Ю. К. Смолиным (1956) и нами (1971—1973) изучено более 50 минералов и их разновидностей, которые, кроме пороодообразующих, представлены акцессорными бериллом, колумбитом, ортитом, касситеритом, сфеном, монацитом, рутилом и др.

Турткуйлюкское пегматитовое поле расположено на небольшой площади (15—18 км²) в бассейне рек Турткуйлюк и Наушир. Прослеживается в субширотном направлении более чем на 6 км.

В пределах Турткуйлюкского поля широко развиты пегматитовые тела, которые встречаются среди пород магматического комплекса (лейкократовых гранитов, диоритов) и во вмещающих осадочно-метаморфических образованиях. Пегматиты представлены микроклин-альбитовым, кварц-альбит-мусковитовым, микроклин-мусковит-альбитовыми типами. Мощность их от 10 до 11—12 см,

протяженность отдельных тел до 1200 м. Большинство пегматитов дифференцировано и представлено мусковитом, альбитом, турмалином, апатитом и другими минералами.

ГРУППА ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ ЧАТКАЛА (МАЙДАНТАЛ, САРГАРДОН) И ДР.

Поля находятся в труднодоступных высокогорных местах; из жильных пегматитов практический интерес представляет лишь горный хрусталь (басс. р. Майдантал), ниже они кратко описываются по данным Л. А. Быкова (1949).

Пегматитовые жилы, имеющие значение для керамики, залегают в порфировидных гранитах. Мощности жил — 0,2—0,5 м, редко более, протяженность по простиранию 15—20 м. В их составе отмечаются микроклин-пертит (преобладает), кислый плагиоклаз, кварц, биотит, небольшие количества магнетита, сфена, ортита, граната, иногда турмалина (шерла).

По внутреннему строению керамические пегматиты Майдантала и других участков того же региона делятся на три типа: I типу соответствуют керамические пегматиты Майдантальского плутона (судя по данным В. В. Козырева, позднекарбоновая — арашанская гранитная фаза). В них преобладают кислый плагиоклаз, микроклин, биотит, кварц; отмечаются редкоземельные минералы; II типу — хрусталеносные пегматиты того же плутона (Шамтерек и др.), в которых, наряду с кислым плагиоклазом, микроклином, кварцем и биотитом, развиты мусковит, турмалин, берилл и другие минералы; III типу — редкометальные пегматиты Ойгаингского плутона (позднепермская шайданская гранитная фаза). Отличаются от предыдущих значительным развитием альбита, слюды и др.

Большинство гранитных плутонов и часть пегматитов Чаткальских гор формировались в толще известняков. Заметные количества известняковых силикатов (эпидот, пренит и др.), устанавливаемых в некоторых пегматитовых телах, можно объяснить контаминацией пегматитовых дериватов (за счет известняков девона-карбона). Чистоте линий пегматита при его становлении в известняках благоприятствует обогащение пегматитовых дериватов фтором (вокруг малоизвестковистого пегматита видна «защитная» оболочка флюорита).

По данным Л. А. Быкова (1949), для рассматриваемых пегматоидных гранитов характерны некоторые концентрации редкощелочных элементов.

Грейзеновое месторождение Саргардон расположено в верхней части басс. р. Чаткал. Саргардонский интрузив представляет собой штокообразное тело с выходами, не превышающими 10 км². Рассматривается как сателлит более крупного, не вскрытого эрозией массива. Вмещающие породы представлены карбонатными отложениями девона-карбона. На контакте с интрузивом карбонатные породы мраморизованы и местами скарнированы. Интрузив сложен

порфировидными гранитами первой интрузивной фазы пермо-триасового комплекса.

Жильные дериваты — гранит мелкозернистый порфировидный, гранит аплитовидный и гранит грейзенизированный (апограниты). В них кварц составляет 20—35%, калишпат — 36—58, плагиоклаз — 5—25, биотит — 2—5, амфибол — 3—5%. Калишпат представлен ортоклазом и микроклин-пертитом, плагиоклаз-олигоклазом и олигоклаз-альбитом.

На месторождении в настоящее время известно около 20 кварц-грейзеновых зон и жил, содержащих трехокись вольфрама, редкощелочные элементы и др., а также множество мелких жил, которые по пространственному размещению разделены на три группы — зоны северо-восточного простирания (35—60°) с падением на северо-запад под углом 60—85°.

Благодаря кулисообразному расположению протяженность отдельных групп жил достигает 1,6 км и более. Мощность зон грейзенизации составляет 0,13—1,4 м.

Околорудные изменения вмещающих гранитов выражены грейзенизацией, интенсивной вблизи рудных жил и постепенно ослабевающей к периферии. Вдоль грейзеновых оторочек граниты, как правило, в различной степени калишпатизированы. Мощность зон околорудных изменений в зальбандах жил колеблется от 0,5 до 2 м и более, причем от мощности центральной кварцевой части она не зависит. Рудная минерализация зон околорудных изменений убогая, но здесь отмечаются иногда значительные концентрации редких щелочей.

Зеленовато-желтая и серебристо-белая слюда наблюдается преимущественно в приконтактной части кварц-вольфрамовых жил в незначительном количестве в виде мелких прожилков и гнезд. В ней установлены элементы: галлий — до 0,001%, иттрий и лантан — следы, рубидий — 0,07%, цезий — меньше 0,002%.

ГРУППА ТУРКЕСТАНСКИХ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ

Наукинское пегматитовое поле находится в западной оконечности Туркестанского хребта. Сложено сланцами и известняками. Пегматиты приурочиваются к широте вытянутой тектонической зоны, по простиранию достигающей около 1800 м при ширине 150—200 м. Эта зона представляет собой разлом с серией мелких боковых оперяющих его трещин. Вдоль него внедрялся пегматитообразующий расплав, проникший из залегающего на глубине интрузивного тела. Пегматиты рассматриваемого поля имеют преимущественно форму неправильных жил, ветвящихся по простиранию и не выдержанных по мощности, а также штокверкообразных тел и линз. Среди них по мощности иногда можно выделить зоны средне- и грубозернистого, блокового пегматита и кварца, грейзенизированные

и альбитизированные участки, с которыми связана редкометальная минерализация.

По минеральному составу пегматиты Науки разделяются на мусковитовые, полевошпатовые и кварц-полевошпатовые и др.

Мусковитовые пегматиты. Жилы состоят из кварца, полевого шпата, мусковита (8—10%) и др. Для этого типа наиболее характерны блоковая текстура и крупнозернистая структура, интенсивное развитие клевеландита и полихромных турмалинов.

Полевошпатово-кварцевые пегматиты. Жилы этого типа в негрейзенизированных породах состоят из кварца, плагиоклаза, калишпата, мусковита и др. Наиболее типичными структурами являются средне-крупнозернистая параллельно-шестоватая и блоковая. Жилы часто окружены аплитовидными безрудными мелкозернистыми оторочками, мощность которых иногда достигает 10 см. Отдельные небольшие участки жил данного типа грейзенизированы и содержат акцессорный касситерит.

Кварцево-полевошпатовые пегматиты отличаются общей четковидной и линзовидной морфологией рудных тел. Для них характерно почти полное отсутствие аплитовидных безрудных оторочек. В раздувах рудных тел резко выделяются участки блоковой структуры. Жилы состоят из 20—25% кварца, 25—30% калишпата, 10—15% плагиоклаза, 2—4% мусковита. Кроме того, в жилах присутствуют акцессорные касситерит, колумбит, турмалин, апатит, сфен, ильменит, циркон, гранат (ряда гроссуляр-андрадит), шеелит, молибденит.

Тро и Самжон — район развития пегматитовых тел, площадью 350 км², охватывает южный склон Туркестанского хребта, в который входят бассейны рек Лагариф, Ярм, Самжон и Тро. В составе поисковой партии на слюду мы в 1950 и 1963 гг. изучали минералогию пегматитовых образований осевой части Туркестанского хребта (Тро — 4700 м, Самжон — 4000 м). Площадь, где сосредоточены пегматитовые жилы, представлена сланцами верхнего силура и в подчиненном количестве известняками. Изверженные породы — порфириовидные биотитовые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты. Граниты в виде гигантских пиков резко возвышаются над вмещающими их сланцами.

Пегматитовое поле Тро находится в 11 км выше устья одноименной реки. Пегматитовые жилы занимают здесь площадь более 6 км по простиранию пород и около 3 км в меридиональном направлении. Наиболее пегматитовые поля развиты в западной части площади, в долине ледников Пуштуру (Тро) и Наукарма (Самжон). Район сложен кремнистыми сланцами, среди которых встречаются слюдистые, андалузитовые и ставролитовые разности. Для жил характерно согласное залегание с вмещающими породами, северо-восточное простирание (70—80°), крутое (до вертикального) падение на север. По форме они правильные (выдержанные), неправильные (с пережимами и раздувами), штокообразные.

На указанной площади нами изучено 110 жил мощностью от 0,5

до 7 м, протяженностью до 1000—1200 м. Пегматиты здесь весьма разнообразны: альбит-клевеландитовые, мусковит-альбитовые, грейзен-альбитовые, клеверландит-сподуменовые, кварц-лепидолитовые (с полихромным турмалином). Выделяются зоны аплитовая, биотитовая, шерло-мусковитовая и полихромного турмалина. Эти зоны в общем соответствуют последовательности хода пегматитового процесса, описанного А. Е. Ферсманом.

Аплитовая зона характеризуется мелкозернистым строением. Располагается в зальбандах шерлово-биотитовых пегматитов. В ней развиты калиевый полевой шпат, кварц, гранат (мелкозернистый), реже мусковит (мелкий), биотит. Биотитовая зона следует после аплитовой или располагается в зальбандах. Состоит из микроклин-пертита, плагиоклаза, кварца, граната. Шерлово-мусковитовая зона развита главным образом в сланцах вблизи гранитоидного массива. Представлена турмалином и мусковитом с большим количеством касситерита. Зона полихромного турмалина с розовым и сиреневым лепидолитом находится в пегматитовой жиле так называемого Лепидолитового пика, в осевой части хребта (сай Пуштуру). Кристаллы турмалина розовые, зеленые, темно-зеленые. Мощность жилы 3 м. Прослеживается на протяжении 10 м, затем уходит под ледник.

Кварц-лепидолитовый тип пегматита представлен микроклин-пертитом, клеверландитом, лепидолитом, мусковитом, гранатом, турмалином.

Альбит (клеверландит) развит исключительно в устье р. Наукарма, в верховье ледника Самжон. В труднодоступных участках выделяются альбитовая и грейзеновая зоны. Альбитовая зона занимает большую часть жилы, заполняя центральную часть и лежащий бок, грейзеновая развита меньше.

Пегматитовые образования Тро и Самжона в теоретическом и практическом отношениях являются, пожалуй, наиболее интересным типом с широким диапазоном минералов. Однако они характеризуются неблагоприятными географо-экономическими условиями.

СУЛТАНУИЗДАГСКОЕ ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ

В рассматриваемом районе формированию пегматитоносной гранитной интрузии предшествовали фазы внедрения основных и ультраосновных магм, а также ранние фазы гранодиоритов. В результате вмещающая мощная глинисто-песчанистая толща силур-девона претерпела глубокий метаморфизм с образованием пород весьма сложного петрографического состава — гнейсов, кварцитов, кристаллических сланцев и роговиков. Известняки перекристаллизованы в мраморы.

Последующая продуктивная гранитная магма внедрялась в очень сложную, но более устойчивую геологическую и петрохимическую среду, и это не могло не отразиться на физико-химических и геохимических особенностях пегматитовых инъекций, на всем ходе

пегматитового процесса. Здесь, в отличие от других пегматитовых полей Средней Азии, пегматиты развиты очень ограниченно; зафиксировано всего около 30 жил, отличающихся сложным внутренним строением.

По нашей классификации пегматиты Султануиздагских гор отнесены к сложному типу и здесь описываются как наиболее характерные. В виде отдельных жил или, реже, серий жил они рассредоточены на площади около 2,5—3 км². Залегают в гнейсах и кристаллических сланцах и представляют собой согласные тела. Размеры их варьируют от первых десятков до 100 м и более по простиранию и от 0,2 до 4,5 м по мощности. Большинство жил по простиранию прослеживается на 45—60 м при средней мощности 0,8—1,5 м.

Султануиздагские пегматиты относятся к эпигенетической группе. Лишь в немногих пегматитовых телах среди гранитов и аляски-тов Истемесского массива наблюдались сингенетические и в редких случаях субсингенетические тела. Эпигенетический, скорее инъекционный, характер пегматитов определяется следующими признаками: а) залегание всех рудоносных пегматитов в породах кровли интрузива и контролирование их трещинами межпластовых отложений; б) нередкое локальное механическое воздействие пегматитовой инъекции на вмещающие породы; в) физико-химическое взаимодействие пегматитовой инъекции с вмещающими породами, выраженное в образовании гибридных оторочек кварц-слюдяного, кварц-турмалинового и другого петрографического состава.

Особенно значительные осложнения вызваны процессами альбитизации, грейзенизации и связанного с ними оруденения.

В пегматитах Султануиздага замещение происходит в определенной последовательности. Во всех жилах монокристаллы микроклина или вообще микроклиноватая масса, слагающая различные зоны пегматита, подвергаются наиболее раннему процессу альбитизации. Интенсивность альбитизации может быть различной. При максимальном ее развитии формируются зоны альбитизированного пегматита или кварцевого альбита, аналогичного описанному А. Н. Заварицким и др. В этих зонах наблюдаются различные по форме и размерам реликты микроклина. Акцессорные минералы (гранат, турмалин и др.) образуют здесь гнездообразные скопления.

На альбитизированную зону накладывается грейзенизация. Наблюдаются относительно слабо альбитизированные участки, где они развиваются избирательным путем по реликтам микроклина. Некоторые зоны альбитизации осложнены продольными трещинками, вдоль которых проходит грейзенизация, сопровождающаяся образованием клиновидных «апофиз» грейзена в сторону внешних контуров альбитизированной зоны.

Под микроскопом отчетливо наблюдается замещение клевеландита грейзеновым кварцем. Таким образом, сначала развивается альбитизация, затем грейзенизация.

ГЛАВА V. МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ПЕГМАТИТОВ

Месторождения пегматитов отличаются значительным разнообразием морфологических типов и нередко характеризуются сложным внутренним строением. По выражению Н. А. Солодова (1962), пегматиты «имеют совершенно особое значение как природная лаборатория геолога». Неудивительно поэтому, что на протяжении многих лет они являются предметом острой дискуссии. Поскольку морфология и внутреннее строение пегматитов рассмотрены К. Л. Бабаевым (1961) довольно подробно, мы ограничиваемся лишь краткими замечаниями об их формах и строении.

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) субгенетические, «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 результате развития трещин.

Такая группировка подтверждается нашими материалами. Неоправданным является лишь, с нашей точки зрения, термин «субгенетический пегматит», применяющийся К. Л. Бабаевым вместо более раннего понятия К. А. Власова (1955) «фациальные фазовые и фациально-фазовые пегматиты».

При обследовании нескольких десятков проявлений пегматитов Южного Тянь-Шаня установлено, что практический интерес представляют преимущественно эпигенетические пегматиты, залегающие в виде крупных тел. Сингенетические, в отличие от них более мелкие (гнезда, реже буцены, по А. Г. Бетехину).

По нашим данным, как и по материалам предыдущих исследователей, пегматитовые дериваты сопровождают ряд последовательных фаз магматизма. Иногда наблюдаются пересечения нескольких поколений пегматитов. Более поздние пегматитовые жилы западно-северо-западных простираций характеризуются более простым составом, обогащенностью кварцем и отсутствием темноцветных и замещающих их минералов. Соответствуют IV (алюскитовой) фазе магматизма Каратюбе-Зирабулакской зоны. В противоположность

им более ранние пегматиты того же участка более сложны. В них отмечаются скопления серебристого мусковита (содержащего Rb, Cs), выделения шерла и др. По этим особенностям они соответствуют III (гранитной) фазе магматизма той же зоны.

Указанные соотношения хорошо устанавливаются и на других участках (рис. 12), где наблюдаются четкие пересечения пегматитов, аналогичных раннему поколению пегматитовых жил предыдущего участка, аплитами, которые нами и другими исследователями

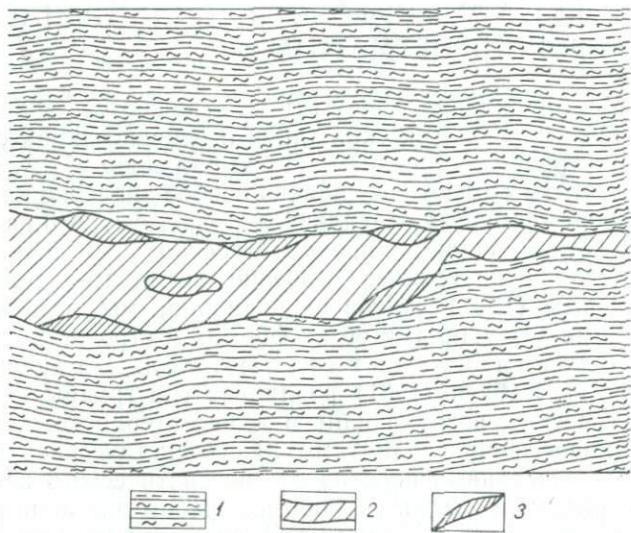


Рис. 12. Инъекционное эпигенетическое пегматитовое тело среди гнейсированных сланцев Джатыксайского поля:

1 — гнейсированные сланцы; 2 — зона крупнозернистого пегматита; 3 — зона среднезернистого пегматита.

относятся к IV фазе магматизма рассматриваемого региона. Наибольшее значение имеют главным образом пегматиты III фазы магматизма, особенно развитые на территории западных отрогов Зеравшанского хребта.

На примере Каратюбе видно, что пегматитовые тела залегают в различных средах: на неодинаковых эрозионных уровнях внутри батолита, непосредственно на его контактах, а также в удалении от контактов (в сланцах, реже — в известняках, рис. 4, 8, 10). При этом несколько меняются морфология, состав и строение пегматитовых тел.

Внутри батолита установлены два морфологических типа пегматитовых полей и проявлений; первый (редкометальный) хорошо выделяется на составленной нами карте пегматитоносной площади (см. рис. 8). Главными его особенностями являются: 1) пегматиты

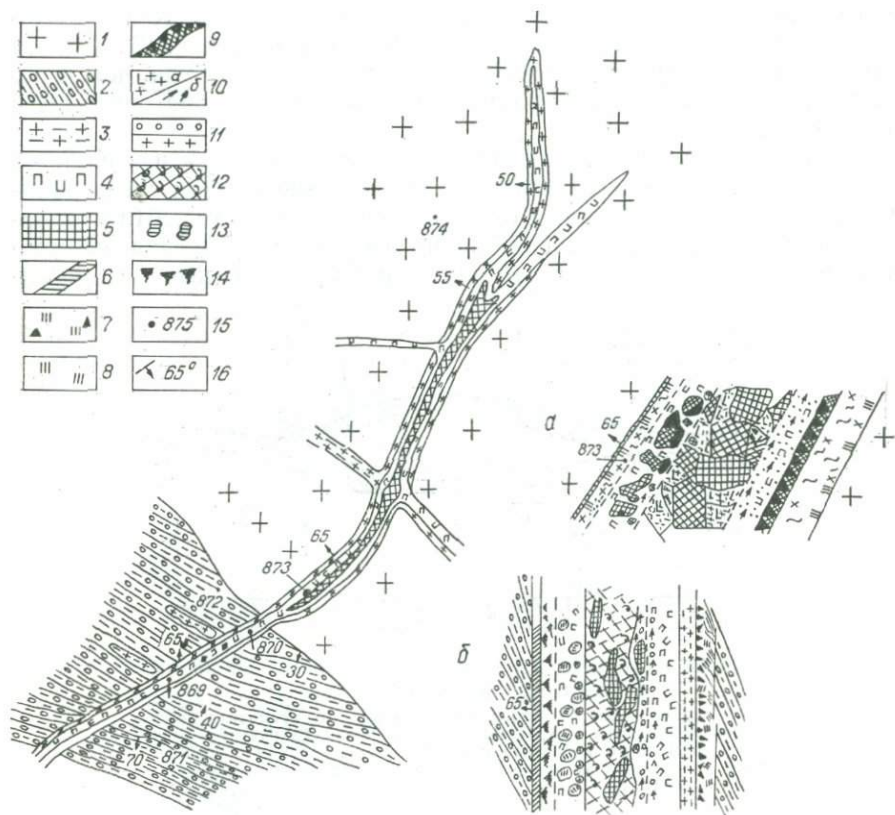


Рис. 13. Сложная редкометалльная зональность пегматитовой жилы, залегающей среди гнейсированных биотитовых гранитов и прорывающих окварцованный двуслюдяной сланец (а, б):

1 — гнейсовидные биотитовые граниты; 2 — окварцованные слюдястые сланцы; 3 — аплиты и зона аплитовой оторочки; 4 — зона крупнозернистого пегматита; 5 — зона блокового микроклина; 6 — биотитовая оторочка; 7 — грейзенизированная зона с выделением турмалина; 8 — зона грейзенизации; 9 — ортоконтактовая зона с ориентированными кристаллами турмалина (шерл); 10 — зона скопления белого кварца (а) и зона ориентированного кварца с блоковым полевым шпатом (б); 11 — кварцевые ядра серого цвета; 12 — скопления граната в альбитизированных зонах; 13 — гнезда и щетки мусковита; 14 — колумбит; 15 — место взятия образца; 16 — угол падения жилы.

представлены сериями параллельно расположенных небольшими группами коротких жил, линз и других мелких форм, неодинаковых по залеганию; 2) они размещены в участках батолита сложного строения, где граниты продуктивной фазы (III) внедрены в гранитоиды предыдущих фаз магматизма; нередко отмечаются остатки кровли батолита, ксенолиты пород кровли в гранитоидах и т. д.; 3) пегматиты отличаются значительной сложностью состава и строения.

Второй морфологический тип полей и проявлений внутри батолита представлен сериями субпараллельных крупных, весьма

протяженных пегматитовых жил, контролируемых системой тектонических трещин в однородных гранитоидах (см. рис. 9). И хотя интенсивность минерализации в них менее значительная, чем в полях первого типа, крупные размеры жилы являются благоприятным фактором.

Аналогичные пегматитовые жилы прослеживаются и в сланцах силура, представляющих одну из главных вмещающих сред гранитоидных массивов западных отрогов Зеравшанского хребта и Зирабулак-Зиаэтинских гор. Наибольший интерес представляют протяженные пегматитовые жилы, довольно выдержанные по прости-

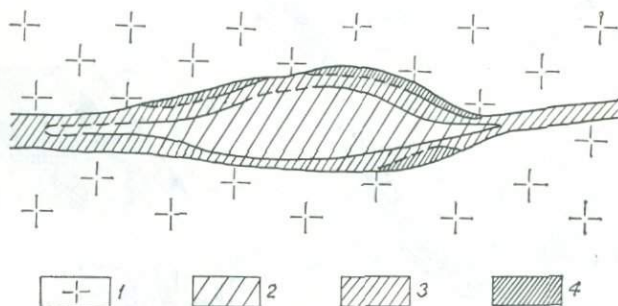


Рис. 14. Схематическая зарисовка линзообразной формы пегматитовой жилы (Джатыксай):

1 — гранодиорит; 2 — зона крупнозернистого пегматита, сложенная блоковым микроклином и массивным кварцем; 3 — зона среднезернистого пегматита с микроклином, кварцем и небольшим скоплением мелкозернистого мусковита; 4 — зона письменного пегматита.

рению и падению. Иногда пегматиты связаны с краевыми частями батолита и его экзоконтактовой зоной. Часть пегматитов размещена в приконтактовом участке гранитного массива; большинство их сосредоточено в сланцах, контактирующих с гранитами (рис. 13).

В отдельных случаях пегматиты находятся и на более значительных расстояниях от контакта — вне видимой связи с гранитами. Например, в некоторых участках Лолабулакского поля протяженные пегматитовые жилы с раздувами целиком сосредотачиваются в сланцах силура (рис. 12).

Пегматитовые тела (эпигенетические пегматиты) исключительно разнообразны, однако по степени распространенности далеко не равноценны.

Несколько расширяя и дополняя морфологическую классификацию пегматитовых тел К. Л. Бабаева (1962) и других исследователей, мы предлагаем следующее деление пегматитов: 1) наиболее распространенные формы пегматитовых тел — гнезда, буцены, линзы, короткие колчеданные жилы, протяженные жилы и дайки (рис. 14, 15, 16, 17), 2), менее распространенные — сложные и не-

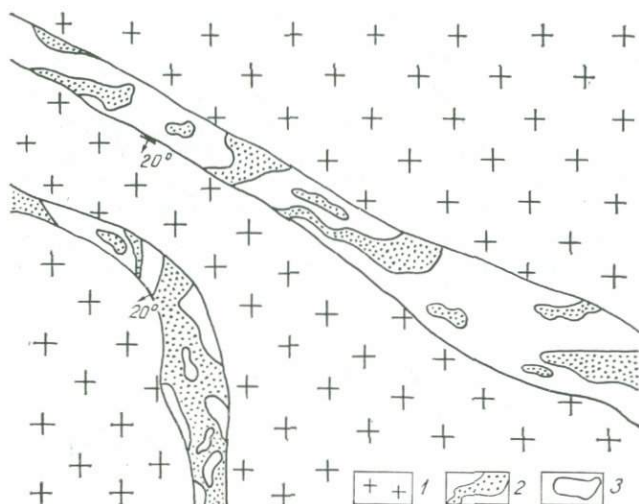


Рис. 15. Симметрично-зональная, керамическая, пегматитовая жила в гранитах (III фаза) Кетменчи-Зирабулак-Жазтдинских гор:

1 — мелкозернистый гранит; 2 — зона блокового кварца; 3 — зона розового полевого шпата (микроклин).

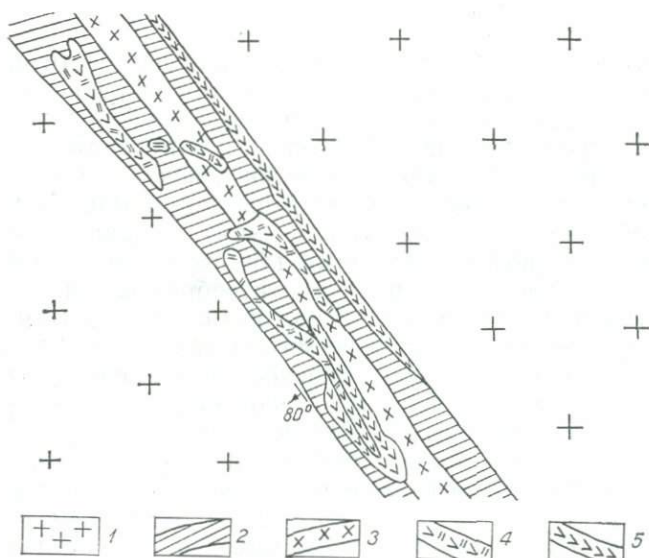


Рис. 16. Пегматитовая жила с обратной зональностью (Джам):

1 — биотитовый гранит; 2 — среднезернистый пегматит, сложенный кварц-полевошпатовой массой; 3 — аплитовая зона; 4 — зона скопления среднезернистого мусковита; 5 — кварцевая оторочка.

правильно ветвящиеся формы (рис. 13), седловидные жилы, штоки: 3) редкие — купола и трубчатые формы.

Б. А. Федорович (1931) описал пегматитовые трубки взрыва в Северном Тянь-Шане, свидетельствующие об интрузивной силе пегматитовых расплавов. В связи с этим инъекционную способность пегматитового расплава отмечал К. Л. Бабаев. Однако основным фактором становления большинства пегматитовых тел является, по нашему мнению, наличие системы тектонических трещин — главного типа пегматитовыводящих и пегматитолокализирующих структур. Это положение доказывается на примере пегматитового поля Кара-

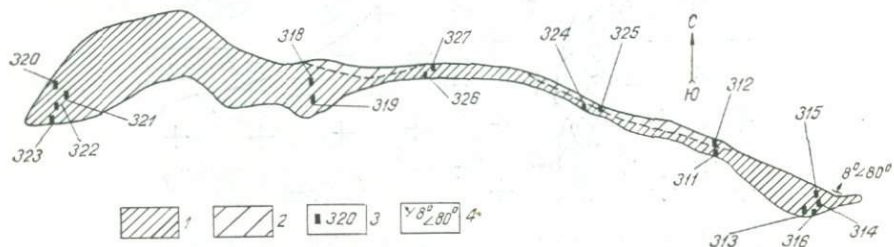


Рис. 17. Коленчатая пегматитовая жила с неравномерной мощностью (Лолабулак):

1 — среднезернистый пегматит; 2 — крупнозернистая пегматитовая зона; 3 — место взятия проб; 4 — элемент залегания.

чакудук, где решающую роль в размещении эпигенетических пегматитов играет интенсивная трещиноватость горных пород, особенно развитие частых, выдержанных по простиранию тектонических трещин. Совокупность главных рудных тел Наукинского поля подчеркивает тектонически ослабленную зону, возникшую в зоне контакта сланцев с мраморизованными известняками. Аналогичная картина наблюдается в Каратюбе (Джам) и Карачакудуке. При всех различиях между этими полями для них характерно некоторое геологическое сходство среды пегматитообразования. Отдельные признаки такого сходства до сих пор являются спорными, но несомненно одно: эпигенетические пегматиты в каждом из этих полей формировались в тектонически неспокойной обстановке, поэтому к ним можно применить те факторы становления пегматитов, о которых писали А. И. Гинзбург, Г. Г. Родионов и др.

Чтобы выяснить роль трещинной тектоники при пегматитообразовании, мы выбрали для детального изучения три участка рудного поля Карачакудук, характеризующихся значительным развитием пегматитов и отчасти кварцевых гидротермальных жил (Ибадуллаев, Закиров, Махмудов, 1965). На каждом из таких участков проводились массовые замеры элементов залегания трещин: на первом — 124 замера; на втором — 50; на третьем — 50. Их фиксировали в специальной ведомости, а затем каждый замер отмечали на круговой диаграмме, оформленной на основе равноплощадной сетки

Вальтера-Шмидта. Данные замера трещиноватости подвергались статистической обработке по общепринятым правилам (Елисейев, 1954; Ажгирей, 1959, и др.). Результаты соответствующих построений позволили выделить на рудоносной площади Карачакудук три типа трещинных структур.

Трещинные структуры *первого* типа имеют четко выраженный линейный характер. Преобладает одна система тектонических трещин, отличающихся весьма сходными простираниями и падениями.

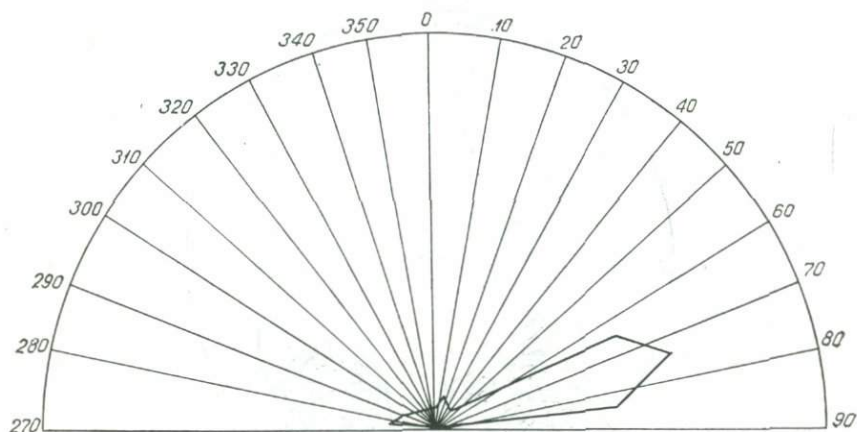


Рис. 18. Полукруговая диаграмма трещиноватости горных пород.

Они вытягиваются в почти широтном направлении и падают круто (в среднем 70°) на юг. Резкое преобладание одного максимума сходных по ориентировке трещин хорошо передает полукруговая диаграмма трещиноватости, составленная по способу Клооса (рис. 18).

Для *второго* типа трещинных структур, также достаточно распространенных на площади, круговые диаграммы представлены менее четко, чем для предыдущих. Главный максимум трещиноватости несколько «размыт» и распадается на два. Тем не менее, резкое преобладание одного максимума (аналогичного предыдущему случаю) сохраняется.

На участках, где указанные соотношения усиливаются, выделяется *третий* тип трещинных структур (рис. 19).

Определение типа трещинных структур имеет решающее значение при выяснении размещения жильных образований, представленных в регионе лампрофитами, лейкократовыми гранитами (аляскитами), пегматитами, кварцево-рудными жилами и др. Так, нашими наблюдениями установлено, что у большинства редкометальных пегматитов в центральной части пегматитоносной площади азимуты падения составляют $180-190^\circ$, углы падения — $60-80^\circ$, реже — $80-90^\circ$.

Заслуживают внимания также условия размещения кварцевых жил, которые фиксируются в восточной и центральной частях рудоносной площади. В результате статистической обработки замеров залегания жил для них были выведены следующие средние цифры: азимуты падения — $155-165^\circ$, углы падения — $70-80^\circ$, реже более. Эти жилы представляют интерес, так как содержат вкрапленность акцессорного касситерита и сульфидов.

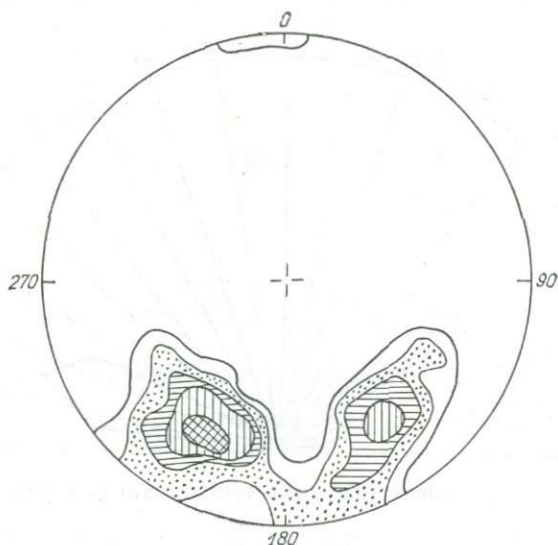


Рис. 19. Круговая диаграмма трещиноватости горных пород (Карачакудук). Третий тип структур отличается от предыдущих смещенностью главного и развитием дополнительного максимума.

Внутреннее строение пегматитовых тел (или их зональность) — одна из узловых проблем учения о пегматитах (Ферсман, 1932, 1940; 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.), однако отдельные вопросы зональности выяснены пока недостаточно.

К. Л. Бабаев (1962) отмечает два типа внутренней зональности пегматитов: 1) согласная — концентрическая, параллельная, симметричная — прямая и обратная, несимметричная — правильная и неправильная (рис. 16, 20); 2) несогласная — лестничная, пучковая, гнездовая, ступенчатая, дисгармоничная (рис. 11).

Различать все типы и подтипы зональности по такой схеме весьма трудно, так как зональность пегматита в верхних и нижних частях пегматитового тела неодинакова. К. Л. Бабаев попытался объ-

яснить внутреннее строение пегматитов путем выделения определенных минералого-структурных зон (ксеногибридная, аплитовидная) (краевая); пегматитовая (в узком смысле слова); пегматитовая и др., соответствующих типам их внутренних зон, структур и текстур.

Монография Н. А. Солодова (1962) посвящена внутреннему строению и геохимии редкометальных гранитных пегматитов.

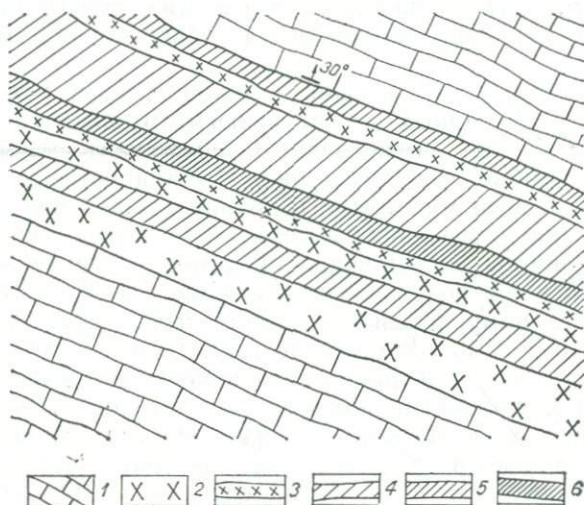


Рис. 20. Асимметрично-зональная пегматитовая жила в известняках (Чангалы):

1 — известняк; 2 — лейкократовый гранит; 3 — аплитовидная зона; 4 — крупнозернистый пегматит; 5 — среднезернистый пегматит; 6 — зона письменного пегматита.

Н. А. Солодов уточняет само понятие «зона пегматитового тела», а также 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 структуры» (Солодов, 1962, стр. 25).

Учитывая труды А. Е. Ферсмана, К. А. Власова и других исследователей, положивших начало изучению пегматитов в Советском Союзе, ниже мы характеризуем только основные особенности внутреннего строения пегматитовых тел.

Большая группа пегматитовых тел рассматриваемого района, к том числе жилы, линзо- и гнездообразные по форме, отличаются резко выраженной симметричной зональностью, определяющейся характером вмещающих пород, в которых формировалось пегматитовое поле. Особенности состава и внутреннего строения пегмати-

тов региона во многом предопределяют три группы сред — гранитоиды, сланцы и известняки.

В гранитоидах (II фаза) пегматитовые тела, несколько меняющиеся по форме, часто характеризуются симметричной, притом одинаковой зональностью (рис. 5). 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 сердцевин пегматита. Примечательно, что в этих случаях акцессорные рудные минералы сосредоточиваются только во внутренних зонах пегматита.

В сланцах силура, слагающих экзоконтактовые участки пегматитоносных гранитоидных массивов, пегматитовые тела также нередко обнаруживают симметричную зональность, во многом аналогичную описанной выше (см. рис. 4). Общность их выражается в том, что блоковый микроклин и крупные выделения кварца концентрируются во внутренних частях жил, тогда как в краевых зонах они мелкозернисты, аплитовидны. Главное различие заключается прежде всего в морфологии пегматитовых тел. В сланцах, благодаря значительному развитию складчатых структур, не только пегматиты, но и сами материнские граниты образуют разнообразные апофизы. Другие отличия обусловлены развитием процессов ассимиляции, сопровождающих пегматитовые инъекции в сланцах.

По мнению А. Е. Ферсмана (1940), чистая линия пегматитов проявляется только в среде материнских гранитоидов: в песчано-сланцевых отложениях слабо проявлена линия скрещения, процесс ассимиляции наиболее полно развит в карбонатных отложениях, а также в основных — ультраосновных магматических породах, где пегматит десилицируется. Так, в Южном Тянь-Шане среди пегматитовых тел, размещенных в силурийских сланцах, часто наблюдаются ксенолиты, тонкие инъекции пегматита в сланцах и другие признаки гибридизации пегматита, главным образом в краевых зонах жил (см. рис. 8). В таком пегматите обычно обнаруживается мелкая вкрапленность граната, относящегося к альмандин-спессартиновому ряду. Иногда в пегматитовых жилах среди сланцев наблюдаются зоны «гранатового обогащения».

В пегматитах, размещенных в среде материнских гранитоидов, выделения граната более редки, спорадичны и отмечаются не во всех жилах. Следовательно, обогащение пегматита гранатом обусловлено процессами ассимиляции, сопровождающими пегматитовую инъекцию в сланцах. Симметричная зональность пегматита, во многом аналогичная упомянутой выше, развивается и в известняковой среде (см. рис. 10).

Контактовый метаморфизм в краевых частях пегматитов, залегающих в известняках силура, выражен в виде скарнирования. При этом краевые зоны пегматитовых тел десилицированы (участки Аксай, Эгрикульсай и др.); пегматитовые зоны здесь обеднены кварцем (10%) или бескварцевые, но обогащены 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 основность его возрастает — до андезина включительно (№ 20—40).

Таким образом, для понимания симметричной зональности пегматитовых тел большое значение имеет схема зональности, намеченная К. А. Власовым (см. рис. 2) и широко освещенная в литературе (Власов, 1955; Бабаев, 1962; Солодов, 1962; и др.). Учитывая ее, мы предлагаем следующие типы симметричной зональности пегматитовых тел: 1) простейшая — относительно мелкозернистые, часто графические разности пегматита (см. рис. 2); 2) простая — преобладание крупнозернистых пегматитов простого состава (кварц-полевошпатовых агрегатов пегматоидной структуры, по А. Е. Ферсману); 3) сложная — усложнение предыдущей, благодаря формированию центрального кварцевого ядра жилы; 4) весьма сложная — обусловлена развитием процессов замещения (альбитизации, мусковитизации и т. п.), особенно во внутренних частях жилы, на границе между грубозернистым кварц-полевошпатовым пегматитом и кварцевым ядром. Приведенная номенклатура применима ко многим случаям асимметричного внутреннего строения пегматитов.

Установленные закономерности внутреннего строения пегматитов изученного района согласуются со схемой А. Е. Ферсмана. При оптимальном режиме процесса пегматитообразования в относительно спокойной тектонической обстановке летучие компоненты по мере охлаждения и затвердевания периферийных частей пегматитовой камеры отжимаются внутрь нее (Власов, 1955). В результате образуется сложная правильная зональность пегматитового тела (с кварцевым ядром и его оруденелой оболочкой).

Формирование некоторых пегматитовых тел в неспокойной тектонической обстановке неизбежно вызывает нарушение обычного режима пегматитообразования. Поэтому, наряду с пегматитами правильной зональности, возможны также пегматитовые тела с менее правильным внутренним строением.

ГЛАВА VI. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ АЛЬБИТ-ГРЕЙЗЕНОВЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (АПОГРАНИТОВ) ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Термин «апогранит» широко, но неоднозначно используется в литературе, посвященной редкометалльному оруденению гранитных формаций (Беус и др., 1962; Минеев, 1968).

Под редкометалльными апогранитами мы подразумеваем разновидности гранитоидных пород, которые, кроме значительно развитых вторичных щелочных полевых шпатов и темноцветных минералов, содержат сверхкларковые концентрации редких элементов. Если, например, кларк цезия для гранитов в целом составляет десятитысячные доли процента (Виноградов, 1962), то в отдельных гранитных формациях с большим количеством проявлений апогранитов содержание его достигает тысячных и даже сотых долей. Некоторая редкометалльная специализация присуща и апогранодиоритам (апогранитоидам).

Внимание исследователей сосредоточилось на редкометалльных гранитах сравнительно недавно. В Узбекистане такие образования изучены фрагментарно. Если учесть значительную распространенность и формационное многообразие среднеазиатских гранитов, то следует поставить вопрос о дальнейших поисках апогранитных образований на территории Тянь-Шаня и Памира. Необходимо изучать апограниты в регионально-металлогеническом аспекте.

В данной работе мы рассматриваем несколько вопросов металлогенического характера, используя в основном опыт личных исследований.

АПОГРАНИТЫ В СВОДНОЙ СХЕМЕ ТЕКТОНО- МАГМАТИЧЕСКОГО ЦИКЛА ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

При металлогеническом изучении апогранитов за основу принята общая схема тектоно-магматического цикла, разработанная коллективом ВСЕГЕИ (1957).

Начальные этапы развития подвижного пояса выражены становлением ультрабазитовых габбро-плагиогранитных и плагиопорфиroidных комплексов, прерывающих геосинклинальное осадконакопление. В отношении редкометалльных литофилов эти породы считаются мало перспективными. Заслуживают, однако, внимания небольшие порфировидные тела (штоки, некки), ассоции-

рующие с породами спилито-кератофировой группы и относящиеся к геосинклинальному магматизму. В таких телах, наряду с проявлениями метасоматоза (альбитизация и др.), зафиксированы редкие элементы. В связи с наличием здесь ниобийсодержащих минералов титана количество ниобия в валовых пробах пород составляет тысячные доли процента.

К ранним этапам, несколько упрощая, можно было бы отнести три интрузивных комплекса: «пестрый» габбро-диоритовый и габбро-граносиенитовый; диорит-плагиогранитный и граносиенитовый; малоинтрузивный (субвулканический) среднего, кислого и щелочного состава.

Трудности оценки редкометальной продуктивности этих этапов обусловлены недостаточной изученностью перечисленных комплексов, спорадичностью их опробования. Петрологические данные указывают на то, что редкометальность на ранних этапах должна быть не ниже, а местами даже выше, чем в интрузиях начальных этапов. Об этом свидетельствуют находки шеелита и других акцессорных минералов в лейкократовых альбитизированных, мусковитизированных и окварцованных породах, относящихся к концу раннего (добаолитового) этапа магматизма герцинид. Вопрос же об интенсивности и масштабах редкометальности в данном случае остается нерешенным.

Средние этапы характеризуются особенно интенсивным формированием гранитоидных интрузий, которые подразделяются на два комплекса: умеренно кислые гранитоиды, а также кислые и ультракислые граниты.

По схемам, предложенным Х. М. Абдуллаевым (1954, 1960), И. М. Исамухамедовым (1956), И. Х. Хамрабаевым (1958) и др. батолитовые комплексы, как правило, отражают четыре фазы плутонизма: внедрение габброидов, диоритов, кварцевых диоритов и т. д., гранодиоритов, реже гранитов (нередко грубозернистых, порфириовидных), собственно гранитов, аляскитов.

В отношении акцессорной редкометальной специализации интерес представляют породы III и отчасти IV фаз магматизма. Они формируются в условиях замыкающейся эвгеосинклинали, поэтому особенно часто вовлекаются в процессы высокотемпературного — постмагматического метаморфизма (Хамрабаев, 1958). Благодаря интенсивной альбитизации, мусковитизации и другим замещениям на отдельных участках они получают название апогранитов (некоторые части гранитоидных тел Каратюбе-Лолабулак-Зирабулакского комплекса (табл. 7)).

К поздним этапам развития подвижного пояса относятся изверженные породы в основном гипабиссальной фации.

В некоторых подвижных областях, например в Южной Фергане, поздний этап тектоно-магматического цикла подобен среднему. Судя по работам Е. Д. Карповой (1959), а также нашим личным наблюдениям, это объясняется тем, что здесь крупные глубинные тела гранитоидов по ходу герцинского тектоногенеза формирова-

Таблица 7

**Редкометалльные акцессорные минералы в гранитоидах
Северного Узбекистана**
(данные Е. И. Сморгкова, дополненные
И. С. Ибадуллаевым и Л. А. Быковым)

Редкометалльные акцессорные минералы	Карбонатные интрузии — средний (батолитовый) этап			Реннеперм- ские интрузи- и-поздний (батолито- вый) этап
	габбро- диориты, сиениты	грано- диориты	адамел- литы	граниты
Циркон	+	+	+	+
Ортит	—	+	+	+
Циртолит	—	—	—	+
Монацит	—	—	—	+
Фergusonит	—	—	—	+
Эвксенит	—	—	—	+
Колумбит	—	—	—	+
Касситерит	—	—	—	+
Вольфрамит	—	—	—	+
Литиевые слюды	—	—	—	+

лись дважды. Так, в Западном Узбекистане гранитоиды Нурата, по данным геологических съемок и определений абсолютного возраста пород, относятся к среднему-позднему карбону (батолиты). В Южной Фергане гранитоиды, сходные с нуратинскими, но не тождественные им, датируются не карбоном, а пермью (батолитоиды); местами они прорывают фаунистически охарактеризованную пермь (являются «сквозными» по отношению ко всему разрезу подвижного пояса герцинид). Вместе с тем их трудно отнести к конечному этапу тектоно-магматического развития этого пояса, так как по материалам исследователей Южной Ферганы (Р. Д. Гаврилин и др.), они являются «дощелочными», т. е. формируются раньше небольших щелочных массивов (щелочные габброиды, сиениты) — выразителей конечного магматизма подвижного пояса.

Для понимания редкометальной специализации изучаемой территории следует различать два относительно глубинных гранитоидных комплекса — ранний батолитовый и более поздний батолитоидный. С батолитами связаны крупные поля слабо минерализованных пегматитов (акцессорные редкие земли, ниобий, отчасти бериллий). Батолитоиды отличаются большим разнообразием генетических типов редкометальной минерализации (в частности, изучались сопутствующие им редкометальные скарны, апограниты

и др.), которая иногда приобретает сложный, местами концентрированный характер; появляются повышенные содержания редкощелочных элементов иногда в виде самостоятельных минералов.

Конечный этап развития подвижного пояса в общей схеме характеризуется проявлением щелочных, а также гипабиссальных интрузий пестрого состава, представленных разнообразными порфиритоидами и порфириоидами.

По материалам различных исследователей Средней Азии и нашим данным, в общую схему магматизма для указанного этапа следует внести существенную поправку: среди «последщелочных» интрузивных пород отмечаются не только гипабиссальные фации (различные порфириоиды), но и породы более глубинного облика — равномерные мелко- и среднезернистые граниты, аляскиты и т. п. Так, в герцинидах Южного Тянь-Шаня пермские массивы щелочных габброидов (нефелиновых и щелочных сиенитов) секутся жилами мелкозернистых гранитов с кварц-турмалиновыми гнездами (данные Н. А. Никифорова); в каледонидах Северного Тянь-Шаня пермские порфировидные сиениты (Кызыл Омпул) пересекаются лейкократовыми гранитами (Д. И. Елютин и др., 1958); в каледонидо-герцинидах Срединного Тянь-Шаня редкометалльные пегматитовые граниты подвергаются эрозии; местами они перекрыты вулканогенными образованиями орогенного типа.

Целесообразно выделить две главные редкометалльные формации конечного этапа — сиенитовую и позднюю гранитоидную (аляскитовую). К первой относятся зоны щелочного метасоматоза (апосиениты), контактовые образования типа фенитов и др., ко второй — зоны микроклинизации, альбитизации, мусковитизации и окварцевания (апограниты), отчасти скарны и другие редкометалльные постмагматические образования.

Среди гранитов (и апогранитов) перечисленных этапов можно отметить минералы группы редких элементов. Так, в частности, выделяются:

1) элементы, отмеченные в большинстве гранитоидов и способные к образованию самостоятельных минералов, даже если их содержание в данной среде близко к кларку (редкие земли, цирконий и др.). В отношении таких элементов различия между гранитоидами не столько качественные, сколько количественные. В соответствии с этим «рядовые» содержания редких элементов первой группы практического интереса не представляют. Заслуживают внимания только некоторые гранитоидные комплексы, в которых аксессуарии таких элементов достигают максимума на большой площади, к тому же они благоприятны для генерирования россыпей ближнего сноса;

2) элементы, сквозные для большинства гранитоидов, но дающие самостоятельные минералы только в отдельных частях определенных гранитных комплексов региона (тантал, олово и др.). Содержания их в большинстве гранитоидов региона соответствуют кларкам, выведенным для кислых изверженных пород (Виноградов,

1962). Лишь в породах позднего и конечного этапов (граниты и особенно апограниты, обогащенные кремнеземом, глиноземом и щелочами) массовым опробованием доказываемся значительная частота сверхкларковых содержаний редких элементов второй группы, в связи с чем последние образуют самостоятельные акцессорные минералы;

3) элементы, не дающие в гранитах или апогранитах самостоятельных акцессорных минералов (литий, цезий, рубидий), подобно предыдущей группе, обнаруживают сверхкларковые содержания в ограниченном числе гранитов и апогранитов повышенной щелочности, отражающих поздние и конечные этапы магматизма в геосинклинальных складчатых зонах определенного типа (по В. И. Смирнову, 1965).

С учетом изложенных закономерностей намечаются общие металлогенические прогнозы, которые детализируются путем дифференцированной оценки проявлений гранитов поздних и конечных этапов, региональной типизацией геологических позиций и морфологических черт редкометальных апогранитных тел.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ АПОГРАНИТОВ

По геологическому положению и генетическим особенностям различают две группы апогранитов: 1) находящихся в небольших апикальных выступах и высоких апофизах гранитных массивов (Беус и др., 1962) и 2) сконцентрированных в глубоких частях гранитоидных батолитов, где они связаны с мощными зонами протяженных разломов и обнажаются лишь при глубоком эрозионном срезе. Вторая группа в литературе описана недостаточно. Она отличается проявлениями интенсивного массового щелочного метасоматоза, приводящего к образованию апогранитных альбитов и иных щелочных метасоматитов, с которыми связываются концентрации редких земель, ниобия и др.

При изучении редкометальных полей нам представилось целесообразным различать в морфологическом отношении специфически благоприятные формы гранитных массивов, а также более мелкие формы тех частей или участков каждого из них, в которых сосредоточиваются наиболее редкометальные апограниты. Так, для апогранитных месторождений первой группы благоприятны гранитные массивы небольших размеров с площадями выходов порядка первых десятков и сотен квадратных километров, имеющие форму этмолитов, факолитов и лаколитообразных тел. Подобные тела подчиняются складчатым структурам геосинклинальных толщ, нередко тяготеют к ядрам антиклинальных структур, в той или иной мере вытягиваются вдоль складок. В изучавшихся нами районах продуктивными оказались щелочно-гранитные массивы позднего этапа, приуроченные к простым брахискладчатым структурам

мощной известняковой толщи, перекрывающей более древние песчано-сланцевые отложения и местами обнаруживающей крупные отслоения от них.

Относя стратиграфические уровни становления гранитных массивов к единому сводному разрезу одной структурно-формационной зоны, мы убедились, что наиболее перспективными, с особо редкометальными разностями апогранитов оказались щелочно-гранитные массивы относительно низких уровней. Некоторые из них в виде пологих куполов как бы «подпирают» мощную известняковую толщу, почти не проникая вверх. Характерно, что апогранитная фация развивается в наиболее высоких частях купольных структур под экранирующим воздействием известняковой кровли.

Редкометальные апограниты второй группы образуются, очевидно, значительно позднее первой, а поэтому форма самого интрузива для них существенного значения не имеет. Ведущую роль играет поздняя внутрибатолитовая разрывная тектоника, связанная с крупными «трансбатолитовыми» разломами, контролирующими послебатолитовые трещинные интрузии, а также рудообразование поздних и (или) конечных этапов петрометаллогенического цикла подвижной области. Вот почему развитию апогранитов первой группы, не зависящему от крупных минерализованных разломов гипабиссальных даек, противостоят интенсивное развитие апогранитов второй группы и тесно связано именно с такими разломами и дайками и поэтому захватывает одновременно весь комплекс гранитоидов, представляющих несколько последовательных фаз батолитового магматизма. Этим объясняется приуроченность апогранитов второй группы к глубоким частям среза батолитовой системы, главным образом к гипо- и эндобатолитовым уровням, по схеме В. Х. Эммонса (1937).

Приведенная группировка апогранитов имеет теоретическое значение. По генезису редкометальные образования на основании схемы эманационной дифференциации гранитных интрузий (Власов, 1956; Кузьменко, 1968) следовало бы отнести к оруденению только первой группы. Намечается и некоторая определенность в поисках апогранитных образований в отдельных интрузивных массивах.

Так, при изучении рудоносной площади, явившейся источником редкометальных россыпей ближнего сноса, установлены следующие соотношения:

- 1) преобладание гранитоидов в условиях глубокого эрозионного среза, отличающихся значительной однородностью (особенно гранодиориты — ведущий тип пород);

- 2) многофазное строение крупного батолита, вытянутого вдоль горноскладчатой системы, наличие гибридных или кварцевых диоритов, широкое развитие крупнозернистых, частично порфировидных гранодиоритов, а также более поздних тел гранитов-алякитов;

- 3) тесная связь редкометальных метасоматитов с протяженными

крутопадающими разрывными нарушениями — продольными и диагональными (по отношению к вытянутости горноскладчатой зоны).

Интересно проследить размещение этих продуктивных массивов в магистральных разрезах подвижных поясов. Как известно, в общем аспекте металлогеническая зональность геосинклиналей охарактеризована В. И. Смирновым (1962).

При изучении апогранитного оруденения конкретного района следует выяснить, к какому типу геосинклинали он относится. В плане редкометального оруденения важнейшее значение имеет следующая закономерность: при переходе от нижнего типа геосинклинали (А) к высшим (С и Д) возрастает мощность сиалической оболочки, в соответствии с чем преимущественно базальтовые горизонты магмообразования сменяются сиалическими (Смирнов, 1962). Поэтому в отношении редкометальных апогранитов особый интерес представляют С-геосинклинали, в которых усиливается рудообразование средних и поздних стадий (скарны, пегматиты, грейзены и соответственно некоторые гидротермалиты). К данному типу геосинклиналей относятся складчатые комплексы Восточного Забайкалья, Южного Тянь-Шаня, Восточного Казахстана (включая Горный Алтай, Калбу, Чингиз), т. е. районы, отличающиеся развитием многочисленных генетических типов редкометальных рудопроявлений.

На примере этих герцинид Фергано-Кокшаальской геосинклинали Южного Тянь-Шаня можно проследить закономерности регионального размещения апогранитной редкометальной минерализации, возможно, представляющие общий интерес.

Внутренняя зона геосинклинали (интрагеосинклиналь, по В. В. Белоусову, 1954) характеризуется интенсивными прогибами, осадконакоплением в ранней стадии геосинклинального цикла. На последующих стадиях она развивается как срединное поднятие того же цикла. С этим явлением связано не только формирование гранитных массивов (в числе которых ведущую роль играет преимущественно пегматитовый тип), сопровождающееся редкометальными рудопроявлениями, но, возможно, и апогранитов, о чем свидетельствуют проявления массовой грейзенизации в районе Дукенека.

Пегматитам внутренней геосинклинальной зоны свойственна ясно выраженная комплексная редкометальная специализация, Nb, Ta, TR и др. Грейзенизированные граниты (апограниты) той же зоны более специализированы. Так, на Дукенеке в небольших концентрациях обнаруживается лишь олово (в виде касситерита).

Более распространены гранитоидные комплексы периферических зон геосинклинали, в частности, интрузии постскладчатого типа. К ним, например, относятся (Смирнов, 1962 и др.) гранитоиды Нуратинских гор (северная периферическая зона), с которыми связаны скарны с шеелитом, молибденитом и др. (Лянгар, Койташ). В южной периферической зоне аналогичные гранитоиды

сопровождаются скарнами с шеелитом, арсенопиритом и касситеритом (Майхура, Мосриф и др.).

В настоящее время все шире выявляется редкометальная специализация «периферических» гранитоидных комплексов среднего этапа развития геосинклинали. Именно к ним можно применить схему батолитового магматизма. Редкометальная продуктивность поздних фаз гранитоидных интрузий среднего или позднего этапа далеко не одинакова, что объясняется, в частности, местными особенностями среды их проявления (глубина формирования, состав вмещающих пород и характер эрозионного среза).

Немалую роль играет интенсивность проявлений магматизма, выраженная в площадном распространении гранитоидов (Бабаев, Быков, 1963), а также стратиграфические уровни их становления. Это обнаруживается и при сравнении сходных пород, относящихся к одной и той же фазе магматизма, но локализованных в различных частях складчатого пояса. Так, по данным Е. И. Мезенцовой, Л. А. Быкова и др., наблюдаются резкие различия в редкометальной специализации аляскитов, являющихся первоочередными объектами при изучении геохимии редких элементов Средней Азии (табл. 8).

Таблица 8

Сравнительная характеристика акцессорных минералов в аляскитах разного структурно-фациального положения (по результатам валового опробования, проведенного Е. М. Мезенцовой)

Акцессорные минералы (включая гидротермальные генерации)	Аляскиты из массива южной периферической зоны В. И. Смирнова (Кетменчи)	Аляскиты из массива северной периферической зоны В. И. Смирнова (Койташ)
Циркон	+	+
Монацит	—	+
Ортит	+	+
Анатаз и рутил	+	—
Касситерит	+	—
Шеелит	—	+
Пирит	+	+
Галенит	+	+

Причины такой специализации еще не выяснены, однако ее можно использовать как поисковый критерий (Бабаев, 1960), так как выявление редкометальных рудопоявлений апогранитов начинается с открытия акцессорных редкометальных минералов или редких элементов-примесей при картировании и петрографическом изучении гранитных массивов.

Из изложенного можно было бы заключить, что аляскиты северной периферической и южной зон отличаются друг от друга по со-

**Комплексный характер акцессорной
минерализации * в поздних грейзенизированных
гранитоидах южной периферической зоны
Южного Тянь-Шаня**

Акцессорные минералы	Разновидности гранитоидов		
	мезократовая III фазы	лейкократовая IV фазы	ультралейкократовая IV фазы
Циркон	+	+	+
Ксенотим	—	+	—
Ортит	+	+	+
Монацит	+	—	+
Фергусонит	+	—	—
Оранжит	+	—	—
Сфен	+	+	+
Анатаз	—	+	+
Флюорит	+	+	—
Топаз	+	+	—
Апатит	+	+	—
Галенит	+	—	+
Сфалерит	—	+	+
Антимонит	—	+	—
Киноварь	—	+	—

* Минералы отмытой тяжелой фракции пород в пределах поля массовой грейзенизации.

держанию акцессорных минералов и что аляскисты южной периферической зоны перспективнее, чем северной. Однако такой вывод не является достаточно убедительным по ряду причин.

В пределах каждой из геосинклинальных зон по простиранию геосинклинали различают три интервала распространения интрузий: главный (с наибольшей интенсивностью или распространенностью гранитоидов) и два фланговых (с ослабленным гранитоидным магматизмом).

Данных о редкометальности, полученных на фланговых интервалах, для суждения о редкометальных перспективах зоны в целом недостаточно, поскольку в главных интервалах редкометальные проявления бывают более крупными, разнообразными и перспективными, чем на флангах. Именно для главных интервалов характерна связь комплексной акцессорной минерализации с проявлением позд-

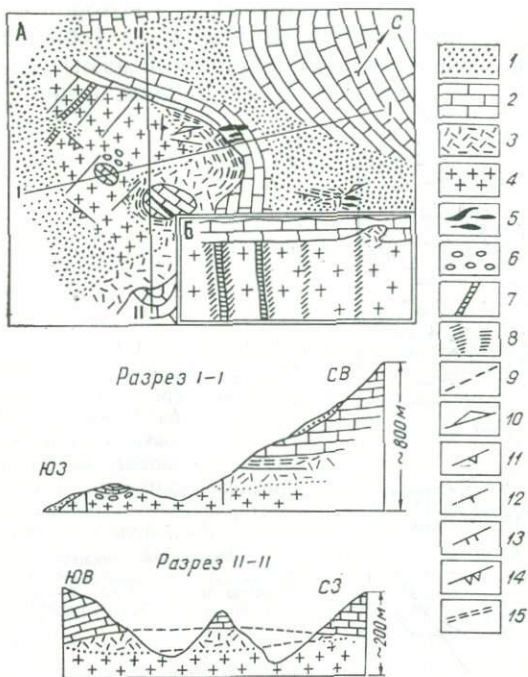


Рис. 21. Типичный пример проявления апогранитов первой группы, слагающих купольную часть небольшого массива гранитов:

А — общая схема строения участка; Б — детали строения контактовой зоны интрузивов, более крупный масштаб (по Л. А. Быкову); 1 — наносы; 2 — известняки (интродуцированные породы); 3 — граниты с проявлением автометаморфизма (пертиты замещения, новообразования акцессорного флюорита и т. д.); 4 — щелочные апограниты с редкометалльными акцессорными минералами, нередко близкие по составу к кварцевым альбитам; 5 — мелкие миаролы в граните, содержащие проявления редкометалльной минерализации; 6 — альбитовые и пегматитовые жилы; 7 — зоны интенсивной околотрещинной грейзенизации; 8 — кварцевые жилы и зоны околотрещинного окварцевания; 9 — гнейсовидные полосчатые (плоскостные) текстуры в гранитном массиве; 10 — выходы крупных пологих эндоконтактовых трещин в гранитном массиве; 11, 12, 13 — соответственно залегание продольных и поперечных трещин в гранитном массиве; 14, 15 — диагональные трещины в гранитном массиве.

них фаз (III—IV) сложного гранитоидного магматизма, с полями сплошной грейзенизации гранитов (табл. 9).

Кроме собственно геосинклинальных зон, следует обратить внимание на редкометалльные объекты, относящиеся к раме геосинклинали. Термин «рама» (Смирнов, 1962) не следует понимать упро-

ценно. Это жесткая глыба («кратоген»), к которой примыкают пластичномобильные наложения геосинклинали («орогена»). Существенное значение имеют участки подвижной рамы, в которых значительно проявляется сиалический магматизм, в частности граниты

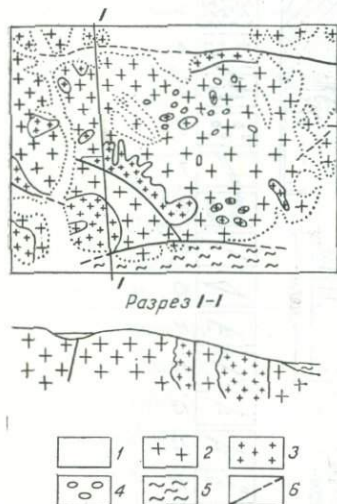


Рис. 22. Крупный участок глубинного эрозийного среза с резким преобладанием сложного батолитового комплекса, пронизанного разломами (выходы апогранитов с редкометальными акцессорными минералами прослеживаются вдоль северного бока южного разлома, а россыпи ближнего сноса фиксируются к югу от него):

1 — обломочные мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — гранодиориты (частью граниты); 3 — граниты и аляскиты; 4 — шилы в гранитоидах; 5 — россыпи сложного сноса; 6 — разломы.

поздних конечных этапов магматизма мобильного пояса. Если в пределах геосинклинально-складчатых зон главные проявления акцессорной минерализации приурочены к пегматитам или апогранитам первой группы — «купольным» (рис. 21), то на указанных участках рамы они фиксируются преимущественно в апогранитах второй группы, связанных с разломами, пересекающими крупные выходы гранитоидов «ядерного типа» (по В. И. Попову, 1960) (рис. 22).

ГЛАВА VII. МИНЕРАЛОГИЯ

В результате изучения пегматитовых полей Южного Тянь-Шаня нами установлен весьма сложный минеральный состав. Отмечается большое число акцессорных редкометальных и редкоземельных минералов различного генезиса, нередко взаимно замещающих друг друга. Обнаружено более 100 минералов и их разновидностей, из которых более 50 минералов встречается в апогранитах. Из них впервые для данного района нами всесторонне изучены следующие минералы и их разновидности: фергусонит, гадолинит, бастнезит, флюоцерит, ксенотим, лейкоксен, берtrandит, энстатит и др. Ниже в табл. 10 указывается степень распространенности этих минералов.

ГЛАВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ПЕГМАТИТОВ

Как видно из табл. 10, основная масса пегматитовых тел сложена породообразующими минералами (кварц, полевой шпат, мусковит и т. д.).

Кварц. Широко распространены самостоятельные, почти мономинеральные кварцевые жилы, образующиеся на всех этапах и стадиях магматического процесса. В пегматитах встречается несколько генераций кварца: белый, прозрачный, молочный, серый, дымчатый, полосчатый и т. д. Часто отмечается микрописьменная (графическая) структура сростания кварца с полевым шпатом. Под микроскопом наблюдаются коленчатые, спиралевидные, кольцевые формы кварца (рис. 23, 24).

Все отобранные нами образцы кварца подвергались декрепитационному анализу по методу Н. П. Ермакова (1965), Ю. А. Долгова (1965) и др., основой которого (как и гомогенизации) является положение о том, что растущий минерал захватывает гомогенный раствор (флюидный или водный). При остывании замкнутого во включениях раствора снижаются его температура и давление, что сопровождается обособлением газообразной, жидкой, а иногда и твердой фаз. При нагревании минерала наблюдается обратное яв-

**Степень распространенности минералов в пегматитовых полях
Южного Тянь-Шаня**

Распростра- ненность	Нерудные	Акцессорные	Вторичные и гипергенные
Значительная	Кварц Микроклин Альбит Ортоклаз Андезин Олигоклаз Мусковит Лепидолит	Колумбит Ортит Фергусонит Гадолинит Касситерит Апатит Сфен и др.	Серицит Хлорит Эпидот Цоизит и др.
Малая	Биотит Гранат Турмалин Флюорит Роговая обманка Волластонит Графит	Аквамарин Рутил Ильменит Гематит Пирит Мартит Гетит Циркон Монацит Бастнезит Флюоцерит Ксенотим Топаз Танталоманганит Шеелит Эшинит и др.	Жильбертит Пелит Соссюрит Гипс Кальцит Галлуазит и др.
Редкая	Барит Пироксен Гидромусковит Гидробиотит Энстатит	Оранжит Анатаз Ильменорутил Фенакит Арсенопирит Галенит Сфалерит Халькопирит Киноварь Самородный висмут Базовисмутин Берtrandит Эльбаит Ярозит Мартит Вивианит Амблигинит и др.	Монтмориллонит Даллит Дюфренит Гюралит Пселомелан Цефоровичит Литофиллит Эвансит Вашенит Магнесфиллит и др.

ление. Поэтому температура восстановления однородной гомогенной фазы (с учетом поправок на давление и концентрацию солей) принимается за минимальную температуру образования минерала. При нагревании его выше температуры гомогенизации давление внутри вакуума резко увеличивается, вызывая растрескивание сте-

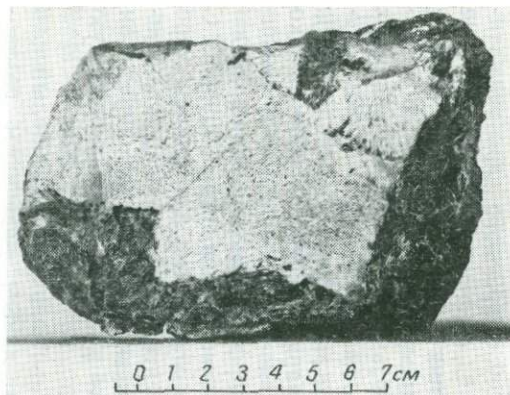


Рис. 23. Пегматитовый прожилок среди сланцев Карачакудукского поля (Тымский интрузив). Микрорельефная (графическая) структура срастания кварца с полевым шпатом.

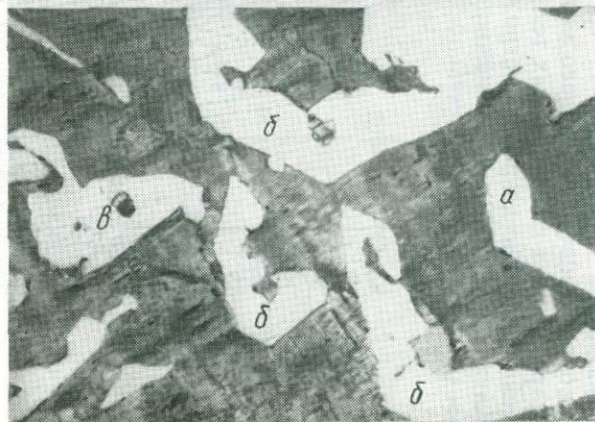
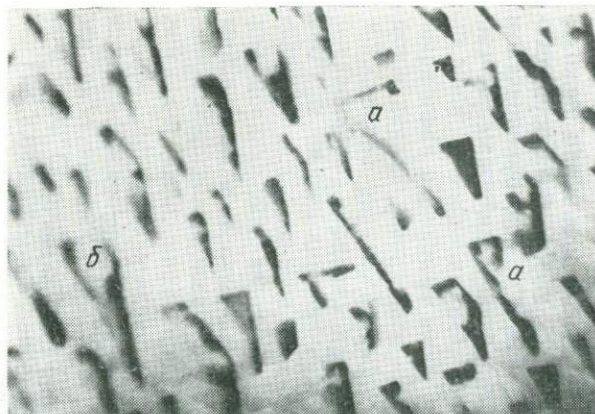


Рис. 24. Типичная графическая структура пегматита с вростками кварца, размещенными параллельно в одном направлении. Отчетливо видны коленчатые (а) и спиралевидные (б) формы кварцевых вростков в полевых шпатах. Шлиф 28-аи, $\times 80$, ник. +; на плоских сколах графических пегматитов восточной части Каратюбе (Кумгаза, Лянгар и др.). Вростки коленчатые (а), спиральные (б), кольцевые (в) (слева направо). Шлиф 431×15 , ник. +.

нок, а затем микровзрыв. Это свидетельствует о том, что температура гомогенизации включений несколько ниже, чем декрепитации (взрывания).

Методом декрепитационного анализа был изучен кварц нескольких характерных пегматитовых тел (рис. 25, 26). Работа осуществлялась с помощью декрепитометра САИГИМС-1 под руководством Б. Махмудова (1972). Объем каждой пробы — 1 см³, размеры частиц — 0,5—1 мм.

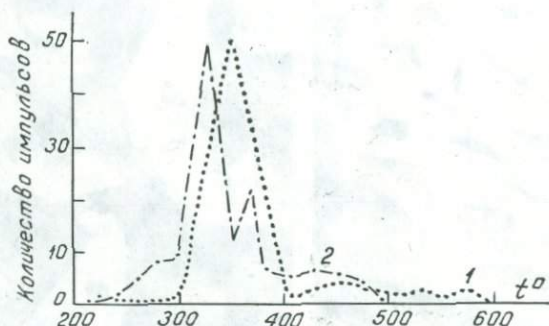


Рис. 25. Кривые декрепитации разновидностей кварца второй генерации из пегматитов Каратюбе-Зирабулакской площади (Кетменчинское поле): 1 — серый, трещиноватый (обр. 348); 2 — серый, массивный, нередко полосчатый (обр. 403).

Установлено, что в первой (ранней) генерации кварца (темно-серая), развитой вокруг краевых частей кварцевого ядра пегматитовой жилы, при нагревании до 800° С эффект декрепитации не проявляется. Следовательно, реликты минералообразующих растворов отсутствуют. Поэтому можно предположить, что темные разновидности кварцев, по-видимому, кристаллизовались в особых условиях непосредственно из магматического расплава. Именно в этом случае кварц не содержит газовой-жидких включений (Долгсв, 1965).

Во второй (поздней) генерации кварца (прозрачный, нередко полосчатый), развитой в зонах мелко-среднезернистого кварц-полевошпатового пегматита, четкий эффект декрепитации (30—60 импульсов в минуту) проявляется при температуре 300—650° С (рис. 26). Главная масса этого кварца отлагалась при температуре 350—400° С. В различных зонах пегматитов степень распространенности кварца данной генерации неодинакова, наиболее широко он развит в тесной ассоциации с полевыми шпатами, образуя главную массу пегматитовых тел.

Третья генерация (более поздняя) — кварц молочно-белый или прозрачный — характеризуется значительным развитием газовой-жидких включений, импульсы декрепитации проявляются при 250—350° С (рис. 26). Отмечается почти во всех зонах дифференцирован-

ных пегматитовых тел. Основная его масса отлагалась при 270—300° С.

Кроме указанных генераций, в пегматитах изредка встречаются розовые сливные, друзовые и иные разновидности кварца, образующиеся при 100—350° С.

Таким образом, из приведенных данных следует, что процесс образования кварца в пегматитах района был довольно длительным; по мере охлаждения пегматитообразующего расплава — раствора вырастали различные типы кварцев: первая генерация кварца кристаллизовалась, очевидно, из остаточного расплава при 650—700° и минимальном участии флюида из водного раствора; кварцы второй и третьей генераций, обладая некоторым внешним сходством с кварцами первой генерации, характеризуются двумя четкими декрепитационными эффектами с минимальными значениями импульсов при 370 и 290° С соответственно.

На основании результатов декрепитации можно предположить, что закономерная последовательность зон пегматитового тела и образование различных генераций кварца обусловлены постепенным охлаждением пегматитового расплава—раствора в условиях относительно замкнутой системы, охарактеризованный А. Е. Ферсманом (1940), К. А. Власовым (1943, 1956 и др.). Ниже приводится содержание редкощелочных элементов в кварце (табл. 11).

Калиевые полевые шпаты. Среди калиевых полевых шпатов широко распространен микроклин. Он отмечается почти во всех пегматитовых жилах Южного Тянь-Шаня.

Анализы показали, что по химическому составу микроклины полностью отвечают техническим требованиям ГОСТа 7030—54 для тонкой керамики и ГОСТа 4422—48 для покрытий электродов, применяемые при электродуговой сварке. В этих керамических типах пегматитов в виде аксессуарных минералов встречаются гадолинит, фергюсонит, ксенотим, циртолит, торит, ферриторит, оранжит и другие редкие и редкоземельные минералы.

Окраска микроклинов в зависимости от элементов-примесей может варьировать: в одних жилах она красноватая или розоватая, в других — светло-серая (табл. 12). Для пегматитов же, размещен-

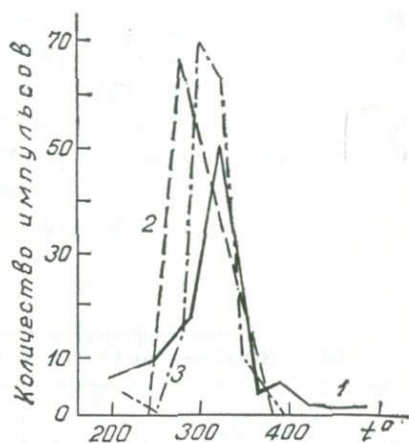


Рис. 26. Кривые декрепитации разновидностей кварца третьей генерации из керамических пегматитов Каратюбе-Зирабулакской площади (Кетменчинское поле);

1 — кварц светло-серый, слабопрозрачный (обр. 404); 2 — светло-серый, массивный, нередко стекловидный (обр. 380); 3 — молочно-белый, массивный (обр. 381).

Содержание редкощелочных элементов и параэлементные отношения в кварцах

Кварц	Li	Rb	Cs	K	Na	K/Rb	Rb/Cs
Серый	0,003	0,010	0,004	0,0750	0,220	75	3
Светло-серый	0,000	0,006	0,001	0,0016	0,050	—	6
Молочно-белый	0,000	0,007	0,000	0,0016	0,000	—	—
Светло-серый	0,000	0,006	0,000	0,060	0,000	10	—
Среднее из четырех проб	0,001	0,007	0,001	0,10	0,067	30	7
Серый	0,0000	0,0030	0,000	1,70	0,12	566	—
Светло-серый	0,002	0,0805	0,0079	1,17	4,40	14	10
	0,0087	0,0011	0,0017	2,00	0,88	1818	—
Среднее из трех проб	0,010	0,003	0,003	1,62	1,46	540	—

Таблица 12

Элементы-примеси в микроклинах из пегматитовых тел Южно-Зарафшанского региона. Среднее содержание по 10—15 пробам

Разновидность микроклина	Fe	Mg	Ba	Sr	Mn	V	Ti
Светло-серый из подпегматитовой структуры	0,01	0,1	0,01	0,001	0,01	—	0,005
Розовый из блокового пегматита	0,01	0,1	—	0,001	0,01	—	0,001

Продолжение таблицы 12

Разновидность микроклина	Cu	Pb	Zn	Sn	Nb	Zr	Ga	Ge
Светло-серый из подпегматитовой структуры	—	0,001	—	0,001	—	—	0,005	0,001
Розовый из блокового пегматита	—	0,001	—	0,001	—	—	0,001	0,001

ных в песчано-сланцевой толще, характерен светлый сероватый микроклин. Поскольку пегматиты района представляют интерес как источник керамического сырья, для рассматриваемых микроклинов было выполнено большое число химических анализов (табл. 14).

Как видно из вычисленных нами кристаллохимических формул конкретных микроклинов (табл. 13), в описываемых пегматитах преобладают пертитовые разности калишпата, образованные при

Результаты химических анализов микроклинов (%) редкометалльных пегматитов

Оксид	Кызкуртан					Ингиичке	Кетменчи				Зирабулак			
	11387	11388	11394	11397	11413	11413а	245	246	247	248	249	250	251	252

Зирабулакское пегматитовое поле

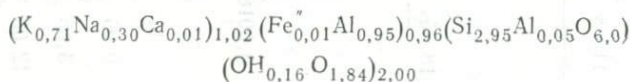
SiO ₂	64,87	65,10	65,21	64,79	65,31	65,36	64,20	64,52	64,10	64,90	66,37	66,37	65,23	65,23
Al ₂ O ₃	18,65	18,55	18,46	18,64	18,64	19,03	19,04	18,74	18,85	18,67	17,95	17,95	18,48	18,48
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,07	—	0,24	—	—	0,44	0,44	0,07	0,07
FeO	0,48	0,48	0,43	0,45	0,32	—	0,52	—	0,58	0,30	—	—	—	—
MnO	—	—	0,05	—	—	—	0,01	—	0,07	0,07	—	—	—	—
BeO	0,0008	0,0018	0,01	0,006	0,0006	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	0,05	—	0,05	0,05	—	—	—	—
CaO	0,14	0,11	0,11	0,14	0,07	0,56	0,10	0,42	0,10	0,10	0,28	0,28	0,35	0,35
MgO	—	0,05	0,10	—	0,05	0,20	0,07	0,50	0,17	0,25	0,40	0,40	0,25	0,25
Na ₂ O	3,45	3,65	3,50	3,50	3,30	1,84	4,70	2,00	4,74	3,64	2,14	2,14	0,76	1,76
K ₂ O	12,20	12,00	11,80	12,00	12,22	12,82	10,92	—	10,97	11,75	11,74	11,74	—	13,66
R ₂ O ₅	—	0,01	0,03	0,01	0,005	—	0,01	12,99	0,11	0,11	2,14	—	13,66	—
H ₂ O	0,54	0,54	0,34	0,32	0,24	—	0,20	0,10	0,10	0,10	0,34	—	—	0,36
Σ	100,33	100,49	100,04	99,85	100,15	99,88	99,64	99,51	99,85	99,94	99,66	99,32	98,80	100,16

Окисел	Сулатсай				Уйшун	Чич-канчи	Араб-банд	Лолабулак		
	16	16м	46	265а	9м	12м	2м	4	5	6
Лолабулакское пегматитовое поле										
SiO ₂	65,36	64,84	64,95	62,74	64,97	64,34	64,86	63,96	64,74	64,64
Al ₂ O ₃	21,19	18,05	18,21	19,31	19,15	18,16	17,44	18,36	18,20	18,52
Fe ₂ O ₃	0,24	0,11	0,78	0,64	0,08	0,37	0,24	0,14	0,28	0,18
FeO	0,15	0,81	0,68	—	0,55	0,55	1,26	0,30	—	0,30
MnO	—	0,02	0,01	0,75	—	—	—	—	—	—
BeO	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	0,02	0,03	—	—	0,03	0,03	0,04	—	—	—
CaO	0,22	0,24	0,42	0,84	0,14	0,07	—	1,00	0,30	0,42
MgO	—	0,05	0,30	0,64	—	0,05	0,10	—	0,62	0,36
Na ₂ O	—	4,66	1,69	1,75	4,66	2,74	3,74	2,48	2,37	2,20
K ₂ O	12,87	11,52	11,91	12,87	8,62	11,74	9,80	13,39	12,91	12,87
R ₂ O ₃	0,02	0,14	0,25	0,30	0,21	0,18	0,19	—	—	—
N ₂ O	—	0,06	—	0,20	0,25	0,02	0,39	0,15	0,26	0,17
Σ	100,15	100,45	99,20	100,00	98,56	98,20	98,06	99,78	99,68	99,66

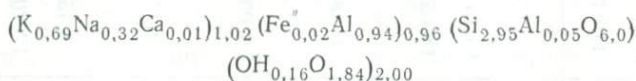
Приложение к табл. 13

Зирабулакский редкометалльный пегматит (Кызкурбан)

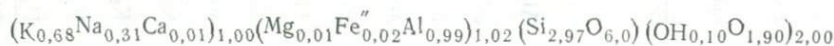
Проба 11387 — микроклин серовато-розового цвета



Проба 11388 — микроклин



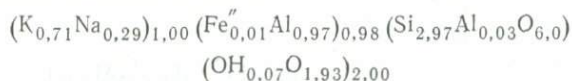
Проба 11394 — микроклин



Проба 11397 — микроклин

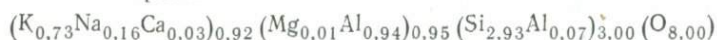


11413 — микроклин пепельно-серого цвета



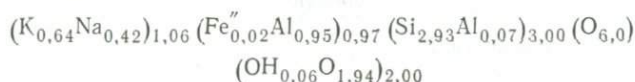
Керамические пегматиты (Ингичке)

Проба 11413-а — микроклин

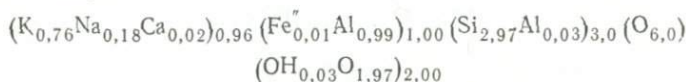


Редкометалльные пегматиты (Кетменчи)

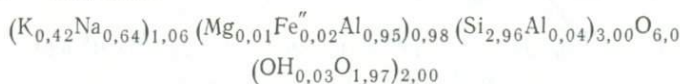
Проба 245 — микроклин



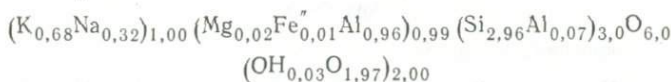
Проба 246 — микроклин



Проба 247 — микроклин



Проба 248 — микроклин



Керамические пегматиты (Зирабулак)

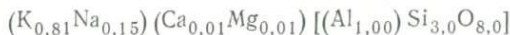
Проба 249 — микроклин



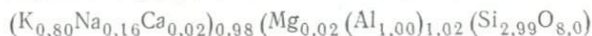
Проба 250 — микроклин



Проба 251 — микроклин



Проба 252 — микроклин-пертит

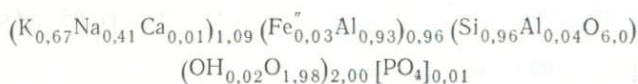


Лолабулакские редкоземельные пегматиты (Султасай)

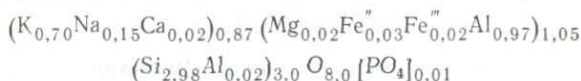
Проба 16 — микроклин, жила 471



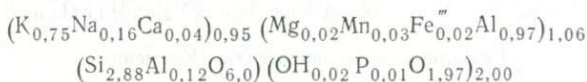
Проба 16м — микроклин, жила 472



Проба 46 — микроклин, жила 471

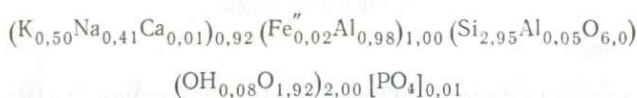


Проба 265-а — микроклин, жила 471



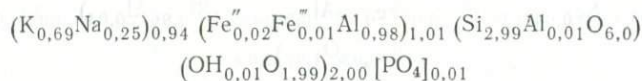
Уйшун

Проба 9м — микроклин, жила 73



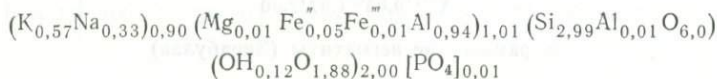
Чичканчи

Проба 12м — микроклин, жила 114



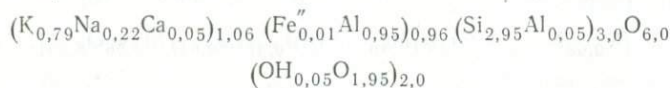
Араббанд

Проба 2м — микроклин, жила 457

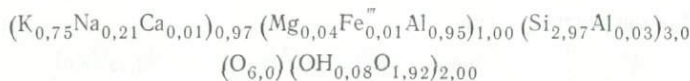


Лолабулак

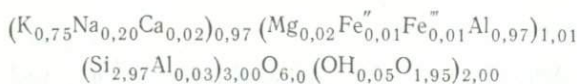
Проба 4 — микроклин



Проба 5 — микроклин



Проба 6 — микроклин



**Содержание редкоземельных элементов и параэлементные
отношения в микроклинах**

Порода	Номер пробы	Li	Rb	Cs	K	Na	K/Rb	Rb/Cs
--------	----------------	----	----	----	---	----	------	-------

Зирабулакское поле

Микроклин (Кет-менчи)	11387	0,000	0,097	0,001	9,46	2,33	97	97
	11388	0,000	0,145	0,001	9,30	2,59	64	145
Микроклин (Ингичке)	11216в	—	—	—	—	—	—	—
	11216	0,002	0,27	—	—	—	—	—
	11217	0,002	0,31	0,02	—	—	—	16
	11218	0,003	0,10	—	—	—	—	—
	11391	—	0,10	—	—	—	—	—
	11403	—	0,80	0,01	—	—	—	80
	11422	—	0,18	0,02	—	—	—	59
	11423	—	0,90	—	—	—	—	—
	11217а	—	0,44	0,01	—	—	—	44
	11343	—	0,60	0,01	—	—	—	60
	11348	—	0,75	0,02	—	—	—	38
	113161а	—	0,11	0,01	—	—	—	110

Лолабулакское поле

Микроклин	265а	0,0035	0,300	0,016	—	—	—	18
	68-АБ-72	0,0025	0,260	0,004	11,00	1,57	42	65
Микроклин-пертит	11211в	0,000	—	—	5,230	3,40	—	—
	11216	0,002	0,027	0,000	3,960	2,66	146	—
	11217	0,002	0,031	0,002	5,640	2,47	181	15
	11218	0,003	0,010	0,000	2,000	3,40	200	—
	11391	0,000	0,010	0,000	0,750	4,81	75	—
	11217	0,000	0,044	0,001	0,640	1,27	150	44
	11343	0,000	0,060	0,001	10,370	2,15	172	60
	11361а	0,000	0,110	0,001	9,550	2,22	86	110
	11397	0,000	0,100	0,000	9,120	2,48	91	—

Физические свойства и оптические

Местонахождение	Минералы	К-во замеров	Номер шлифа	Цвет	Форма выделения
Участок Юго-Восточный (Талысай) пегматит на контакте со сланцами	Андезин	3	230	Серый	Крупные зерна с широкими неровными двойниками
Жила 18	Олигоклаз	3	183	Белый	Крупные зерна с изъеденными краями. Характерны широкими двойниками
Центральная часть жилы	Олигоклаз + андезин	1	62	Серовато-белый	Крупные неправильные зерна с неровными двойниками
Центральная часть жилы 201	То же	5	52	»	—
Простая полевошпатовая жила	»	3	7	»	Крупные зерна с изъеденными краями. Характерны широкие двойники
Участок Центральный, жилы 2	»	3	184	Белый	То же
Жила 142	»	4	16	»	Зерна округлые, изометрической формы с тонкими двойниками
Жила 144	Альбит-олигоклаз	3	5	»	Пластинчатые кристаллы с простыми двойниками
Жила 206	Альбит	3	25	»	Зерна с неровными перекрещивающимися под прямым углом двойниками
Жила 85	»	5	51	»	Пластинчатые кристаллы с простыми двойниками

константы плагиоклазов (Наука)

Показатель преломления	Номер плагиоклаза	2V	Закон двойникования	Методика определения
—	45	+88	Альбитовый Неизменный альбит эстерельский	Классическая, по Е. С. Федорову
Ng — 1,545 (+ 0,002) Np — 1,537 (+ 0,002) Ng — Np = 0,008	45	—	$\frac{100}{0,10}$ альбит карлсбадский	То же
Ng — 1,551 (+ 0,002) Np — 1,542 (+ 0,002) Ng — Np = 0,009	33	—	—	По В. В. Никитину
—	30	»	—	»
—	28	»	»	»
—	23	—	$\frac{100}{0,10}$ альбит карлсбадский	Классическая, по Е. С. Федорову
Ng — 1,540 (002) Np — 1,531 (+ 002) Ng — Np = 0,009	25	»	Альбитовый (в одном направлении)	По В. В. Никитину
—	13	»	То же	То же
Ng — 1,537 (+ 0,002) Np — 1,527 (+ 0,002) Ng — Np = 0,010	4	»	Периклиновый	»
Ng — 1,536 (+ 0,002) Np — 1,527 (+ 0,002) Ng — Np = 0,009	4	»	Альбитовый	»

**Результаты измерения координат оси двойникования
и определение номера альбита**

Номер шлифа	Место взятия	Координаты оси двойникования			Закон двойни- кования	Номер аль- бита	2v
		Ng	Nm	Np			
3054в	Пегматитовое тело 6 (Ингичкинское поле)	78,5	18	76,5	001	10	—88
3061	Пегматитовое тело 8	15	75,5	88,5	(010)	6	—
85	Жила 67 (Зирабулакское поле)	76,5	15	82	001	6	—87
89-а	Жила 67	80	15,5	80	001	9	+61
131	Жила 77	15	76	78,5	(010)	6	+78
112	Жила 74	81,5	20	72	(100) (010)	8	+69

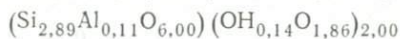
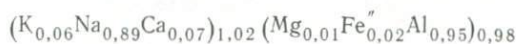
Таблица 17

**Химический состав альбита (%) из пегматитовых
жил Зирабулакского пегматитового поля**

Компо- нент	Номер пробы			
	11390	11430	11431	11437м
	Кызкурган		Ингичке	
SiO ₂	65,47	63,81	65,29	64,95
Al ₂ O ₃	20,38	23,86	20,93	20,92
Fe ₂ O ₃	—	0,14	0,10	0,32
FeO	0,46	—	0,08	0,17
MnO	—	—	0,08	0,03
TiO ₂	—	—	—	0,05
CaO	1,54	0,55	1,96	2,03
MgO	0,10	0,25	0,35	0,35
Na ₂ O	10,40	9,43	8,20	9,15
K ₂ O	1,00	1,20	1,25	1,25
P ₂ O ₅	—	—	0,01	0,02
N ₂ O	0,48	0,12	0,66	0,66
Σ	99,74	99,36	98,81	99,92

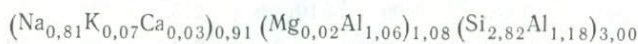
Зирабулакское пегматитовое поле (Кызкурган)

Проба 11390 — альбит, жила 4

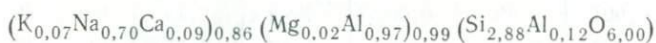


Керамический пегматит (Ингичке)

Проба 11430 — альбит, жила 32



Проба 11431 — альбит, жила 33



Проба 11437м — альбит, жила 37

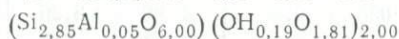
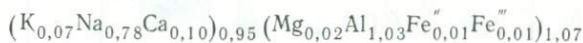


Таблица 18

Содержание редкоземельных элементов
и параэлементные отношения в альбитах

Li	Rb	Cs	K	Na	K/Rb	Rb/Cs
—	0,15	—	—	—	—	—
0,001	0,08	0,04	—	—	—	—
—	0,07	0,02	—	—	—	4
—	0,01	—	—	—	—	—
0,001	0,04	0,04	—	—	—	11
0,001	0,88	0,04	—	—	—	12
—	0,97	0,01	—	—	—	97
—	0,45	0,01	—	—	—	145
—	0,82	—	—	—	—	—
—	0,11	0,01	—	—	—	11
—	0,009	—	—	—	—	—
—	0,009	0,001	—	—	—	—
0,001	0,005	0,001	0,62	7,03	12	5

Li	Rb	Cs	K	Na	K/Rb	Rb/Cs
Лолабулакское поле						
—	0,016	—	—	—	—	—
0,0001	0,1525	0,0207	2,84	0,14	18	7
—	0,220	0,0015	1,07	0,18	48	15
Сугушарское поле						
0,000	0,080	0,001	10,54	2,52	131	80
0,000	0,118	0,002	10,91	2,37	92	59
0,000	0,090	0,000	9,75	2,99	108	—
0,000	0,075	0,002	9,96	2,22	132	38
0,001	0,092	0,002	7,59	2,49	82	46
0,003	0,044	0,004	3,57	3,15	81	11
0,000	0,075	0,001	7,14	1,95	95	75
0,000	0,007	0,002	0,58	4,29	83	4
0,002	0,006	0,000	—	—	—	—
0,003	0,038	0,004	3,69	3,26	42	42
0,001	0,005	0,000	0,62	4,07	124	—
0,000	0,009	0,000	0,83	6,96	92	—
0,000	0,009	0,001	0,66	7,40	73	9
0,001	0,052	0,001	5,07	3,41	96	52

наличии элементов, которые в построении простейшей решетки данного минерала не участвуют. Это следует учесть при дальнейшей оценке керамических пегматитов района. Вместе с тем определенный геохимический интерес представляет микроклин в качестве минерала-носителя редких щелочных элементов, особенно Rb, Cs (табл. 14).

Альбит наиболее развит в сложных пегматитовых жилах, несущих такие редкоземельные минералы, как фергусонит, гадолинит. Под микроскопом альбит представлен множеством удлиненных гипидноморфных зерен с четкими полисинтетическими двойниками по альбитовому закону. Ниже приводятся физические свойства и замеры оптических констант плагиоклазов (табл. 15, 16).

Наряду с микроклином альбит встречается почти во всех пегматитах, поэтому для выяснения его состава в различных пегматитовых телах выполнен ряд химических анализов (табл. 17); кристаллохимические формулы пересчитаны по кислородному методу Булаха.

Альбит, как и микроклин, является, возможно, накопителем редкощелочных элементов (табл. 18). Мы приводим (рис. 27) форму кристаллов сахаровидного альбита (клевеландит).

Мусковит. Это один из самых широко распространенных породообразующих минералов. Он входит в состав магматических, метаморфических пород, но ведущую роль играет в пегматитовых телах (особенно редкометалльных типах), залегающих в двуслюдяных гранитах и сланцах (Каратюбе, Лолабулак-Кетменчи, Тым, Наука, Западный Гиссар и др.). По условиям образования и парагенезису с другими минералами различаются три, иногда пять разновидностей мусковита.

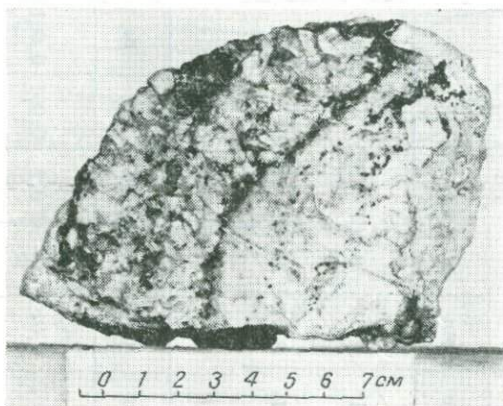


Рис. 27. Сахаровидный альбит (клевеландит) с включением фергусонита и гадолинита (обр. 343 а).

Выделения крупночешуйчатого мусковита в наших примерах имеют не только теоретический интерес, но могут приобрести и практическое значение, поэтому мы рассматриваем этот минерал подробнее. Ранее был он описан нами (1953), затем — И. П. Заревич (1964), И. Х. Хамрабаевым (1958), Н. К. Джамалетдиновым.

Для пегматитов Каратюбе нами (1952—1956 гг.) выделяются две разновидности мусковита: мелко- и крупночешуйчатый (табл. 19).

В Лолабулакском пегматитовом теле мусковит мелкочешуйчатый (0,3—1,6 см в поперечнике) встречается совместно с кварцем, акцессорным колумбитом, танталитом, касситеритом и мелкокристаллическим (1—1,5 см) поздним акцессорным бериллом в альбитизированных участках блокового и крупнозернистого пегматита. В нем установлены редкие и редкощелочные элементы (Лолабулак и Кетменчи): $\text{Sn} = 0,013$; $\text{Rb} = 0,27$; $\text{Cs} = 0,05$.

Указанные разности мусковита различаются в морфологическом и геохимическом отношении и прежде всего по содержанию второстепенных редких элементов. Как отмечает Н. К. Джамалетдинов (1965), в крупнолистовых мусковитах Лолабулака и Кетменчи при-

Таблица 19

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	0,01	0,001	0,1	0,001	0,001(?)	0,001	0,001
Центральная пегматоидная	Крупночешуйчатый	1	1	0,01	0,001	0,01	0,001	—	—	—

Зона пегматита	Тип мусковита	Bi	Sn	Gd	W	Nb	Be	Ba	Li	Cs	Rb
Краевая кварцево-плагиоклаз-микроклиновая	Мелкочешуйчатый	—	0,01	0,01	—	0,1	0,001	0,001	0,01	0,1	1
Центральная пегматоидная	Крупночешуйчатый	0,001	0,1	0,01	0,001	—	0,001	—	0,0001— 0,001	0,01	0,1

сутствуют Sn, Be, Ga (0,01%), Ta, Nb (0,01—0,05%), Rb (0,25—0,35%), Cs (0,035—0,050%).

В результате спектрального и химического анализов установлено, что буроватая разновидность мусковита отличается наиболее высокими концентрациями акцессорных титана, ниобия, олова и других редких элементов (от десятых до тысячных долей процента, табл. 19).

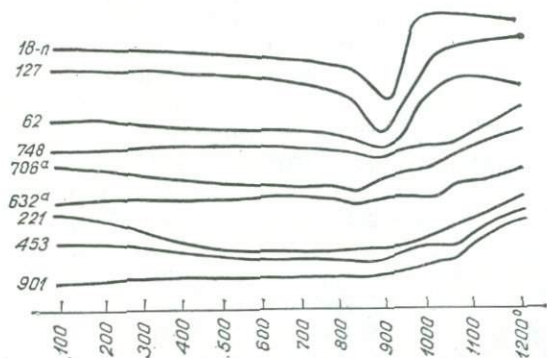


Рис. 28. Термограммы мусковитов Лолабулакского пегматитового поля:

18-n — Сулатсай, ж. 471. Мусковит из пегматитовых жил, зеленовато-серый, радиально-лучистый, непрозрачный. III разновидность; 127 — Сулатсай, ж. 471. Мусковит из пегматитовых жил, игольчатый, мелкозернистый, зеленовато-грязно-серый; 62 — Сулатсай, ж. 471. Мусковит из пегматитовых жил, сферолитовый, гнездообразный, среднечешуйчатый. III разновидность; 221 — Уч. «Новый». Мусковит бесцветный, прозрачный, среднечешуйчатый. II разновидность. 632-a — Ираль. Мусковит бесцветный, прозрачный. I разновидность; 748 — Джатыксай. Мусковит среднечешуйчатый, зеленовато-слабопрозрачный, в толстых пластинках, цвет грязно-зеленый. II разновидность; 453 — Араббанд. Мусковит среднечешуйчатый, зеленовато-прозрачный. IV разновидность; 901 — Карачакудук. Мусковит серовато-прозрачный, среднечешуйчатый. II разновидность.

В связи с изложенным возникает вопрос о генерациях мусковита. И. Х. Хамрабаев различает крупную и мелкочешуйчатую (1958) разность, Н. К. Джамалетдинов (1965) насчитывает до пяти генераций. И. П. Заревич для Науки выделяет четыре разновидности, но ее данные свидетельствуют о том, что крупно- и среднечешуйчатые слюды в основном сходны по составу (включая наборы второстепенных компонентов). Мы считаем, что можно выделять не четыре, а три разновидности мусковита — раннюю, переходную и позднюю.

В результате сравнения термограмм (м-285) (рис. 28) мусковитов из Лолабулакского пегматитового поля с кривыми нагревания литиевых слюд с различным содержанием Li_2O (обр. 5,6) из Калбинского хребта (Цветков, Вальяшихина, 1956) отмечен характерный ярко выраженный эндотермический эффект удаления конститу-

ционной воды при 850—950°. Фактические материалы подтверждают широкое развитие только двух генераций мусковита, по И. Х. Хамрабаеву (1958).

Сложное внутреннее строение пегматита и выделение в нем редкометальных акцессорных минералов обуславливают во многом развитие кварцево-мусковитового замещенного комплекса, который может быть поисковым критерием на редкие металлы. Это подтверждается тем, что в большинстве случаев средне- и крупночешуйчатые разности мусковита являются носителями ряда акцессорных минералов вообще и редкометальных акцессориев в частности.

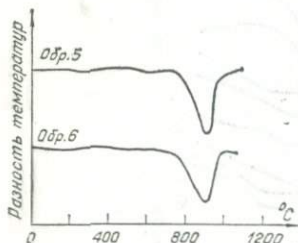


Рис. 29. Кривые нагревания литиевых слюд с различным содержанием, по А. И. Цветкову и Е. П. Валяхиной (1956). Приводятся для сравнения с нашими данными (см. рис. 28).

Отмечено сходство данных мусковитов в отношении не только главных, но и второстепенных компонентов. Они характеризуются общностью таких акцессорных элементов, как Mn, Ti, Sn, Ga и др.

Как отмечает Н. К. Джамалетдинов, широкое развитие мусковитов в пегматитах отрицательно сказывается на литиевой и цезиевой (поллуцит) минерализации; этим, видимо, объясняется подчиненное значение мусковита даже в тех типах пегматитов, где установлены акцессорные литиевые минералы. Нами такая закономерность установлена, в частности, для Туркестанского (Тро, Самжон),

Западно-Гиссарского (Гелен, Турткуйлюк, Сутушар), Каратюбинского, Лолабулакского, Зирабулакского и других районов. Что же касается содержания редкощелочных элементов, то Rb и Cs в пегматитах рассеиваются в калийсодержащих минералах, главным образом в микроклине. Минерал-концентратор — мусковит.

Кривые нагревания нашего мусковита (рис. 29) тождественны кривым нагревания типичного мусковита А. И. Цветкова и Е. П. Валяхиной (1956).

Биотит. Для пегматитов не характерен и встречается в виде редких мелких чешуек в зальбандах жил, инъецирующих слюдитые сланцы. В последних он составляет 10—35—40% породы; образует типичные лепидосланцевые структуры; цвет преимущественно коричневый, значительно реже — буровато-коричневый. Спектральный анализом в биотите установлены примеси Ti, Zr, Nb и др.

В большинстве пегматитов района, особенно в сложных пегматитовых телах, роль биотита резко снижается. При формировании их биотит подвергается интенсивной мусковитизации; «зебровидные» мусковиты свидетельствуют о неполной мусковитизации биотита (чередование обесцвеченных и темных полосок в измененном биотите).

Турмалин. Это самый широко распространенный минерал после полевого шпата и кварца в Каратюбинском, Лолабулакском, Зира-

булакском, Ингичкинском и Гиссарском интрузивах. В гранитах он образует ранние и поздние кварц-турмалиновые жилы. Сланцы и песчаники экзоконтактовых зон относительно глубинных интрузивов также широко подвергаются турмалинизации. Турмалинизированные сланцы значительно развиты в горах Каратюбе, в южном и восточном экзоконтактах Сарыкульского интрузива и в верховьях Аксая (Хамрабаев, 1958). Как самостоятельный минерал, турмалин широко представлен в пегматитах всех полей. Формы выделения разнообразные — от радиальнолучистых, спутанно-игольчатых, волосовидных до хорошо образованных призматических кристаллов (рис. 30). В виде призматических индивидов шерла размером до 12×35 ранний турмалин отмечен в пегматитовых жилах. Химическим анализом в нем (Сарыкуль), кроме основных элементов, установлены TiO_2 — 0,1%; Mn — 0,01% и др.

Поздние турмалино-кварцевые породы темно-зеленого цвета встречаются в Каратюбе (Тахта-карача).

В подавляющем большинстве пегматов турмалин представлен шерлом, местами переходящим в индиголит. Несравненно реже отмечаются проявления верделита (по Н. К. Джамалетдинову и нашим данным и др.).

Спорным является вопрос о генерациях турмалина: некоторые исследователи «ориентировочно» выделяют их три и даже более. По нашему мнению, в пегматитах имеется только одна главная генерация турмалина, представленная преимущественно шерлом, который равномерно распределен в пегматитовых телах. Именно она определяет минералого-геохимические особенности пегматитов региона.

Турмалин отлагается позднее кварца, полевого шпата и других минералов, причем нередко разъедает кристаллы ранее выделившихся минералов. Вот почему формирование турмалина мы относим к пневматолитовому этапу минералообразования. В указанных зонах возникают призматические, обычно шестоватые игольчатые кристаллы турмалина. Часто он наблюдается в виде радиальнолучистых, спутанноигольчатых или волокнистых агрегатов.

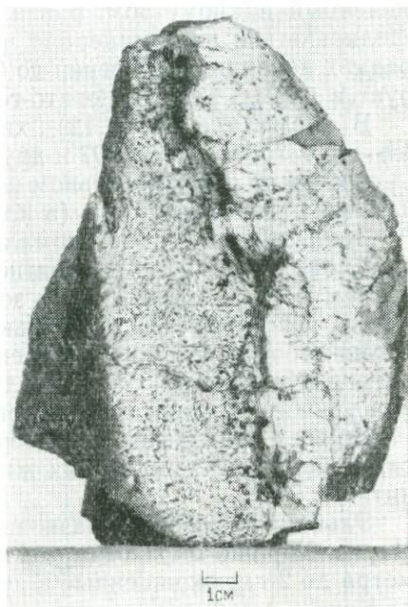


Рис. 30. Мелкозернистый письменный и крупнозернистый пегматит. На контакте видна зона скопления спутанно-игольчатого кристалла турмалина (обр. 12).

В поперечном сечении кристалл турмалина представляет собой обычно сферический треугольник. Грани его несут вертикальную штриховку, параллельную ребрам. Кристаллы состоят из комбинации тригональных пирамид и призм. Трещины, пересекающие турмалин, часто заполнены кварцем. Длина отдельных кристаллов колеблется от 0,3 до 10 см; диаметр иногда достигает 5 см. Излом неясный, раковистый, твердость — 7, хрупкий, удельный вес, определенный пикнометром, равен 3,12, блеск стеклянный, в изломе шелковистый, цвет минерала черный. В шлифе турмалин в виде редких неправильных зерен до 0,2—0,8 мм в поперечнике плеохроирует в бурых, реже синевато-голубоватых тонах.

В турмалине (обр. 12) химическим анализом установлены: Rb — 0,0375; Cs — 0,0007 и другие элементы.

В сложно редкометальном пегматите турмалин представлен зубчатыми разновидностями (в краевых зонах).

Закономерный рост турмалина в определенном направлении (рис. 14) объясняется, вероятно, зональностью пегматита и накоплением бора в ослабленной зоне (альбитизация, грейзенизация и др.), недостаточной площадью для роста в разных направлениях, а также более поздним выделением бора, чем кремнезема, калия и натрия в мусковите, о чем свидетельствует образование турмалина в графических зонах пегматитов.

Во всех приведенных примерах бор в виде турмалина выделяется, начиная с пегматитовых жил до позднего лейкократового гранита.

Эльбаит — розовая разновидность турмалина — установлен в Науке. Хорошо образованные кристаллы длиной от долей миллиметра до 2 см, окрашенные в ярко-розовый цвет, встречаются только в связи с лепидолитовым типом оруденения. По времени и характеру выделения эльбаит, вероятно, очень близок к голубовато-зеленому турмалину. Его кристаллы образуют крупные зерна; под микроскопом (в проходящем свете) бесцветен. Наблюдался случай закономерного прорастания эльбаита червеобразными ростками альбита, располагающимися почти перпендикулярно его удлинению.

Прорастание эльбаита альбитом обусловлено, по-видимому, более поздним отложением вторичного альбита в поперечных трещинах эльбаита и соответственно некоторым разьеданием последнего. Спектральным анализом в нем установлены следующие элементы: Si, Al, B — 1%; Mn — 0,01; Ca, Fe, Ti — 0,001; Sn, Gd, Cs, Tl, Cu, Co — 0,01—0,001.

Апатит. Часто встречается в пегматитовых телах, а также в кварцевых жилах с полевым шпатом, кварцем, турмалином и др.

В Каратюбе (Анжирлисая) нами найдены апатиты различного цвета: бесцветный прозрачный, буровато-коричневый, желтый и голубой. Голубая разновидность апатита из пегматитов Анжирлисая (обр. 438) описана И. Х. Хамрабаевым (1958), желтый апатит найден нами в 1972 г. и описывается впервые (см. рентгенограмму обр. 17К и табл. 20).

Таблица 20

Рентгенограмма обр. 17К
(голубой)

Номер	Исследуемый обр.		Номер	Исследуемый обр.	
	J	$d_{\alpha/n}$		J	$d_{\alpha/n}$
1	3	3,8	25	2	1,458
2	8	3,48	26	3	1,432
3	3	3,2	27	1	1,407
4	3	3,1	28	1	1,380
5	10	2,85	29	2	1,353
6	3	2,75	30	3	1,316
7	3	2,64	31	3	1,278
8	3	2,56	32	3	1,262
9	2	2,41	33	4	1,240
10	7	2,27	34	4	1,222
11	4	2,17	35	2	1,160
12	1	2,06	36	4	1,122
13	7	1,953	37	4	1,102
14	3	1,911	38	2	1,076
15	7	1,853	39	2	1,060
16	2	1,815	40	2	1,027
17	2	1,774	41	2	1,022
18	2	1,730	42	2	1,001
19	3	1,653	43	2	0,984
20	3	1,623	44	2	0,972
21	3	1,590	45	2	0,939
22	3	1,543	46	2	0,917
23	3	1,516	47	1	0,906
24	2	1,479	48	2	0,862

Условия съемки: Cu — излучение;
D—57,3; d=04 мм; 40 кВ; 15мА;
Экспозиция 5 часов

Таблица 21

Рентгенограмма образца 17К₁
(желтый)

Номер	Исследуемый обр.		Номер	Исследуемый обр.	
	J	$d_{\alpha/n}$		J	$d_{\alpha/n}$
1	4	4,1	27	3	1,432
2	4	3,83	28	1	1,407
3	8	3,5	29	1	1,381
4	3	3,2	30	2	1,353
5	3	3,1	31	3	1,315
6	10	2,84	32	3	1,278
7	3	2,75	33	3	1,262
8	3	2,65	34	4	1,240
9	3	2,56	35	4	1,222
10	1	2,41	36	3	1,160
11	8	2,28	37	4	1,122
12	4	2,17	38	4	1,102
13	1	2,07	39	2	1,076
14	7	1,952	40	2	1,010
15	3	1,911	41	2	1,027
16	7	1,853	42	2	1,022
17	2	1,815	43	2	1,001
18	2	1,775	44	2	0,984
19	2	1,731	45	2	0,972
20	3	1,653	46	2	0,939
21	3	1,623	47	2	0,917
22	3	1,590	48	1	0,908
23	3	1,543	49	2	0,862
24	3	1,516	50	2	0,846
25	2	1,479	51	1	0,829
26	2	1,458	52	1	0,825

Примечание. Спектральным анализом установлены Ca > — 3; P > — 1; s = 1. Условия съемки: Cu — излучение; D—57,3; d=0,4 мм; 40 кВ; 15 мА. Экспозиция 6 час.

К. Л. Бабаев и Н. К. Джамалетдинов, учитывая данные В. Д. Никитина (1952, 1954, 1968 и др.), выделяют первичный апатит и несколько генераций вторичного, метасоматического.

В грубозернистых зонах многих пегматитов района апатит образует выделения, соответствующие понятию минеральных метасом (Никитин, 1954). Таковы, в частности, микроклиновые пегматиты III фазы магматизма Каратюбе и других участков. Однако, по нашему мнению, оснований для утверждения о существовании нескольких генераций этого минерала недостаточно.

В неэлектромагнитной фракции протолочных проб устанавливается до 10% апатита. Под бинокляром он бесцветный, прозрачный и буровато-коричневый, пятнистый, полупрозрачный, зерна и их обломки призматические (до 0,3 мм). Почти во всех шлихах из аллювиальных и делювиальных отложений саев Каратюбе (110) содержание его достигает 90%. Источником россыпного апатита, вероятно, являются апатитоносные граниты и пегматиты.

Спектральным анализом голубого и желтого (табл. 21) апатита обнаружены $\text{Ca} > 3\%$, $\text{P} > 1$, $\text{S} > 1\%$. В обоих образцах установлено одинаковое содержание серы; это объясняется битуминозностью вмещающих известняков, в которых встречаются мелкие гнездообразные скопления самородной серы (пегматитовая жила с апатитом залегает вблизи контакта известняков с гранитоидами).

Ниже приводятся результаты химического анализа пегматита из Анжирлиса.

Окисел	Обр. 17К голубой	Обр. 438 (И. Х. Хамрабаев)
P_2O_5	42,73	42,73
Fe_2O_3	0,01	1,01
MgO	0,39	0,39
CaO	53,0	53,0
FeO	Не опр.	4,32
Σ	97,13	101,45

Приводим кристаллохимическую формулу минерала, пересчитанную по кислородному методу Булаха: Анжирлисай (Каратюбе), обр. 17К, голубой апатит — $(\text{PO}_4)_{2,91}(\text{Ca}_{4,58}\text{Mg}_{0,04}\text{Fe}^{0,06})_{4,68}$.

Таким образом, апатит является одним из характерных второстепенных породообразующих минералов редкометального пегматитового комплекса региона.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Пегматиты и апограниты Южного Тянь-Шаня характеризуются большим числом акцессорных минералов, отличающихся особенно сложным составом. Всего в районе нами выявлено более 30 акцессориев. Они подразделяются на редкометальные и прочие акцессор-

ные минералы (железа, меди и т. д.). С учетом систематики А. С. Уклонского (1940) мы группируем эти минералы в следующем порядке.

Циркон — широко распространенный минерал в гранитоидах (апогранитах) и пегматитах Южного Тянь-Шаня.

Встречаются три разновидности циркона (Наука): бесцветный, прозрачный и сиреневый, иногда серовато-буроватый гафнийсодержащий.

Бесцветные прозрачные цирконы, изредка с голубоватым или розоватым оттенком обычно имеют дитетрагонально-дипирамидальный короткостолбчатый облик. Размеры отдельных кристаллов редко превышают 1 мм, средняя величина их 0,5—0,8 мм. Блеск стеклянный, твердость более 7, излом неровный до раковистого, удельный вес 3,5. Коэффициент преломления значительно выше 1,78, двупреломление около 0,050.

Сиреневый, иногда серовато-буроватый гафнийсодержащий циркон характеризуется дипирамидальным беспризмленным габитусом и жирным блеском. Эта разновидность непрозрачна, удельный вес более 3,5, твердость 7, излом неровный, $Ng-Np=0,050-0,055$, показатель преломления 1,78.

Спектральным анализом в Наукинском пегматитовом поле для сиреневого циркона установлены: Si, Zr — 1; Hf — 0,1; Al, P — 0,01; Cu, Fe, Pb, Zn — 0,001; Mg, Mn, Br — 0,0001; для буроватого Si, Zr, Hf — 1; Al — 0,1; Ca, Fe, Sn — 0,01; Cu — 0,001. Содержание гафния колеблется в пределах 0,5—1 %.

МИНЕРАЛЫ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ

Ортит — широко распространенный редкоземельный акцессорный минерал в пегматитах Сутушарского поля (Гиссар). Образует обычно буроватые таблитчатые и неправильные индивиды, размеры которых измеряются первыми миллиметрами.

Ксенотим — редкий минерал из иттриевой группы желтовато-коричневого цвета; размеры зерен 0,2—1 мм. Короткопризматический, установлен в биотитовых гранитах и альбитизированных гранодиоритовых дайках (Каратюбе, Зирабулак).

Метамиктный ксенотим восстанавливает кристаллическую структуру после прокаливании при 900° С (рис. 31). По составу является существенно иттриевым. Содержание элементов цериевой группы — 12,8%, иттриевой — 57,8% (от состава минерала). В ксенотиме отмечены высокие концентрации (8,2%) неодима и европия.

По литературным данным, наиболее высокие содержания ксенотима характерны для гранитоидов горного Алтая (7,54 г/т) и Урала (3,20 г/т). Этот минерал для Средней Азии считался очень редким, поэтому ранее ему особого внимания не уделялось. Однако он оказался достаточно распространенным среди редких земель — после фергусонита, гадолинита, ортита, монацита, — и интересным, как индикатор при поисках минералов редкоземельной группы.

Сиклерит, гетерозит, пурпурит — гипергенные образования, представленные фосфатами лития, марганца и железа, установлены в одной из протолок при минералогическом изучении пегматитов. Ассоциирует преимущественно со сподуменом. Здесь же в небольших количествах присутствуют апатит, турмалин, манганоколумбит, касситерит и др.

Для описываемых фосфатов характерна очень тесная ассоциация с апатитом и друг с другом. Макроскопически отдельные минеральные виды фосфатов различаются с трудом. В шлихах это черные и буровато-черные обломки (0,1—0,5 мм) с повсеместными красно-бурыми и красными внутренними рефlekсами и заметным темно-фиолетовым отливом на сколах. Нередко устанавливаются зерна удлиненнопризматического габитуса с хорошо выраженной спайностью в двух взаимно перпендикулярных направлениях: (100) — по совершенной и (010) — по менее совершенной.

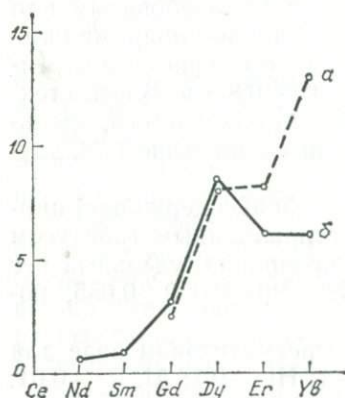


Рис. 31. График распределения редких и редкоземельных элементов в ксенотиме (в гранитах):

а — данные для Средней Азии, б — для Сибири.

Блеск металлический смоляной и тусклый; зерна непрозрачные, при раздавливании распадаются на тончайшие полупрозрачные удлиненные и неправильные пластинки, среди которых различаются фиолетово-черные с густыми марганцево-красными внутренними рефlekсами и красно-бурыми до красных. При изучении под микроскопом

в иммерсионных препаратах установлено, что первые представлены гетерозитом, вторые — сиклеритом и пурпуритом. Наблюдениями, произведенными в иммерсионных препаратах, выявлены примерные количественные соотношения указанных минералов: преобладает сиклерит, гетерозит редок, а пурпурит встречается спорадически.

Некоторые удлиненнопластинчатые зерна сиклерита вдоль направления совершенной спайности превращены в гетерозит, что можно объяснить (Дж. Дэна, 1954; Соседко, 1961) последовательным образованием их в процессе окисления первичных литиевых фосфатов ряда трифилит-литеофилит, также обнаруженных в пегматитовых телах данного поля.

Оптическая характеристика изученных фосфатов приведена в табл. 22.

Показатели преломления сиклерита замерялись в обычных иммерсионных препаратах и на приборе ППМ-1, а гетерозита и пурпурита — с использованием высокопреломляющих жидкостей. Погасание удлиненных табличек всех этих минералов близкое к прямому. Интерференционная окраска изученных фосфатов очень яркая и резко различается: кроваво-красная у сиклерита и фиолетово-

Оптическая характеристика изученных фосфатов

Минерал	Показатель преломления			Оптическая ориентировка	Плеохроизм
	Np	Ng	Nm		
Сиклерит	1,712	1,748	—	Ng 11 удлинению	Хорошо заметный от светлого оранжево-желто-коричневого (Np) до темного оранжево-красно-коричневого (Ng)
Гетерозит	1,856	1,899	—	То же	Резкий от светлого марганцево-красного (Np) до очень темного тех же тонов с сильно выраженной составляющей (Ng)
Пурпурит	1,885	1,920	1,905	То же	Резкий от серого и зеленовато-зеленого серого (Np) до пурпурно-красного с оранжевым оттенком (Ng)

карминово-красная у гетерозита; цвета интерференции пурпурита такие же, как и сиклерита.

Для проверенных оптически с помощью микроплавки зерен сиклерита и гетерозита определен удельный вес, оказавшийся соответственно равным 3,40—3,45 и 3,38. В кислотах эти минералы ведут себя по-разному: сиклерит в концентрированной и разбавленной соляной кислоте растворяется быстро, а в азотной несколько медленнее (лучше в разбавленной); гетерозит в азотной практически не растворяется даже при нагревании, а в соляной — медленно (лучше в разбавленной).

Полуколичественным спектральным анализом в данных гипергенных образованиях выявлены следующие главные компоненты; P, Mn, Fe в качестве элементов-примесей присутствуют: Si, Al, Ca, Mg, Na, Sr, Zn — 0,1; Ba — 0,01%; Cu, Rb, Zr, Ga — 0,001%; Be, Ge — 0,001%.

Бастнезит и флюоцерит встречаются совместно. В описываемом районе они характерны для более сложных пегматитов.

Аксессорный берилл — известный минерал бериллия. Бериллий как элемент встречается в гранитоидах и пегматитах Южного Тянь-Шаня, особенно в интрузивных комплексах Узбекистана, а также в качестве примеси входит в состав отдельных минералов (табл. 23).

Распределение бериллия в верхнекарбонатных гранитоидах Западного Узбекистана изучали К. Л. Бабаев и Н. И. Крылов (1972). В результате анализа более 300 проб из верхнекарбонатных гранитоидов Западного Узбекистана они установили самое низкое

Содержание рассеянного бериллия в минералах пегматитовых жил

Минерал	По С. И. Ибадуллаеву (1973)		По А. А. Беусу и В. П. Федорчуку (1956)	
	кол-во анализов	ср. содерж., ‰	кол-во анализов	ср. содерж., ‰
Микроклин-пертит	12	0,0005	19	0,0008
Кварц блоковый	13	0,0002	5	0,0002
Альбит	35	0,0006	29	0,0018
Мусковит	18	0,0003	21	0,0057
Турмалин	1	0,0001	3	0,0020
Гранат	15	0,0021	2	—
Апатит	2	0,0001	1	—

(1,84 г/т) среднее содержание бериллия в кварцевых диоритах I фазы Актау. В неизмененных гранитоидах II фазы по региону в целом оно составляет 4,21 г/т, а в гранитах III фазы, представленных почти повсеместно двуслюдяными катаклазированными разновидностями, — 6,56 г/т. Таким образом, в породах I и II фаз верхнекарбонového интрузивного комплекса Западного Узбекистана среднее содержание бериллия соответствует кларкам (Беус, 1965). В жильных дериватах, по сравнению с исходными гранитоидами главных интрузивах фаз, оно выше.

Характер распределения бериллия в гранитоидах хорошо согласуется с общей для него тенденцией к накоплению в конечных дифференциатах магмы, что отмечали и другие исследователи.

Берилл долгое время считался единственным минералом бериллия пегматитов района, позднее мы обнаружили в них акцессорный гадолинит, а Н. К. Джамалетдинов и другие исследователи (1960) — фенакит и берtrandит.

Акцессорный берилл в отдельных пегматитовых телах распространен крайне неравномерно. Твердость 7,5—8, блеск стеклянный, спайность несовершенная, по (0001) и (1010), излом неровный или раковистый, удельный вес 2,63—2,65. Оптически одноосный, отрицательный; для молочно-белых и бесцветных разновидностей — $N_g = 1,577$; $N_p = 1,559$; $N_g - N_p = 0,008$; для светло-зеленых кристаллов — $N_g = 1,575$; $N_p = 1,569$; $N_g - N_p = 0,006$. Эти величины в некоторых разновидностях берилла главной генерации меняются незначительно и могут быть приняты за средние. Вместе с тем анализом установлено изменение химизма данной генерации SiO_2 —65,5—66,4%; Na_2O —1,3—1,7 и т. д.).

Наиболее характерные примеси для акцессорного берилла — Mg, Ca, Mn, Zn, Fe, Mo, Ce, La, Gd, по всей вероятности, частично изоморфные или являются механическими примесями.

Если аксессуарный берилл в кварц-альбит-мусковитовой ассоциации встречается в приальбановых частях, то кристаллы его чаще имеют вид усеченного конуса (рис. 32) и призмы (рис. 33, 34).

Берtrandит. Встречен в шлифах участка Центральный (Наука), где образует неправильные изоморфные зерна размером 1 мм в кварце и мусковите вблизи кристаллов берилла.

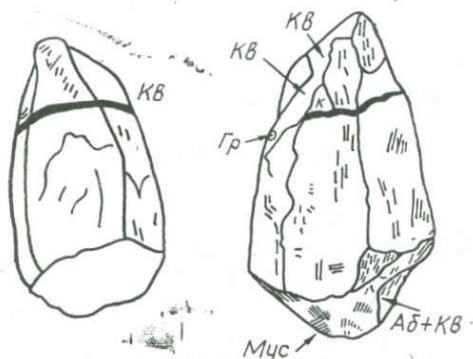


Рис. 32. Берилл, типичный облик:

Аб — альбит, Кв — кварц, Гр — гранат, Мус — мусковит.



Рис. 33. Берилл. Причудливая форма срастания берилла (Бе) с альбитом (Аб), кварцем (Кв), микроклином (Мик) и мусковитом (Мус).

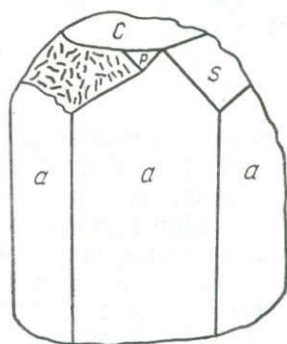


Рис. 34. Берилл. Поверхность покрыта серицитом — Се:

Комбинация: а — призма, S — одна грань призмы, C — монодр, P — призма.

В шлифе бесцветен, не плеохроирует. По сравнению с мусковитом, рельеф у него по одной оси несколько меньше, а по второй — почти равен или несколько больше, т. е. находится в пределах 1,59—1,61, двупреломление среднее — 0,020—0,23. Отмечается хорошая спайность под углом 56—57°. Двуосный. В кислотах не растворяется. По приведенным выше данным минерал определен как берtrandит.

Сподумен. Встречается в тесной ассоциации с кварцем, полевыми шпатами, турмалином, апатитом и др.

Макроскопически белый, серовато-белый, зеленовато-белый, светло-белый, темно-зеленый. Блеск стеклянный. Нередки простые

Результаты химического анализа сподумена

Номер образца	Краткая характеристика сподумена	SiO ₂	FeO+ Fe ₂ O ₃	MnO	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	П. п. п.	Σ
232	Белый с сероватым оттенком	63,34	0,48	0,05	26,72	0,28	0,40	0,07	0,89	6,83	0,67	99,73
234	Белый	62,80	0,40	0,07	26,80	0,49	0,70	0,24	1,00	6,37	1,00	99,87
	Светло-бежевый	61,60	0,52	0,04	27,28	0,38	0,80	0,28	1,15	5,93	2,07	100,05
235	С фисташковым оттенком	62,50	0,50	0,06	26,80	0,42	0,80	0,46	1,05	5,63	1,45	99,67
236	Белый	59,52	0,52	0,07	27,98	0,56	0,80	0,16	0,96	5,79	3,30	99,66
238	Густо-зеленый	42,64	3,50	0,07	30,10	0,76	5,30	0,17	0,74	2,10	13,95	99,33
239	Темно-зеленый	42,42	1,50	0,07	35,00	0,28	3,80	1,34	0,30	1,34	13,30	99,35

и полисинтетические двойники. Твердость 7; уд. вес — 3,17; Ng — 1,673 ($\pm 0,002$); Np — 1,657 ($\pm 0,002$); Ng—Np = 0,016 ($\pm 0,002$). Оптически минерал двусный положительный, 2v — 53—54, CNg — 24—25. При интенсивном прокаливании в паяльной трубке вспучивается, что, по данным А. И. Гинзбурга (1944), происходит не за счет диссоциации, а в результате перехода при 1000—1050° С в другую полиморфную модификацию. Аналогичное явление наблюдается при термическом испытании сподумена.

Химическим анализом и микроскопическими исследованиями (табл. 24, 25) установлено образование в псевдоморфозах по сподумену альбита, эвкриптита, слюдисто-глинистых агрегатов (монтмориллонита, галлуазита и каолинита). Формирование этих минералов обусловлено широким повсеместным развитием процессов пневматолитового метасоматоза, а также гидротермального и супергенного. Наиболее ранним из них является натровый метасоматоз, приведший к альбитизации сподумена и образованию эвкриптита. В течение гидротермального этапа возникли слюдистые псевдоморфозы по сподумену, а в последний — наиболее широко развитый этап сподуменного выветривания, в результате интенсивной гидратации сподумена образовались псевдоморфозы гидрослюд, монтмориллонита, галлуазита и каолинита. Схематически намечаются два пути изменения сподуменов: 1) альбитизация с образованием альбита, эвкриптита, кварца, которые, разрушаясь, переходят в каолинит и гидрослюды; 2) интенсивная гидратация сподумена с образованием галлуазита, монтмориллонита и гидрослюд.

Примерно такую же схему изменения сподумена приводит

Физические свойства и оптические константы сподумена

Номер образца	Краткая характеристика сподумена	Габитус	Блеск	Уд. вес	Твердость	Оптические константы
251	Белый с сероватым оттенком; полупрозрачен	Тонкопластинчатый	Стекланный	3,17	7	Ng — 1,675 — 1,678 (+ 0,002) Ng — 1,656 — 1,657 (+ 0,002) Ng — Np = 0,009 — 0,021
162	То же	»	»	3,17	7	Ng — 1,673 (+ 0,002) Np — 1,657 (+ 0,002) Ng — Np = 0,016 (+ 0,002)
729	Белый; непрозрачен	»	От стекланный до шелковистого	2,55	3,55	Тонкая смесь
152	Светло-зеленый; полупрозрачен	Пластинчатый	Шелковистый	2,55	3 (чуть менее)	»
164	Светло-зеленый с салатным оттенком	»	Стекланный с переходом к шелковистому	2,65	3,5	»
166	Густо-зеленый, непрозрачен	Грубопластинчатый	Шелковистый	2,55	3 (чуть менее)	»
48	Густо-зеленый, полупрозрачен	»	»	2,55	3 (чуть менее)	»

А. И. Гинзбург (1944) для месторождений Калбинского хребта. Спектроскопически в сподумене обнаружены второстепенные примеси: Fe, Mg, Ba, Mn, Cu, Sn, Ga. Содержание редкощелочных элементов: Rb — 0,п%, Cs — 0,0п%.

Лепидолит. Макроскопически ярко-розовый и розовато-фиолетовый, изредка бесцветный. Например, образцы ярко-розового и розовато-фиолетового лепидолита через год становятся бесцветными. Чешуйки гибки и легко отслаиваются по спайности (0,001), уд. вес 2,9, твердость 2,5, блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый, двусный отрицательный; $N_g = 1,568 (+0,002)$, $N_p = 1,539 (+0,002)$, $N_g - N_p = 0,029 (+0,002)$, погасание прямое, не плеохроирует.

Спектральным анализом в лепидолите установлены Si, Al, K—п; Mn—0,п; Ca, Sn, Na, Rb, Cs—0,0п; Fe, Zn, Ta—0,00п; Cu, Hg, Ga, Zr — 0,000п.

Амблигонит-монтебразит. Описан в шлифах. Под микроскопом представлен отдельными зернами часто неправильной формы, нередко их агрегатами размером от 0,1 мм до 0,5 см, которые располагаются в массе кварца, полевого шпата и мусковита. В отдельных шлифах наблюдаются крупные зерна амблигонита, края которого замещены агрегатом кварца и пластинчатого альбита. По всей вероятности, минерал образовался одновременно со сподуменом и полевыми шпатами.

Под микроскопом амблигонит не плеохроирует; характерны полисинтетические двойники с хорошо выраженной спайностью под углом 47—48°, под этим же углом пересекаются системы полисинтетических двойников, из которых ярко выражена только одна. Минерал двусный; $2v = 70^\circ$, $N_g = 1,608 \pm 0,002$, $N_p = 1,629 \pm 0,002$, $N_g - N_p = 0,021 (\pm 0,002)$, угол погасания +30°.

По оптическим данным описываемый минерал изоморфного ряда амблигонит-монтебразит ближе всего подходит к монтебразиту.

В шлифе 14-ш по краям и трещинам спайности амблигонита-монтебразита развивается апатит в виде неправильных образований с характерным высоким рельефом и низким двупреломлением (одноосный, отрицательный), без спайности, с типичной ямчатой поверхностью. Замещение амблигонита-монтебразита апатитом описано А. И. Гинзбургом (1944) для литиевых пегматитов Калбинского хребта.

Флюорит. Встречается редко в пегматитовых жилах западной части Каратюбе. Фиолетового цвета.

При визуальном обследовании жил и просмотре отдельных шлифов пегматита не обнаружен. Устанавливается в результате минералогического анализа отмытых протолок проб. Единичные зерна фиолетового флюорита размером 0,1—0,4 мм.

Касситерит. Наиболее широко распространен в пегматитовых жилах. Генетически намечаются две генерации касситерита. Первая представлена крупными неправильными зернами или клинообразными кристаллами (0,3—1,5 см). Для этой разновидности харак-

терны удлиненные дитетрагональные дипирамиды и двойники в плоскости III (рис. 35).

Окраска касситерита варьирует от светло-коричневой, бурой, буровато-вишнево-красной до почти черной; распределяется неравномерными пятнами. Зональность слабо выражена. Блеск сильный, алмазный, излом неровный. Минерал хрупкий, электромагнитен, твердость около 6, удельный вес значительно превышает 3,45 (определяется погружением в тяжелые жидкости). Оптически одноосный положительный, $Ng-Np=0,100$, коэффициент преломления по обеим осям выше 1,78.

Касситерит второй генерации отличается от первой лишь формой выделения. Для него характерны зерна в форме равнобедренных тетрагональных пирамид или представляющие собой комбинации тетрагональной призмы и равнобедренной тетрагональной дипирамиды. Двойники касситеритов этой генерации образуются в плоскости 001.

Касситерит первой генерации приурочен к интенсивно грейзенизированным зонам кварцево-полевошпатовых пегматитов.

Касситерит второй генерации отмечен только в маломощной кварцево-полевошпатовой жиле. Спектральный анализом в нем установлены Ta, Nb — п; Zn — 0,п; Fe — 0,0п; Si, Al, Mg, Ca, Ti — 0,00п; Mn, Be — 0,000п.

Содержание в касситеритах незначительных количеств Si, Al, Mg, Ca можно объяснить наличием механических примесей — вростков, соответствующих жильных минералов. Остальные элементы присутствуют в виде изоморфных примесей. Наиболее существенные из них Fe, Mn, Nb, Ta, по-видимому, обуславливают окраску и электромагнитные свойства минерала. В зоне окисления касситерит изменяется, теряет блеск, переходит в рыхлый, пачкающий руки агрегат. Окисленные рыхлые кристаллы приурочены к трещиноватому обводненным поверхностным зонам; на горизонте штолен их нет.

Очевидно, касситерит развит в регионе шире, чем предполагалось. По данным спектральных анализов, олово обнаружено в рассеянном виде почти во всех породах палеозоя (в гранитах II фазы его содержание составляет 0,000п%; среднее содержание олова в гранодиоритах III фазы — 0,000п%; в лейкократовых гранитах IV фазы — 0,000п%) и в большинстве минералов пегматитовых жил в количествах, не превышающих сотые доли процента.

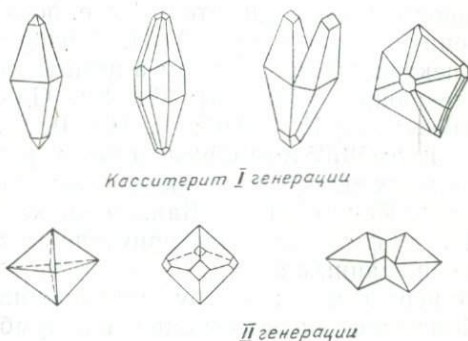


Рис. 35. Форма кристаллов касситерита.

Как видно из приведенных данных, образование касситерита в Западном Узбекистане связано не только с гидротермальным (Баймухамедов, 1951), но и с пегматитовым процессом.

Циматолит встречается в пегматитовых жилах; цвет светлозеленый, белый, пегматитовые прожилки (до 10 см) перерастают в светло-зеленую серебристую слюду.

Под микроскопом наблюдается агрегат альбита, часто тонко сдвойникованный. Иногда можно наблюдать простые двойники (карлсбадский закон). Срастания альбита с мусковитом напоминают типичный циматолит, т. е. псевдоморфозу по сподумену, отмеченную и описанную А. И. Гинзбургом для Калбинского хребта. Спектральным анализом в циматолите их пегматитов установлены следующие элементы: Be, Sn, Ga — 0,001; Mn — 0,01; Pb, Ti — 0,0001; Mg, Fe — 0,01; Si, Al — 0,1%.

Колумбит-танталиты широко распространены среди редкометальных аксессуарных минералов: встречаются во всех пегматитовых полях Южного Тянь-Шаня, а также в апогранитах данного региона. В пегматитовых телах приурочены к альбитизированным и грейзенизированным зонам. Содержание тантала и ниобия увеличивается от периферии к центру дифференцированных пегматитовых жил. Пластинчатая разновидность колумбита часто встречается в грейзенизированных зонах пегматитов.

Рентгенометрические данные колумбитов из пегматитов Кетменчи (Н. К. Джамалетдинов), Каратюбе (С. И. Ибадуллаев) приводятся в табл. 26.

В визуально обследованных пегматитовых телах Каратюбе колумбит-танталит отмечаются крайне редко в виде спорадических, весьма мелких (1—3 мм) вкраплений. Нами впервые замечен в 1954 г. в форме тонкопластинчатых индивидов среди кварца поздней генерации в альбитизированных участках пегматитовых жил Тахтакарача. Макроскопически колумбит смоляно-черного цвета с полуметаллическим блеском. Размеры зерен до 1×1,5 см, при толщине 2 мм; черта красновато-бурая; твердость 6; удельный вес 3,45. Минерал электромагнитен, хрупок. Спайность довольно ясная. Распределен в породе неравномерно. Ассоциирует преимущественно с альбитом, кварцем и мусковитом.

Гадолинит. Один из недостаточно изученных минералов пегматитовых полей Южного Тянь-Шаня. Впервые в Средней Азии обнаружен в гранитных массивах Е. И. Сморгачевым (1956).

Гадолинит отличается крупнораковистым изломом, стекляннным блеском, смоляно-черным (в тонких сколах бутылочно-зеленым) цветом. Подробные сведения о гадолините нами приводились в ранее опубликованной работе (Ибадуллаев, 1973). Поэтому здесь мы рассмотрим лишь дополнительные сведения, собранные нами в последние годы.

В гадолините и фюргюсоните отмечается повышенный фон радиоактивных элементов, которые распределяются главным образом каймой вокруг кристаллов этих минералов.

Рентгенометрический анализ колумбит-танталитов

К-К-15, -колум- нокла- стный из зирова- н-гматита иенчи	Сбр. К-25, колум- бит тонкопла- стчатый из альбит- зирова- нного пегма- тита Тахтакарача (Каратюбе), Ибадул- лаев, 1972		Обр. СК-К-15, тантало-колум- бит тонкопла- стчатый из альбит- зирова- нного пегматита Кетменчи		Обр. К-25, колум- бит тонкопла- стчатый из альбит- зирова- нного пегма- тита Тахтакарача (Каратюбе), Ибадул- лаев, 1972	
	d _{z/n}	J	J	d _{z/n}	J	d _{z/n}
	406	1	5	1,379	—	—
	3,66	—	3	1,311	—	—
	3,28	5	1	1,277	1	1,050
	2,99	10	—	—	—	—
	2,86	1	—	—	—	—
	—	1	—	—	1	1,098
	2,56	—	5	1,193	—	—
	2,50	5	—	—	—	—
	2,38	—	5	1,138	—	—
	2,21	—	1	1,125	—	—
	2,10	—	—	—	—	—
	1,963	1	—	—	—	—
	1,905	—	6	1,099	—	—
	1,835	—	3	1,099	—	—
	1,775	—	3ш	1,078	—	—
	1,740	—	—	—	—	—
	1,724	—	—	—	—	—
	—	1	5ш	1,036	—	—
	1,608	—	4ш	1,022	—	—
	1,544	—	—	—	—	—
	1,487	—	—	—	1	1,073
	1,459	—	—	—	—	—

адолинитах из отдельных пегматитовых тел набор редких эземельных элементов неодинаков. По суммарному содержанию группа преобладает над иттриевой. Однако иттрия з, чем церия (см. рис. 24).

матитовые расплавы-растворы с самого начала были обога-
редкими землями. В нашем случае кривая нагревания гадо-
(рис. 36) свидетельствует о резком экзотермическом эффек-
словленном, по-видимому, переходом минерала в кристалли-
состояние. При нагревании пробы до 200° С наблюдается

плавный эндотермический эффект, обусловленный, по-видимому, потерей воды, а до 635 и 760° С — два экзотермических эффекта.

По тесному срastанию гадолинитов с фергусонитом, а также сходным условиям выделения их можно отнести к единой температурной ступени процесса минерализации. Обогащенность вмещающих мелкозернистых биотитовых гранитов этими минералами указывает на генетическую связь керамических пегматитов с гранодиоритами второй интрузивной фазы магматизма региона. Вместе

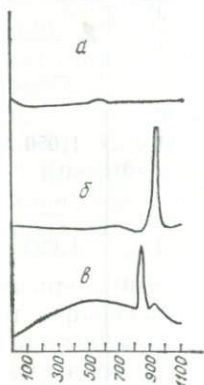


Рис. 36. Кривые нагревания гадолинита из пегматитов:

а — по В. П. Ивановой, 1961; б — по Е. И. Семенову, 1958; в — по С. И. Ибадуллаеву, 1972.

с тем, приуроченность минералов к блоковым и ядерным зонам пегматитов, связанных с гранодиоритами второй интрузивной фазы магматизма региона, их специфичные элементы-примеси свидетельствуют о высокотемпературном пневматолитово-гидротермальном этапе образования редкометального оруденения пегматитов.

Количественно-спектральным анализом в гадолинитах Западного Узбекистана установлены редкие и редкоземельные элементы (табл. 27, рис. 36).

В пегматитовом теле 95 коричневый гадолинит переходит в бурый, а в теле 2 — в светло-коричневый. По содержанию ниобия, тория и редкоземельных элементов гадолиниты из разных пегматитовых тел мало отличаются друг от друга. По составу все они относятся к иттриевой группе. Суммарное содержание цериевой группы 25,3—39,5%, иттриевой — 19,0—26,3%. Эти различия обусловлены широким изоморфизмом в анионной и катионной частях на базе одной структуры (по И. Т. Александровой и Г. А. Сидоренко). Отношение элементов иттриевой группы

от 0,50 до 1,04. Рентгенограммы образцов гадолинита приводятся в табл. 28.

Фергусонит. В пегматитах региона установлен нами в виде аксессуарной вкрапленности и мелких прожилков и скоплений в простых керамических пегматитах Зирабулакского поля в тесном срastании с гадолинитом. Позднее этот минерал нами был обнаружен в протолочных пробах Лолабулакского, Каратюбинского и других пегматитовых полей Западного Узбекистана.

В некоторых пегматитовых телах срastания фергусонита с гадолинитом настолько тесны и мелкие, что разделить эти минералы обычными методами довольно трудно. Изучавшиеся нами образцы фергусонита отобраны из проб блоковой кварц-полевошпатовой зоны пегматита, где он встречается совместно с гадолинитом и иногда с ксенотимом, пиритом и другими минералами.

Окраска фергусонита варьирует от бурой до медно-желтой, блеск смолистый, излом раковистый, в проходящем свете минерал желтовато-бурый, изотропный.

содержание редких и редкоземельных элементов в гадолинитах (вес. %)

Характеристика	Ce	Y	La	Su	Nd	Sm	Gd	Tb
Непрозрачный из мелких скоплений	16,3	18,7	7,9	1,2	8,1	2,3	3,3	0,6
Бурый, слабопрозрачный, ассоциирует с ксенотимом	17,1	13,4	8,1	1,1	7,8	1,8	3,6	0,3
Коричневый слабопрозрачный	12,3	15,4	6,6	0,3	6,1	2,1	2,1	0,1
Светло-коричневый, ассоциирует со всеми приведенными разновидностями	9,3	18,1	4,8	0,6	5,2	2,3	3,1	0,4

Продолжение таблицы 27

Характеристика	Dy	Ho	Er	Yb	Ln	ΣTR_{Ce}	ΣTR_y	$\frac{\Sigma TR_y}{\Sigma TR_{Ce}}$
Непрозрачный из мелких скоплений	4,3	0,1	1,2	0,8	0,1	39,1	25,8	0,66
Бурый, слабопрозрачный, ассоциирует с ксенотимом	4,1	—	0,8	0,4	—	39,5	19,0	0,50
Коричневый слабопрозрачный	2,6	—	2,3	1,4	—	28,5	21,8	0,74
Светло-коричневый, ассоциирует со всеми приведенными разновидностями	3,6	0,1	2,8	1,3	—	25,3	26,3	1,04

результаты химического анализа фергусонита (%) из керамических пегматитов Западного Узбекистана (Ибадуллаев, Палванов, удов, 1967): SiO_2 — 17,16, Al_2O_3 — 0,01, Fe_2O_3 не опр., FeO — 1,00, MgO — 0,3, MnO — 0,1, Ta_2O_5 — 13,90, Nb_2O_5 — 46,30, K_2O — не опр., сумма — 98,67.

Фергусонит из пегматитов Зирабулакского поля содержит (ΣTR_y — 95,97% от общего количества).

селиит. Широко распространен в контактовых зонах пегматито-

Рентгенограммы образцов гадолиния

Гадолиний (проба А-1)		Эталон		Гадолиний (проба А-2)		Эталон		Гадолиний (проба А-3)		Эталон		Гадолиний (проба А-5)		Эталон		Гадолиний (проба А-7)		Эталон		Гадолиний (проба Б-1)	
J	d _{a/n}	J	d _{a/n}	J	d _{a/n}	J	d _{a/n}	J	d _{a/n}	J	d _{a/n}	J	d _{a/n}	J	d _{a/n}	J	d _{a/n}	J	d _{a/n}	J	d _{a/n}
5	4,8	7	4,7	2	4,7	7	4,7	5	4,7	7	4,7	5	3,4	3	3,41	7	3,4	3	3,41	3	4,7
2	3,4	3	3,41	10	3,4	3	3,41	2	3,4	3	3,41	6	3,1	10	3,12	7	3,1	10	3,12	4	3,4
9	3,19	10	3,12	8	3,11	10	3,12	10	3,1	10	3,12	9	2,83	10	2,83	10	2,85	10	2,83	10	3,1
4	2,87	10	2,83	9	2,82	10	2,83	10	2,85	10	2,83	10	2,56	8	2,56	8	2,56	8	2,56	10	2,83
1	2,70	—	—	10	2,56	8	2,56	10	2,58	10	2,56	1	2,44	1	2,46	3	2,38	4	2,37	8	2,56
9	2,55	8	2,56	1	2,44	—	—	1	2,46	—	—	2	2,38	4	2,37	1	2,24	5	2,20	3	2,36
3	2,39	4	2,37	1	2,36	4	2,37	1	2,36	4	2,37	3	2,23	5	2,20	2	2,02	3	2,04	3	2,25
8	2,22	5	2,20	2	2,26	5	2,20	1	2,26	—	—	2	2,05	3	2,04	7	1,978	6	1,964	4	2,21
2	2,07	3	2,04	2	2,13	—	—	3	2,21	5	2,20	4	1,978	6	1,964	6	1,885	7	1,861	1	2,05
3	1,962	6	1,964	2	2,03	3	2,04	1	2,04	3	2,04	3	1,885	7	1,861	8	1,775	6	1,771	4	1,962
5	1,885	7	1,861	4	1,969	6	1,964	4	1,962	6	1,964	7	1,788	6	1,771	4	1,655	8	1,661	7	1,683
8	1,768	6	1,771	5	1,863	8	1,861	6	1,878	8	1,861	3	1,655	8	1,661	2	1,661	2	1,567	8	1,762
10	1,661	8	1,661	10	1,762	6	1,771	6	1,775	6	1,771	3	1,513	6	1,567	2	1,436	5	1,442	9	1,661
2	1,573	6	1,567	2	1,725	—	—	7	1,667	8	1,661	4	1,425	5	1,442	—	—	—	—	3	1,563
3	1,486	1	1,474	2	1,667	8	1,661	2	1,465	1	1,474	3	1,285	—	—	—	—	—	—	1	1,473
3	1,428	5	1,442	3	1,629	—	—	2	1,417	5	1,395	1	1,236	—	—	—	—	—	—	3	1,360
2	1,381	5	1,395	1	1,558	—	—	3	1,329	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,177
3	1,118	4	1,179	1	1,589	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	3	1,425	5	1,395	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
				3	1,283																

Условия съемки: Cu — излучение; D — 57,3 мм; d — 0,4 мм; напряжение — 30 кВ; сила тока — 24 мА; экспозиция — 1 час.

вых образований Каратюбе, Лолабулака и др. Цвет минерала слегка коричневый. Блеск жирный. По внешнему виду минерал очень похож на кварц. Величина зерен не превышает 0,2—0,4 мм.

ПРОЧИЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Разделяются на две группы: минералы ранней стадии пегматитообразования, во многом подобные «обычным» акцессорным минералам гранита (сфен, ильменит и т. п.), а также редко и весьма редко встречающиеся минералы постмагматической стадии, проявленной в пегматитовых телах. Эти деления свидетельствуют о возможности применения термина «акцессорные минералы» ко всем эндогенным породам, включая пегматиты. Из акцессорных минералов установлены сфен, ильменит, анатаз, рутил, графит, халькопирит, галенит, арсенопирит и др. Более подробная характеристика акцессорных минералов дана нами в предыдущей работе (Ибадуллаев, 1973).

Гипергенные минералы пегматитов. В настоящее время для Южного Тянь-Шаня выявлено более 25 минералов зоны гипергенеза: самородные элементы, окиси и гидроокислы, карбонаты, сульфаты, фосфаты, вторичные сульфаты и др. Однако для описываемого региона гипергенные минералы (халцедон, каолин, гипс, барит, кальцит, пиролюзит и др.) не имеют практической ценности, поэтому на их описании мы не останавливаемся.

ГЛАВА VIII. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ И РЕДКОЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАГМАТИЧЕСКИХ, ВУЛКАНОГЕННЫХ, ОСАДОЧНЫХ И ДРУГИХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАНИТОИДАХ

Из литературных источников известно о промышленных содержаниях в гранитоидах минералов редких элементов — имеются в виду выветрелые биотитовые граниты плато Джос в Нигерии (Солодов, 1954). Количество колумбита в этих гранитоидах достигает 3,7 кг/т. В Индии (штат Мадрас) имеются своеобразные ураноносные граниты, содержащие до 40 кг/т урановых минералов. Таким образом, гранитоиды иногда можно рассматривать в качестве потенциального генетического типа месторождений редких элементов.

Несмотря на широкое распространение гранитоидов в Южно-Тяньшаньской геосинклинали, их минеральный состав (особенно в части минералов редких — Be, Nb, Ta, редкоземельных — ΣTR и редкощелочных — Li, Rb, Cs и других элементов) изучен недостаточно.

И. Х. Хамрабаев (1969) на основании результатов исследования отдельных гранитоидных массивов высказал предположение о возможности небольшого скопления тантала и ниобия в биотитовых гранитах (III фаза), а также апогранитах Западного Узбекистана и Чаткальской подзоны.

В 1968—1973 гг. в процессе изучения региональных закономерностей размещения редкометалльных апогранитов Южного Тянь-Шаня (Каратюбе-Лолабулак, Зирабулак и Западный Гиссар) нами было установлено, что некоторые минералы, считавшиеся ранее аксессуарными (колумбит, танталит, циркон, ортит, ильменорутит, блонстрандит) и редкоземельными (фергусонит, гадолинит, бастнезит, флюоцерит, эвксонит), встречаются в биотитовых гранитах (III фаза интрузий) Каратюбинского, Лолабулакского, Зирабулакского, Западно-Гиссарского интрузивов довольно часто. Макси-

мальные скопления их отмечаются в альбит-грейзеновых зонах гранитоидов (апогранитах).

В отдельных апогранитовых массивах — Лолабулак, Западный Гиссар (Сутушар) — содержание указанных минералов в полтора-два раза выше, чем в пегматитах.

КАРАТЮБИНСКИЕ ГРАНИТОИДЫ

I фаза — состоит из плагиоклаза (23—63%), биотита — (25—26%), кварца (до 10), аксессуарных — сфена, апатита, циркона, магнетита, ильменита, монацита и др. (до 3%). Содержание редкощелочных элементов не превышает кларковых величин; эти элементы связаны главным образом с биотитом, в котором по данным пламенно-фотометрического анализа содержатся: Rb — 0,0п; Cs — 0,000п.

II фаза — наиболее распространенная, представлена главным образом порфировидными гранодиоритами. В ее составе — плагиоклазы № 3—20 (до 23—45%), решетчатый микроклин-пертит (от 11 до 28,5%), биотит (до 20%), кварц (12—31%), обыкновенная роговая обманка (до 5%), аксессуарные магнетит, апатит, ильменит, циркон и др. Среднее содержание в них Rb составляет 0,0п, Cs — 0,00п%. Параэлементарные отношения K/Rb и Rb/Cs равны соответственно 80 и 18 (среднее по шести пробам). В аплитях, связанных с гранодиоритами, количество Rb равно 0,0п, Cs — 0,00п%, K/Rb — 106, Rb/Cs — 41. Эти элементы связаны главным образом с биотитом и мусковитом, где их в 10 раз больше, чем в самой породе.

III фаза — двуслюдяные, биотитовые и другие граниты, состоящие из плагиоклаза (35—40%), калиевого полевого шпата (23—36%), кварца (до 35%), биотита и мусковита (до 3—10%), аксессуарных — апатита, ильменита, граната, турмалина, фергусонита, гадолинита и др. Среднее содержание (из четырех проб) в гранитах Rb составляет 0,0п; Cs — 0,00п%; K/Rb — 190; Rb/Cs — 50. Кроме того, в них отмечаются (z/t) Fe — 800—1300; B — 4500—9400. В пегматитах, связанных с гранитами III фазы, среднее содержание Rb равно 0,0п; Cs — 0,00п%; K/Rb — 133; Rb/Cs — 33; в грейзенизированных пегматитах оно резко увеличивается: Rb — 0,0п; Cs — 0,00п%; K/Rb — 83; Rb/Cs — 33.

IV фаза — андезиты и лейкократовые граниты. Состав (%): плагиоклаз — 15—20; микроклин-пертит — 35—40; биотит и мусковит — до 1; аксессуарные — турмалин, гранат, апатит, берилл и др. — 2. В аляскитах Rb содержится в среднем в количестве до 0,0п; Cs — 0,00п%, что в 5—7 раз больше, чем в гранитах, и в 10—15 раз больше, чем в гранодиоритах.

Степень распространенности минералов, а следовательно, и слагающих их элементов в пегматитах и альбит-грейзеновых типах пород (апогранитах) Южного Тянь-Шаня, вероятно, зависит от металлогенической специализации региона.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЩЕЛОЧНЫХ
ЭЛЕМЕНТОВ В ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ
ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ
КУРАМИНСКОЙ И БАЙСУНСКОЙ ЗОН *

Из всего многообразия вулканогенных формаций рубидий, цезий, литий изучены главным образом в формациях кислого и (ранее) среднего состава, характеристику которых приводим ниже.

Нижне-среднекарбонový андезито-дацитовый комплекс соответствует в Кураминской зоне акчинской и минбулакской свитам, в понимании Н. П. Васильковского (1952). Представлен андезитами, базальт-андезитами, дацитами, липаритами, образующими единый гомодромный ряд пород базальт-андезит-липаритовой серии, образовавшихся в орогенную стадию развития Кураминской зоны в субаэральных условиях. Возраст, определенный по К-Аг-методу, а также по палеофитологическим данным, соответствует верхам нижнего и низам среднего карбона (304 ± 306 млн. лет).

Средне-верхнекарбонový андезито-липаритовый комплекс соответствует надакской свите в Кураминской зоне и представлен андезитовыми порфирами, андезито-дацитами, липаритами. Значительную часть формации составляют вулcano-терригенные образования («вулканическая часть») — туфопесчаники, аргиллиты, глины и т. д.

Пермо-триасовый липаритовый комплекс наиболее широко распространен в Кураминской зоне и объединяет породы оясайской и кызылнуринской свит (Далимов, 1964). Главная часть его сложена различными по гранулометрическому составу породами: туфы, игнимбриты, лавобрекчии, туфолавы, обсидианы, лавы липаритов и их субвулканические и экструзивные эквиваленты: гранит-порфиры, липарит-порфиры и граносиенит-порфиры. Возраст комплекса колеблется от 260 до 240 млн. лет.

Нижнекарбонový липаритовый комплекс Байсунской зоны объединяет так называемую зойскую и вахшиварскую свиты в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, где локализуется в пределах наложенных на докембрийский субстрат изометрических вулcano-тектонических депрессий: Сурхантау-Даймалекской, Хандизинской, Чакчарской, Яккобагской и др. Породы комплекса сформировались в субмаринных, прибрежно-морских условиях. Возраст пород комплекса турне-визейский ($—310 \pm 10$ млн.) установлен по фауне брахиопод, кораллов и подтвержден данными абсолютного возраста.

Рассмотренный комплекс полифациален и образован породами эксплозивной (туфы, игнимбриты, туфовые турбидиты, агломераты), эффузивной (липариты, андезиты) и субвулканической фаций.

Рубидий в нижнекарбонovém комплексе Байсунской зоны присутствует во всех типах пород и распределен согласно нормаль-

* Обобщалось совместно с Т. Н. Далимовым.

Среднее содержание редкощелочных элементов в Байсунской зоне

Порода	Фация	n*	K	Na	Rb	Cs
Игнимбриты, туфы липаритов	Эксплозивная	43	2,13	1,52	0,0109	0,0013
Кварцевые порфиры	Субвулканическая	55	2,85	1,52	0,0081	0,0034

* Количество анализированных проб

ному закону. Среднее содержание его в целом по комплексу (исключая вулcano-терригенные образования) равно $1,2-0,8 \cdot 10^{-2}\%$ (табл. 29), т. е. в два раза ниже кларка рубидия в кислых породах, по А. П. Виноградову (1962). Вместе с тем для отдельных участков Юго-Западного Гиссара отмечается значительный разброс цифр. Так, в Южном Сурхантау, при среднем содержании рубидия в аполларитовых кератофирах первого импульса $0,009\%$ (ср. из 61) концентрация его в отдельных пробах изменяется от $0,0047$ до $0,0112\%$, в кварцевых кератофирах (второй импульс) — от $0,0068$ до $0,0032$, в кварцевых порфирах третьего импульса — от $0,0012$ до $0,021$.

Анализ содержания рубидия в кварцевых порфирах многих массивов (Ширтский, Дибалинский и др.) показывает, что в телах ур. Ходжирбулак он накапливается преимущественно в количестве $0,0135$ при амплитуде колебания от $0,01$ до $0,021\%$. В целом средняя концентрация его для субвулканических образований данного района составляет $0,9 \cdot 10^{-2}\%$. Аналогичный порядок цифр наблюдается и для покровных образований (табл. 28). Диапазон вариаций в породах экструзивной фации — $0,0093-0,0154\%$ (ср. $0,0123$), в eksploзивной — $0,031-0,0371$ ($0,0137\%$). Среднее содержание рубидия в эффузивах равно $0,0123\%$. Приведенные усредненные значения как по отдельным разновидностям, так и в целом для субвулканических и эффузивных пород данного района, обычно в $1,3-2,2$ раза ниже его кларка ($0,02\%$) и в $1,6-3$ раза ниже средних данных ($0,025\%$) для гранитов СССР (Сажина, 1969).

Несколько иначе распределен рубидий в разновозрастных породах Яккобагского хребта и в северной части хр. Байсунтау. В отложениях этого региона среднее содержание его несколько возрастает — $1,33-1,50 \cdot 10^{-2}\%$. В липаритовом комплексе Хандизы оно равно $1,38-1,45 \cdot 10^{-2}\%$. Ниже рассматриваем содержание рубидия в субвулканических и экструзивных образованиях. Прежде всего необходимо указать, что от ранних импульсов вулканизма (представленных андезитовыми порфирами и дацитами) к заключительным содержание рубидия растет в следующей последовательности: $1,43 \cdot 10^{-2} \rightarrow 1,46 \cdot 10^{-2}$ (кв. кератофиры) $\rightarrow 1,59 \cdot 10^{-2}\%$ (гранит-порфиры) $\rightarrow 1,89 \cdot 10^{-2} \rightarrow$ (экструзивные липариты) $2,2 \cdot 10^{-2}\%$ (сферолито-

вые порфиры). Несмотря на то, что оно ниже кларка, отчетливо видно накопление этого элемента в заключительных импульсах вулканической деятельности.

В глубоко вскрытых эрозией массивах (Ширтский, Кызылдарьинский и др.) содержание Rb изменяется по вертикали. Так, русло р. Кызылдарьи вскрыло Кызылдарьинский массив на 900×900 м. В прирусловой части реки породы представлены хорошо раскристаллизованными гранит-порфирами, в которых содержание Rb равно $2,53 \cdot 10^{-2}$ (ср. из 14 анализов), в средней части этого вертикального разреза, состоящего из кварцевых порфиров и фельзит-порфиров — $2,87 \cdot 10^{-2}\%$ (ср. из 38). Рост рубидия, связанного с калием, обусловлен процессами эманационной дифференциации. Однако, в породах, подвергнутых вторичным изменениям, особенно хлоритизации и эпидотизации, что характерно для Готхакинского и Зойского массивов, вертикальная зональность в распределении Rb менее отчетлива. Так, в Готхакинском, Дибалинском, Аксуйском и Бадавинском массивах среднее содержание его в гранит-порфирах равно $2,23 \cdot 10^{-2}\%$, а в апикальных частях этих массивов, представленных кварцевыми порфирами, флюидалными липаритами — $1,28-1,15 \cdot 10^{-2}\%$. Таким образом, вторичные изменения в породах, обусловленные выносом щелочных элементов, особенно калия, резко сказываются и на содержании рубидия в породах.

В взрывчатой фации (туфы, туфовые турбидиты, игнимбриты и др.) в распределении рубидия также наблюдается ряд особенностей. Среднее содержание Rb в породах, сформировавшихся в подводных условиях (туфы, туфопеллиты, туфовые и др.), несколько ниже кларка — $1,3-1,46 \cdot 10^{-2}\%$, в игнимбритах — $2,2-1,6 \cdot 10^{-2}\%$.

Отношение K к Rb в субвулканических породах района колеблется от 110 до 760. Усредненное значение его в ранних кварцевых кератофирах равно 232—213, кварцевых порфирах — 292, в целом для субвулканических интрузий — 262.

Среднее содержание рубидия в среднекарбовом комплексе — $1,36 \cdot 10^{-2}\%$ (ср. из 49 анализов). По отдельным типам пород рубидий распределяется следующим образом: взрывчатая фация (туфы, туфолавы, игнимбриты липаритов и дацитов) — $1,96 \cdot 10^{-2}\%$, эффузивная (андезитовые порфиры, андезит-дацитовые порфиры) — $1,21 \cdot 10^{-2}$, субвулканическая (дацитовые порфиры) — $1,15 \cdot 10^{-2}\%$.

В разрезах покровной части комплекса наблюдается отчетливое увеличение содержаний рубидия от основания к верхам ($0,5-0,7 \cdot 10^{-2}-1,8 \cdot 10^{-2}\%$). Это в первую очередь связано с понижением основности пород и увеличением в них концентраций калия. Интересно было сравнить содержание рубидия в однотипных породах, расположенных в различных частях разреза. Так, в андезитовых порфиритах из нижних частей содержание Rb равно $0,3-0,5 \cdot 10^{-2}\%$, в средних — $1,2-1,4 \cdot 10^{-2}\%$, в верхних — $2,1-2,0 \cdot 10^{-2}\%$. Таким образом, намечаются миграция и накопление рубидия в сравнительно молодых отложениях.

Среднее содержание этого элемента в андезито-дацитовых, липаритовых порфирах равно $1,84 \cdot 10^{-2}\%$. По фациям вулканитов рубидий распределяется так: эксплозивная — $2,38 \cdot 10^{-2}\%$, эффузивная — $2,0 \cdot 10^{-2}\%$, субвулканическая — $1,7-1,8 \cdot 10^{-2}\%$.

Среднее содержание рубидия в породах пермо-триасового комплекса в два раза выше кларка ($3,7-4,0 \cdot 10^{-2}\%$). Как видно из табл. 68, по фациям вулканитов данного комплекса Rb распределяется в следующей последовательности: эксплозивная — $4,83 \cdot 10^{-2}\%$ (ср. из 62), эффузивная — $4,64 \cdot 10^{-2}$ (ср. из 13), субвулканическая — $3,67 \cdot 10^{-2}\%$ (ср. из 19). Характерно, что внутри отдельных субвулканических интрузий количество его увеличивается от наиболее эродированных частей массива к апикальным так же, как в Байсунской зоне: в Бабайтагском массиве — $2,5 \cdot 10^{-2}\%$ (ср. из 18 проб), в данной части — $3,2 \cdot 10^{-2}\%$ (ср. из 16 проб), в средней апикальной $4,6 \cdot 10^{-2}\%$ (ср. из 16 проб). Максимального содержания рубидий достигает в сферолоидах — $5,9-5,7 \cdot 10^{-2}\%$.

Характерно распределение рубидия в отдельных потоках и покровах. В маломощных покровах липаритовых лав оно увеличивается от основания потоков ($-2,7 \cdot 10^{-2}\%$) к центру ($3,8-4,0 \cdot 10^{-2}\%$) и резко уменьшается в верхней части ($1,8-1,5 \cdot 10^{-2}\%$). В сравнительно мощных потоках сферолоидных лав поведение рубидия несколько иное. Распределение Rb в потоках лав (Мараксай пр. борт р. Ахангарана) приведено ниже.

K	Rb $0,10^{-2}\%$	F	Часть потока
2,5	2,8	0,022	Основание (ср. из 4)
2,6	3,0	0,027	Средняя (ср. из 4)
3,0	3,2	0,029	То же (ср. из 3)
3,02	3,8	0,032	
3,5	4,8	0,042	
3,5	4,9	0,049	Верхняя (ср. из 12)

Можно предположить связь рубидия с фтором, накапливающимся в центральных частях сферолоидов (Воловиков, 1958; Далимов, 1965).

Цезий* обнаружен во всех анализированных породах нижнекарбонového комплекса, но распределяется в субвулканической ($0,00-0,89 \cdot 10^{-3}\%$) и эффузивной ($0,09-1,10 \cdot 10^{-3}\%$) фациях неравномерно. В субвулканических аполипаритовых кварцевых кератофирах (γ 1—2) Бахчиварского массива среднее его значение равно $0,43 \cdot 10^{-3}$ и $0,45 \cdot 10^{-3}\%$, при диапазоне колебаний — $0,39-0,49 \cdot 10^{-3}\%$. По отдельным субвулканическим телам Cs распределяется следующим образом: в кварцевых порфирах Зирваровского массива — $0,64 \cdot 10^{-3}$, пределы его изменений — $0,14-0,89 \cdot 10^{-3}$;

* По цезию и литию данные Т. М. Мацокиной и др. (1975).

в ур. Малянгур $0,35 \cdot 10^{-3}$ больше, чем в Дибалинском ($0,26 \cdot 10^{-3}\%$) и ур. Ходжирбулак ($0,15 \cdot 10^{-3}\%$). Это вполне согласуется с распределением в них рубидия и калия.

Концентрация цезия увеличивается от субвулканических кварцевых порфиров ($0,34 \cdot 10^{-3}$) к кварцевым кератофирам ($0,45 \cdot 10^{-3}\%$), а в эффузивах — от туфов кварцевых порфиров ($0,21 \cdot 10^{-3}\%$), через игнимбриты ($0,36 \cdot 10^{-3}\%$) к экструзивным аналогам ($0,56 \cdot 10^{-3}\%$). В целом усредненная величина цезия для эффузивов равна $0,37 \cdot 10^{-3}\%$.

В средне- и средне-верхнекарбонovém комплексах концентрации цезия незначительны ($0,7—2,0 \cdot 10^{-3}\%$). При сравнении средних содержаний цезия в карбонových и пермо-триасовых комплексах устанавливается накопление его в более молодых в следующей последовательности: ($0,3—0,4$) $10^{-3}\%$ (ср. из 24 проб) для $C_2 \rightarrow$ ($0,5—1,1$) $10^{-3}\%$ (ср. из 36 проб) для $C_{2-3} \rightarrow$ ($1—1,5$) $10^{-3}\%$ (ср. из 29 проб) для $P_2—T_1$.

В пермо-триасовом гранит-липаритовом комплексе содержание цезия выше кларка. Наблюдается довольно отчетливо выраженная тенденция увеличения его от продуктов взрывной фации, представленной игнимбритами различными туфами ($0,0013\%$), к эффузивным образованиям ($0,0017\%$); максимума цезий достигает в субвулканических, малоглубинных интрузиях ($0,0023\%$). Это, возможно, связано с быстрым рассеянием его в приповерхностных и поверхностных условиях, когда он выносится вместе с вулканическими эксгаляциями (F, S, Cl, B) и может концентрироваться лишь при наличии благоприятных условий. Накопление цезия происходит в так называемых углисто-глинистых породах основания липаритового комплекса, в которых содержание его достигает $0,03—0,02\%$. Вероятнее всего, глины адсорбируют редкие щелочи и фтор, так как содержания их в данных породах резко завышены.

В этих породах цезий и рубидий ведут себя по-разному, что позволяет усомниться в универсальности их парагенетической связи.

Литий. В рассматриваемых образованиях нижнекарбонového комплекса Li распределяется неравномерно. Среднее количество его изменяется от $1,62 \cdot 10^{-3}$ в эффузивной до $2,59 \cdot 10^{-3}\%$ в субвулканической фации, что ниже кларковых величин для кислых пород. Поведение Li соответствует поведению Mg и Fe^{++} , с которыми он связан генетически. В целом по комплексу концентрация Li в субвулканических и покровных фациях соответственно в 1,5 и 2,5 раза ниже кларка его для кислых пород ($4 \cdot 10^{-3}\%$).

Среднекарбонový и верхне-среднекарбонový комплексы характеризуются незначительным содержанием лития. В первом количестве его увеличивается от пирокластов к лавам (от $1,8 \cdot 10^{-3}$ до $2,8 \cdot 10^{-3}\%$) и в среднем по комплексу составляет $2,2 \cdot 10^{-3}\%$; а во втором — от пирокластов ($1 \cdot 10^{-3}\%$) к вулканогенно-осадочным образованиям ($3,3 \cdot 10^{-3}\%$). Из-за недостаточного количества анализов считать эту зависимость доказанной пока нельзя.

Отложениям пермо-триасового комплекса свойственно содержа-

ние лития, равное $1,48 \cdot 10^{-3}\%$, что ниже кларка. Обнаруживаются следующие особенности его распределения. В субвулканических телах (Бабатагский, Самгарский, Кызылнуринский) литий уменьшается от апикальных частей массивов к наиболее эродированным участкам от $0,8 \cdot 10^{-3}$ (ср. из 21 анализа) до $2,1-2,3 \cdot 10^{-3}\%$ (ср. из 18 анализов). Возможно, это обусловлено тем, что литий связан с магнием, содержащимся в биотите, количество которого в глубинных частях интрузий увеличивается до 11—15%. В отдельных крупных потоках и покровах литий накапливается в центральных их частях.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ И РАССОЛАХ

При исследовании перспективных типов месторождений редкощелочных элементов на территории Узбекистана нами изучались и соленосные и связанные с ними рассолы. Как известно, в ГДР осуществляется промышленное извлечение рубидия и цезия из карналлитов Цехштейна (Степанов, 1960 и др.), а в Калифорнии — лития из рассолов оз. Серис (Коган, 1959; Бойко, 1964 и др.). Высокие концентрации лития, а также ощутимые содержания рубидия и цезия приурочены к отложениям триаса и юры в провинции Сычуань КНР (Габелко, 1961). Имеются сведения о том, что, если бы из природных рассолов извлекался только хлористый натрий, они не выдержали бы конкуренции с другими источниками соли (Бейтс, 1965).

В соленосных отложениях Средней Азии в отношении редкощелочных элементов (рубидий и цезий) представляют интерес только калиеносные породы верхнеюрской галогенной формации. Выявлена повышенная литиеносность вод меловых и галогенных образований (Грудский, 1964). Установлено, что наибольшее значение имеют седиментационные рассолы высокой концентрации, генетически связанные с верхнеюрской галогенной формацией (Попов, 1967). Дополнительные сведения о редких щелочах, располагающихся в соляной толще этой формации, были получены сотрудниками Института химии АН УзССР (Набиев, Осичкина и др., 1972) и Ростовского государственного университета (Седлецкий, Деревян, 1970, 1971; и др.).

Ниже рассматривается распределение лития, рубидия и цезия только в отложениях верхнеюрской галогенной формации, развитой на территории юга Средней Азии (Попов, 1968).

Определенный интерес представляют полученные нами данные по литиеносности рассолов, генетически связанных с галогенной формацией, а также по содержанию в них рубидия и цезия в водах, которые до последнего времени изучались слабо.

Литий в чистых солях присутствует в весьма малых количествах ($0,000n\%$ и менее). В результате экспериментальных работ выявлено, что в кристаллическую решетку солей он изоморфно не

входит. Количество его обусловлено включениями рассолов, которые при кристаллизации солей обогащаются этим компонентом, а также гетерогенными примесями, главным образом глинистых минералов. Как показывают результаты проведенных исследований, глинистые минералы, преимущественно гидрослюды, представленные иллитом, содержат тем больше редкощелочных элементов, чем выше концентрация рассолов, в которых происходит седиментация.

В ангидритах литий обнаруживается в большинстве проанализированных проб (от 0,000п до 0,00п, реже до 0,0п%). Содержание его здесь обычно ниже кларкового (0,0065%, по А. П. Виноградову). Однако в отдельных горизонтах ангидритов (кремневидные разности с повышенными концентрациями кремнезема и, как правило, с данбуритовой минерализацией) оно варьирует от 0,00п до 0,000п%, значительно превышая среднее содержание в земной коре. По-видимому, это обусловлено сорбционными процессами.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что некоторая часть лития выводится из рассолов солеродного бассейна уже на первой стадии галогенеза.

В галите и сильвине литий обнаруживается редко. Концентрация его не превышает 0,00п%. В каменной и калийных солях, где много сильвина, он распределяется неравномерно. Частота встречаемости элемента невысокая. Содержание его (до 0,00п—0,000п%) определяется количеством глинистого материала, который в каменной соли и сильвинитах встречается редко (до 0,00п%). В глинистой фракции менее 0,001 мм, состоящей в основном из гидрослюд, среднее содержание лития равно 0,00п%, в кислотнонерастворимом (10%-ном HCl) остатке каменной соли Тюбегатана — 0,0п%.

Частота встречаемости лития в карналлитах низкая. Однако в некоторых из них концентрации его достигают 0,00п—0,00п%. Например, он обнаружен в трех (содержание 0,00п—0,00п%) из семи проанализированных керновых проб скважины 545 (Гаурдак). Наличие лития (до 0,00п%) в магнезитах из солевых пород связано, очевидно, с изоморфным замещением им магния. Аналогичное замещение могло бы наблюдаться и в карналлитах, однако в них повышенные концентрации лития отмечаются редко. В связи с этим необходимо дополнительно изучить закономерности размещения его в карналлитах.

Фактический материал по геохимии лития в соленосных отложениях, хорошо согласующийся с экспериментальными данными, свидетельствует о том, что прогрессирующее накопление лития в них происходит по мере концентрации межкристалльных рассолов.

Рубидий в ангидритах присутствует почти постоянно (от 0,000п до 0,00п%), в галитах обнаруживается редко (менее 0,000п%). Содержание его в каменной соли колеблется от 0,00п—0,000п до 0,0п%. Повышенные концентрации прирочены к разновидностям каменной соли, обогащенным минералами глин. В тон-

кой фракции соляных глин и галопелитов содержание рубидия составляет 0,0п%. В нижней части верхнеюрской толщи каменной соли при чувствительности метода 0,0001% он, как правило, не обнаруживается. Это объясняется меньшим количеством гетерогенных примесей, а также низкой концентрацией рубидия в рассолах.

В процессе сгущения океанической воды, содержащей $1,2 \cdot 10^{-5}\%$ рубидия (Гольдберг, 1963), происходит его интенсивное накопление в рассолах. В твердую фазу солей он переходит при значительной концентрации рассолов. Согласно экспериментальным данным (Кадынина, Аношина, 1962; и др.) коэффициент распределения рубидия между твердой и жидкой фазами для сильвина и карналлита равен 1. Следовательно, при кристаллизации сильвина рубидий частично переходит в твердую фазу, однако и в жидкой фазе концентрация его продолжает увеличиваться. При кристаллизации карналлита рубидий накапливается преимущественно в твердой фазе, а содержание его в рассолах снижается.

В сильвине содержание рубидия варьирует от 0,00п—0,00п до 0,00п—0,0п%. В сильвинитовых породах в Гиссарском калиеносном бассейне наблюдаются заметные колебания его не только в различных месторождениях, но и в пределах одного и того же соленосного горизонта. Среднее содержание его составляет 0,00168 и 0,0125% соответственно, т. е. отличается на один порядок. В бескарналлитовых сильвинитах оно зависит непосредственно от концентраций в породе калия.

Среднее содержание рубидия в калийном горизонте месторождения Акташ равно 0,00п (Попов, и др., 1962; Набиев, Осичкина и др., 1972) в окузбулакских сильвинитах — 0,000п—0,00п (Ефименко, Азарова, 1960) и 0,000п—0,00п% (Седлецкий, Деревягин, 1970). В среднем по 23 пробам здесь оно равно 0,00п%. Такие же низкие концентрации рубидия характерны для сильвинитов Кугитангской площади (от 0,000п до 0,00п%; среднее из 45 проб — 0,00п%), близкие значения получены и для Гаурдакского месторождения, на Кириюкском среднее содержание рубидия составляет 0,00п% (по 267 пробам при содержаниях от 0,00п до 0,0п).

Приуроченность сильвинитов с повышенными концентрациями рубидия к участкам наиболее интенсивного конседиментационного прогибания свидетельствует о том, что накопление тяжелых элементов в солях подчиняется общим закономерностям формирования калийных отложений — миграции тяжелых рассолов в наиболее погруженные участки солеродного бассейна. Распределение редких щелочей в солях обусловлено температурным и другими факторами.

Среднее содержание рубидия в сильвинитах Гиссарского калиеносного бассейна — 0,00п, в сильвинитовых карналлитах — 0,00п; карналлитах — 0,0п (Седлецкий, Деревягин, 1970). Таким образом, основным минералом-носителем рубидия в соленосных отложениях является карналлит.

В карналлитах из Гаурдакского и Кызылмазарского месторож-

дений в большинстве проанализированных проб количество рубидия колеблется от 0,00п до 0,0п%. Для карналлитов Карлинского месторождения, как и для сильвинитов, характерно более высокое содержание рубидия — от 0,00п до 0,0п% (среднее из 39 проб — 0,0п%).

Из приведенных данных видно, что при концентрации вод до осаждения карналлита содержание рубидия увеличивается, в то время как после кристаллизации карналлита в эвтектических рассолах — уменьшается.

Цезий. В связи с большим сходством физических и химических свойств цезия и рубидия распределение их в соленосных отложениях, казалось бы, должно быть аналогичным. Однако в результате сочетания некоторых факторов цезий рассеивается больше, чем рубидий; значительно меньшая распространенность его в природе — 0,00037% (Виноградов, 1962); высокая сорбционная способность глины по отношению к цезию (в тонкой глинистой фракции содержание его составляет 0,0028—0,0043%, в каменной соли не превышает 0,0001%, в некоторых карналлитах — до 0,0002%). Соли, обогащенные глинами, характеризуются повышенным содержанием цезия (0,0002—0,0025%). Таким образом, сорбционные процессы и первоначально низкое содержание цезия в океанической воде — 0,0005 мг/л, или $2 \cdot 10^{-7}\%$ (Гольдберг, 1963) — не способствуют его накоплению в рассолах. Более того, в период кристаллизации последних, очевидно, дают о себе знать более существенные различия между параметрами ионов цезия и калия, чем рубидия и калия. В результате экспериментальных исследований в 1971 г. мы установили, что для карналлита коэффициент распределения рубидия между твердой и жидкой фазами (I_{Rb}) > 1 , а для цезия (I_{Cs}) < 1 , т. е. кристаллизующийся из раствора карналлит обогащается рубидием, а остаточная рапа — цезием.

На количественное распределение указанных элементов в солевых отложениях иногда влияют температура, равновесие ионов, отношение K/Mg и др. Так, в карналлите с увеличением температуры содержание Rb и Cs уменьшается, а в сильвине возрастает.

Совокупность природных процессов, рассмотренных выше, обуславливает низкое содержание цезия в карналлитах и невозможность накопления его в относительно больших количествах в рассолах.

В связи с тем, что при осаждении солей из солеродного бассейна в твердую фазу выводится только незначительная часть редких и рассеянных элементов, последние концентрируются в метакристаллических рассолах. Наряду с калием и магнием, в них накапливаются многие редкие и рассеянные элементы, в том числе литий, рубидий и цезий. Однако, если литиеносность рассолов и подземных вод Средней Азии в какой-то мере изучена, то работы по определению содержания рубидия и цезия до последнего времени практически не велись.

В последнее время нами детально изучены рассолы из скв. Па-

мук (Ибадуллаев, Попов, Габелко, 1973). Они характеризуются следующими формулами:

$$\text{проба 1} - M_{468} \frac{Cl_{100}}{(Na_{25} + K_{23})_{48} Ca_{27} Mg_{25}},$$

$$\text{проба 2} - M_{168} \frac{Cl_{100}}{(Na_{25} + K_{23})_{48} Ca_{26} Mg_{25}},$$

$$\text{проба 3} - M_{420} \frac{Cl_{100}}{(Na_{25} + K_{17})_{42} Ca_{30} Mg_{28}}.$$

Содержание иона HSO_3 в этих пробах составляет 338—403 мг/г. Ниже приводятся концентрации (мг/л) в них редкощелочных элементов.

Проба	K	Rb	Cs
1	72 000	35,48	1,13
2	72 000	45,54	1,69
3	486 000	36,39	0,94

Несмотря на большое количество работ по геохимии подобных рассолов, условия их образования до конца не выяснены. По высоким калий-бромным $\left(\frac{K}{Br}\right)$ и калий-хромным $\left(\frac{K \cdot 10^3}{Cl}\right)$ отношениям, значения которых в пробах равны 51,8—53,4 и 248,4—260,3, их следует отнести к рассолам выщелачивания. Однако низкое (0,24—0,25) натрий-хлорное отношение $\left(\frac{\Sigma Na}{\Sigma Cl}\right)$ свидетельствует о том, что залежи калийных солей размывались седиментационными рассолами, захороненными на стадии осаждения галита, и позже метаморфизовались. Для них характерно также низкое бром-хлорное отношение $\left(\frac{Br \cdot 10^3}{Cl}\right)$ — 4,8—5,4.

Следует остановиться на результатах исследования сухих озер, возникающих в понижениях рельефа и эоловых песках при самоизлипании рассолов. Установлено, что на небольших возвышенностях (гривках) кристаллизуются соли, состоящие преимущественно из галита, в то время как в понижениях образуются соли смешанного галит-сильвинового состава (Ибадуллаев и др., 1973). При изучении соляных пород и соляных озер выявлены крайне низкие концентрации в них редких и рассеянных элементов, особенно стронция, лития, бора, иода, рубидия (часть последнего входит в состав сильвина). При сопоставлении содержания редких щелочей в сухом остатке, полученном при полном выпаривании рассола в лабораторных условиях (табл. 30), и солей, взятых из сухого озера (табл. 31), обнаружено, что из рассолов первым выпадает галит, затем сильвин; остаточные рассолы хлор-кальциево-магниевого состава, обогащенные редкими и рассеянными элементами, проникают в эоловые пески. Следовательно, для хранения самоизлипающихся рассолов необходимы более надежные емкости.

Как известно (Валяшко, 1963; Попов и др., 1967), обогащение

Таблица 30

**Результаты анализа сухих остатков
проб рассола**

Номер входящий	Номер пробы	Rb ₂ O	Cs ₂ O
65789	1	0,0083	0,0002
65790	2	0,0080	0,0003
65791	3	0,0080	0,0003
65791	3	0,0079	0,0002

Таблица 31

Результаты анализа солей из сухого озера

Лабора- торный	Номер пробы	Содержание воздушно-сухого вещества		
		Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O
67146	2	0,0013	0,0025	0,0002
67147	1	0,0050	0,0026	0,0002
67148	3	0,0070	0,0038	0,0002
67149	4	0,0010	0,0040	0,0002
67150	5	0,0017	0,0027	0,0002
67151	5а	0,0050	0,0030	0,0002
67152	9	0,0009	0,0018	0,0002
67153	12	0,0033	0,0025	0,0002
67154	11	0,0025	0,0023	0,0002
67155	13	0,0009	0,0002	0,0002

редкими и рассеянными элементами характерно для седиментационных рассолов, тогда как рассолы выщелачивания ими бедны. Это подтверждается новыми материалами исследований, полученными на месторождениях калийных солей Ходжикан и каменной соли Ходжамумын (Таджикская депрессия). При этом обращает на себя внимание более высокое содержание лития в рассолах Ходжамумына. Значительные концентрации редкощелочных элементов свойственны рассолу выщелачивания источника Пушион (табл. 32, 33), а также подземным водам палеогеновых отложений площади Кызылсу (Кулябский район, ТаджССР). Содержание калия здесь в 2—5 раз меньше, чем в рассолах месторождения Ходжикан.

Указанные различия обусловлены, по-видимому, двумя факто-

Состав рассолов выщелачивания и седиментационных вод

Номер пробы	Местонахождение	Удельн. вес	Содержание, мг/л				
			Na ⁺	K ⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Rb ⁺
21-б	Ходжаикан, источник	1,197	131242	5000	9997	1443	Сл.
34-а	Ходжамумын	1,194	124134	1009	219	1673	»
331	Пушион, источник	1,261	84029	3009	1700	12020	8,70
330	Кызылсу (скв. 1, самоизливающаяся)	0,0723	42004	1000	1090	4310	2,90
332	Куруксай (скв. 2, инт. 3157—3340, горизонт XV-а XVI)	1,102	51123	800	1220	8820	16,87
340	Памук (скв. 17, инт. 2810—2807, горизонт XV-а риф.)	1,706	42094	450	610	4210	2,44

Номер пробы	Местонахождение	Удельн. вес	Содержание, мг/л				
			Cs ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	Br ⁻
21-б	Ходжаикан, источник	1,197	Сл.	209200	4201	30	31,17
34-а	Ходжамумын	1,194	»	193200	3662	24	12,86
331	Пушион, источник	1,261	1,80	157800	848	101	67,40
330	Кызылсу (скв. 1, самоизливающаяся)	0,0723	Сл.	74400	2411	476	52,60
332	Куруксай (скв. 2, инт. 3158—3340, горизонт XV-а XVI)	1,102	Не обн.	97500	1404	396	211,16
349	Памук (скв. 17, инт. 2810-2807, горизонт XV-а риф.)	1,706	2,44	70900	788	575	Не обн.

Гидрохимический состав солей из источника Кызылсу, мг/л

$\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}}$	$\frac{\Sigma \text{Mg}^{++}}{\Sigma \text{Cl}^-}$	$\frac{\Sigma \text{Na}^+}{\Sigma \text{Cl}^-}$	$\frac{\text{K}^+ \cdot 10^3}{\text{Cl}^-}$	$\frac{\text{K}^+}{\text{Br}^-}$	$\frac{\text{K}^+ \cdot 10^3}{\Sigma \text{солей}}$	Сухой остаток	Вычисленная	Содержание H_2S , мг/л	Температура, °C	$\frac{\text{pH}}{h} \text{ (r-H}_2\text{)}$
0,15	0,01	0,97	23,9	160,41	14,2	363100	352116	Нет		$\frac{6,4}{-}$
0,07	—	0,99	5,22	78,46	3,11	336820	323961	»		$\frac{6,2}{-}$
0,43	0,16	0,82	19,07	44,64	11,59	267100	259517	172	18	$\frac{6,6}{-275} (10,8)$
0,71	0,12	0,87	13,44	19,01	7,97	125474	125474	211	40	$\frac{6,6}{-340} (8,5)$
2,17	0,18	0,808	8,2	3,78	4,97	168740	161114	—		$\frac{6,4}{-}$
2,91	0,12	0,876	6,34	2,18	3,83	122560	117626	—		$\frac{6,6}{-}$

рами: во-первых, если рассолы Ходжанкана и Ходжамумына находятся в окисленной или переходной гидрохимической зоне с большим значением, то сероводородные рассолы источника Пушион и бассейна р. Кызылсу располагаются в восстановительной или нижней части переходной гидрохимической зоны и характеризуются повышенным содержанием иона HSO_3^- ; это определяет высокие концентрации редкощелочных элементов, особенно цезия (Крайнов, 1970); во-вторых, глубинные подземные воды в солянокупольной области могут обогащаться редкощелочными элементами при дислокационном метаморфизме соляных толщ, когда из решетки натриевых и калиевых соляных минералов мигрируют более крупные ионы. Такие рассолы, очевидно, должны соприкасаться с солями в течение длительного времени. Обогащение инфильтрационных вод (Ходжамумын), проникающих с поверхности и за короткое время выклинивающихся под воздействием последнего фактора, мало ощутимо.

Нами изучены пробы воды и рассолов из карбонатной формации $\text{I}_3^{\text{Cl}+\text{OH}}$ Западного Узбекистана, подстилающей верхнеюрскую галогенную формацию — площади Куруксай (скв. 2), Зап. Ташлы (скв. 11 и 13), Шорбдиак (скв. 1), Зап. Карактай (скв. 2) и Памук (скв. 17). К сожалению, определение на редкощелочные элементы проводилось непосредственно из рассолов, а не из сухих остатков. В рассолах рубидий и цезий, как правило, либо не обнаруживаются, либо их концентрация не превышает 0,2—0,5—1,4 и 0,15 мг/л соответственно.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАСТЕНИЯХ И ПОЧВАХ

Объектами исследования явились Наукинское и Каратюбинское пегматитовые поля, а также хр. Каржантау, участок Бадам, месторождения калийных солей, участки Карлюк и Ходжамумын. Определялось распределение редкощелочных элементов (Li, Rb, Cs) в породах и разных видах растений (табл. 34, 35, 36).

Таблица 34

Результаты сравнительного анализа определения содержания редкощелочных элементов в растениях радиоактивационным (10^{-4} %) и пламенно-фотометрическим (10^{-5}) методами

Номер пробы	Метод пламенной фотометрии			Радиоактивационный метод	
	Li	Rb	Cs	Rb	Cs
138	0,0040	0,0490	0,000	0,00170	0,00094
165	0,0034	0,0310	0,0005	0,03500	0,00216
163	0,0015	0,0007	0,0000	0,05994	0,00980
209	0,0000	0,0115	0,0005	0,00413	0,00096
143	0,0035	0,0130	0,0013	0,04404	0,00177

Пробы отбирались по линиям разрезов, расстояние между пикетами 20—30 м. Из каждой точки отбиралась проба растений одного, а иногда двух видов. Всего отобрано 100 проб 25 видов растений весом по 300—350 г, а также почвы или группы пород, где они росли.

Одновременно для выявления редких щелочей в подземных водах района взяты гидрохимические пробы воды и рассолы из родников и скважин. Они анализировались на литий, рубидий, цезий в лабораториях САИГИМСа и в нейтронно-активационной лаборатории ИЯФ АН УзССР (И. Джумаев); полученные результаты контролировались выборочно в Центральной лаборатории Министерства геологии УзССР.

Установлено, что для определения цезия наиболее приемлем радиоактивационный метод, позволяющий установить содержание этого элемента с чувствительностью до $1 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-7}$ %.

Как видно из табл. 34, 35, 36, редкометалльных элементов в породах и почвах больше, чем в растениях. В породах (глинах) и почвах содержание Rb колеблется в пределах 0,028—0,0699; Cs — 0,0033—0,0008%, а в растениях, обитающих в них — 0,0107 до 0,00001; 0,01—0,0010 и 0,0345—0,0001% соответственно. Исключе-

Среднее содержание редкоземельных элементов и параэлементные отношения
K/Rb и Rb/Cs в растениях

Место взятия пробы	Вид растения	К-во анализ.	K	Na	Li	Rb	Cs	K/Rb	Rb/Cs
Наукинский пегматитовое поле, уч. Центральный	Жимолость	2	21,50	0,60	0,0017	0,0273	0,0002	787	136
	Хвойник	4	33,30	1,22	0,0045	0,0360	0,0030		
			8,30	0,30	0,0011	0,0090	0,0007	923	13
	Перовския	1	17,80	0,32	0,0040	0,0100	0,000	1780	0
	Курчавка	3	9,99	1,34	0,0107	0,0228	0,0023		
	Таволга	2	31,80	0,66	0,0084	0,1570	0,0345	202	5
			15,90	0,43	0,0042	0,0785	0,0172		
	Яблоня	1	12,50	0,28	0,0025	0,0600	0,0053	208	11
	Слива	4	15,12	0,34	0,0015	0,0010	0,0007	1370	14
	Шиповник	1	8,94	0,32	0,0000	0,3450	0,0069	26	50
	Клен	1	12,56	0,32	0,0000	0,0110	0,0005	1140	22
	Душица	1	15,20	0,40	0,0035	0,0130	0,0013	1170	10
	Можжевельник	5	13,10	0,72	0,0014	0,0035	0,0004	3750	9
	Нут	1	17,20	0,42	0,0000	0,0300	0,0010	574	30
	Астрагал	1	12,32	0,64	0,0045	0,0170	0,0030	2730	6
	Астрагал листовидный	1	36,00	0,10	0,0100	0,0030	0,0020	1200	2
	Бородач	1	6,00	0,50	0,0025	0,0150	0,0150	500	15
Хр. Каржантау, уч. Бадам	Миндаль	1	7,00	0,28	0,0015	0,0015	0,0010	470	2
	Курчавка	4	6,71	0,36	0,0016	0,0100	0,0004	671	25
	Жимолость	2	1346	0,31	0,0028	0,0037	0,0002	3638	18
	Миндаль	3	6,57	0,71	0,0016	0,0024	0,0004	2738	6
	Зверобой	1	14,80	0,36	0,0011	0,0038	0,0000	3895	0
	Кызыльщик	1	11,02	0,24	0,0000	0,0077	0,0000	1431	0
	Хвойник	1	4,86	0,20	0,0000	0,0010	0,0000	4860	0
	Вишня	1	6,74	0,31	0,0000	0,00140	0,0008	481	18
Горы Каратюбе, уч. Каттасай	Миндаль	4	3,88	7,88	0,0008	0,0125	0,0007	310	17
М-ние калийных солей	Солянка	4	7,32	21,30	0,0018	0,0045	0,0000	1620	0
	Тамариск	5	4,57	17,32	0,0000	0,0035	0,0000	1300	0
Уч. Ходжамумын	Солянка	1	4,00	21,20	0,0000	0,0045	0,0000	900	0
	Тамариск	2	3,90	11,10	0,0000	0,0040	0,0000	1000	0
	Фисташка	1	17,00	1,36	0,0000	0,0060	0,0000	2830	0

Среднее содержание редкоземельных элементов и параэлементные отношения K/Rb и Rb/Cs в породах

Место взятия	Порода	К-во анали- зов	Содержание элементов, %					K/Rb	Rb/Cs
			K	Na	Li	Rb	Cs		
Наукинское пегматитовое поле, уч. Централь- ный	Сланцы	13	2,01	0,99	0,0048	0,0116	00014	173	8
	Кварцы	3	1,11	1,80	00040	00282	00032	39	9
	Известняк	1	4,41	0,83	00026	00168	00008	262	21
Горы Кара- тобе, уч. Каттасай	Роговики	2	1,33	3,05	00041	00010	00006	133	2
Хр. Кар- жантау, уч. Бадам	Эффузивы	10	4,35	1,64	00031	00215	00010	202	21
М-ние ка- лийных со- лей, уч. Карлюк	Почвы	5	1,06	8,52	00038	00050	00003	215	17
Уч. Ходжа- мумын	Почвы	2	2,01	3,06	00030	00050	00025	402	2
Уч. Ходжа- икан	Глины	2	1,36	4,82	00042	00028	00005	470	5

нием является таволга, которая растет непосредственно в трещинах пегматитовых (полевошпатово-лепидолитовых) жил: содержание Cs в ней варьирует от 0,0172 до 0,0345%. Это объясняется, вероятно, присутствием в почве лепидолита.

Цезий обнаружен во многих растениях вместе с рубидием. Повышенное содержание его установлено в золе растений, обитающих на некоторых месторождениях пегматитов, в которых рубидий и цезий являются попутными элементами, а также в некоторых пегматитовых жилах.

По данным С. М. Ткалича, в золе хвои кедра (*Pinus sib*), растущего на одном из редкометальных месторождений Сибири, содержание цезия варьирует от $1,1 \cdot 10^{-2}$ до $7,9 \cdot 10^{-2}\%$.

Б. Г. Шахова обнаружила $1 \cdot 10^{-3}$ — $1 \cdot 10^{-1}\%$ цезия в золе ивы, произраставшей на пегматитах. Этот элемент не считается необходимым для жизни растений, он может усваиваться корнями из растворов солей и контактным путем в виде ионов Cs^{+} . При повышенном содержании подвижного цезия в воде или почве растения выглядят угнетенными, особенно если в субстрате мало калия.

Содержание лития в растениях колеблется от $1,5 \cdot 10^{-3}$ до $1,10 \cdot 10^{-2}\%$, рубидия — от $1,7 \cdot 10^{-3}$ до $1,3 \cdot 10^{-1}\%$, цезия — от $5 \cdot 10^{-4}$ до $3,4 \cdot 10^{-2}\%$ (табл. 34).

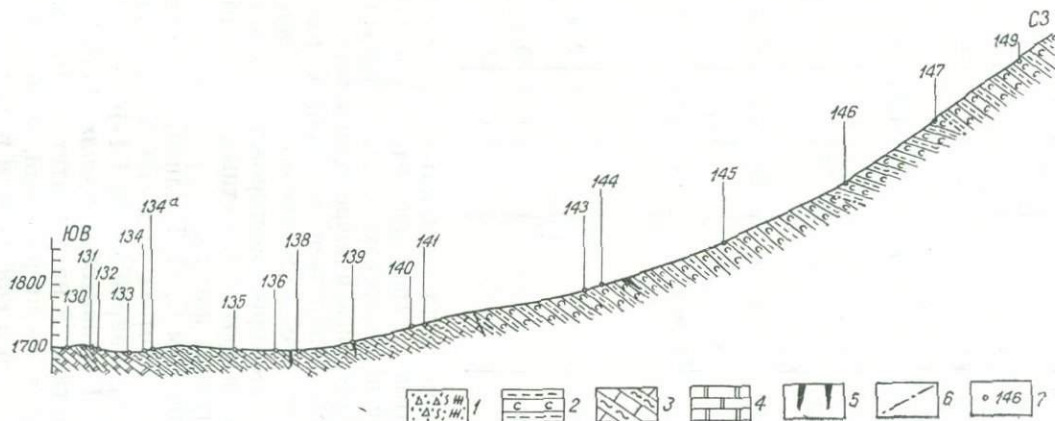


Рис. 37. Разрез 1-1:

1 — четвертичные отложения; 2 — сланцы углисто-серпичитовые; 3 — сланцы известково-слюдистые; 4 — мраморизованные известняки; 5 — пегматитовые жилы; 6 — тектонические нарушения; 7 — номера проб.

Рубидий, как и калий, легко извлекается из растений с водой. Это свидетельствует о том, что он находится в них преимущественно в ионной или легкорастворимой формах. При озолении растений некоторая часть редкощелочных элементов улетучивается, поэтому мы использовали температуру обжига не выше 450°.

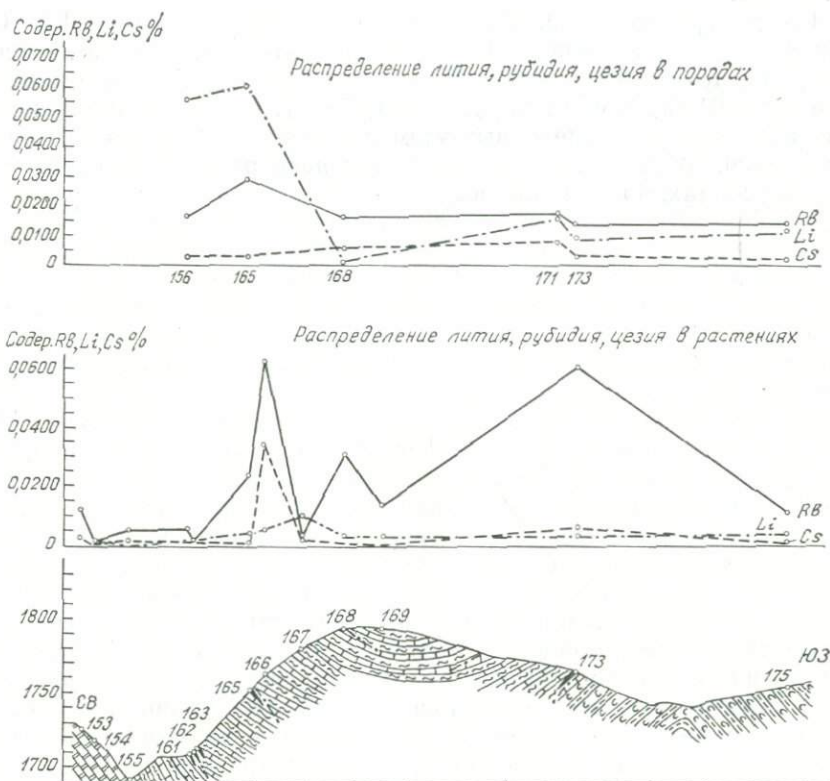


Рис. 38. Разрез II—II (усл. обозн. см. на рис. 37).

Почти во всех видах надземных частей главнейших представителей горной и степной растительности различного возраста и вида редкощелочные элементы распределяются в следующем порядке: $Rb > Li > Cs$.

При сопоставлении полученных данных установлено, что на участках Карлюк и Ходжамумын концентрации элементов в почвах и растениях одинаковы.

Рубидия в растениях столько же, сколько калия. В произрастающих над редкометальными месторождениями растений редких щелочей в 30—40 раз больше, чем в растениях из нерудных площадей.

Каждый тип почвы и породы характеризуется определенным содержанием редкощелочных элементов, развитых над редкометальными месторождениями. Растения усваивают соли тех или иных металлов из почв, на которых они произрастают. Высокие содержания редкощелочных элементов устанавливаются в курчавке, сливе и таволге.

На диаграмме (рис. 37, 38) показано распределение Rb, Cs в породах и растениях. Повышенные содержания установлены в породе, Rb (0,0600—0,0500%) — в растениях, Cs в растениях больше (0,0150%), чем в породах (0,0050%). Такая закономерность распределения редкощелочных элементов (особенно лития и цезия) в растениях обусловлена их обитанием непосредственно на пегматитовых жилах, богатых калием.

ГЛАВА IX. ГЕОХИМИЯ РЕДКОЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

В гранитных пегматитах Южного Тянь-Шаня зафиксировано свыше 68 химических элементов, в том числе редкощелочные.

Цезий распространен в природе относительно широко. Он занимает 49-е место, хотя в земной коре (по весу) его больше, чем кадмия, мышьяка, ртути, сурьмы и золота.

Цезий принадлежит к группе так называемых щелочных металлов, что отражено в начальном варианте периодической системы Д. И. Менделеева. Поэтому в природе он сосредоточен, хотя и в сравнительно небольших количествах, преимущественно в калиевых минералах. Но ввиду того, что радиус его иона ($1,65 \text{ \AA}$) значительно больше радиуса иона калия ($1,33 \text{ \AA}$) и рубидия ($1,49 \text{ \AA}$), при вхождении его в кристаллические решетки калиевых минералов снижаются их энергетические параметры. В связи с этим цезий накапливается в минералах поздних фаз магматического цикла (наибольшая концентрация наблюдается в относительно низкотемпературных замещенных пегматитах, особенно в низкотемпературных апогранитах) и осадочного рудогенеза (поздние соляные отложения — карналлиты). По распространенности этот элемент в пегматитах занимает 23-е место, а в соляных отложениях — 10-е. В магматическом процессе из-за большого радиуса иона цезий мигрирует с калием и другими элементами только до определенного этапа, после чего пути их расходятся и образуются минералы, содержащие цезий.

В Южном Тянь-Шане цезием обогащены полевые шпаты, микроклин (до $0,0\%$), альбит (до $0,0\%$), мусковит ($0,0\%$), амблигонит-монтебразит ($0,00\%$), лепидолит ($0,0\%$) и др.

В рассеянном состоянии цезий находится в почве и растениях (табл. 35, 36). Во многих растениях содержание его составляет около $5 \cdot 10^{-4}$ — $3,4 \cdot 10^{-2}\%$. Однако, как видно из анализов, он в больших количествах накапливается в породах.

В региональных условиях Узбекистана цезий присутствует во всех магматических, осадочных, метаморфических образованиях, а также калиевых рассолах. В осадочно-метаморфических породах палеозоя в большинстве наших проб концентрации его колеблются в пределах кларковых величин, но иногда (особенно в слюдистых

сланцах и гнейсах) достигают 0,п%. Содержание его ниже кларковых величин (0,000п%) отмечается в роговиках.

В двучленном сводном разрезе Узбекистана (нижнем алюмосиликатном и верхнем карбонатном) цезий ведет себя неодинаково: в алюмосиликатной части его больше, чем в карбонатной.

При детальном геохимическом изучении осадочно-метаморфических образований Южного Тянь-Шаня установлено, что концентрация цезия увеличивается в районах, где наиболее широко развиты гранитоиды последних фаз магматизма. В осадочных породах, особенно в приконтактных зонах с гранитоидами III и IV фаз герцинского магматизма, содержание его в 2—4 раза выше кларка ($2-4 \cdot 10^{-3}\%$).

В магматических образованиях Южного Тянь-Шаня цезий изучен сравнительно мало. В гранитоидах нижнекарбонового, верхнекарбонового возраста содержание его зависит от фаз интрузий, а также глубинности этих образований.

В диоритах и кварцевых диоритах концентрации цезия не превышают кларковых величин ($1 \cdot 10^{-3}\%$) независимо от глубины становления интрузий. В породах последних фаз герцинского магматизма его содержание нередко в 5—10 раз выше кларка. По данным И. Х. Хамрабаева (1959) и нашим личным наблюдениям, в порфировидных гранитах III фазы (Кульджуктау) оно достигает 0,004—0,008%.

В интрузивных образованиях малых глубин (тамдынский, алтынтауский и другие интрузивы Центральных Кызылкумов) среднее содержание цезия составляет около 0,0041%, а в Лолабулакском, Кетменчинском, Западно-Гиссарском массивах — в 3—5 раз больше. В Лолабулакском массиве среднее содержание этого элемента в гранитоидах III и IV фаз в 10—15 раз выше кларковых величин.

Интересно отметить, что с увеличением глубины становления массивов уменьшаются отношения $\frac{K}{Rb}$ и $\frac{Rb}{Cs}$.

В редкометальных образованиях (пегматитах, апогранитах и др.) цезий распределяется несколько иначе. Как отмечено выше, в пегматитах концентрации цезия варьируют в довольно широких пределах в зависимости от типа пегматитов и среды. Среднее содержание его увеличивается от простых кварц-полевошпатовых пегматитов к сложнзамещенным. В керамических пегматитах оно редко превышает кларковые величины для кислых гранитоидов (0,00п%), а в сложнзамещенных иногда в 50—100 раз больше (0,п%). Характерно также, что параэлементные отношения $\left(\frac{K}{Rb} \text{ и } \frac{Rb}{Cs} \right)$ в керамических пегматитах вышеуказанных регионов колеблются в пределах 1500—2000 и 400—600 соответственно, а в сложнзамещенных — 500—800 и 80—120.

Редкометальные апограниты по количеству цезия мало отличаются от пегматитов; в альбитизированных гранитах и аляскитах

(апогранитах) его несколько меньше — $0,00\text{п}—0,00\text{п}\%$. В результате декрепитационных анализов главных породообразующих минералов установлено, что содержание цезия в апогранитах обратно пропорционально температуре их образования: с уменьшением температуры апогранитного процесса оно резко увеличивается. Наиболее благоприятными являются апограниты, образовавшиеся при температуре $400—500^\circ\text{C}$, поэтому при дальнейших поисках и разведке цезиеносных апогранитов (альбитизация) на это следует обратить особое внимание.

Самостоятельные минералы цезия в изучавшихся нами магматических породах региона пока не выявлены.

Интересны данные по цезиеносности соляных отложений региона. Так, установлена высокая сорбционная способность глин по отношению к цезию: в тонкой глинистой массе концентрация его составляет $0,00\text{п}\%$, а в каменной соли — $0,000\text{п}\%$. В анализированных нами рассолах среднее содержание цезия колеблется от $0,94$ до $1,69$ мг/л.

Таким образом, из приведенных данных видно, что в пределах Узбекистана, кроме эндогенных проявлений цезия, большое значение имеют и экзогенные цезиеносные образования.

Рубидий присутствует во всех типах пород. Содержание его в диоритах, где оно связано главным образом с биотитом, близко к кларковому ($0,0\text{п}\%$), в порфировидном гранодиорите равно $0,0\text{п}\%$ в аплитах, связанных с гранодиоритами, и двуслюдяных биотитовых гранитах — $0,0\text{п}\%$.

В пегматитах, относящихся к гранитам III фазы, среднее содержание рубидия равно $0,00\text{п}$, в грейзенизированных пегматитах оно резко увеличивается, достигая $0,0\text{п}$, в аляскитах составляет $0,0\text{п}\%$.

При изучении геохимических особенностей распределения рубидия в минералах из пегматитовых жил установлено, что концентрация его зависит от времени образования минералов. Биотит, мусковит и микроклин — носители и концентраторы его в гранитоидах и пегматитах. Среднее содержание этого элемента в нижнекарбоневом комплексе (исключая вулканогенные образования) равно $(0,8—1,2) \cdot 10^{-2}\%$, что в два раза ниже кларка его в кислых породах, по А. П. Виноградову (1962). Вместе с тем на отдельных участках Юго-Западного Гиссара отмечается значительный разброс цифр. Так, в Южном Сурхантау, при среднем содержании рубидия в аполитаритовых кератофирах (первый импульс) $0,003\%$, концентрация его в отдельных пробах достигает $0,011\%$, в кварцевых кератофирах (второй импульс) составляет $0,008\%$, в кварцевых порфирах (третий импульс) варьирует от $0,0018—0,021\%$. Анализом кварцевых порфиров многих массивов (Ширтский, Дибазинский и др.) установлено, что рубидий накапливается ($0,0\text{п}\%$) главным образом в туфах (ур. Ходжибулак). В целом средняя концентрация рубидия для субвулканических образований этого района составляет $0,9 \cdot 10^{-2}\%$.

Рубидий в апогранитах присутствует почти постоянно ($0,00\text{п}\%—$

0,0п%), в галитах обнаруживается редко (0,000п%). Повышенное количество его отмечено в разновидностях каменной соли, обогащенной минералами глин.

Среднее содержание рубидия в сильвинитах — 0,00п, карналлитах — 0,0п%. Таким образом, основным минералом-носителем рубидия в соленосных отложениях является карналлит.

В породах и почвах рубидия больше, чем в растениях, на них обитающих (0,0п—0,00п%). Исключением является таволга, которая растет непосредственно в трещинах пегматитовых (полевошпатово-лепидолитовых) жил (0,п%). Это объясняется, вероятно, наличием лепидолита. Рубидий, как и калий, легко извлекается из растений с водой. Это свидетельствует о том, что он находится там преимущественно в ионной или легко растворимой форме.

Л и т и й — самый широкораспространенный рассеянный акцессорный элемент среди редкощелочных — образует самостоятельные минералы, а также обнаруживается во всех гранитоидах, сланцах, известняках, растениях и рассолах Южного Тянь-Шаня. Особенно высокое содержание его устанавливается в сильно измененных (грейзенизированных) гранитоидах.

Как отмечает Н. К. Джамалетдинов (1971), в поздних типах пегматитов Кетменчи лития в 1,5 раза больше, чем в ранних, а Лолабулака в 4—5 раз. Такая разница в концентрациях лития в пегматитах по сравнению с материнскими породами в Лолабулаке, возможно, связана с акцессорным сподуменом. Распределение лития в пегматитах региона, возможно, зависит от содержания его в материнских гранитоидах, так как в гранодиоритах максимальное содержание его не превышает тысячные доли процента. Следовательно, для выделения самостоятельных минералов в пегматитах отдельных полей благоприятных условий не имелось.

Для высокотемпературных рассолов, генетически связанных с верхнеюрской галогенной формацией, содержание лития колеблется в широких пределах. Такие хлоридные высокоминерализованные рассолы вскрыты на многих площадях.

Содержание лития в различных видах растений неодинаково. В кызыльнике, хвойнике, вишне, солянке, тамариске его нет, минимальные концентрации (0,008%) отмечены в миндале, зверобое, можжевельнике, максимальное — в курчавке, астрагале листовидном и др. Такую закономерность распределения лития в растениях можно объяснить их ростом непосредственно на пегматитовых телах, за счет которых почва обогащается калием и ассоциирующими с ним редкими элементами.

На пегматитовых полях главными элементами, определяющими геохимическую специализацию, являются Na, K, Li, Sn, Nb, Ta, B, F, Rb, Cs, Al, Si, P, Fe, Hf, H₂O. В отличие от первого собственно пегматитового этапа, где связывается основная масса K, Ca, во второй этап наиболее существенную роль играют Sn, Ta, Nb, Rb, Cs, B, F, P, Hf, но не утратили значения и Na, K, Si, O. Этот этап, согласно данным А. Е. Ферсмана, соответствует типичной стадии

пневматолитового процесса, приближающегося, а местами и переходящего в гидротермальный — геофазы F и Y.

Наличие обширного комплекса совместно существующих минералов объясняется наложением на первичный комплекс грейзеновой гидротермальной и супергенной минерализаций, без полного разрушения минералов предыдущих этапов.

В пегматитовых полях отчетливо выделяются так называемые сквозные элементы, дающие самостоятельные минералы во всех геохимических и генетических этапах или входящие во всех этапах изоморфно в решетки того или другого минерала. Частота встречаемости элементов Ni, Co, Ti, V, Mo, W, Zr, Nb, Cu, Pb, Ag, Bi, Sn, Gd, Sr, B, Y, Yb и др. для пегматитов различных массивов почти одинакова. Но по содержанию редких и аксессуарных элементов среди них имеются существенные различия. Так, для пегматитов одного поля среднее содержание Zr, Nb, Sn, Ga, Sr, Ba, Y, Yb колеблется от 0,00п до 0,п%; Ni, V, Bi, Mo, W, Cu, Pb, Ag не превышает 0,00п%; в пегматитах концентрация Zr, Nb, Sn, Ga, Y, Yb несколько меньше.

Таким образом, пегматиты изучаемого региона имеют ясно выраженную редкометальную, редкощелочную и редкоземельную геохимическую специализацию, что следует учитывать в последующих металлогенических построениях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Систематические исследования в области минералогии и геохимии редкометальных и редкощелочных проявлений Южного Тянь-Шаня, проводившиеся автором в течение последних 20 лет, позволили выявить основные закономерности распределения редкометальных, редкоземельных и редкощелочных металлов в магматических, вулканогенных, а также пегматитовых, апогранитовых и других комплексах Южного Тянь-Шаня. Последний, в отличие от Северного и Среднего Тянь-Шаня, представляет собой развитую моногеосинклинальную систему, с очень четко выраженным линейным расположением структур и подчиненных им интрузий, различных циклов и петрохимической специализации.

Одной из важнейших петро-металлогенических особенностей Южного Тянь-Шаня является широкое распространение высокотемпературных рудопоявлений, тесно связанных с более поздними дериватами гранитоидного магматизма (двуслюдяные и лейкократовые граниты). Здесь развиты пегматиты, а также зоны скарнирования грейзенизации, локализованные как в самих гранитах, так и во вмещающих их осадочно метаморфических породах.

Автор предлагает следующую группировку минералов пегматитовых полей изучавшегося региона.

1. Пороодообразующие: а) главные; б) второстепенные.

II. Акцессорные: а) редкометалльные; б) прочие.

III. Гипергенные.

В пегматитовых полях района установлено большое число второстепенных и редкометалльных акцессорных минералов различного генезиса, нередко взаимозамещающихся. Наличие обширного комплекса совместно существующих минералов объясняется наложением на первичный комплекс грейзеновой, гидротермальной и супергенной минерализаций без полного разрушения минералов предыдущих этапов.

Основную массу пегматитов составляют главные породообразующие минералы: кварц, полевые шпаты (микроклин-альбит), мусковит, биотит, турмалин; из акцессорных наиболее широко развиты гранат, касситерит, колумбит-танталит, апатит.

Доказано, что по типоморфным элементам-примесям можно прогнозировать и находить соответствующие минеральные виды. Впервые доказано широкое распространение в пегматитах, а также альбит-грейзеновых зонах (апогранитах) фергусонита, гадолинита, бастнезита, флюоцерита, сиклерита, ксенотима, золота, разновидности апатита голубого цвета и др. В составе пегматитов и апогранитов установлено 100 минералов, слагаемых 68 элементами; при этом 36 элементов проявляют способность к образованию самостоятельных минералов. В то же время ряд других элементов, особенно рубидий, цезий, скандий, способных к минералообразованию на пегматитовом этапе процесса рудообразования, устанавливаются преимущественно в рассеянном виде, хотя местами и накапливаются в определенных минералах-носителях. К последним относятся цезий- и рубидийсодержащие полевые шпаты; литий- и цезийсодержащие мусковит и гидрослюда и т. д. Главные элементы пегматитов Тянь-Шаня: кремний, калий, натрий, алюминий; редкие — ниобий, тантал и др.; редкощелочные — цезий, рубидий и др.

Геохимическая характеристика пегматитов региона свидетельствует о принадлежности большинства из них к III шерлово-мусковитовому типу А. Е. Ферсмана. Поскольку данный тип пегматитов связан с относительно глубинными гранитоидными батолитами, этот факт имеет значение для более уверенного направления дальнейших поисков рудных и нерудных пегматитовых месторождений.

В результате проведенных исследований осуществлено следующее:

1) составлена классификационная схема для генетических типов гранитных пегматитов Южного Тянь-Шаня, в которой основные текстурно-парагенетические признаки пегматитов дополняются данными об их вещественном составе, морфологических особенностях, внутреннем строении и др.;

2) для того же региона составлена генетическая классификация редкометалльных апогранитоидов нормального ряда — производных кислых магм (гранодиориты, адамеллиты, аляскиты и т. п.), претерпевших интенсивный постмагматический метасоматоз с массовым развитием вторичных породообразующих и появлением акцессор-

ных минералов, в том числе редкометальных и редкоземельных;

3) доказано, что пегматиты Южного Тянь-Шаня характеризуются поясовым размещением. Пегматитоносные пояса являются комплексными металлогеническими. Они включают некоторые магматические рудопрооявления, связанные с основными и ультраосновными интрузиями; постмагматические месторождения скарнового и грейзенового типа с рудами W, Mo, Pb, Sn, которые предположительно ассоциируют с поздними магматическими дифференциатами батолитового типа; разнообразные постмагматические месторождения (типичные неглубинные гидротермалиты) с рудами Pb, Zn, As и др., относящиеся к послебатолитовым малым интрузиям, в частности к дайковым сериям; телетермальные месторождения (Hg, Sn), связь которых с конкретными магматическими комплексами проблематична. Наиболее крупные пегматитовые тела, генетически связанные с биотитовыми двуслюдяными гранитами, приурочиваются к более древним гранодиоритам. Для понимания металлогении пегматитов существенное значение имеет эволюция геосинклиналей, предложенная В. И. Смирновым (1962). Пегматиты образуются в течение всей жизни внедрившейся магмы, с момента становления интрузива до полного его затвердевания, поэтому пегматитовые тела, связанные с определенной фазой интрузий, могут быть разновозрастными;

4) установлено, что содержание цезия увеличивается от простых кварц-полевошпатовых пегматитов (Тамдынское, Нуратинское и Каратюбинское поля) к сложно замещенным альбит-сподуменовым (Кульджуктауское, Турткуйлукское, Наукинское и др.). Среднее содержание цезия в керамических пегматитах редко превышает кларковые величины, а в сложнозамещенных пегматитах указанных выше полей оно иногда в 50—100 раз больше;

5) пегматиты Южно-Тяньшаньской провинции разделяются на следующие типы: а) керамические, кварц-полевошпатовые, местами со значительным развитием графических структур кварц-микрклиновых агрегатов; б) хрусталеносные кварц-полевошпатовые; в) редкометальные — сходные с предыдущими, но содержащие относительно повышенные количества акцессорных редкометальных (Nb, Ta, Sn и др.) минералов; г) сложноредкометальные — с развитием процессов замещения (альбитизации, грейзенизации и др.), сопровождаемых наиболее значительными проявлениями редкометальных минералов; д) редкоземельные значительно альбитизированные с высоким содержанием ΣTR (фергусонит, гадолинит, ортит, ксенотим и др.);

6) доказано закономерное возрастание содержания (Li, Rb, Cs) от габбродиоритов (I фаза) к порфириовидным гранодиоритам (II фаза), затем к двуслюдяным гранитам (III фаза), аляскитам и лейкократовым гранитам (IV фаза);

7) установлена повышенная колумбитоносность пегматитов. При этом состав колумбита весьма благоприятен. Отсутствие в ряде рудопрооявлений промышленных скоплений Li и Rb можно

объяснить относительно малоглубинностью гранитоидных интрузий (3—4,5 км); широким распространением габброидных пород, где содержание (Li, Rb, Cs) часто ниже кларковых; специализацией пегматитовых и апогранитовых полей на редкие земли; недостаточной распространенностью крупнокристаллического мусковита (основного носителя Rb и Cs) и крупноблокового микроклин-пертита накопителя (Rb и Cs);

8) в вулканогенных породах концентрация цезия увеличивается от субвулканических кварцевых порфиров ($0,34 \cdot 10^{-3}\%$) к кварцевым кератофирам ($0,45 \cdot 10^{-3}\%$), а в эффузивах — от туфов кварцевых порфиров ($0,21 \cdot 10^{-3}\%$) через игнимбриты ($0,36 \cdot 10^{-3}\%$) к эффузивным их аналогам ($0,56 \cdot 10^{-3}\%$). Среднее содержание цезия в эффузивах равно $0,37 \cdot 10^{-3}\%$;

9) особенно следует отметить значение рассмотренных пегматитов в качестве возможного источника высокосортного керамического сырья, так как в них широко развиты крупнозернистый, блоковый и порфировидный микроклин;

10) редкощелочные элементы в изученном регионе накапливаются в соленосных отложениях и рассолах;

11) повышение концентрации редкощелочных элементов в растениях региона имеет поисковое значение в качестве индикатора скрытого оруденения.

Недра Средней Азии, судя по геологическим, структурно-формационным и минералого-геохимическим данным, благоприятны для локализации редкометально-редкоземельных, редкощелочных металлов и керамического сырья.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, 1960.
- Абдуллаев Х. М., Гинзбург А. И. К вопросу о классификации гранитных пегматитов «Сов. геология», 1962, № 1.
- Абдуллаев Х. М., Свириденко А. Ф. Лейкократовые граниты Западного Узбекистана и их отношение к постмагматическим процессам. «Узб. геол. ж.», 1959, № 1, 5.
- Азимов П. Т. К распределению Li и Rb в породах Актауского гранитоидного массива (Зап. Узб.). «Узб. геол. ж.», 1970, № 2.
- Бабаев К. Л. Некоторые вопросы генезиса пегматитов. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 2, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954.
- Бабаев К. Л. Взаимоотношения пегматитов и скарнов Каратюбе и их генетические особенности. Бюлл. научно-исслед. работ. Ташкент, САИГИМС, вып. 1, 1959.
- Бабаев К. Л. Генетические особенности гранитных пегматитов Средней Азии. В кн.: «Международный геол. конгресс», XXI сессия. Доклады сов. геол. М., Изд. АН СССР, 1960а.
- Бабаев К. Л. Критерии для поисков и прогнозов пегматитовых полей, вып. 3, Ташкент, САИГИМС, 1960б.
- Бабаев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Тр. САИГИМСа, вып. 1, Ташкент, 1961.
- Бабаев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1962.
- Бабаев К. Л. Геолого-минералогическое районирование пегматитоносных территорий Средней Азии. В кн.: «Международный геол. конгресс», XXII сессия. Доклады сов. геол. Минералогия и генезис пегматитов. М., Изд-во «Недра», 1965.
- Бабаев К. Л., Быков Л. А. Тезисы доклада по проблеме «Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых». В кн.: «III Всесоюзное петрографическое совещание». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Бабаев К. Л., Окулов Е. Н. О цезиеносности пегматитов одного из месторождений Средней Азии. ДАН УЗССР, 1971, № 4.
- Бабаев К. Л., Отрощенко В. Д. Особенности геохимии цезия в вулканогенных породах. «Узб. геол. ж.», 1972, № 2.
- Баймухамедов Х. Н. О возрасте лампрофиров Зирабулакских гор, Записки узб. отд. ВМО, вып. VI, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954.
- Баймухамедов Х. Н. Магматизм Зирабулак-Знаэтдинских гор в связи с рудоносностью. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», М., 1960.
- Баймухамедов Х. Н. Некоторые проблемы геологического изучения рудных месторождений Узбекистана. Аннотация НИР проф.-препод. состава геол.-развед. ф-та ТашПИ за 1964 г. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Баратов Р. Б. К геолого-петрографической характеристике эффузивных пород Зарафшано-Гиссарской горной области. «Изв. АН ТаджССР», отд. геол.-хим. и техн. наук, вып. I, 1951.

- Баратов Р. Б. К вопросу о возрастной последовательности образования магматических комплексов Зарафшано-Гиссарской горной области. ДАН ТаджССР, т. I, 1958, № 2.
- Баратов Р. Б. Основные черты магматизма и минералогии Зарафшано-Гиссарской горной системы. Записки тадж. отд. ВМО, Душанбе, вып. I, 1959.
- Баратов Р. Б. Некоторые особенности эффективного вулканизма Зарафшано-Гиссарской горной системы (Южный Тянь-Шань). В кн.: «Вопросы вулканизма», М., 1962.
- Барсанов Г. П. Везувиты из Кедабаекского месторождения в Закавказье (АзербССР). Тр. Минер. музея, вып. I, 1949.
- Белов И. В. К вопросу о порфировидных структурах гранитов Каратюбе. Тр. Узб. гос. ун-та, т. 7, Самарканд, 1937.
- Белов И. В. К вопросу о контаминации (ксеногибридизации) гранитов Каратюбе. Тр. Узб. Гос. ун-та, т. 14, Самарканд, 1939.
- Белов И. В. Ксенолиты и фазы вулканизма Западного Каратюбе. Тр. Узб. Гос. ун-та, новая серия, № 22, Геология, вып. 3, Самарканд, 1947.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники, М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Бетехтин А. Г. Минералогия, М., Госгеолтехиздат, 1950.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Основные проблемы магматогенных образований. М., Госгеолтехиздат, 1953.
- Беус А. А. Вертикальная зональность пегматитов на примере пегматитового поля Аксу-Пуштиру (Туркестанский хребет). ДАН СССР, т. 60, 1948, № 7.
- Беус А. А. О зональности гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 6.
- Беус А. А. О изоморфизме бериллия в связи с явлениями его рассеяния и концентрации. ДАН СССР, 1953, № 3.
- Беус А. А. К вопросу о происхождении зональности гранитных пегматитов. ДАН СССР, т. 97, 1954.
- Беус А. А. Бериллий. Госгеолтехиздат, 1958а.
- Беус А. А. Особенности изоморфного вхождения бериллия в кристаллические структуры минералов. «Геохимия», 1956а, № 1.
- Беус А. А. Геохимия бериллия. «Международный геол. конгресс» в Москве. «Геохимия», 1956б, № 5.
- Беус А. А. К геохимии бериллия в гранитных пегматитах. М., Изд-во АН СССР, сер. геол., 1957, № 8.
- Беус А. А. Основные черты геохимии бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений, Автореф. доктор. дисс. М., 1959.
- Беус А. А. Геохимия грейзеновых месторождений и закономерности распределения в них редких элементов. В кн.: «Международный геол. конгресс», XXI сессия. Доклады сов. геол., М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы послемагматического метасоматоза. Тр. ИМГРЭ, вып. 7, 1961а.
- Беус А. А. Режим кислотности-щелочности в процессах метасоматоза как фактор переноса и концентрации редких элементов. В сб.: «Физ.-хим. пробл. формирования горн. пород и руд», М., Изд-во АН СССР, 1961б.
- Беус А. А. О механизме образования идиоморфных кристаллов редкометалльных минералов в процессе замещения. Тр. ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, М., Изд-во АН СССР, вып. 7, 1961в.
- Беус А. А. Распределение тантала и ниобия в мусковитах из гранитных пегматитов. «Геохимия», 1966, № 10.
- Беус А. А. Альбититовые месторождения. В кн.: «Генезис эндогенных рудных месторождений», М., Изд-во «Наука», 1968г.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Беус А. А., Ситин А. А. Геохимические особенности распространения тантала в гранитоидах. «Геохимия», 1968, № 5.
- Беус А. А., Соболев В. П., Диков Ю. П. К геохимической истории бе-

- рилла в процессах высокотемпературного послемагматического образования. «Геохимия», 1963, № 3.
- Беус А. А., Фабрикова Е. А. Распределение цезия в гранитах СССР, «Геохимия», 1961, № 10.
- Боженко Г. М. Турмалин из пегматитовых образований Западной Волыни. Записки Львовского Гос. ун-та, 1953, № 3.
- Борисов П. А. Керамические пегматиты СССР и их заменители. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Бородин Л. С., Осокин Е. Д., Бондаренко В. Н. Закономерности распределения редких элементов как критерий глубинности щелочных магм. В сб.: «1-й Международ. геохим. конгр.», 1971, т. 1. М., 1972.
- Быков Л. А., Ибадуллаев С. И., Шакирджанов Н. Г. Сопутствующие редкие элементы в эндогенных рудопроявлениях олова, вольфрама, молибдена в Средней Азии, методы их изучения и разведки». М., Изд-во «Недра», 1972.
- Быковский Ю. К. Силурийские отложения Западного Узбекистана. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1969.
- Василевский Б. Ф. О генезисе и локализации некоторых герцинических месторождений Юго-Западного Гиссара. Записки узб. отд. ВМО, вып. 14, Ташкент, 1962.
- Вернадский В. И. О цезии в полевых шпатах (доклад на заседании отд. физ.-мат. наук 21 января 1909 г.), «Изв. Рос. АН», Серия 6, 109, т. 3, № 3. В кн.: «Вернадский В. И. Избранные сочинения», т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Вернадский В. И. Заметки о распределении химических элементов в земной коре. К истории рубидия, цезия, тантала II. О распределении таллия в земной коре». Изв. Российск. Акад. наук, серия V, VI, 1909, 3, № 12.
- Вернадский В. И. О рубидиевых и цезиевых полевых шпатах (Предварительная заметка). «Изв. Росс. АН», серия 6, т. 5, 1911, № 7.
- Вернадский В. И. Заметки о распределении химических элементов в земной коре VI. История рубидия в земной коре. «Изв. Росс. АН», серия VI, 1914, № 13.
- Виноградов А. П. Основные закономерности в распределении микроэлементов между растениями и средой. В сб.: «Микроэлементы в жизни растений и животных», М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Виноградов А. П. Поиски рудных месторождений по растениям и почвам (Биохимический метод). Тр. Биохимическая лаб. АН СССР. М., 1954.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Перев. с англ. под редак. и с предисловием Д. С. Белянкина, изд. 2-е, М., ИЛ, 1953.
- Власов К. А. О теории дислокации гранитных пегматитов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1938а, № 2.
- Власов К. А. Каталитическая роль фтора в процессе дислокации пегматитов и генезиса берилла, изумрудной копи. Средний Урал. Тр. Лом. ин-та геол. крист. и минер., вып. 9, М., АН СССР, 1938б.
- Власов К. А. Значение форм гранитных пегматитов. ДАН СССР, т. 41, 1943, № 9.
- Власов К. А. Текстурно-генетическая классификация гранитных пегматитов. ДАН СССР, т. 53, 1946, № 9.
- Власов К. А. Сложные редкометалльные пегматиты. В кн.: «Рефераты научно-исслед. работ за 1945 г.». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Власов К. А. К вопросу о генезисе пегматитов. ДАН СССР, т. 78, 1951, № 2.
- Власов К. А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1952, № 2.
- Власов К. А. Генезис редкометалльных гранитных пегматитов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1955, № 5.

- Власов К. А. Факторы образования различных типов редкометалльных гранитных пегматитов. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 1.
- Власов К. А. Основные генетические типы редкометалльных месторождений и факторы их образования. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1957, № 12.
- Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 1.
- Власов К. А. Редкие элементы в земной коре. В кн.: «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. 1, М., Изд-во «Наука», 1964.
- Власов К. А. Минералогия редких элементов. М., Изд-во «Наука», 1965.
- Гарьковец В. Г. Новые данные о связи Тянь-Шаня с Уралом. Вопросы структурно-металлогенического районирования территорий Узбекистана. «Советская геохимия», 1967, № 11.
- Гинзбург А. И. Поллукит в пегматитах Колбинского хребта (Восточный Казахстан). ДАН СССР, т. 52, 1946, № 4.
- Гинзбург А. И. Структуры минеральных агрегатов сложных пегматитов литиевого типа. Тр. минерал. музея АН СССР, вып. I, 1949а.
- Гинзбург А. И. Поисковые критерии редкометалльных пегматитов. «Разведка недр», 1949б, № 3.
- Гинзбург А. И. О некоторых особенностях сподуменовых месторождений. «Разведка недр», 1950, № 1.
- Гинзбург А. И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях, и их оценка. «Разведка недр», 1950, № 2.
- Гинзбург А. И. О минеральных индикаторах и их значении при поисках руд редких элементов в пегматитах. ДАН СССР, т. 98, 1954, № 2.
- Гинзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов. Тр. минерал. музея АН СССР, вып. 7, 1955.
- Гинзбург А. И. Генетические типы месторождений редких элементов. «Разведка и охрана недр», 1957а, № 6.
- Гинзбург А. И. Некоторые вопросы геохимии лития. Труды минерал. музея АН СССР, вып. 8, 1957б.
- Гинзбург А. И. Об изоморфных замещениях в литиевых слюдах. Тр. Мин. музея АН СССР, вып. 8, 1957в.
- Гинзбург А. И. Тип редкометалльных месторождений, генетически связанных с различными интрузивными комплексами. В кн.: «Вопросы магматизма и металлогении СССР», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Гинзбург А. И. Новые типы редкометалльных месторождений. «Геология рудных месторождений», 1959а, № 3.
- Гинзбург А. И. К вопросу о взаимодействии во вмещающих породах и гранитных пегматитов натролитового типа. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 9, 1959б.
- Гинзбург А. И. О некоторых закономерностях размещения редкометалльных пегматитовых полей. Тр. ин-та рудных м-ний, петрографии, минералогии и геохимии. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Гинзбург А. И. (гл. редактор). Геология месторождений редких элементов, вып. 14. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Гинзбург А. И. Вертикальная зональность редкометалльных месторождений, связанных с гранитоидами. В сб. «Прогноз. скрытого оруденения на основе зональности гидротерм. м-ний», М., 1972.
- Гинзбург А. И., Берхин С. И. О составе и химической концентрации литиевых слюд. Тр. минерал. музея АН СССР, вып. 5, 1953.
- Гинзбург А. И., Горжевский Д. И. К вопросу о взаимосвязи редкометалльных пегматитов и некоторых типов рудных жил. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1957, № 6.
- Гинзбург А. И., Заболотная Н. С. Генетические типы месторождений редких элементов, связанных с субвулканическими образованиями. В кн.: «Материалы межведомственного совещания. Рудоносность вулканогенных формаций». М., Изд-во «Недра», 1965.

- Гинзбург А. И., Коган Б. И. Литий. В кн.: «Минеральные ресурсы капитал. стран» (литий, бериллий, бор, фтор, магний), М., 1959.
- Гинзбург А. И., Кононов О. В. О цезий-сподумене. ДАН СССР, 1953, т. 91, № 5.
- Гинзбург А. И., Ставров О. Д. К геохимии цезия. «Геохимия», 1969, № 4.
- Гинзбург И. В. Об одном примере генетической связи редкометалльных пегматитов с гранитными породами. Тр. ин-та геол. рудн. м-ний, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, вып. 5, 1957.
- Гинзбург И. В. Об изменении вещественного состава гранитной магмы, ведущем к образованию литиевых пегматитов. Тр. минерал. музея АН СССР, вып. 10, 1959а.
- Гинзбург И. В. Контактные взаимодействия редкометалльных литиевых пегматитов с основными породами. В кн.: «Вопросы магматизма Восточной Сибири», М., Изд-во АН СССР. Тр. ин-та геол. м-ний, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 29, 1959.
- Гинзбург И. В., Ефремов С. В., Воловикова И. М., Елисеева О. П. Количественно-минералогический состав гранитоидов и его значение для вопросов петрологии и номенклатуры (на примерах Колыского пол-ва, Ср. Азии и Казахстана). «Сов. геология», 1962, № 3.
- Гинзбург И. И. Слюда. В кн.: «Нерудные ископаемые». Сб. под ред. И. И. Гинзбурга, С. В. Константинова, И. Д. Курбатова, В. А. Унковского, А. Е. Ферсмана и Д. И. Щербакова, Т. 3. Слюда-цирконий. Л. Изд-во АН СССР, 1927.
- Голдшмидт В. М. Геохимические принципы распределения редких элементов. В кн.: «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., ИЛ, 1952.
- Гольдшмидт В. И., Петерс К. К. К геохимии бериллов (сессия по геохимии редких элементов), ГОНТИ, 1938.
- Дена Дж. Д., Дена Э. С. Система минералогии, т. 1, полутом 2, М., ИЛ. 1951.
- Дена Э. С. Описательная минералогия. Перераб. и дополнена, перев. с англ. под общей ред. акад. А. Е. Ферсмана и О. И. Шубниковой, ОНТИ, 1937.
- Джамалетдинов Н. К. Закономерности размещения пегматитовых полей южной части Каратюбе и Зирабулак-Зиаэтдинских гор. «Узб. геол. ж.», 1965, № 1.
- Джамалетдинов Н. К. К распределению редких щелочных элементов в гранитоидных комплексах Лолабулак-Кетменчинской зоны (Зап. Узб.). «Узб. геол. ж.», 1967, № 5.
- Джамалетдинов Н. К. К распределению бериллия, ниобия, тантала и олова в гранитоидах Лолабулак-Кетменчинской зоны (Зап. Узб.). «Узб. геол. ж.», 1968, № 2.
- Джамалетдинов Н. К. Этапы и стадии минералообразования в пегматитах Западного Узбекистана. ДАН СССР, 1970, № 11.
- Джамалетдинов Н. К., Шавло С. Г. О связи пегматитов Лолабулак-Кетменчинской зоны с равными фазами интрузивного магматизма. «Узб. геол. ж.», 1965, № 6.
- Дымков Ю. М. О некоторых псевдоморфозах по сподумену. В кн.: «Научные работы студентов горно-металлургических ин-тов» М., 1949.
- Ермаков Н. П. Гранитные пегматиты, силекситы и кварцелиты Казахстана. В сб.: «Минералогия и генезис пегматитов». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ермаков Н. П. Состояние и деятельность флюидов в гранитных пегматитах камерного типа. В кн.: «Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. Минералогия и генезис пегматитов». М., Изд-во «Недра», 1965.
- Заварицкий А. П. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. М., 1926.
- Заварицкий А. Н. Основной вопрос физико-химического процесса образования пегматитов. «Изв. АН СССР», сер. геол. № 5, 1944.
- Заварицкий А. П. О пегматитах как образования промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Зап. ВМО, т. 76, вып. 1, 1947.
- Заварицкий А. Н. Граниты и аплиты. Зап. ВМО, т. 79, вып. 2, 1950.

- Зильберминц В. А., Самойло М. А. Материалы к минералогии гор Кара-Тюбе. Тр. ТПЭ, вып. 29, Л., 1933.
- Ибадуллаев С. И. О натровом берилле одысто из пегматитовых полей. «Узб. геол. ж.», 1958а, № 2.
- Ибадуллаев С. И. Гранаты одного из пегматитовых полей Кара-Тюбе. «Узб. геол. ж.», 1958б, № 3.
- Ибадуллаев С. И. Некоторые данные о мусковитах одного из пегматитовых полей Западного Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1958а, № 5.
- Ибадуллаев С. И. Некоторые данные о составе везувиана из скарнов одного из пегматитовых полей Западного Узбекистана. Тр. СазПИ, нов. серия, вып. 18, «Геология и разведка», 1961а.
- Ибадуллаев С. И. О мусковите в пегматитах одного из месторождений Средней Азии. Тр. СазПИ, новая серия, вып. 18, «Геология и разведка», 1961б.
- Ибадуллаев С. И. Керамические полевые шпаты из пегматитов и их применение. Тр. ТашПИ, сер. геол. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1965.
- Ибадуллаев С. И. Минералогия и геохимия пегматитов Западных отрогов Зарафшанского хребта. Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1973а.
- Ибадуллаев С. И. Генетические особенности формирования месторождений пегматитов Западной части Зарафшанского хребта. Тезисы докладов на конферен. проф.-препод. состава ТашПИ, Ташкент, изд. ТашПИ, 1974б.
- Ибадуллаев С. И., Быков Л. А. Генетические особенности и условия размещения гранитных пегматитов Средней Азии. Тр. ТашПИ, Ташкент, 1971.
- Ибадуллаев С. И., Быков Л. А. Редкометалльные апомагматические месторождения. Тр. ТашПИ, Ташкент, 1972б.
- Ибадуллаев С. И., Габелко А. Б., Бедер Б. А. Схема развития и размещения производительных сил Узбекистана на период до 1975—80 г. г. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
- Ибадуллаев С. И., Козлова О. Н. К минералогии габбро-пегматитов Кана. Тр. САИГИМСа. Вопросы геологии рудных районов и месторождений Средней Азии. М., Изд-во «Недра», 1972.
- Ибадуллаев С. И., Мирходжаев И. М. К истории изучения рудных месторождений Средней Азии. Тр. САИГИМСа. Пути развития минерально-сырьевой базы горнорудной промышленности Средней Азии. Ташкент, 1971.
- Ибадуллаев С. И., Попов В. С., Габелко А. Б. О верхнеюрских минерализованных рассолах Западного Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1973, № 1.
- Ибадуллаев С. И., Раджабов Ф. Ш. О порфировидной структуре интрузивных пород и петрологическом значении ее. Тр. ТашПИ, новая серия, геол.-развед., Ташкент, Изд-во «Фан», УзССР, 1964.
- Изох Э. П. Схема классификации гранитоидных формаций с различной рудоносностью и пример ее применения в Западном Узбекистане. В сб.: «Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов», Иркутск, 1971а.
- Изох Э. П. О систематике гранитоидных формаций при металлогенических и геохимических исследованиях. В сб.: «Геохим. критерии потенциальн. рудоносности гранитоидов», ч. 2, Иркутск, 1971б.
- Изох Э. П., Юдалевич З. А., Пономарева А. П., Сандомирский Г. Г., Шмулевич Г. Д. Схема расчленения гранитоидов Западного Узбекистана. ДАН СССР, т. 200, 1971, № 3.
- Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Василевский Б. Ф. Магматизм и некоторые вопросы металлогении юго-западных отрогов Гиссарского хребта», Ташкент, изд. САГУ, 1962.
- Калита Е. Д. К вопросу об ореолах рассеяния лития, рубидия, и бериллия. В кн.: «Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии», М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Калита Е. М., Чернышкова Л. И. Распределение редких щелочных металлов в топазо-морионовых пегматитах как критерий их продуктивности. В кн.: «Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблема 6. «Минералогия и генезис пегматитов». М., Изд-во «Недра», 1965.
- Камерон Е. Н., Джанс Р. Г., Мак-Нейр А. Г. и Пейдж Д. Р. Внутреннее строение гранитных пегматитов. М., ИЛ, 1951.

- Карпова Е. Д. Металлогеническая карта восточной части Средней Азии. В сб. «Металлоген. и прогнозные карты», Алма-Ата. Изд-во АН КазССР, 1959.
- Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Коган Б. И., Названова В. А., Солодов Н. А. Рубидий и цезий. М., Изд-во «Наука», 1971.
- Комплексная металлогеническая карта Тянь-Шаня. Тр. Всесоюз. металлогенич. совещ. Фрунзе, Изд-во «Илим», 1968.
- Коржинский Д. С. Образование контактовых м-ний. М., Изд-во АН СССР, 1945, № 3.
- Кузьменко М. В. Геохимия редких элементов, тантал. М., ИМГРЭ, 1964.
- Кузьменко М. В. Танталосные пегматиты и их роль в сырьевой базе тантала. В кн.: «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов», М., Изд-во «Наука», 1965.
- Кузьменко М. В. Геохимия тантала и генезис эндогенных танталовых месторождений. Автореф. доктор. дисс. М., 1973.
- Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Тантал и ниобий. М., Изд-во «Наука», 1968.
- Кучукова М. С. Закономерности распределения минералов в скарновых зонах Каратюбе (Западный Узбекистан). Записки узб. отд. ВМО, вып. 1, Ташкент, 1952.
- Кучукова М. С., Исмаилов М. И., Джамалетдинов Н. К. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Западного Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Кушмурадов О. О распределении ниобия и тантала в некоторых гранитоидах массива Северного Нуратау (Западный Узбекистан). В сб. «Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Кушмурадов О. К распределению ниобия и тантала в некоторых гравитационных массивах Северного Нуратау (Западный Узбекистан). Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1966, № 4.
- Лазаренко К. К. Происхождение и классификация пегматитов. Изд. Центр. геол. биб-ки, М., 1935.
- Литий. Сборник переводных статей под ред. О. С. Сергеевой М., ИЛ, 1954.
- Литий. Сборник переводов под ред. В. Е. Плющева, М., ИЛ, 1959.
- Лосев Н. А. К вопросу о шеелитоносности и оловоносности Западного Каратюбе. Тр. Узб. ун-та, т. 14, Самарканд, 1939.
- Ляхович В. В. Элементы редких земель в аксессуарных минералах гранитоидов. «Геохимия», 1962а, № 1.
- Ляхович В. В. Некоторые особенности содержания цезия в гранитоидах. ДАН СССР, 1963б, № 6.
- Ляхович В. В. Особенности содержания редких элементов в шпировых выделениях гранитов. ДАН СССР, 1964, № 2.
- Ляхович В. В. Аксессуарные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., Изд-во «Наука», 1967.
- Лященко Г. К. Грейзены центральной части Западного Кара-Тюбе. «Соц. наука и техника», 1939, № 6.
- Макагон В. М., Шмакин Б. М. О причинах проявления редкометалльной минерализации в пегматитах с кларковыми содержаниями редких элементов. Ежегодник ин-та геохимии, Сиб. отд. АН СССР, 1971.
- Макиевский С. И. Закономерности размещения промышленно-слюдоносных пегматитов на Кольском пол-ве. В сб.: «Металлогения докембрийских и древних подвижных зон», ч. I, АН УССР, 1960.
- Малюга Д. П. Геохимический метод поисков рудных месторождений М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Мелентьев Г. Б. Рубидиевый лепидолит из гранитного пегматита Саян. ДАН СССР, 1963, № 3.
- Мелентьев Г. Б. Альбит-лепидолитовый тип гранитных пегматитов — перспективный источник комплексного редкометалльного сырья. В кн.: «Новые дан-

- ные по геологии, геохимии и генезису пегматитов». М., Изд-во «Наука», 1965.
- Мелентьев Г. Б. Аугелит из оловянно-редкометалльных гранитов СССР. ДАН СССР, 1969, № 5.
- Мелентьев Г. Б. Первая находка поллуцитоносных пегматитов в Средней Азии и новые данные об условиях концентрации цезия. ДАН СССР, т. 192, 1970, № 1.
- Мелентьев Г. Б., Мартыанов Н. Н. [и др.]. Закономерности распределения и условия концентрации тантала с сопутствующими компонентами в перспективных месторождениях редкометалльных гранитных пегматитов Памира и Южного Тянь-Шаня, М., 1969.
- Мелентьев Г. Б., Мартыанов Н. Н., Дурнев В. Ф., Акелин Н. А., Лучицкая А. И. Пространственно-генетические взаимоотношения между редкометалльными пегматитами и гранитами. В сб.: «Редкометалльные месторождения, генезис и методы исследований». М., Изд-во «Недра», 1972.
- Минеев Д. А. Геохимия апогранитов и редкометалльных метасоматитов Северо-Западного Тарбагатая. М., Изд-во «Наука», 1968.
- Минералогия и генезис пегматитов. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады сов. геол., проблема 17, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Могааровский В. В., Мельниченко А. К. Закономерности распределения ниобия и тантала в гранитоидах Гиссарского плутона (Центр. Таджикистан). «Геохимия», 1968, № 9.
- Никитин И. К. К вопросу о возрасте некоторых гранитных интрузий юго-западной части Гиссарского хребта. «Сообщен. тадж. фил. АН СССР», вып. 8, 1948.
- Никитин В. Д. Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии. Зап. ВМО, ч. 78, 1949, № 3.
- Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Записки Ленингр. горн. ин-та, т. 30, вып. 2, 1955.
- Никитин В. Д. Особенности редкометалльной минерализации в пегматитовых жилах. Зап. ВМО, ч. 86, вып. 1, 1957.
- Никитин В. Д. Строение и генезис письменных гранитов в пегматитовых жилах. Записки Ленингр. горн. ин-та, 1958, № 2.
- Никитин В. Д. Современное состояние учения о процессах и условиях формирования пегматитов. Записки Ленингр. горн. ин-та, 1959, № 40.
- Никитин В. Д. Гипотеза генезиса слюдоносных и редкометалльных пегматитов и задачи их дальнейшего изучения. Материалы Всес. н.-и. геологического ин-та, вып. 9, 1960а.
- Никитин В. Д. Условия формирования редкометалльных и слюдоносных пегматитов. В сб.: «Минералогия и генезис пегматитов», 1960б.
- Овчинников Л. Н. (гл. редактор) Пегматитовые редкометалльные месторождения, МГРЭ, 1971, вып. 4. Новые данные по пегматитам Урала, Сибири и Северной Карелии.
- Овчинников Л. Н. (председатель). Методика поисков, разведки и оценки цезиевого сырья. МГРЭ, М., 1971. (в сб. «Материалы Всес. семинара в Самарканде»).
- Овчинников Л. Н., Солодов Н. А. Генетические типы месторождений цезия и некоторые вопросы их поисков. «Сов. геология», 1971, № 7.
- Павлов Р. И. К вопросу формирования рудоносных структур одного из пегматитовых полей Западного Узбекистана. В сб. «Минералогия Тянь-Шаня», 1966.
- Павлов Р. И. О новом генетическом типе редкометалльного оруденения в Западном Узбекистане. В сб.: «Металлогения Тянь-Шаня», 1969.
- Павлов Р. И. Геолого-структурные особенности и условия размещения пегматитов Кетменчинского поля. Сб. ИМГРЭ. Редкометалльные гранитные пегматиты, вып. 2, 1971а.
- Павлов Р. И. Направление и методика работ на цезий в Западном и Южном Узбекистане. Матер. Всесоюз. семинара по цезию (Самарканд, 1970) Изд. ИМГРЭ, 1971б.

- Павлов Р. И. О поперечных зонах повышенной деформации Зирабулакских гор. «Геотектоника», 1971в, № 4.
- Павлов Р. И. О системе и геологических признаках региональных поперечных структур Западной части Южного Тянь-Шаня. «Советская геология», М., 1971 г.
- Павлов Р. И. К вопросу типизации структур пегматитовых полей западной части Южного Тянь-Шаня. «Советская геология», 1971д.
- Поваренных А. С. Материалы к изучению пегматитов в верховьях р. Пскем. Зап. узб. отд. ВМО, вып. 8, 1955.
- Подпорина Е. К. Тантал и ниобий в корях выветривания некоторых гранитоидов Средней Азии. ДАН СССР, т. 181, 1968, № 2.
- Поликарпочкин В. В. [и др.]. Биохимические поиски месторождений полезных ископаемых. М., 1964.
- Россовский Л. Н. Особенности формирования ритмично-полосчатых текстур редкометалльных пегматитов. Тр. Сиб. НИИ геол. геофиз. и минерал. сырья. Краснояр. отд., вып. 11, 1971.
- Рубидий. Сборник переводов под ред. Ф. М. Перельмана, М., ИЛ, 1959 (Редкие металлы).
- Сажина Л. И. О распространении рубидия в гранитах СССР. «Геохимия», 1958, № 6.
- Сауков А. А. Геохимия, 2-е изд. М., Госгеолиздат, 1951.
- Ситнин А. А., Разина И. С. О геохимическом составе литиевых слюд из метасоматически измененных гранитов. «Геохимия», 1963, № 7.
- Ситнин А. А., Сажина Л. И. О содержании рубидия в бериллах. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 2, 1959.
- Ситнин А. А., Сункинзян В. В. О вертикальной геохимической зональности массивов танталоносных апогранитов. В сб.: «Эндеген. редкометалл. м-ний и методы их исслед.», М., 1972.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V, Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов В. И. Геология месторождений полезных ископаемых, М., Изд-во «Наука», 1969.
- Солодов Н. А. О распределении редких элементов в минералах редкометалльных гранитных пегматитов. «Геохимия», 1958, № 8.
- Солодов Н. А. Некоторые закономерности распределения редких элементов в отчетливо-зональных гранитных пегматитах. «Геохимия», 1959а, № 4.
- Солодов Н. А. К геохимии редкометалльных гранитных пегматитов. «Геохимия», 1959б, № 7.
- Солодов Н. А. Распределение щелочных элементов и бериллия в минералах одного из зональных пегматитов Монгольского Алтая. «Геохимия», 1960, № 8.
- Солодов Н. А. Главные промышленные типы редкометалльных пегматитов. Тр. Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР, вып. 5, 1961.
- Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962а.
- Солодов Н. А. Распределение таллия в минералах по мощности зонального пегматита. «Геохимия», 1962б, № 7.
- Солодов Н. А. Зональность редкометалльных гранитных пегматитов. Тр. Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР, вып. 8, 1962в.
- Солодов Н. А. Критерии оценки редкометалльных гранитных пегматитов. В кн.: «Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК». Проблема 6. М., Изд-во «Недра», 1965.
- Солодов Н. А. О некоторых тенденциях в развитии минерально-сырьевой базы редких щелочных металлов. В сб.: «Редкие элементы», т. 1, М., 1968.
- Солодов Н. А. Геологический возраст пегматитовых месторождений. В сб.: «Редкие элементы. Сырье и экон.», вып. 3, М., 1969.
- Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки месторождений цезия. М., Изд-во ИМГРЭ, 1970а.
- Солодов Н. А. Парагенетические типы месторождений тантала и цезия и их

- роль в минерально-сырьевой базе. Научные собрания ИМГРЭ, АН СССР, вып. 5, 1970.
- Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки и поисково-оценочные критерии редкометалльных пегматитов. М., Изд-во «Наука», 1971.
- Солодов Н. А. Редкие элементы и их место в общей систематике металлов. В кн.: «Геология и сырьевые ресурсы редких элементов в СССР». Изд. ИМГРЭ, апатиты, 1974.
- Солодов Н. А. [и др.]. Цезий и тантал в ископаемых углях СССР. В кн.: «Геология и сырьевые ресурсы редких элементов в СССР». Изд. ИМГРЭ, апатиты, 1974.
- Солодов Н. А. [и др.]. Геохимия редких элементов. Цезий. Тр. ИМГРЭ, т. 1, М., 1964.
- Солодов Н. А., Слепнев Ю. С., Бойко Т. Ф. Цезий (геохимический очерк). В кн.: «Геохимия элементов» М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Солодов Н. А., Фабрикова Е. А., Солодова Ю. П. Распределение редких щелочных элементов в минералах. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 18, 1968.
- Соседко А. Ф. Геология и полезные ископаемые Кызылкумов. В кн.: «Каракалпакия». Тр. Первой конференции по изучению произв. сил. Каракалпакской АССР, т. 1, Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Соседко А. Ф. Альбитовые пегматиты центральных дуг Средней Азии. «Соц. наука и техника», 1936, № 2.
- Соседко А. Ф. Геохимическая диаграмма пегматитов центральных дуг Средней Азии. ДАН СССР, 1937, т. 14, № 5.
- Соседко А. Ф. Цезий. Редкие металлы, 1937, № 2—3.
- Соседко А. Ф. О цезии и литии в Ильменском хребте на Урале. ДАН СССР, т. 20, 1938, № 4.
- Соседко А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Соседко А. Ф., Шейман Б. М. К рудоносности гор Кара-Тюбе. «Цветные металлы», 1938, № 8.
- Ставров О. Д. Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов. Геология м-ний редких элементов, вып. 21, 1963.
- Ставров О. Д. К проблеме гранита и его рудоносности в связи с геохимией рубидия. «Геохимия», 1971а, № 10.
- Ставров О. Д., Гаврилин Р. Д. Редкие щелочные элементы в сиенит-гранитной калиевой серии пород. В сб.: «Геол. и рудоносность Узбекистана». Ташкент. Изд-во «Фан» УзССР, 1971б.
- Ставров О. Д., Портнов А. М. К геохимии цезия в щелочных породах. «Геохимия», 1965, № 3.
- Стрелкин М. Ф. К вопросу об оловоносности пегматитов. «Изв., АН СССР» серия геол., 1933, № 3.
- Стрелкин М. Ф. Некоторые поисковые признаки пегматитов Калбы. Юбилейный сборник, посвящ. акад. Белянкину, М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Стулов Н. Н. Материалы к геологии и петрологии Гиссарского хребта. Тр. Тадж. Памирской эксп., вып. 40, Л., 1936.
- Стулов Н. Н. К минералогии пегматитовых жил Гиссарского хребта. Записки Ленингр. гор. ин-та, т. 12, вып. 2, 1939.
- Требования промышленности к качеству минерального сырья. Бериллий. М., Госгеоллиздат, 1947.
- Требования промышленности к качеству минерального сырья. Ниобий и тантал, вып. 39, М., Госгеоллиздат, 1948.
- Требования промышленности к качеству минерального сырья. Цирконий, вып. 45, Госгеоллиздат, 1947.
- Требования промышленности к качеству минерального сырья. Рубидий, цезий, вып. 46, М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Уклонский А. А. Минералогия. М., Гостоптехиздат, 1940.
- Уклонский А. С. Параэлементы редких щелочей. ДАН УзССР, 1956, № 9.

- Уклонский А. С. Параэлементы гранитных пегматитов А. Е. Ферсмана. Научн. труды ТашГУ, вып. 372, 1970.
- Урунбаев К. У. К распределению редких щелочей в гранитоидах юго-западных отрогов Чаткальского хребта (Зап. Тянь-Шань). Записки узб. отд. ВМО, вып. 22, 1970.
- Урунбаев К. У., Ярмухамедов А. Р., Шарипов Т. Т., Кадыров М. Х. Распределение редких щелочей и таллия в вулканогенных образованиях Кураминской подзоны (Зап. Тянь-Шань). «Узб. геол. ж.», 1967, № 5.
- Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М., Изд-во «Недра», 1964.
- Ферсман А. Е. Процессы замещения в гранитовых пегматитовых жилах. ДАН СССР, серия А, май, 1926.
- Ферсман А. Е. О новой закономерности состава гранитных пегматитов. ДАН СССР, серия А, 1931.
- Ферсман А. Е. Редкие элементы в свете современной науки. «Редкие металлы», 1932, № 4—5.
- Ферсман А. Е. Геохимия конечной магматической кристаллизации. В сб.: «Пегматиты СССР», М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. III, М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 4, Л., ГНТИХИ, 1939а.
- Ферсман А. Е. Успехи изучения пегматитов гранитной магмы за последние 10 лет. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1939б, № 2.
- Ферсман А. Е. Геохимические минералогические методы поисков полезных ископаемых. Избр. тр. А. Е. Ферсмана, т. 2, М., 1953.
- Филиппова Ю. И. Новый парагенетический тип тантал-цезиевых пегматитов. ДАН СССР, 1970, № 5.
- Хамрабаев И. Х. Вопросы зональности продуктов метаморфизма. ДАН УзССР, 1948, № 9.
- Хамрабаев И. Х. Мусковитизация и двуслюдяные граниты в Зирабулакских и Каратюбинских интрузивах (Зап. Узб.). Записки узб. отд. ВМО, вып. 1, Ташкент, 1951.
- Хамрабаев И. Х. О соотношениях аплитов, пегматитов и некоторых других жильных пород в интрузивах Западного Узбекистана. Записки узб. отд. ВМО, 1954.
- Хамрабаев И. Х. О циклах и фазах магматизма в Западном Узбекистане. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 35.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958а.
- Хамрабаев И. Х. О древних выработках и шлаках гор Каратюбе. Записки узб. отд. ВМО, вып. 3, 1958б.
- Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Хамрабаев И. Х., Азимов П. Т. О редкометалльных и ниобо-танталовых акцессориях в гранитоидах и пегматитах Актауского интрузива (Зап. Узб.). В сб.: «Вопросы минералогии и геохимии», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1964.
- Хамрабаев И. Х., Мацокина Т. М. [и др.]. Магматические комплексы Узбекистана и их металлогеническая специализация. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8, М., Изд-во «Наука», 1967.
- Цезий. Сборник переводных статей под ред. В. Е. Плющева, М., ИЛ, 1956.
- Шавло С. Г. О становлении пегматитов Камы и Нарыма. Тр. Алтайского горно-металлургического г.-и. ин-та, 1958, № 6.
- Шавло С. Г., Казакевич В. Я. Особенности распределения рубидия в метаморфических и интрузивных комплексах Султануиздага. «Узб. геол. ж.», 1966, № 5.
- Шавло С. Г., Казакевич В. Я. О распределении лития в горных породах Султануиздага. В сб.: «Геол. минералогия и геохимия рудн. регионов Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Шамснев Е. А., Нематов А. Н. Жильные образования Тымского интрузива, «Узб. геол. ж.», 1965, № 5.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Основные этапы истории исследования и состояние изученности редкометалльных и редкощелочных элементов Южного Тянь-Шаня	5
Глава II. Особенности геологического строения пегматитоносных поясов Южного Тянь-Шаня	9
Глава III. Редкометалльные рудопроявления Южного Тянь-Шаня	20
Глава IV. Сравнительная характеристика пегматитовых полей Южного Тянь-Шаня	42
Глава V. Морфология и внутреннее строение пегматитов	59
Глава VI. Региональные закономерности размещения редкометалльных альбит-грейзеновых типов месторождений (апогранитов) Южного Тянь-Шаня	70
Глава VII. Минералогия	81
Глава VIII. Распределение редкометалльных и редкощелочных элементов в магматических, вулканогенных, осадочных и других образованиях Южного Тянь-Шаня	120
Глава IX. Геохимия редкощелочных элементов	141
Заключение	145
Литература	149

Саттар Ибадуллаевич Ибадуллаев

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ И РЕДКОЩЕЛОЧНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Утверждено к печати Ученым советом САИГИМСа

Редактор О. Мерхалева
Художник Н. Владимиров
Технический редактор З. Горьковая
Корректор А. Айрапетова

Р-20674. Сдано в набор 18/II-75 г. Подписано к печати 24/XII-75 г. Формат 60×90^{1/16}. Бум. л. 5,0. Печ. л. 10,0. Уч.-изд. л. 10,8. Изд. № Н-128. Тираж 500 экз. Цена 1 р. 18 к. Заказ 760.

Ордена Трудового Красного Знамени типография издательства ЦК КП Белоруссии, Минск. Ленинский проспект, 79.

Адрес издательства «Фан» УзССР: г. Ташкент, ул. Гоголя, 70.

Цена 1 р. 18 к.

1747