

М. И. ИСМАИЛОВ

**МИНЕРАЛОГО-
ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ
СКАРНОВО-
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

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

549 + 550.4 / 553.064

М. И. ИСМАИЛОВ

МИНЕРАЛОГО-
ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ
СКАРНОВО-
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЗАПАДНОГО
УЗБЕКИСТАНА

1348



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
ТАШКЕНТ - 1975



552
И 87

УДК 549+550.4+548.3]:553.064.32(575.1)

М. И. Исмаилов. МИНЕРАЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СКАРНОВО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1975. Табл.—25, рис.—82, библ.—362 назв.

В работе рассмотрены некоторые наиболее актуальные теоретические и практические вопросы современной генетической (онтогении и филогении минералов) и прикладной минералогии.

Приводятся типоморфные минералого-геохимические и кристаллохимические особенности минералов, обосновываются возможности их применения как индикаторов скрытых рудных тел и для оценки перспектив отдельных месторождений и рудопроявлений. Описываются этапы, стадии распределения редких и рассеянных элементов, типы вольфрамово-молибденовых оруденений, зональность, фациальность постмагматической минерализации вышеуказанного региона.

Монография рассчитана на широкий круг геологов — минералогов, геохимиков, кристаллохимиков, специалистов, занимающихся поисками и разведкой месторождений скарново-гидротермального типа.

Ответственный редактор
академик АН УзССР И. Х. ХАМРАБАЕВ



ПРЕДИСЛОВИЕ

В оценке перспективности отдельных площадей наряду с магматическими, литолого-структурными, тектоническими факторами важное место занимает выявление минералого-геохимических и генетических особенностей формирования эндогенных месторождений полезных ископаемых вообще и месторождений скарново-редкометальной формации в частности. В монографии эти особенности рассмотрены на примере скарново-редкометальных месторождений и рудопроявлений Западного Узбекистана. По убеждению автора и представлениям других исследователей, это позволит расширить минерально-сырьевую базу действующих горнорудных предприятий Койташ, Ингичка, а также законсервированных месторождений Лянгар, Каратюбе за счет выявления новых перспективных площадей и скрытых рудных тел в их пределах. В работе подробно рассматриваются типоморфные и онтогенетические особенности индивидов и агрегатов главных скарновых и рудных минералов. Выявлены их индикаторные значения для скрытого оруденения, связь химического состава пироксенов и гранатов с их физическими (кристаллохимическими) свойствами. Установлено полярное соотношение между составом пироксенов и типом оруденения в скарнах.

В настоящее время успехи генетической минералогии и прежде всего требования геологоразведочной практики породили такие новые представления, как онтогенез, т. е. учение о генезисе минеральных индивидов, агрегатов, и филогения — учение о генезисе минеральных видов и парагенезисов (Григорьев, 1961). Они вошли в практику минералогов и применяются при характеристике генезиса минералов и отдельных рудных формаций (Шафрановский, Жабин, 1958, 1966, 1970, 1972, 1966, 1970; Лазаренко, 1958, 1966; Юшкин, 1966, 1970; Чесноков, 1970; Годовиков, 1973; Рундквист и др., 1971).

Применение онтогенетического метода изучения, а также понятия «псевдоморфные ряды» при изучении скарновых минералов Западного Узбекистана позволило автору рассмотреть механизм возникновения и роста зародыша скарновых минералов и роль при этом «субстрата». Новообразования появляются и развиваются в конкретном минерале — подложке (субстрате), кристаллохимические и физические свойства которого существенно влияют на аналогичные особенности новообразований. Расшифрована динамика развития индивидов, агрегатов главных скарновых минералов в кальцитовом субстрате, что дает возможность теоретического объяснения предпочтительного развития скарново-рудного процесса в карбонатной среде. Под термином

«псевдоморфные ряды» минералов мы понимаем последовательные замещения одних минералов другими, наследующими при этом морфологические особенности индивидов, агрегатов и некоторые их физические и химические свойства, структурные, текстурные признаки минерала-«хозяина».

Индивид — это образовавшееся в породе обособление однородного химического вещества, физически отделенное от других естественными поверхностями раздела. Индивидами являются как природный кристалл, ограниченный кристаллическими гранями, так и каждое минеральное зерно или однородное выделение, отделенное от соседей поверхностями соприкосновения (Григорьев, 1961).

Агрегат — совокупность индивидов. Далее в соответствующих главах применяются и разъясняются термины: «стадия», «этап» скарновой минерализации, «парагенезис», «минераломорфологический анализ», «полярное соотношение», «закономерное срастание» и др.

Изучение зональности в размещении разновидностей мраморов и постмагматических образований (скарнов, «полосчатых» роговиков и др.) в экзоконтактной зоне интрузивных массивов позволило сформулировать минералогические критерии скрытого оруденения и произвести оценку перспектив рудоносности отдельных площадей Койташского, Лянгарского рудных полей и Зирабулакских гор.

Материалы, приведенные в монографии, являются частью большой научно-исследовательской работы, проводимой Институтом геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР по выявлению перспективных площадей на вольфрамовое оруденение в Западном Узбекистане.

В проведении отдельных видов анализов участвовали Е. Ф. Касьянова, П. Л. Прихидько, Т. И. Суконкина, В. В. Прасалова, Р. А. Алиева, М. Махкамова (химические анализы, включая определение редких и рассеянных элементов), Л. А. Скачкова, А. А. Литвин (рентгенометрический, рентгеноструктурный анализы), А. К. Касымов, Э. Е. Рабаева (термический анализ), Т. И. Ясколко (электронная микроскопия), Е. Д. Гуртенберг, М. Я. Камшон (количественный спектральный анализ), Л. Ф. Толкачева (пробирные анализы), В. Ф. Лужков, Р. М. Мусаев (приготовление штуфов, полированных и прозрачных шлифов).

Неоценимую помощь в сборе и обработке каменных материалов оказали А. Б. Плаксина, А. А. Бабаджанов, А. С. Балакина, Я. С. Эшпулатов, А. Саттаров, М. Ш. Шарахмедова, М. Р. Расулева и др.

В процессе работы автор неоднократно пользовался ценными советами и консультациями И. Х. Хамрабаева, Д. П. Григорьева, Л. И. Шабынина, С. Т. Бадалова, А. А. Малахова, М. П. Баскакова, М. И. Моисеевой, Б. Ф. Василевского, М. Р. Еникеева, Н. П. Петрова, М. С. Кучуковой, Р. А. Мусина, С. И. Ибадуллаева, Т. М. Мацокиной, В. Ф. Савельева, Н. Н. Черневского и др.

ВВЕДЕНИЕ

До Великой Октябрьской социалистической революции во всей Средней Азии не было известно ни одного вольфрамового и молибденового проявления. В 1928 г. С. В. Культиасов, И. М. Евфименко совместно с местным жителем М. Юлдашевым обнаружили молибденит в скарнах месторождения Лянгар. Тем не менее, основной перелом в исследовании вольфрамовых месторождений начался после того, как Н. А. Смольянинов установил наличие шеелита в образцах П. А. Алексата, взятых из месторождения Чорух-Дайрон (1932), а позднее в скарнах Лянгара. Затем были открыты Койташ, Ингичка и другие многочисленные рудопроявления. На примере этих и других месторождений Советского Союза Д. С. Коржинский, Х. М. Абдуллаев, В. А. Жариков, Л. И. Шабынин и др. создали наиболее передовую теорию скарно- и рудообразования.

В изучении постмагматических процессов и рудоотложения в Западном Узбекистане большая заслуга принадлежит Х. М. Абдуллаеву, Н. Д. Ушакову, И. М. Евфименко, К. Л. Бабаеву, И. Х. Хамрабаеву, Х. Н. Баймухамедову, М. Д. Троянову и др. В открытии и изучении отдельных месторождений в разное время участвовали Б. А. Баскин, В. П. Флоренский, Н. В. Нечелюстов, И. А. Айзенштат, Н. А. Смольянинов, В. С. Мясников, З. А. Королева, А. Б. Баталов, Н. Д. Зленко, Г. К. Лященко, Н. В. Культиасов, Б. Ф. Василевский, А. Н. Енгальчев, С. Н. Попенко, А. С. Федоренко, Л. К. Комжа, М. Г. Гумарова, А. В. Королёв, С. А. Денисов, П. А. Шехтман, Г. Ф. Шендерей, В. В. Башинская, Н. И. Крылов, Т. М. Мацокина-Воронич, Н. В. Лиценмайер, Г. Ф. Шелковникова, М. С. Кучукова, Е. Ф. Смирнова, Л. С. Виноградов, А. К. Тюрин, С. Я. Сушенцева, В. В. Сахоненок, А. Е. Румянцев, Ю. А. Чернявский, О. М. Римская-Корсакова, М. И. Исмаилов, И. П. Заревич, Д. К. Власова и многие другие.

Первая попытка обобщить имеющийся материал по шеелитоносным скарнам сделана в 1936 г. Д. И. Щербаковым. Позже основные данные по скарново-редкометальным месторождениям Средней Азии подытожили Х. М. Абдуллаев (1937), В. М. Крейтер и Д. П. Резвой (1939). В дальнейшем в пределах месторождений Лянгар, Койташ, Ингичка минералогические исследования проводились параллельно с геолого-разведочными и поисковыми работами. К этому времени относится детальное изучение скарновых и рудных минералов и их парагенетических соотношений месторождений Лянгар (Абдуллаев, 1939, 1941, 1942; Мясников, 1941, 1951; Нечелюстов, 1947), Койташ (Королёва,

Баталов, 1941; Бабаев, 1949, 1953), Ингичка (Королева, 1946; Кучукова, 1946; Миловский, 1946) и др.

Большая работа была проведена В. С. Мясниковым (1941, 1951), который детально изучил распространенные минералы Лянгара и выявил наиболее полный перечень минералов, входящих в состав руд и пород этого месторождения. Он на основании экспериментальных данных высказал предположение о том, что вольфрам в постмагматических рудострах переносится в щелочной среде.

Сравнительное изучение шеелита из различных месторождений Средней Азии, в том числе и Лянгара, осуществлено Н. В. Нечелюстовым (1947). Он установил влияние механических примесей гипогенных и супергенных минералов на окраску шеелита.

Вторым крупным обобщением накопленных материалов по геологии, минералогии и генезису скарново-шеелитовых месторождений Средней Азии, не потерявшим своего значения до настоящего времени, явилась монография Х. М. Абдуллаева «Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии» (1947).

В этой работе обстоятельно проанализированы важнейшие теоретические положения по условиям образования и размещения скарнов и связанных с ними минерализаций. Автор доказал, что редкометалльные скарны представляют собой самостоятельный генетический тип месторождений, формирующихся в несколько последовательных стадий. Главным образом он обратил пристальное внимание на значение процессов ассимиляции известняков гранитоидами, а также на генетическую связь редкометалльного оруденения с гранитоидными породами повышенной основности.

С 1950 г. минералого-петрографические исследования проводятся не только на таких месторождениях, как Ингичка (Лиценмайер, 1956), Лянгар (Римская-Корсакова, Сахоненок, 1956), но и на отдельных рудопроявлениях — Джилау, Кызкуртан, Тым, Чуюн (Мацокина-Воронич, 1953; Уразаев, 1954), Каратюбе (Кучукова, 1955), Туракул (Лосев, 1953), Темиркабук (Бадалов, 1950) и др.

Следует отметить большую плодотворную работу Н. В. Лиценмайер, которая до настоящего времени изучает минералогию скарновых проявлений Зирабулакских гор, в том числе месторождения Ингичка. В последнем ею установлено свыше 112 минералов и их разновидностей, в том числе и такие минералы, как гельвин, гадолинит, ферсманит и др. Однако некоторые минералы слабо диагностированы.

С 1953 по 1955 г. минералого-петрографические исследования на месторождении Лянгар проводились О. М. Римской-Корсаковой, В. В. Сахоненок, Н. А. Кулик (1956, 1959). Они, помимо ранее известных 69 минералов, описали еще 27. О. М. Римская-Корсакова совместно с М. Д. Трояновым (1959) детально изучили тунгстенит, гранат и другие минералы. Они высказали некоторые соображения о происхождении концентрически-зонального строения гранатов Лянгара. Геохимией молибдена и его ореолом рассеивания на Лянгаре занимался В. И. Виноградов, установивший обогащенность этим элементом грунтовых вод и почв. Распределение вольфрама и молибдена в почвах и растениях месторождений Лянгар и Койташ изучали И. Х. Хамрабаев и Р. М. Талипов (1960, 1966).

С 1958 г. появляются обобщающие монографии И. Х. Хамрабаева (1958, 1969), Х. Н. Баймухамедова (1960), К. Л. Бабаева (1960), Н. Д. Ушакова и Н. В. Лиценмайер (1962), М. С. Кучуковой, М. И. Исмаилова, Я. С. Эшпулатова (1968, 1969, 1971) и др. Кроме того, исследователи начинают обращать внимание на выяснение распределения

редких и рассеянных элементов (Se, Te, Re, Ga, Tl и др.) в породах и минералах (Шестаков, 1958; Кадышев, Лиценмайер, 1961; Исмаилов, 1961, 1964, 1971; Рабинович, 1961; Лазарев, 1964 и др.).

В работах И. Х. Хамрабаева (1958) обстоятельно изложены основные закономерности размещения и формирования постмагматических минерализаций и их зональность в Западном Узбекистане, которые послужили основой для выделения рудных поясов, узлов, составления металлогенической схемы региона. Схема вместе с другими теоретическими выводами И. Х. Хамрабаева легла в основу геолого-поисковых и разведочных работ, благодаря чему было открыто месторождение Мурунтау и другие.

Этот исследователь подтвердил высказанную ранее идею (Абдуллаев, 1947 и др.) о возможности появления скарново-рудных тел в связи со всеми фазами гранитоидных интрузий. Он показал отношение главной массы редкометалльных скарнов с гранитной и гранодиоритовой (II, III фазы) фазами верхнекарбонových интрузий и более поздний их возраст по отношению к минерализованным пегматитам, грейзенам и кварцевым жилам с оловянным (в основном) и отчасти золотым оруденением. Определением абсолютного возраста доказано одновременное образование магматического комплекса S_3 — P_1 и связанных с ним постмагматических, в том числе скарново-редкометалльных образований (Хамрабаев, Аскарлов, Магдиев, 1964). В работах последних лет И. Х. Хамрабаев (1964, 1969, 1971) разработал петролого-минералого- и геохимические критерии рудоносности магматических комплексов Узбекистана, в том числе и Западного Узбекистана.

Х. Н. Баймухамедов (1960) путем детального изучения магматических и постмагматических образований, металлогенического анализа выявил закономерность в локализации и формировании рудопроявлений и месторождений Зирабулак-Зияятдинских гор; выделил ряд рудных зон, несущих определенный тип оруденения, располагающихся параллельно друг к другу.

Ценные данные по минералогии и геохимии месторождений и рудопроявлений Каратюбинских и Чакылкалянских гор содержатся в работах М. С. Кучуковой (1965, 1968, 1971), но тем не менее некоторые минералы диагностированы недостаточно. Парагенетический анализ магнетизальных скарнов Яхтона, Акбаиджумы произведен И. П. Заревич (1967).

Данные по минералогии и геохимии скарново-рудных месторождений Западного Узбекистана обобщены и проанализированы нами (1965, 1968, 1969, 1971); с различной детальностью приведены описание 175 минералов и 39 разновидностей, а также данные по распределению некоторых редких и рассеянных элементов в различных генетических типах пород и минералов.

С 1970 г. группой сотрудников Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева при тесном содружестве с коллективом Зарафшанской ГГРЭ Министерства геологии УзССР по программе, составленной И. Х. Хамрабаевым, ведется большая комплексная, геолого-геофизическая и минералого-петрографическая работа по переоценке известных месторождений и рудопроявлений Западного Узбекистана, выявлению новых перспективных площадей вольфрамового оруденения, в первую очередь в пределах действующих месторождений Койташ, Лянгар, а затем Каратюбе.

На основании рассмотренного в отчете (Хамрабаев, Джамалетдинов, Исмаилов, Кучукова, Мурадов, 1971, 1973) комплекса критериев в пределах Койташского, Лянгарского рудных полей выделены наиболее

перспективные на скарново-редкометальное оруденение участки и площади. Геолого-разведочными работами, проведенными Койташским рудоуправлением в 1971—1973 гг. на площади между шахтой «Разведочная» и Саганаксаем, выделенной нами как перспективная, вскрыты скарново-рудные тела с промышленным содержанием триоксида вольфрама.

На основании вышеизложенного следует подчеркнуть, что, хотя минералого-геохимические исследования скарново-редкометальных месторождений Западного Узбекистана находятся в удовлетворительном состоянии, морфологические, генетические (онтогения) и кристаллохимические особенности даже главных породообразующих (за исключением гранатов Лянгара) рудных минералов и их индикаторные значения для скрытого оруденения еще не освещены. Мы надеемся, что настоящий труд послужит началом по устранению имеющегося пробела в минералогических исследованиях скарново-редкометальных месторождений Западного Узбекистана.

Данная монография является первым опытом в этом направлении, поэтому, быть может, в ней допущены некоторые неточности и недоработки, замечания о которых мы примем с большой благодарностью.

Глава I. ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА И СКАРНОВО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РЕГИОНА

Палеозойский фундамент, к которому приурочены все скарново-редкометалльные и другие эндогенные рудные формации (рис. 1), в пределах Зирабулакских и Нурагинских гор Западного Узбекистана состоит из каледонского и герцинского структурных этажей. Их краткая

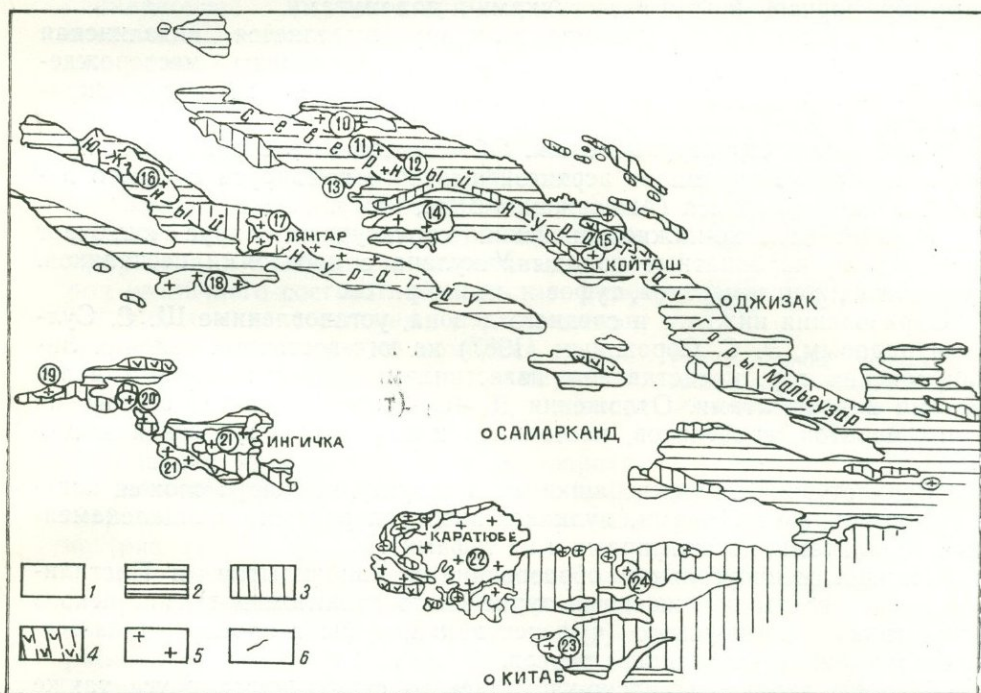


Рис. 1. Схема размещения гранитоидных массивов Западного Узбекистана.

1—мезо-кайнозойские отложения, 2—песчано-сланцевые толщи палеозоя, 3—карбонатные толщи, 4—эффузивно-осадочные образования, 5—гранитоидные массивы, 6—лаикообразные тела габброидов среднего карбона. Интрузивные массивы (цифры на рисунке в кружках): 10—Темиркабуцкий, 11—Устукский, 12—Синтабский, 13—Акчолский, 14—Кошрабадский, 16—Нурагинский, 17—Актауский и Битабский, 18—Каратауский, 19—Кошкудукский, 20—Карнабский, 21—Центрально-Зирабулакский плутон с сателлитами, 22—Каратюбинский плутон с сателлитами, 23—Сукарский, 24—Акбайджуманский.

характеристика приводится по данным М. А. Ахмеджанова, О. М. Борисова, И. А. Фузайлова (1967), Е. И. Барковской, Б. Г. Каминского и др. (1967), Ш. С. Султанмуратова, Э. С. Сорокина (1967), Е. В. Чу-

карова, Д. Я. Ахбер, О. А. Старцева, Е. И. Зацепкина, Д. В. Носко (1968), Ю. В. Шумакова (1972) и др.

Каледонский структурный этаж. К данному структурному этажу относятся сланцы, песчаники и алевролиты с прослойками известняков $Ст_3$, $Ст_3—O_1$ и O_2 Койташских гор (Чукаров и др., 1968), а также сланцы и алевролиты с прослойками песчаников, гравелитов, туфов, туфоконгломератов O_{2+3} Зирабулакских гор (Барковская и др., 1967). Сюда также относятся нижнепалеозойские нерасчлененные отложения (нижний структурный ярус), представленные песчано-сланцевой толщей. Они широко распространены в горах Зияэтдин (киттармайская свита) и Нуратау (свита кристаллических сланцев).

В горах Тахку (район месторождения Лянгар) свита кристаллических сланцев перекрывается мощными толстоплитчатыми мраморизованными известняками, доломитами и роговиками. Выше залегают осадки нижнесилурийского яруса, состоящие из сланцев, песчаников, аргиллитов, плитчатых известняков, реже конгломератов лландовери и венлока.

Верхнесилурийско-нижнеэйфельский ярус включает осадки верхнего венлока, нижнего силура, верхнего силура, нижнего девона и нижнеэйфельский подъярус среднего девона. Сложен песчаниками, сланцами, мраморизованными известняками и доломитами.

Среди известняков и доломитов лудлоу выделяется пиязлинская свита (Барковская и др., 1967), к которой приурочены месторождения (Ингичка) и рудопоявления (Чангаллы, Каргалы и др.) Зирабулакских гор.

Герцинский структурный этаж. Объединяет пять структурных ярусов и охватывает время от верхнеэйфельского подъяруса среднего девона до нижнего триаса (Ахмеджанов и др., 1967).

Верхнеэйфельско-нижнетурнейский структурный ярус включает красноцветно-карбонатные породы Учкулача с прослоями песчаников, аргиллитов, конгломератов, туфов и игнимбритов.

Образования нижнего и среднего девона, установленные Ш. С. Султанмуратовым, Э. С. Сорокиным (1967) на юго-восточных склонах Зирабулакских гор, представлены известняками, известковистыми доломитами и доломитами. Отложения $D_3—C_1$ (тымская свита) состоят из конгломератов, гравелитов, песчаников и сланцев (Барковская и др., 1967).

Верхнетурнейско-нижнебашкирский структурный ярус сложен конгломератами, известняками, вулканогенными породами (миндалекаменными спилитами, кератофирами и их туфами).

Нижнекаменноугольные образования в Ханбандытау и Писталинтау представлены отложениями турнейского (конгломерат), визейского (известняк) и намюрского (туфопесчаники, туфы с прослоями известняков и кремнистых сланцев) ярусов.

Породы верхнебашкирско-учбулакского структурного яруса также широко распространены в северных и южных отрогах Нуратинских гор и представлены флишондно-карбонатно-терригенными отложениями.

В нижнемесковский подъярус входят тонкослоистые водорослевые шламovo-детритусовые, органогенно-обломочные известняки, которые широко распространены в Южном и Северном Нуратау.

К породам этого подъяруса приурочены вольфрамoво-молибденовые месторождения Койташ, Угат и др.

Нижнепермский ярус в Западном Узбекистане сложен конгломератами и песчаниками, обнажающимися в районах Фариша и Койташа. В районе месторождения Койташ к нему относятся породы нерасчле-

ненной толщи C_3 — P_1 , представленные грубообломочными конгломератами и песчаниками с редкими прослоями сланцев.

По тектонической схеме Х. М. Абдуллаева (1949—1960), В. И. Попова (1937) Западный Узбекистан относится к южной и западной зонам Тянь-Шаня, а по схеме Г. Ю. Алферова, В. А. Арапова, А. К. Бухарина, В. Г. Гарьковца и др. (1967)— к Зарафшано-Туркестанской.

Зирабулакские и Нуратинские горы целесообразно рассматривать на фоне тектоники всего Западного Узбекистана, которая определяется следующими элементами: складчатые структуры (продольные и поперечные), разрывные нарушения различных простираний и блоки, обуславливающие складчато-блоковый характер палеозойского фундамента.

Внутри каледонского структурного этажа образовались немногочисленные продольные антиклинальные и синклинальные складки, вытянутые главным образом в северном и северо-западном направлении (Кульджуктау, Ханбандытау, Мурунтау и Аристантау).

Герцинский цикл складчатости в Западном Узбекистане проявился в образовании антиклинорий (Северо-Нуратинская, Каратауская, Зирабулак-Каратюбинская) и синклинорий (Аристантау-Кошрабатская система, Санзарская система грабен-синклинорий, Таушанско-Зарафшанская). Кроме того, выделяются многочисленные разломы, самыми крупными из которых являются глубинные Северо-Нуратинско-Южноферганский и Южно-Тяньшаньский.

Складкообразование каледонского и варисского циклов сопровождается излиянием эффузивов и внедрением интрузивных пород различного состава и возраста: силурийский комплекс основных и ультраосновных пород; гранитоидный комплекс верхнего карбона и нижней перми (Хамрабаев, 1958; Аскаров, Хамрабаев, 1966), сыгравший решающую роль в формировании и размещении месторождений и рудопроявлений постмагматического и в том числе скарнового генезиса в Западном Узбекистане (рис. 1).

В пределах Нуратинских и Зирабулакских гор обнаруживается более 20 интрузивов гранитоидных пород. Наиболее крупные из них Актауский, Кошрабатский, Темиркабукский, Устукский, Койташский, Зирабулакский, Азкамарский, Катартагский, Карнабский, Кудукчинский, Чиракджуринский и др. Среди них выделяются четыре формации пород и соответствующие им жильные фации:

1) диориты, габбро-диориты, диорит-порфириты и лампрофиры (C_3 — $P_1\gamma_1$);

2) порфировидные биотитовые гранодиориты, гнейсо-граниты, реже кварцевые диориты, адамеллиты и сиенито-диориты (C_3 — $P_1\gamma_2$); жильная фация — гранодиорит-порфиры, гранодиорит-аплит-микрограниты и пегматиты;

3) биотитовые, мусковитизированные (двуслюдяные, мусковитовые) граниты, гнейсо-граниты и реже гранодиориты и адамеллиты

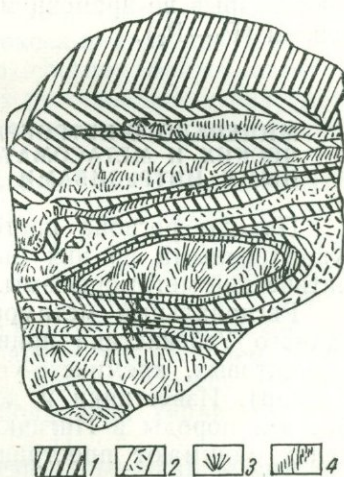


Рис. 2. Тонкие пропластки и гнезда волластонита в пироксен-плаггиоклазовом роговике (зарисовка, обр. 2314, м-ние Койташ, вел. натур.).

1 — пироксен-плаггиоклазовые роговики. 2 — сахароподобные и спутанно-волокнистые агрегаты волластонита, 3 — радиально-лучистые агрегаты волластонита, развивающиеся по спайностям кальцита, 4 — шестоватые агрегаты волластонита.

(C_3 — $P_1\gamma_3$); жильная фация — пегматиты, аплиты, гранит-порфиры, диорит-порфириты, редко лампрофиры;

4) аляскиты, лейкократовые граниты (C_3 — $P_1\gamma_4$); жильная фация — пегматиты, аплиты, аплитовидные и пегматоидные граниты, кварцевые порфиры (?). В скарновых полях Ингичка и Лянгар среди лейкократовых гранитов различаются фазовые и метасоматические (Абдуллаев, Свириденко, 1960).

Некоторые скарново-редкометалльные месторождения, а также многие рудопроявления Западного Узбекистана генетически связаны с формациями гранодиоритов и гранитов, ассимилировавшими преимущественно известняки. Месторождения, связанные с гранитовой и аляскитовой формациями, имеют подчиненное значение (Абдуллаев, 1947, 1954; Хамрабаев, 1958; Кучукова, Исмаилов, Рахмедов, 1966). Другие исследователи (Нечелюстов, 1970, 1971) необоснованно допускают разрыв во времени между скарнообразованием (C_1 — C_3) и орудением (P_1 — P_2).

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД, СВЯЗАННЫХ С ГРАНИТОИДНЫМИ ИНТРУЗИВАМИ ВЕРХНЕГО КАРБОНА И НИЖНЕЙ ПЕРМИ

Породы региона претерпели неоднократные изменения. Наиболее существенными из них были региональный, контактовый и постмагматический метаморфизмы.

Региональный метаморфизм в пределах всех месторождений Западного Узбекистана привел к образованию филлитовидных хлорит-серицитовых, кремнисто-углистых кристаллических сланцев (Койташ, Лянгар). Известняки и доломиты испытали слабую мраморизацию. Все эти породы в Ингичкинском, Койташском и Лянгарском рудных полях занимают пространство за пределами ореолов контактового метаморфизма.

Наиболее широко распространены продукты контактового метаморфизма — роговики, мраморы и ороговикованные породы, а также известково-силикатовые роговики (Койташ, Лянгар, Ингичка, Чангаллы, Каргалы и др.). При этом наблюдается зональное размещение метаморфических пород (Хамрабаев, Джамалетдинов, Исмаилов и др. 1973). Это заключается в том, что зоны роговиков по мере удаления от контакта сменяются зонами ороговикованных пород, а далее — сланцами и песчаниками.

Минералого-петрографические характеристики метаморфических и метасоматических пород региона с различной детальностью освещены в работах Х. М. Абдуллаева (1939—1960), М. И. Евфименко (1938, 1944, 1962), К. Л. Бабаева (1949, 1952, 1954), И. М. Исамухамедова (1955), В. В. Башинской (1958), И. Х. Хамрабаева (1958), А. Б. Баталова (1941, 1960), Б. М. Уразаева (1961), Х. Н. Баймухамедова (1960), С. Т. Бадалова (1950), Н. Д. Ушакова (1962), М. Д. Троянова (1954, 1956), Т. М. Мацокиной-Воронич (1953), З. А. Королевой (1941, 1946), О. М. Римской-Корсаковой (1956), Н. В. Лиценмайер (1962), Ю. А. Шихина (1961), М. С. Кучуковой (1965, 1971), М. И. Исмаилова (1960, 1965), Я. С. Эшпулатова (1965, 1966) и др.

Мы приводим краткое описание метаморфических и метасоматических пород по классификации В. А. Жарикова (1959), с той лишь разницей, что в магматическом этапе метасоматоза, кроме формаций контактовых роговиков, мы выделяем формации мраморов.

Породы магматического этапа замещения

К магматическому этапу замещения относятся магнезиальные скарны и породы, образованные в результате термального воздействия гранитоидного интрузива на известково-песчанисто-сланцевую толщу палеозойского фундамента.

Формация контактовых роговиков. По минералогическому составу и температуре образования породы формации контактовых роговиков подразделяются на следующие фации: кордиерит-амфибол-слюдистые, андалузит-амфибол-полевошпатовые с графитом и слюдами, кварцево-слюдистые (характерные для пород каледонского структурного этажа), пироксен-плаггиоклазовые, амфибол-полевошпатовые, амфибол-полевошпат-пироксен-биотитовые с полосчатой текстурой (Койташ), биотит-полевошпатовые, кварцево-биотитовые (характерные для пород герцинского структурного этажа).

Наиболее полный разрез этих роговиков наблюдается в месторождении Койташ. Следует отметить, что пироксен-плаггиоклазовые, пироксен-амфибол-плаггиоклазовые породы по составу ближе стоят к скарноидным породам, но отличаются от них роговиковой структурой. Встречаются их перекристаллизованные разновидности, напоминающие пироксеновые и пироксен-плаггиоклазовые скарны.

Формация известково-силикатовых роговиков. Известково-силикатовые роговики широко распространены (Бабаев, 1939; Абдуллаев, 1947; Исмаилов, Эшпулатов, 1968). Порода залегает в виде пластообразных и линзообразных тел на контакте мраморов с роговиками различного состава. Пространственно они размещаются в зоне приконтактового среола термального метаморфизма. Светлая окраска описываемой породы, в отличие от других роговиков, обусловлена присутствием таких минералов, как волластонит, кальцит, кварц, диопсид, гроссуляр, плаггиоклаз, реже скаполит и везувиан. Более подробная характеристика и некоторые особенности генезиса изложены в гл. III.

Формация магнезиальных скарнов. Магнезиальные скарны впервые выделены Д. С. Коржинским (1953), детально изучены В. А. Жариковым (1959) в Западном Карамазаре, Л. И. Шабыниным (1961, 1966, 1973) в Якутии, Восточном Забайкалье, Средней Азии. Отдельные сведения о магнезиальных скарнах различных месторождений содержатся в работах В. М. Синякова, Н. М. Синяковой (1961, 1967), З. М. Протодьяконовой (1961), В. С. Попова (1961), М. И. Исмаилова (1958, 1971), Т. Х. Ходжиева (1965), И. П. Заревич (1967), В. А. Вахрушева (1972), Р. Д. Дженчураевой, Д. Д. Дженчураева (1973) и др.

В пределах изучаемого региона полную метасоматическую колонку (см. гл. III) скарнов этой формации мы выявили в месторождении Лянгар. Отдельные фрагменты магнезиальных скарнов в месторождении Лянгар были известны (Сахоненок, 1967). Кроме того, магнезиальные скарны магматического этапа замещения встречаются в Тyme, Кызкургане (Мацокина-Воронич, 1954), Ингичке (Лиценмайер, 1963, В. Н. Ушаков, 1971), Яхтоне (Кучукова, 1965, 1971; Заревич, 1967; Арифджанов, 1975) и др.

Наиболее типичные апомагнезиально-известковые (по терминологии Л. И. Шабынина, 1966) скарны небольшой мощности и протяженности встречаются в Лянгаре, Тyme, Кызкургане и Калтасае. Вольфрамовое оруденение месторождения Яхтон приурочено к скарнам этого типа. Порода состоит из пироксена (салита), граната (гроссуляра), везувиана, тремолита с реликтами карбонатов и форстерита (Тым).

Апомagneзиально-известковые скарны образуются за счёт магнезиальных скарнов (форстерит, шпинель, пироксен и др.) магматического этапа замещения.

Формация мраморов. В пределах изучаемого региона известковые мраморы распространены повсеместно, доломитовые — ограниченно. Вследствие того, что известняки испытывали многократный метаморфизм (региональный, контактовый и постмагматический), мраморы обладают резко выраженной неравномерной зернистостью, нередко с ксенобластами кальцита.

Размеры зерен колеблются от доли миллиметра до 3—5 см с пойкилобластовой структурой. Последнюю разновидность, в особенности «рассыпчатые» кальциты (Кучукова, Исмаилов и др., 1971) едва ли будет правильным называть мраморами. В то же время термин *мрамор* настолько глубоко укоренился, что в настоящее время одинаково называются разнообразные полигенные мраморы. Поэтому предлагается выделить гигантокристаллические, пластинчатые, крупно-, средне-, мелко-, тонкокристаллические разновидности мраморов и самостоятельно «рассыпчатые» кальциты (Исмаилов, Бабаджанов и др., 1972). Более подробная характеристика и обоснование выделенных разновидностей мраморов даются в гл. II, III.

Породы постмагматического этапа замещения

Характерная особенность метасоматоза постмагматического этапа — многофазность, многостадийность отложения минералов, которые накладываются друг на друга. Смена одних фаций и формаций другими происходит в результате изменения щелочности и инертности породообразующих и рудообразующих компонентов, различной глубины формирования метасоматических образований и др.

Ранняя щелочная стадия постмагматического метасоматоза

Формация известковых скарнов. Известковые скарны очень широко развиты во всех месторождениях и рудопроявлениях региона за исключением Тым, Кызкурган и Қальтасай. Промышленная концентрация вольфрама, молибдена и других элементов связана с породами данной формации.

Формация известковых скарнов в возрастной последовательности делится на семь фаций. При этом также учитывается состав исходных пород и связи процессов скарнообразования и рудообразования с отдельными фазами магматического комплекса S_3 - P_1 .

Породы пироксеновой фации с шеелитом I встречаются во всех месторождениях и рудопроявлениях. Образуются в результате биметасоматической, инфильтрационно-метасоматической реакции, происходящей на контакте гранодиорита (II фаза) и биотитового гранита (III фаза) с известняками. Они формируют самостоятельные, довольно крупные скарново-рудные тела в месторождениях главным образом с промышленной концентрацией вольфрама и молибдена.

Пироксен-плагиоклазовые фации с шеелитом I отмечены на месторождении Қойташ. Они возникают одновременно с минералами предыдущей фации на контакте гранодиоритов (II фаза) и биотитовых гранитов (III фаза) с кварц-биотитовыми, амфибол-кварц-плагиоклазовыми, амфибол-полевошпатовыми роговиками.

Породы пироксен-гранат-волластонитовой фации с шеелитом I образуются на контакте гранодиорита (II фаза) и

известково-силикатовых роговиков (за счет последних). На месторождении Койташ (Центральный участок) отмечается прожилково-сетчатое расположение пироксена и граната в почти мономинеральном известково-силикатовом роговике. На месторождении Лянгар (особенно на Западном участке) широко распространены так называемые тактиты — тонкие прожилки волластонита, чередующиеся с пироксеном и гранатом.

Гранатовая фация развита в месторождениях Нуратинских гор (Лянгар, Угат, Койташ и др.), где она образует мономинеральные гранатовые скарны мощностью до 5—10 м. Между минерализацией данной фации и предыдущей отмечается значительный перерыв. Об этом свидетельствует пересечение пироксеновых скарнов гранатовыми, псевдоморфозные замещения пироксена гранатом. В месторождении Лянгар в окварцованных гранат-пироксеновых скарнах в значительных количествах содержится эпидот.

Везувиан-кальцитовая фация развита преимущественно на месторождении Лянгар, реже встречается в Койташе и Ингичке. В других рудопроявлениях либо отсутствует, либо обнаруживается в ничтожном количестве.

В месторождении Лянгар (участки Кварцевые жилы, Водораздельный, Западный) везувиан-кальцитовая порода приурочена к экзоконтактам гранат-пироксеновых, гранат-тремолитовых скарново-рудных тел и залегает на контакте лейкократовых гранитов (IV фаза) с пачкой известняков с прослойками доломитов. Удлиненно-призматические агрегаты везувиана располагаются по двум направлениям трещинной спайности кальцита. Длина их достигает 10—12 см. В некоторых местах помимо вышеуказанных минералов встречаются гранат, тремолит, кварц, пирит и др.

Тремолит-актинолитовая фация распространена в Лянгаре, Ингичке, Тьме, Кызкургане и располагается на стыке альбитизированных и окварцованных пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнов с известняками и доломитами, а также в доломитах (Кызкурган); мощность их колеблется от 2 до 10—20 см.

Формация десилифицированных пород. Десилифицированные породы, выделенные в Западном Узбекистане К. Л. Бабаевым (1949), встречаются во всех месторождениях. Они располагаются в эндоконтактовых частях скарново-рудных тел и состоят в основном из пироксена и плагиоклаза. Возникают за счёт скарнированных гранитоидных и других алюмосиликатных пород. По Д. С. Коржинскому (1953), В. А. Жарикову (1959) и Л. И. Шабынину (1966), они относятся к околоскарновым породам.

Кислотная стадия выщелачивания

Формация послескарновых метасоматитов с W, Mo, Cu и другими оруденениями. Породы данной формации образуются после скарновых минералов. Залегают в виде прожилков, отдельных зон или равномернорассеянной массы в ранее сформированных скарновых телах, образуя постскарновые метасоматиты различного состава. С ними связана промышленная концентрация вольфрама, молибдена, меди и др. Выделено три фации.

Под фацией альбит-уралит-кварцевых метасоматитов с шеелитом II мы понимаем альбитизированные эндо- и экзоскарны. Данная порода встречается почти на всех месторождениях и образует отдельные зоны, прожилки и вкрапленности в скарнах, реже в ро-

виках (Лянгар, Койташ, Ингичка). Внутри альбитовых прожилков наблюдаются реликты уралитизированного пироксена, нередко с кварцем. Полный разрез минерализации данной фации обнаружен в скв. 475, пройденной через тридцатое рудное тело месторождения Ингичка (Исмаилов, 1965).

Уралит-кварцевая порода с шеелитом III распространена повсеместно. В разной степени уралитизированные (роговая обманка), пироксеновые и другие пироксенсодержащие скарны, прожилки роговой обманки встречаются почти во всех рудных телах, пироксен-полевошпатовых и пироксеновых роговиках месторождений и рудопроявлений Зирабулак-Нуратинских гор. На месторождении Лянгар прожилки и гнезда черной роговой обманки в амфибол-биотит-полевошпатовых роговиках тесно ассоциируют со скаполитом. Возрастное взаимоотношение роговой обманки со скаполитом не ясное.

Полевошпат-кварц-молибденовая фация с шеелитом IV характерна только для месторождений Нуратинской группы (Койташ), Угат и Лянгар, а в Зирабулакских горах почти не проявилась, за исключением Тыма. В Лянгаре она детально изучена Х. М. Абдуллаевым (1947), О. М. Римской-Корсаковой (1958) и В. И. Рехарским (1962). По минералогическому составу довольно отчетливо выделяются кварц-молибденитовые, альбит-кварц-молибденитовые (иногда без молибденита), калишпат-кварц-молибденитовые с шеелитом IV жилы и прожилки. Они встречаются в эндо- и экзоскарнах, роговиках и гранитоидных породах.

Формация грейзенизированных и серицитизированных пород. Грейзенизированные и серицитизированные породы, залегающие в приконтактовых частях гранитоидных массивов Западного Узбекистана, довольно детально изучены И. Х. Хамрабаевым (1958), Х. Н. Баймухамедовым (1960), Н. В. Лиценмайер (1963) и др. В зависимости от минералогического состава и времени образования среди пород, составляющих данную формацию, можно выделить две фации: 1) кварц-мусковитовую и кварц-серицитовую с пиритом, галенитом, сфалеритом (Ингичка, Лянгар, Койташ, Тым и др.); 2) серицит-жильбертитовую (Ингичка).

Поздняя щелочная стадия (околотрещинный метасоматоз)

Формация кварцево-сульфидных руд. В данную формацию объединяются кварцево-сульфидные и другие жильные образования, располагающиеся в виде прожилков, вкрапленности, гнездообразных скоплений среди различных по минералогическому и литологическому составу пород. Они возникают в среднегидротермальном процессе постмагматического этапа минералообразования. В зависимости от парагенных комплексов и последовательности формирования рудных и жильных минералов, данная формация делится на три фации: 1) кварц-арсенипиритовую; 2) кварц-турмалиновую с золотом, вольфрамитом и шеелитом, характерную для рудопроявлений Алтынказган, Беркут и др.; 3) стильпномелан-кварц-пирротиновую, располагающуюся в виде жил, прожилков различной мощности и вкрапленности (Лянгар, Койташ и др.); 4) кварц-халькопирит-пиритовую. Так же как и предыдущие, они наиболее широко развиты в месторождениях Нуратинской группы.

Формация эпидот-кварц-карбонат-хлоритовых пород. В данную формацию входят метасоматически измененные и жильные (трещинные) породы, образованные в более поздний завершающий этап гидротермального процесса. Они встречаются почти во всех месторожде-

ниях и рудопроявлениях и часто приурочены к зонам разломов и трещин (Шумхартауский, Каттасайский, Дайковый, Саврюковский и др.). Заслуживают серьезного внимания кальцитовые жилы и прожилки, залегающие в зоне Шумхартауского разлома между Кальтой (Кетменчинского) и Тымом.

В описываемой формации в зависимости от минералогического состава можно выделить следующие фации: кальцит-хлорит-эпидотовую, кварц-хлоритовую, кварц-кальцит-сульфидную, бруситовые прожилки с бором, доломитизированные породы с оловянным оруденением, флюорит-кальцит-кварцевую и фацию кальцитовых жил. К этой формации можно отнести также тонкие цеолит-кальцитовые, цеолит-кварцевые прожилки в гранитоидных породах и роговиках, в особенности полосчатых, часто встречающихся в месторождениях Койташ и Угат.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Породы палеозойского фундамента Западного Узбекистана претерпели региональный, контактовый и постмагматический метаморфизм. Наиболее интенсивно проявился термальный метаморфизм (магматический этап метасоматоза, вследствие чего образовались роговики и ороговикованные породы, которые зонально размещаются вокруг интрузивных массивов (Зирабулакского, Койташского, Актауского и др.). Наибольший интерес представляет постмагматический этап метасоматоза, где формируются шеелитоносные скарново-рудные тела. При этом мощные скарново-рудные тела с промышленным содержанием W и Mo связаны с гранодиоритами (II фаза), биотитовыми гранитами (III фаза), а везувиановые и гранат-везувиан-пироксеновые скарны с шеелитом (участки Водораздельный, Кварцевых жил и др. Лянгарского рудного поля) с лейкократовыми (IV фаза) гранитами.

2. Последовательность формирования пород магматической и постмагматической стадии метасоматоза Западного Узбекистана обусловлена сменой щелочности и кислотности, подвижности и инертности компонентов на фоне общего понижения температуры (от более ранних образований к более поздним).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКАРНОВО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вокруг вышеупомянутых интрузивов расположено сорок скарново-редкометалльных рудопроявлений и месторождений (рис. 1). Часть данных месторождений (Ингичка, Койташ, Лянгар, Яхтон, Каратюбе) — объекты эксплуатации и разведки. Поэтому, изучению их отдельных минералов уделено основное внимание. Исследованием охвачены также законсервированные месторождения Лянгар, Тым и некоторые рудопроявления (Чангаллы, Каргалы, Шар-Шар, Рабинджан, Бештал, Муллабурхан, Кызкурган и др.).

Месторождение Ингичка. В открытие, изучение, разведку и оформление Ингичка наибольший вклад внесен А. М. Енгальчевым (1941), Н. Д. Ушаковым (1947—1962), Н. Д. Аполлоновым (1954), Е. Ф. Смирновой (1947), А. В. Миловским (1946), Н. В. Лиценмайер (1947—1962), Х. Н. Баймухамедовым (1960) и др.

Месторождение Ингичка находится в юго-восточной части Зирабулакских гор и приурочено к юго-восточному контакту одноименной интрузии. Площадь рудного поля сложена преимущественно осадочно-метаморфическими породами нижнего и верхнего силура, трамортированными, доломитизированными известняками, ороговикованными сланцами и др., прорванными Зирабулакской гранитоидной инт-



рузией верхнего карбона и нижней перми. Эти отложения перекрываются конгломератами, песчанистыми (D_3-C_1) и бентонитовыми глинами, а также известняками мелового и третичного возраста.

Магматические породы представлены так называемыми древними лампрофирами, биотитовыми гранодиоритами, биотитовыми и лейкократовыми гранитами верхнего карбона — нижней перми и их жильными фациями (аплитами, пегматитами).

Месторождение Ингичка приурочено к восточному и юго-восточному погружению Зирабулакской антиклинали. Как установлено Н. Д. Ушаковым (1954—1962), здесь эта структура осложняется двумя более мелкими антиклиналями третьего порядка.

Дизъюнктивные нарушения проявились в образовании множества разломов северо-восточного простирания. Наиболее крупные из них — Катгасайский и Западный.

Рудные тела сложены главным образом пироксенами (ферросалит-геденбергит), реже гранатами (гроссуляр-андрадит), амфиболами (роговая обманка, тремолит, актинолит), кварцем, волластонитом, полевыми шпатами (ортоклаз, альбит, олигоклаз), кальцитом, стильпно-меланом, сидеритом, шеелитом, молибденитом, пирротинном, арсенипиритом, халькопиритом, пиритом, марказитом, нонтронитом, бурыми железняками, хризоколлой и др. Практический интерес представляет шеелит. Молибденит обнаруживается в единичных случаях.

Постмагматические растворы, генетически связанные с породами гранитоидного комплекса (C_3-P_1), проходя различные по составам породы, образовали приконтактные скарновые тела биметасоматического и инфильтрационно-метасоматического типов с вольфрамовым оруденением. Наиболее благоприятной средой для локализации шеелитоносных скарнов является пологий контакт мраморизованных чистых известняков с гранитоидной интрузией и отрицательные формы (логообразные) их контактовой поверхности (Хамрабаев, 1958; Ушаков, 1958, 1962).

Месторождение Тым. Геологию описываемого месторождения изучали В. В. Андреев, Х. Н. Баймухамедов, Г. Ф. Шендерей, Б. М. Уразаев, Е. Е. Тихомиров, Т. М. Мацокина-Воронич (1953), И. М. Исмаилов (1965), М. С. Кучукова (1965) и др.

Площадь месторождения сложена (снизу вверх) метаморфизованными толстоплитчатыми, мелко- и среднезернистыми песчаниками и светло-серыми известняками и доломитами силура и девона, прорванными Кудукчинской гранодиоритовой интрузией переменного состава.

Наиболее мощные скарново-рудные тела находятся на контакте гранодиоритов с известняками и доломитами. Они состоят из форстерита, пироксена, роговой обманки, актинолита, тремолита, пирита, халькопирита, серпентина брусита и др. В отличие от других месторождений Зирабулакских и Нуратинских гор, в составе скарново-рудных тел Тыма в большом количестве присутствуют форстерит, флогопит, серпентин, брусит и другие минералы, свойственные магнизальным скарнам. Другая характерная особенность скарново-рудных тел месторождения Тым (как и Кальтасая) — обилие взаимопересекающихся тонких прожилков измененного пироксенового скарна, нередко создающих брекчиевидную и сетчатую текстуры. Эти породы залегают над скарново-рудными телами, поэтому служат индикаторами нахождение наиболее крупных скарново-рудных тел на глубине (Хамрабаев, 1958; Кучукова, Исмаилов, 1968).

Третья отличительная черта месторождения Тым — содержание в скарново-рудных телах заметного количества молибденита.

Месторождение Койташ. В изучении рассматриваемого месторождения принимали участие Н. Д. Ушаков, Л. К. Комжа, А. Б. Баталов, З. А. Королева, К. Л. Бабаев, П. А. Шехтман, А. А. Хлобустов, Х. М. Абдуллаев, В. В. Башинская, Л. П. Раковский, Е. Ю. Шигай, Я. С. Эшпулатов, М. И. Исмаилов, Е. В. Чукаров, Д. Я. Ахбер, О. А. Старцев, Е. И. Зацепкин, Д. В. Носко, Г. М. Дегтярев, И. Х. Хамрабаев, М. С. Кучукова, Н. К. Джамалетдинов, З. М. Мурадов, Р. Г. Шелковникова и др.

Месторождение находится на южном склоне Койташских гор Северо-Нуратинской ветви. Оно приурочено к юго-восточным и юго-западным контактам одноименной интрузии с осадочно-метаморфической толщей $Ст_3$, $Ст_3—O_1$, O_2 (Чукаров и др., 1958), S_1 , S_2 (каледонский структурный этаж), D , C_2 , C_3 (герцинский структурный этаж). Вольфрамово-молибденовое оруденение Койташского рудного поля приурочено также к карбонатным и карбонатно-песчанистым отложениям башкирского и московского ярусов (участки Центральный, Восточный, Северный 1, Дунётепа, полоса Койташ-Угат, Угат), частично к пачке амфибол-полевошпатовых роговиков с прослойками известняков живачисайской свиты $Ст_3—O_1$ (участки Хаузбулак, Шаит и Джайлау).

Вышеотмеченные породы палеозоя прорываются гранитоидным интрузивом верхнего карбона и нижней перми ($C_3—P_1 \gamma$). Периферийная часть интрузива сложена гранодиоритами (II фаза), которые в центре переходят в биотитовые граниты (III фаза) и адамеллиты. Кроме того, встречаются лейкократовые граниты магматического и метасоматического происхождения (Абдуллаев, Свириденко, 1960).

В последнее время в срединной части Койташской мульды И. Х. Хамрабаев обнаружил вулканогенные породы (спилиты, туфопесчаники и кремнистые породы) неопределенного возраста (Хамрабаев и др., 1971).

Под действием внедряющейся гранитоидной интрузии вмещающие её осадочные породы (сланцы, песчаники, известняки) в зависимости от состава исходных пород превращены в контактовые роговики, мраморы и скарны.

В результате герцинского цикла орогенеза образовалась Койташская мульда протяженностью 25 км, шириной до 3 км, вытянутая в запад-северо-западном направлении. Она срезается Койташской интрузией и осложняется складчатостью второго порядка в виде антиклинальных структур, ориентированных в широтном направлении.

Дизъюнктивные нарушения представляют собой крутопадающие разломы север-северо-восточного и восток-юго-восточного простирания (Хаузбулакский, Саврюковский) и меридиональные (Дайковый и др.) Наиболее крупный из них — Хаузбулакский взбросо-надвиг известняков карбона на конгломераты — прослеживаются на 10 км в восток-северо-восточном направлении.

Скарново-рудные тела месторождения Койташ с вольфрамово-молибденовым оруденением приурочены к контакту гранитоидной интрузии ($C_3—P_1 \gamma_2$; $C_3—P_1 \gamma_3$) с осадочно-метаморфической толщей $Ст—O_1$, S и C_2 карбона. Кроме того, они отмечаются внутри осадочно-метаморфической толщи, чаще всего располагающейся на контакте ороговикованной песчанисто-сланцевой пачки с мраморизованными известняками.

Рудные тела сложены пироксеном, кварцем, уралитом (роговая обманка, тремолит-актинолит), гранатом, кальцитом, везувияном, стильпноmelаном, плагиоклазом, шеелитом, пирротинном, молибденитом и др.

Месторождение Лянгар. Изучалось Х. М. Абдуллаевым, И. М. Евфименко, В. С. Мясниковым, Н. В. Нечелюстовым, С. А. Денисовым, М. Д. Трояновым, Л. С. Виноградовым, О. М. Римской-Корсаковой, Н. И. Крыловым, И. Х. Хамрабаевым, П. Т. Азимовым, Ю. А. Чернявским, Е. А. Румянцевым, Н. К. Джамалетдиновым, Э. Кутфиддиновым, М. И. Исмаиловым, М. С. Кучуковой и др.

В геологическом строении данного района принимают участие осадочно-метаморфические породы нижнего (ороговикованные сланцы, известняки и доломиты) и среднего палеозоя (ороговикованные сланцы, песчаники и др.). По данным Х. В. Рыскиной (1968), эти породы датируются как D_2-C_2 (актауская свита).

Палеозойские образования прорываются Актауским гранитоидным интрузивом ($S_3 - P_1$), сложенным формациями кварцевых диоритов и гранодиоритов, биотитовых и лейкократовых гранитов (Абдуллаев, 1947; Хамрабаев, 1958; Свириденко, 1960 и др.).

Актауские горы сформировались в варисском пикле орогенеза. В этот период палеозойские осадки Актауских гор были собраны в синклинальную структуру запад-северо-западного простирания, в осевой части которой размещается Актауский гранитоидный массив длиной 50 км. Крылья осложнены мелкой вторичной складчатостью и дизъюнктивными нарушениями (Шумаков и др., 1972 г.).

Наиболее крупным разломом, с которым некоторые геологи связывают вольфрамово-молибденовое оруденение, является так называемый Главный разлом с широтным и северо-западным простиранием, юго-западным падением под углом $50-70^\circ$. Он прослеживается в виде зоны дробления (Крылов, 1956).

Скарново-рудные тела месторождения Лянгар образовались на контакте карбонатной и сланцево-песчанистой толщи палеозоя с гранитоидной интрузией верхнего карбона и нижней перми.

Скарны формируются как в эндоконтактных, так и в экзоконтактных зонах интрузии и тянутся в виде прерывистой полосы различной мощности.

Форма скарново-рудных тел всех месторождений детально охарактеризована в работах Х. М. Абдуллаева (1947), Н. Д. Ушакова (1952—1962) и др. По морфологии они однотипны и делятся на приконтактные, секущие и согласные или межпластовые.

Минеральный состав рудных тел различен: в контактовых преобладают полевые шпаты (чаще альбит), кварц, гранат и др., в секущих — пироксен, кальцит, тремолит, актинолит и др. Шеелит в них распределяется крайне неравномерно. Довольно часто в пределах одного и того же рудного тела как по простиранию, так и по падению встречаются отдельные гнезда, карманы и участки, обогащенные шеелитом и молибденитом.

Таким образом, в формировании месторождений Ингичка, Тым, Қойташ и Лянгар наряду с магматическим фактором большое значение имеют структурный, литологический, физико-химический и др. Месторождения и рудопоявления скарново-рудных формаций размещены чаще всего на крыльях антиклинальных и синклинальных складок второго и третьего порядка, нередко осложненных разрывными нарушениями. Скарново-рудные тела контролируются структурой контакта, реже межпластовыми отслоениями и секущими дизъюнктивными нарушениями.

Глава II. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СКАРНОВО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАВНЕЙШИХ МИНЕРАЛОВ СКАРНОВО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Типоморфные особенности минералов служат неиссякаемым источником информации для суждения об их генезисе. В последнее время исследователи все чаще обращают внимание на проблему типоморфизма минералов (А. Е. Ферсман, 1931; Чухров, 1969; Шадлун и др., 1969; Петровская, 1969; Жариков, Власова, Перцев и др., 1969; Шабынин, 1973; Гинзбург, 1973), так как без познания типоморфных особенностей рудных и породообразующих минералов невозможно вести целенаправленные поисковые и поисково-разведочные работы.

Наибольший интерес представляют типоморфные особенности минералов, которые, по мнению Ф. В. Чухрова (1969), включают: 1) морфологические особенности выделений; 2) физические свойства; 3) вариации химического состава; 4) структурные особенности минералов.

Известно, что форма кристаллов, агрегатов и индивидов минералов отражает особенности тех геологических, геохимических и физико-химических процессов, в которых они формировались. Поэтому изучению морфологии кристаллов в последнее время уделяется большое внимание. Разработана методика кристалломорфологического анализа и определены его задачи (Шафрановский, 1966; Лазаренко и др.; Юшкин, 1972). Кристалломорфологический анализ успешно применяется для решения некоторых вопросов петрогенеза (Ляхович, 1967; и др.), поисковых целей (Юшкин, 1966 и др.), установления возрастной последовательности минералов (Семенов, Чесноков, 1966 и др.), для выяснения среды минералообразования (Григорьев, 1947, 1961; Жабин, 1958; Разумовский, 1963, 1964; Плаксина, 1968; Баскаков, 1970; Смирнова, 1971).

Исходя из вышеизложенного, а также основываясь на единстве структуры кристаллов и минералов, мы считаем вполне допустимым перенесение кристалломорфологического анализа, с учётом особенностей условий образования, на минералы вообще и на главные минералы скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана в частности. При этом такой анализ следует назвать минерало-морфологическим и рассматривать его как один из методов генетической минералогии, призванных выявлять типоморфные особенности индивидов и агрегатов минералов, выяснять их условия возникновения и роста. Поэтому в основном изучались формы выделения главных минералов.

Другими наиболее важными моментами в этой главе являются рассмотрение типоморфных особенностей, химического состава и физических (кристаллохимических) свойств пироксенов и гранатов из различных месторождений скарново-рудных формаций Узбекистана; обоснование возможности применения таких типоморфных особенностей в качестве минералогического индикатора для выявления типов оруденения (редкометалльное, железорудное, полиметаллическое) в скарнах при поисках скрытых рудных тел, прогнозных оценок отдель-

Таблица 1

Минералы и их разновидности, обнаруженные в скарново-рудных месторождениях и рудопроявлениях Западного Узбекистана по классификации А. Г. Бетехтина

Класс	Степень распространенности				единичные находки
	широкораспространенные	распространенные	малораспространенные	редкие	
Самородные элементы		графит	золото, висмут	медь, серебро, сера	электрум, сурьма
Простые сернистые и им подобные соединения	Пирротин, халькопирит	Галенит, сфалерит, (марматит), борнит, ковеллин, молибденит, пирит, марказит-мельниковит, арсенопирит	Жозеит, пирит-мельниковит, блеклые руды халькозин	Халькозин, клейофан, кубанит, висмутин, тетрадимит, хедлиит, креннерит	Тиллит, гринокит, киноварь, станнин, клоксманнит, валлериит, антимонит, селеновисмутит, калаверит, сильванит, нагиагит, тунгстениит, леллингит, дананит, тетраэдрит, вейбуллит, овихнит, кобеллит, клапротит, айкинит, джемсонит, франкеит, беегерит, виттихенит
Фториды и хлориды	—	Флюорит	—	—	Кераргирит
Простые и сложные окислы	Кварц	Рутил, лейкоксен, касситерит, халцедон, опал, брусит, лепидокрокит, гётит	Куприт, ильменит, шпинель, магнетит, сагениит, пиролюзит, горный хрусталь, гидротит	Гематит, ильменорутит, амелист	Периклаз, корунд, мартит, стрюверит, анатаз, брукит, фергусонит, колумбит—танталит, блонстрандин, авиценнит, гидраргилит, тунгстит
Карбонаты	Кальцит	Доломит	Смитсонит, анкерит, арагонит, церуссит, малахит, азурит	—	Магнезит, сидерит, розазит, бисмутит, бейерит, базобисмутит
Сульфаты	—	Гипс	—	—	Барит, англезит, ангидрит, мелантерит, ярозит, цианотрихит
Молибдаты и вольфраматы, фосфаты, арсенаты и ванадаты	Шеелит, апатит	Повеллит	Вольфрамит, монацит, ксенотим, скородит	—	Молибдит, ферримолибдит, вульфенит, пироморфит, миметезит, ванадинит, адамин

Класс	Степень распространенности			единичные находки
	широко распространенные	распространенные	малораспространенные	
Самородные элементы	—	графит	золото, висмут	медь, серебро, сера
Силикаты	Андалузит, гроссуляр-андрадит, гроссуляр-спессартин, гроссуляр-андрадит-спессартин, альмандин, гроссуляр-шорломит, везувиан, гроссуляр-диопсид, геденбергит, геденбергит-диопсид, геденбергит-Юхансенит, геденбергит, роговая обманка (гастингсит, феррогастингсит), тальк, биотит, серицит, каолин, нонтронит, стильножелан, ортоклаз, микроклин, плагиоклазы (альбит, олигоклаз — альбит)	Циркон, сфен, кордиерит, хризотолл, турмалин, тремолит, септолит, эпидот, флогопит, гидробиотит, мусковит, жимберит, хлориты, монтмориллонит, олигоклаз — андезин, лабрадор, андезин, битовнит, анортит, скаполит	Форстерит, силлиманит, бериллий содержащий везувиан, фругордит, камамин, ферсманит, берилл, пектолит, актинолит, биссолит, цоизит, ортит, пренит, онкозин, пеннин, серпентин, хризотил-асбест, цеолиты (десмин, томсонит)	Лепидомелан-аннит, галлуазит, аллофан, гизингерит
				Гумит, клиногумит, норбергит, торит, тоназ, ванадиевый гранат, аксинит, гадолинит, кальциевый турмалин, ванадиевый турмалин, ванадиевый диопсид, антофиллит, амфиболовый асбест, парасеиолит, палыгорскит, клиноцоизит, ильваит, биотит — флогопит, вермикулит, апофиллит, гельвин — даналит

ных полей и месторождений Западного Узбекистана. Результаты исследований, направленных на развитие перечисленных положений, существенно дополняют имеющийся пробел в познании минералогии и генетических особенностей скарново-редкометалльных месторождений региона.

В результате исследований Х. М. Абдуллаева (1939, 1947), В. С. Мясникова (1941), З. А. Королевой и А. Б. Баталова (1941), Н. В. Нечелюстова (1943, 1970), А. В. Миловского (1946), М. Мацкиной-Воронич (1953), Н. В. Лиценмайер (1953, 1967), С. Т. Бадалова (1950), О. М. Римской-Корсаковой (1958), М. И. Исмаилова (1961, 1965, 1971), В. В. Сахоненок (1967), Я. С. Эшпулатова (1964), Д. К. Власовой (1968), Г. Н. Нечелюстова (1970) и других, в скарново-редкометалльных месторождениях Западного Узбекистана установлено свыше 175 минеральных видов и 39 их разновидностей, которые систематизированы нами по классификации А. Г. Бетехтина (табл. 1). Ниже дается характеристика типоморфных особенностей наиболее распространенных минералов шеелитоносных известковистых скарнов Западного Узбекистана. Материал излагается в возрастной последовательности отложения минералов.

Волластонит. Встречается во всех скарново-редкометалльных месторождениях Западного Узбекистана (Исмаилов, Эшпулатов, 1968). Он входит в состав известково-силикатовых роговиков, известковых скарнов постмагматического этапа замещения. На основании изучения условий залегания волластонита и взаимоотношений его с другими минералами выделяются следующие генетические типы.

Волластонит 1 образует мощные пластообразные залежи в ассоциации с кальцитом, кварцем, плагиоклазом, пироксеном, гра-

натом, везувианом, реже скаполитом, тремолитом. Залегает на контакте известняков с роговиками в контактовом ореоле Зирабулакских (участки Чангаллы, Каргалы, Шар-Шар, Муллабурхан, Ингичка и др.), Койташских (участки Северный, Восточный, Центральный, Дунётепа, полоса Койташ—Угат и др.), Актауских (участки Западный, Тутексай, Аммонитный, Главное рудное поле и др.). Волластонит I обладает наибольшим морфологическим разнообразием (Исмаилов, 1961).

Морфологические особенности. Волластонит образует мельчайшие «точечные» индивиды в мраморах и известковистых скарнах магматического этапа минералообразования, обнаруживаемые только под микроскопом.

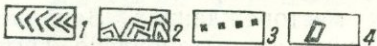
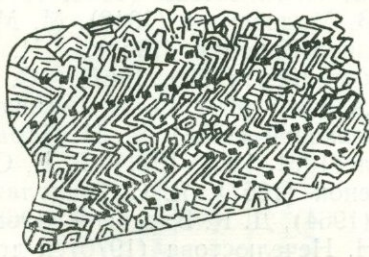


Рис. 3. «Елочные» агрегаты волластонита в «рассыпчатом» кальците (зарисовка обр. 23, м-ние Койташ, вед. натур.).

1—волластонит, 2—«рассыпчатый» кальцит с графитом, 3—вкрапленности сульфидов (галенит, сфалерит и др.), 4—отдельные зерна везувиана.

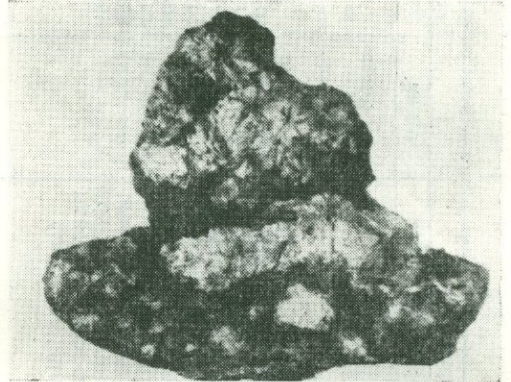


Рис. 4. «Кораллоподобные», сферолитовые агрегаты волластонита в мраморе (обр. 2674, м-ние Койташ, ум. в 1,5 раза).

Удлиненные индивиды, параллельно-игольчатые, иногда волокнистого сложения агрегаты волластонита длиной более 20 см (Муллабурхан) встречаются в ассоциации с везувианом, пироксеном, галенитом и пиритом, располагаются на контакте известняков с биотитовыми роговиками.

Шестоватые агрегаты волластонита обнаруживаются реже (рис. 2, стр. 11); приурочены к тончайшим волластонитовым прослойкам в роговиках и располагаются перпендикулярно к плоскости напластования (обр. 2314, Койташ).

«Елочные» выделения минерала в мраморах (рис. 3) обусловлены замещением волластонита кальцитом по двум направлениям спайности.

Радиально-лучистые агрегаты (рис. 2) этого минерала встречаются во всех месторождениях региона. Длина отдельных индивидов достигает 10 см. Радиально-лучистые скопления минерала часто переплетаются, образуя спутанно-волокнистые агрегаты. Развиваются с одного из углов спайности (1011) кальцита. Угол, образованный в результате взаимного пересечения двух удлиненных индивидов волластонита, во многих случаях соответствует тупому или острому углу ромбоэдра.

«Сферолитовые» или «кораллообразные» выделения волластонита 1, как правило, находятся среди мраморизованных известняков и «рассыпчатых» кальцитов. Удлиненные индивиды, расходясь от какой-либо точки в разные стороны, образуют «сферолиты» или «волластонитовое солнце» размером 0,5—20 см в диаметре (рис. 4). Наиболее крупные «сферолиты» волластонита встречаются в месторождениях Койташ, Чангаллы и др. Центральная часть «сферолитов» сложена «рассыпчатым» кальцитом. Из-за различной длины волластонитовых индивидов контуры сферолитов часто неправильные, ступенчатые и овальные.

Мелкие «сахаровидные» агрегаты в виде гнездообразных скоплений отмечены в пироксен-плагноклазовых роговиках (обр. 2307) Койташа и Ингички.

«Таблитчатые» агрегаты волластонита с ромбовидным сечением в месторождении Лянгар обнаруживаются реже (Мясников, 1951; Абдуллаев, 1947). Они широко развиты в скарново-железородных и полиметаллических полях Приташкентского района (Исмаилов, 1956).



Рис. 5. Электронномикроскопические снимки волластонита 1.

a—тонкие крестообразные индивиды волластонита 1, наследующие углы спайности кальцита (увел. $\times 9200$, обр. 2316, м-ние Ингичка); *б*—рост волластонитовых 1 индивидов с одной точки в разные стороны (обр. 2316, увел. $\times 12900$); *в*—крупнокристаллические агрегаты волластонита 1, состоящие из различных ориентированных индивидов (обр. 2316а, ув. $\times 12800$).

Как следует из приведенных данных, волластонит имеет большое число различных по форме и строению агрегатов и индивидов, обусловленных замещением им кальцита (по различным направлениям спайности).

Электронномикроскопическая особенность волластонита. Для выявления тонких типоморфологических особенностей образцы волластонитов 1 подвергались электронномикроскопическому исследованию в лаборатории ИГиГ им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР (аналитик Т. И. Ясколко).

Образцы исследовались на электронном микроскопе (Tesla BS-242) методами суспензии и реплик с поверхности мономинерального скола. Чистота отобранных зерен контролировалась под бинокулярной лупой.

Изучение волластонита 1 вышеуказанным методом показало, что неметаморфизованные агрегаты состоят из мельчайших игольчатых, призматических, сростающихся между собой индивидов. Углы пересечения между двумя призматическими индивидами соответствуют либо тупому (102° , рис. 5, *a*), либо острому (78° , рис. 5, *a*) углам спайности кальцита (рис. 5, *б*).

На некоторых снимках четко отмечается рост волластонитовых индивидов из одной точки в разные стороны с образованием радиально-лучистых агрегатов (рис. 5, *в*).

Установлено, что макроскопически однородные, крупнокристаллические агрегаты волластонита I состоят из разноориентированных мельчайших индивидов. Перекристаллизованные разности волластонита I под электронным микроскопом отличаются от предыдущих строгой ориентированностью и упорядоченностью удлиненнопризматических индивидов и четко выраженной спайностью (рис. 6, а, б). Отдельные мелкие круглые точки и крупные черные включения, видимо, обусловлены наличием механических примесей или пустот. Кроме того, отмечаются мелкие круглые включения, располагающиеся вдоль спайности минерала.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Под электронным микроскопом поверхности скола метаморфизованных и неметаморфизованных волластонитовых агрегатов резко отличаются друг от друга, что можно использовать в качестве дополнительного типоморфного признака для установления степени перекристаллизации.



Рис. 6. Отдельные (черные) включения в перекристаллизованных агрегатах волластонита I (электронномикроскопический снимок, обр. 210, ув. $\times 21000$, м-ние Койташ).

2. Беспорядочно расположенные индивиды неметаморфизованного волластонита и механические примеси в них в процессе перекристаллизации приобретают строгую ориентировку, совпадающую с удлинением минерала.

3. Значения углов между двумя индивидами в сростках соответствуют углам спайности кальцита с разницей в $1-3^\circ$.

Цвет волластонита I белый, сероватый, иногда темно-серый и черный, что обусловлено тонкими чешуйчатыми включениями графита (Чангаллы). В некоторых месторождениях в результате ожелезнения (за счет окисления пирротина) волластонит приобретает коричневою окраску.

Под микроскопом часто можно наблюдать полисинтетические двойники, плоскости срастания которых расположены параллельно к удлинению (шл. 1247 и др.). Оптические свойства минерала соответствуют волластониту (табл. 2).

Волластонит II связан со скарнами постмагматического этапа минералообразования. Он образует маломощные полосы, гнезда в альбановых частях пироксенового и пироксен-гранатового скарнов. Ассоциирует с пироксеном, гранатом, реже с альбитом, везувианом и др.

Представлен радиально-лучистыми, шестоватыми агрегатами, располагающимися перпендикулярно к контактовой поверхности.

Волластонит III гидротермального происхождения представлен тонкими прожилками (0,2—3 см) в биотит-кварцевых и пироксен-плагноклаз-кварцевых роговиках (Койташ). Ассоциирует с кальцитом, плагноклазом, кварцем, пироксеном и др.

Волластонит I замещается пироксеном II, гранатом II, часто пересекается их прожилками. Основная масса волластонита Западного

Узбекистана формируется в магматическом этапе замещения на контакте известняков с ороговикованными глинистыми и песчанистыми сланцами. Волластонит II и III распространен незначительно. В зоне гипергенеза замещается сепиолитом и кальцитом.

Пироксены. Состояние изученности пироксенов различных генетических типов обстоятельно показано в монографиях У. А. Дира, Р. А. Хауи, Дж. Зусмана (1965), Н. Л. Добрецова, Ю. Н. Кочкина, А. П. Кривенко, В. А. Кутолина (1971) и в отдельных содержательных статьях И. В. Гинзбург (1963, 1964, 1972, 1973), Л. И. Шабынина (1970, 1973). Однако в работах этих исследователей не приводятся данные, характеризующие морфологию клинопироксенов метасоматических пород.

Т а б л и ц а 2

Оптические свойства волластонитов I скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана

Автор	Показатель преломления			Ng-Np	Cnp, ^o	2V, ^o	Место взятия
	Ng	Np	Nm				
Баталов А. Б.	1,634	1,614	1,629	0,020	31	40	Койташ
Королева З. А.	1,632	1,619	—	0,013	—	—	То же
Эшпулатов Я. С.	1,633	1,619	—	0,014	—	—	"
Эшпулатов Я. С.	1,634	1,619	—	0,015	—	—	"
Мясников В. С.	2,633	1,619	1,633	0,014	—	—	Лянгар
Эшпулатов Я. С.	1,634	1,619	—	0,015	—	—	"
Лиценмайер Н. В.	1,634	1,621	—	0,013	40	—	Ингичка
Королева З. А.	1,534	1,620	—	0,014	—	39	"
Эшпулатов Я. С.	1,633	1,620	—	0,013	—	—	Чангаллы
Эшпулатов Я. С.	1,633	1,621	—	0,012	—	—	Шар-Шар
Эшпулатов Я. С.	1,632	1,621	—	0,011	—	—	Муллабурхан

Пироксены — главные породообразующие минералы скарнов и скарнированных пород Западного Узбекистана. Мы среди пироксенов скарновых полей выделяем несколько генетических типов: 1) образованные в процессе термального метаморфизма, мелкозернистые, беспорядочно ориентированные скопления роговиковой текстуры (пироксен I). Кроме того, пироксен I (диопсид) находится в составе известково-силикатовых роговиков, кальцифиров (по доломитам), магнезиальных скарнов магматического этапа замещения. Ассоциируют с амфиболом, волластонитом, кварцем, гранатом, сфеном, цирконом, биотитом, плагиоклазами и кальцитом (Койташ, Угат, Лянгар и др.); 2) приуроченные к минерализации раннескарнового процесса (пироксен II), залегающие на контакте доломитов, роговиков и известняков с гранитоидными породами.

В зависимости от литологического состава исходных пород, за счет которых образовались пироксены, можно выделить три группы.

1. Пироксены, образованные на контакте доломитов с гранодиоритами (Лянгар, Тым и др.). Мы установили, в Лянгарском рудном поле пироксены из различных зон скарнов имеют различный состав: а) пироксены I в зоне кальцифиров (обр. 1895) располагаются в виде мелкой рассеянной вкрапленности в ассоциации с флогопитом, форстеритом, шпинелью, реже с норбергитом, гумитом, бруситом и тальком. Описываемый минерал представлен диопсидом (Ng=1,690, Nm=4%); б) густая вкрапленность пироксенов I из зоны магнезиальных скарнов магматического этапа замещения (обр. 1894) ассоциирует с форстеритом, шпинелью, флогопитом, гранатом и представлена диоп-

сидом ($Ng=1,706$, $fm=6\%$); в) в зоне апомагнезиальных известковых скарнов (обр. 1893) пироксены II ассоциируют с гранатом, везувианом, тремолитом, по составу соответствуют салиту ($Ng=1,733$, $fm=60\%$); г) в околоскарновых породах (обр. 1892) пироксены II перекристаллизованы, частично уралитизированы, ассоциируют с плагиоклазом, кварцем и представлены ферросалитом ($Ng=1,745-1,750$, $fm=82-88\%$).

Таким образом, разновозрастным магнезиальным скарнам соответствуют различные ассоциации минералов, а также различные по составу пироксены. В целом чётко наблюдается повышение железистости пироксенов от более ранних к более поздним, что является одной из закономерных типоморфных особенностей магнезиальных и апомагнезиальных известковых скарнов вообще (Шабынин, 1973) и скарнов Лянгарского рудного поля в частности.

2. Пироксены II образуются при скарнировании роговиков (Койташ, Лянгар) в постмагматическом этапе минералообразования: а) пироксен II, возникающий при скарнировании биотит-полевошпатовых и «полосчатых» роговиков (табл. 3), ассоциируется главным образом с плагиоклазом, реже биотитом (реликтовым), шеелитом I, гранатом, пирротином, молибденитом, по составу соответствует диопсид-салиту ($fm=42,5-47,5\%$); б) пироксены II, образующиеся при скарнировании амфибол-полевошпатовых роговиков, широко распространены на участках Шаит, Джайлау, Северный I, Хаузбулак Койташского рудного поля. Минерал ассоциирует с плагиоклазом, амфиболом, реже с шеелитом I, молибденитом, пирротином, серицитом и хлоритом. Амфибол-плагиоклазовые роговики в основной массе микрогранобластовой, реже порфиронематобластовой структуры, состоят из мелкозернистых агрегатов плагиоклазов, на фоне которых отмечаются порфировые и лапчатые выделения амфибола (тремолит-актинолита), впоследствии нацело замещившегося пироксеном. Пироксены представлены (табл. 3, обр. 1164 а, 1164 г, 1166) в основном диопсид-салитом ($fm=27-42,5\%$).

В кварцсодержащих, частично перекристаллизованных уралитизированных разностях пироксен-плагиоклазовых инфильтрационно-метасоматических скарнов (обр. 1164 д) пироксены более железистые ($fm=65\%$) и представлены салитом (табл. 3); в) пироксены II, образующиеся при скарнировании известково-силикатовых (воластонит I, кальцит, реже пироксен I, гранат I, полевые шпаты) роговиков (обр. 99, табл. 3) по сравнению с предыдущими пироксенами обладают повышенной железистостью ($fm=90\%$) и представлены ферросалитами г) пироксены II в скарнированных (альбитизированных, серицитизированных) гранодиоритах (табл. 3, обр. 1164 в) соответствуют железистой ($fm=80\%$) ферросалитовой разности.

Вышеприведенные материалы позволяют сделать вывод, что состав пироксенов II зависит от состава исходных вмещающих пород. При этом наблюдается некоторое полярное соотношение между составом исходных пород и составом постмагматических пироксенов II, заключающееся в том, что за счёт относительно высокожелезистых пород (биотит-полевошпатовых, амфибол-полевошпатовых роговиков) образуются маложелезистые пироксены, а в исходных маложелезистых породах (известково-силикатовых роговиках, гранодиоритах) — железистые пироксены. С повышением железистости пироксенов II повышаются значения Ng и Np .

3. Пироксены II образуются совместно с шеелитом I на контакте известняков с гранодиоритами, биотитовыми и лейкократовыми грани-

Оптические константы, минальный состав, коэффициент железистости пироксенов из инфильтрационно-метасоматических скарнов Койташского рудного поля

Номер обр.	Оптические константы		fm	Минальный состав		Парагенетическая ассоциация минералов	Вмещающие породы	Место взятия и расстояние от контакта интрузива
	Ng	Np		геденбергит	диопсид			
208	1,723	1,702	43	39,5	69,5	Пироксен II, гранат, плагиоклаз	Биотит-полевошпатовые роговики	Полоса Койташ—Угат, скв. 109, гл. 93, 85 м
1079	1,726	1,702	47,5	45,0	55,0	Пироксен II, плагиоклаз	То же	Джайлау, 300 м
2949	1,726	1,708	47,5	45,0	55,0	То же	—»—	Центральный участок
14	1,722	1,702	42,5	38,0	62,0	—»—	Полосчатые роговики	Саганаксайский участок, 150 м от контакта
1164а	1,724	1,702	42,5	37	63,0	—»—	Амфибол-полевошпатовые роговики	Шаит, Старательский карьер, 3—5 м
1166	1,726	1,710	47,5	45	55	Амфибол, плагиоклаз	Амфибол-плагиоклазовые роговики	Шаит, Старательский карьер, 3—5 м
598	1,714	1,696	27	28	72	Роговая обм., пироксен II, плагиоклаз	То же	Скв. 185 с гл. 190 м
1164в	1,745	1,726	86	78	22	Роговая обм., плагиоклаз	Скарнированные дайки гранодиорита	Шаит, Старательский карьер, 3—5 м
99	1,745	1,726	60	78	22	Пироксен II, плагиоклаз	Известково-силикатовые роговики	Угат, шахта Разведочн.—горизонт., вблизи контакта
1164г	1,722	1,702	42,5	37	63	Пироксен II, амфибол, плагиоклаз	Амфибол-полевошпатовые роговики	Шаит, Старательский карьер, 3—5 м
1164д	1,735	1,710	65	57	43	Пироксен II, уралит, кварц	То же	То же
218-К	1,752	1,729	95,51	90	10	Пироксен, кварц, уралит, шеелит	Известняки	Центральный участок

Примечание. Показатели преломления пироксенов определены А. С. Балакиной и М. И. Исмаиловым. Минальный состав, железистость (fm) пироксенов определены по диаграмме Л. И. Шабынина (1973).

тами. Пироксен II в ассоциации с шеелитом I, гранатом, кальцитом, везувианом, волластонитом, полевыми шпатами (реликтовые) входят в состав эндо- и экзоизвестковых скарнов, в также околоскарновых пород.

Следует подчеркнуть, что промышленная концентрация вольфрама связана с этими известковыми скарнами. Поэтому пироксены II этих скарнов нами изучены детально. Фактический материал позволяет среди пироксенов II, а также известковых скарнов Западного Узбекистана выделить три разновидности, которые характеризуются своими типоморфными особенностями: неизменные, перекристаллизованные и регенерированные. Их нельзя назвать отдельными генерациями, так как возникли они в результате перекристаллизации и регенерации пироксенов II. Механизм перекристаллизации, регенерации и взаимоотношение этих разновидностей с вольфрамовым оруденением изложены в гл. V и VI.

Неизменные пироксены II в парагенезисе с шеелитом I и реликтовыми выделениями кальцита встречаются в межпластовых рудных телах месторождений Койташ и Лянгар, не затронутых внутрирудными дизъюнктивными нарушениями и последующими стадиями минерализации, реже в секущих и приконтактных телах. Здесь пироксен II иногда ассоциирует с гранатом, волластонитом и везувианом. Характерной типоморфной особенностью их является наличие мелкозернистых, крестообразных агрегатов, отдельных точечных, удлиненных индивидов (в зоне слабоскарнированных известняков) пироксенов II, располагающихся главным образом вдоль спайности кальцита (рис. 7а, б), низкое содержание вольфрама (0,04% — Главное рудное поле месторождения Лянгар) в межпластовых рудных телах с неизменным пироксеном II.

Наибольший интерес представляют перекристаллизованные разности пироксенов II (II)*, которые широко распространены на всех месторождениях Западного Узбекистана. Пироксены II (II) отличаются от предыдущего крупными кристаллами, перекристаллизованностью, морфологическим разнообразием, ассоциацией с более поздними минералами — кварцем, полевыми шпатами, уралитом, стильпномеланом, шеелитом II, III, молибденитом, пирротином, халькопиритом, пиритом и др. Характеристика пироксена II (II) из перекристаллизованных скарново-рудных тел месторождения Ингичка приводится по данным Д. К. Власовой (1968).

Пироксен II (II) в околоскарновых породах располагается в виде отдельных зерен скелетной формы или гнездообразных скоплений среди плагиоклаза. По составу соответствует салиту ($N_g=1,724-731$) и ферросалит-геденбергиту ($N_g=1,742-1,746$). В пологопадающих рудных телах пироксен II (II) данной зоны представлен салитом, а в крутопадающих — ферросалит-геденбергитом.

В эндоскарнах пироксен II (II) в ассоциации с гранатом, кальцитом, кварцем, уралитом, эпидотом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом представлен ферросалитом ($N_g=1,746-1,749$).

В интенсивно перекристаллизованных экзоскарнах пироксены II (II) кроме вышеотмеченных минералов ассоциируют с везувианом, по составу соответствуют ферросалит-геденбергиту ($N_g=1,749-1,754$).

Из вышеприведенных данных видно, что состав пироксенов II (II) изменяется от эндоконтактной зоны к экзоконтактной. Наиболее ин-

* Пироксен II (II) означает перекристаллизованные пироксены постмагматического этапа метасоматоза.

тенсивной перекристаллизации и регенерации подвергаются скарны экзоконтактной зоны, где возникают многочисленные морфологические разновидности пироксенов II.

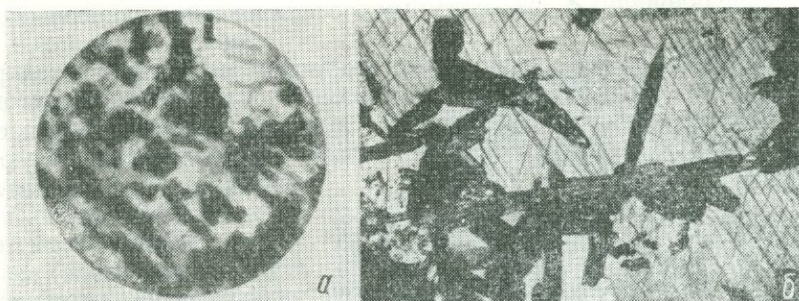


Рис. 7. Замещение кальцита пироксеном (а) по направлениям спайности первого (прозр. шл., ув. 72, м-ние Ингичка); агрегаты пироксена уралитизированные и стильномеланизированные (б), образованные в результате замещения кальцита пироксеном по направлениям спайности и двойниковой плоскости (прозр. шл. 28, ув. 72, м-ние Койташ),

Морфологические особенности пироксена. На основании детального изучения перекристаллизованных (оруденелых с кварцем и шеелитом II, III) пироксенов II нами выделено восемь типоморфологических разновидностей.

1. Столбчатые индивиды имеют форму толстых призм длиной 10—15 см, диаметром 3—5 см, реже встречаются индивиды размером соответственно до 20—25 и 10 см, не имеющие видимых законченных граней и головок (рис. 8). Местами такие индивиды, плотно прилегая друг к другу, образуют столбчато-параллельные агрегаты.

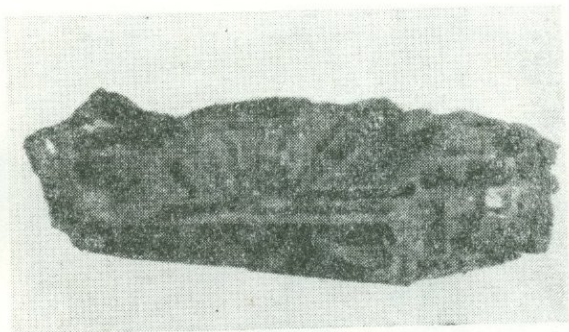


Рис. 8. Отдельные столбчатые индивиды пироксена II (обр. 589, ум. в 3 раза, м-ние Койташ).

Пироксены интенсивно уралитизированы. В зонах тектонических подвижек в результате одностороннего давления крупные индивиды деформировались: они изогнуты, рассланцованы (интенсивно стильномеланизированы и ожелезнены).

2. Шестоватые агрегаты тонкие, удлиненные (до 10 см и более), призматические индивиды часто плотно прилегают друг к другу, образуя параллельно шестоватые агрегаты. В этом случае они располагаются перпендикулярно к общему основанию, представленному мелкозернистым пироксеном (рис. 9 а, б).

В зонах экзоконтактов, в интенсивно окварцованных участках шестоватые агрегаты расположены перпендикулярно к линии простирания рудных тел (Лянгар, Койташ и Ингичка).

3. Радиально-лучистые агрегаты слагаются тонкими, удлиненными индивидами длиной от 2 до 8 см, расходящимися под углом 20—60° в

разные стороны от центра кристаллизации, состоящего из мелкозернистой массы пироксена II. Такие разветвленные образования напоминают расходящиеся лучи. Пространство между индивидами выполнено кварцем. Некоторые его зерна имеют столбчатую или призматическую форму, унаследованную, по-видимому, от пироксенов, которые кварц замещает.

4. «Сферолитовые» и «сноповидные» агрегаты встречаются редко. Образуются в зонах контакта пироксеновых скарнов с волластонитом и в зонах интенсивного окварцевания. Замещая сферолитовые и сноповидные агрегаты волластонита, пироксены полностью наследуют его

структуру и морфологические особенности.

Под микроскопом отчетливо наблюдается развитие пироксена вдоль тонкопризматических волосовидных индивидов волластонита, образующего псевдоморфозу. Среди сферолитов пироксена сохраняется реликтовый волластонит, уцелевший от замещения.

5. Веерообразные агрегаты состоят из призматически удлиненных (до 12 см) индивидов, расположенных под углом $75-80^\circ$ к общему основанию, представленному мелкозернистым пироксеном, и образующих друзы «веерообразной формы» (рис. 10). Обычно отдельные индивиды не имеют ясно выраженных очертаний кристаллов. Часто отмечаются сдвойникованные индивиды. Пространство между индивидами выполнено кварцем в ассоциации с шеелитом III. Удлиненная ось «веерообразных агрегатов» обычно располагается перпендикулярно к экзоконтакту скарново-рудных тел, а также к стенкам трещин, в которых они образовались.

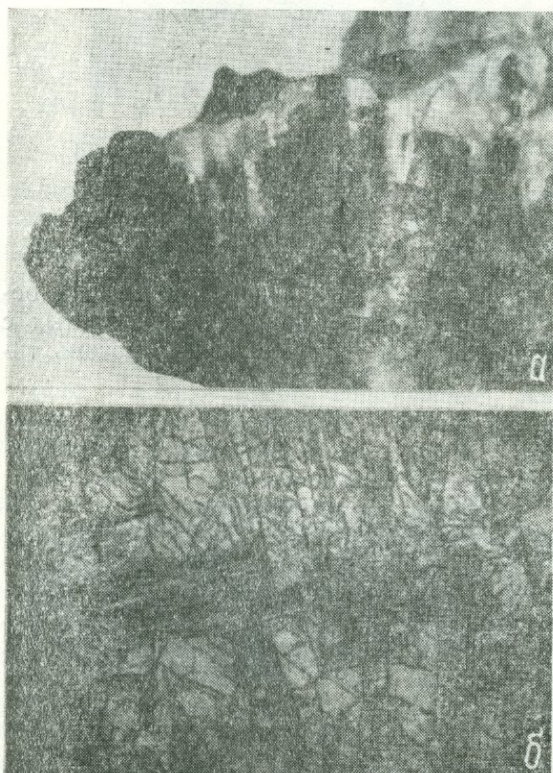


Рис. 9. *a* — шестоватые агрегаты перекристаллизованного пироксена II с кварцем (обр. 3131 ум. в 3 раза, м-ние Ингичка); *б* — шестоватые агрегаты пироксена (прозр. шл. 3131, ув. 72, м-ние Ингичка).

6. «Букетообразные» агрегаты (рис. 11) представлены индивидами пироксена II (II) столбчатой призматической формы, длиной 6—8, реже 12 см. Они наклонены к общему мелкозернистому основанию под углом $75-80^\circ$ и более. Пространство между индивидами выполнено кварцем, часто в ассоциации с шеелитом III. Под микроскопом внутри зерен кварца видны реликты пироксена II.

«Букетообразные» агрегаты пироксенов II приурочены к экзоконтактовым зонам скарново-рудных тел и отмечаются в местах интенсивного окварцевания и уралитизации. Особенно широко распростра-

нены на месторождении Лянгар (на участках Водораздельный, Главное рудное поле).

7. Агрегаты типа «солнце» (рис. 12) представляют собой тонкопризматические удлиненные индивиды пироксенов II (II) длиной от 2 до 6 см, расходящиеся в разные стороны из общего центра кристаллизации. Некоторые из них достигают 10—12 см в длину; встречаются двойниковые срастания. Отмечены небольшие друзы, напоминающие лучи солнца. По аналогии с турмалиновыми подобные образования мы называем «пироксеновым солнцем». Они изредка встречаются в интенсивно окварцованных экзоскарновых телах.



Рис. 10. Веерообразные агрегаты перекристаллизованного пироксена II с кварцем (обр. 3131, ум. в 3 раз, м-ние Ингичка).

8. «Елкообразные» агрегаты (рис. 13) состоят из удлиненных (до 3 см) индивидов, пересекающихся под углом 25—60°.

Такое расположение унаследовано пироксенами II при замещении агрегатов биотита удлиненного типа (в сечениях перпендикулярно к базопинакоиду), находящихся в перекристаллизованных биотитовых гранодиоритах. Эти агрегаты в эндоконтактных зонах скарново-рудных тел (Ингичка) встречаются редко.

Регенерированные — обособленные кристаллы и друзы пироксенов II (P)* отмечаются внутри кварцевых прожилков, в зоне интенсивного окварцевания.

Индивиды пироксенов II (P) различных размеров с отчетливо выраженными гранями достигают 10—12 см в длину. Они состоят из комбинации моноклинных призм и пинакоида (рис. 14). Обычно такие кристаллы осью расположены перпендикулярно к плоскостям зальбандов кварцевых жил и прожилков.

Местами наблюдаются друзы кристаллов пироксенов II (P), в основании которых располагаются мелкозернистые агрегаты этого минерала (рис. 14 а). При этом отчетливо заметно, что длина и толщина отдельных кристаллов, слагающих друзы, неодинаковы. Максимальной длиной и толщиной об-



Рис. 11. Параллельно-столбчатые («букетообразные», «кораллообразные») агрегаты пироксенов II (обр. 1793, ум. в 3 раз, м-ние Ингичка).

* Пироксены II (P) — регенерированные индивиды постмагматического этапа метасоматоза.

ладает тот кристалл, который располагается перпендикулярно к основанию роста. Возникновение таких кристаллов можно объяснить законом геометрического отбора (Григорьев, 1961).

Вышеописанные морфологические разновидности пироксенов II приурочены к зонам интенсивной альбитизации с шеелитом II, окварцевания и уралитизации с шеелитом III. Следовательно, формировались они одновременно с отложением альбита с шеелитом II и кварца с шеелитом III. Они образуются в результате перекристаллизации и регенерации мелко- и среднезернистых агрегатов пироксена II раннекарнового процесса под действием гидротермальных растворов, из которых отлагались альбит и кварц с шеелитами II, III. Поэтому эти типоморфологические индивиды и агрегаты пироксена II могут служить одним из минералогических индикаторов про-

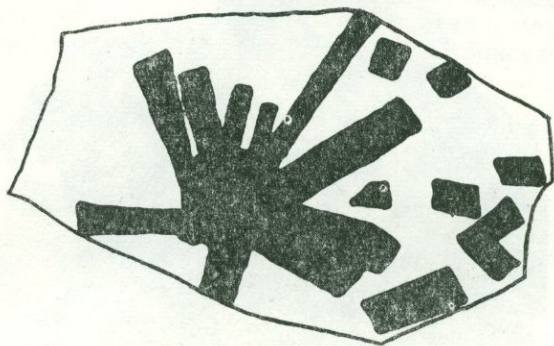


Рис. 12. Агрегаты пироксена II (черное) типа турмалинового солнца с кварцем (белое) из м-ния Ингичка (ум. в 2 раза, обр. 3861).

мышленного содержания вольфрама и молибдена в рудных телах.

В. С. Мясников (1951) в месторождении Лянгар выделяет две генерации. Первая — наиболее ранняя — входит в состав тактитовых пород и представлена мелкими зернами в ассоциации с гранатом, каль-

цитом и везувианом, что по нашей систематике соответствует пироксену II, образованному за счет известково-силикатовых роговиков. Вторая состоит из кристаллов пироксена, встречающихся в кварцевых жилах. Результаты наших исследований не подтверждают наличие второй генерации. Эти кристаллы являются регенерированной разновидностью пироксена II.

Электронномикроскопическая особенность. С целью выяснения тонких морфологических особенностей различной степени метаморфизованные образцы пироксенов II подвергались электронномикроскопическому анализу¹.

Образцы исследовались на электронном микроскопе (Tesla BS—242) методом реплик с поверхности мономинерального скола. Чистота отобранных проб проверялась под бинокулярной лупой. Установ-

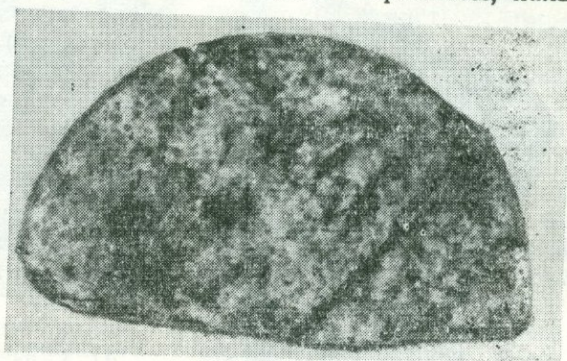


Рис. 13. „Елкообразные“ агрегаты пироксена II, образованные за счет псевдоморфозного замещения биотита пироксеном (скарнированный биотитовый гранит). Обр. 1720, м-ние Ингичка, вел. натур.

¹ Электронномикроскопическое изучение проведено в лаборатории ИГиГ им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР Т. И. Ясколко.

лено, что рельеф мелкозернистого пироксена II неровный, обусловленный срастанием отдельных тонкозернистых агрегатов минерала и трещинами отдельностей (рис. 15, а). Кроме того, обнаруживаются чёрные, беспорядочно расположенные включения весьма разнообразной формы. В перекристаллизованных разностях агрегаты пироксена II несколько деформированы: обнаруживаются трещины по спайности в двух направлениях. Чёрные пятна с круглыми, овальными и бесформенными очертаниями, видимо, обусловлены наличием пустот (рис. 15, б).

Реплика с поверхности скола отдельных кристаллов, образованных путём регенерации, резко отличается от предыдущих разновидностей строгой ориентированностью агрегатов пироксена II в одном направлении и расположением микровключений строго вдоль спайности минерала (рис. 15, в).

Вышеперечисленные материалы позволяют сделать следующие предварительные выводы: 1) под электронным микроскопом поверхность зерен метаморфизованных и неметаморфизованных агрегатов пироксена II резко отличаются друг от друга, что можно использовать в качестве дополнительного типоморфного признака для установления степени перекристаллизации;

2) в процессе перекристаллизации беспорядочно расположенные индивиды и агрегаты пироксенов, а также механические примеси в них приобретают строгую ориентировку, совпадающую с удлинением минерала.

Связь состава и оптических, кристаллохимических свойств пироксенов II. Исследованиями А. И. Цветкова (1945), Н. Hess (1949), И. В. Гинзбург (1953), Ф. Nori (1954), В. А. Жарикова, Д. К. Власовой (1955, 1959, 1961), Н. Winchell (1963), И. В. Гинзбург, Г. А. Сидоренко (1964), В. П. Костюк (1965), А. У. Дир и др. (1965), Л. И. Шабынина (1972, 1973), М. М. Кононовой (1968), И. В. Семенова (1970), Н. Л. Добрецова и др. (1971), И. В. Гинзбург (1971, 1972), М. И. Исмаилова, А. Б. Плаксиной (1972) и др. установлено, что физические свойства пироксенов являются функцией химического состава и между химическим составом и оптическими свойствами существует линейная зависимость. Исключение в этом отношении составляют члены ряда эгирин-авгита (Островский, 1945).

На основании оптических и химических данных среди перекристаллизованных пироксенов II (известковых скарнов) скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана выделяются: диопсид-геденбергит (салит), геденбергит-диопсид (ферросалит), геденбергит-йохансенит, геденбергит, реже авгит (Кучукова, Исмаилов, 1971).

В химических анализах наряду с основными компонентами отмечается наличие Na_2O , K_2O , P_2O_5 , F, H_2O . Содержание P_2O_5 , F (Кучукова, Исмаилов, 1971), видимо, обусловлено субмикроскопическими включениями апатита, Na_2O (0,00—0,74%) изоморфно замещается в восьмерной координации с кальцием.



Рис. 14. Обособленные кристаллы и друзы пироксенов II (обр. 3131, м-ние Ингичка. ум. в 3 раза).

Как отмечает Н. Л. Добрецов и др. (1971), наиболее дискуссионным является вхождение K_2O и H_2O в структуру пироксенов. Н. В. Белов и Г. П. Литвинский (1966) предполагают возможность замены $[SiO_4]^{4-} \rightarrow [(OH)_4]^{4-}$ в ортопироксенах. Н. Д. Добрецов и др. (1971) отрицают возможность такого замещения и считают, что содержание в пироксенах H_2O обусловлено наличием вторичных минералов, таких как хлорит, амфибол, серпентин и др. Тем не менее, как они сами отмечают, в последнее время экспериментально получены гидроксилсодержащие пироксены (Sclar, 1970), на основании чего доказывается вхождение OH в структуру пироксенов в количестве не более 0,8% (Martin, Donnay, 1971).



Рис. 15. Реплика со сколов различной степени метаморфизованных пироксеновых II индивидов и агрегатов (электронномикроскопические снимки, ув. 12800).

a—со скола неметаморфизованных мелкозернистых агрегатов пироксена II (обр. Л-4282, Лянгар); *b*—со скола перекристаллизованных агрегатов пироксена II; *v*—с поверхности скола отдельных регенерированных индивидов (кристаллов) пироксена II.

гар), железорудных (Сюрената) из Чаткальских и полиметаллических (Алтынтопкан) из Кураминских гор. Результаты этого изучения в совокупности с другими типоморфными данными помогают различать скарны с различным оруденением.

Пироксены подвергались химическому (лаборатория ИГ и Г им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР, аналитик Е. Ф. Касьянова) и рентгеноструктурному анализу (табл. 4). Параметры кристаллической решетки пироксенов определялись методом монокристалла в лаборатории Института геохимии и физики минералов АН УССР А. Л. Лит-

В отношении калия, как подчеркивал В. С. Соболев (1949), такой изоморфизм между K и Na , как в полевых шпатах, невозможен из-за того, что ионные радиусы и координационные числа у них весьма различны. Поэтому Н. Л. Добрецов и др. (1971) предполагают вхождение калия в виде минала состава $KFe^{3+}Si_2O_6$. Наличие CO_2 и SO_2 обусловлено механическими примесями карбонатов и сульфидов.

Между значениями Ng , Np , содержанием геденбергитовой молекулы и величиной f наблюдается линейная зависимость.

Для выяснения зависимости между составом и оптическими свойствами, а также кристаллохимическими особенностями пироксенов II (перекристаллизованных известковых скарнов за исключением пироксенов Сюренаты) мы предприняли сравнительное изучение этого минерала из скарных месторождений Узбекистана с различным оруденением. Материал собран из скарно-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана (Ингичка, Койташ, Лян-

**Химический состав, параметры элементарной ячейки и показатели преломления пироксенов скарново-рудных формаций
Узбекистана**

Компонент	Скарново-редкометалльные									Скарново-полимет.	Скарново-железорудные	
	И-3975	К-5358	И-3870	И-3891	Л-2981	И-3971	Ях-5889	И-4013	И-3950	А-5553	Ч-341	Ч-234
SiO ₂	44,76	45,60	46,98	48,24	48,05	47,02	53,20	48,08	48,28	50,50	51,44	50,02
Fe ₂ O ₃	0,00	0,30	0,00	0,83	0,60	0,00	0,60	0,43	0,63	0,00	0,50	0,30
FeO	25,56	24,84	24,48	23,76	23,76	23,12	22,68	22,68	22,32	7,56	3,60	3,60
TiO ₂	Сл.	Сл.	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	1,01	0,78	2,80	2,66	1,01	6,02	1,23	4,70	3,24	2,12	0,20	0,22
Al ₂ O ₃	3,79	3,42	0,00	0,00	3,32	6,00	1,97	0,00	1,84	3,08	1,20	1,98
CaO	22,20	23,00	23,90	22,80	21,20	22,20	18,80	23,20	21,60	24,00	22,00	25,00
MgO	2,32	1,52	1,36	1,26	1,47	1,38	1,51	1,76	2,10	12,02	15,64	14,82
Na ₂ O	0,25	0,26	0,16	0,19	0,34	0,15	0,23	0,15	0,26	0,25	0,23	0,25
K ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,60	5,20	4,60
Сумма	98,89	99,72	99,71	99,79	99,90	99,91	100,22	100,03	100,27	100,13	100,01	100,79
a	9,150	9,824	9,510	9,827	9,820	9,830	9,854	9,840	9,855	9,793	9,734	9,734
b	9,028	9,003	9,013	9,022	9,012	9,032	9,012	9,032	9,022	8,911	8,821	8,931
c	5,254	5,268	5,251	5,238	5,248	5,242	5,264	5,236	5,248	5,251	5,254	5,254
β	104°46'	104°40'	104°42'	104°50'	104°40'	104°41'	105°15'	104°32'	105°09'	105°25'	105°32'	105°29'
v	451,1	449,5	450,1	449,0	449,3	450,2	450,2	449,9	450,3	441,7	439,6	439,0
Ng	1,751	1,749	1,751	1,745	1,747	1,745	1,746	1,760	1,747	1,717	1,712	1,707
Np	1,728	1,726	1,728	1,728	1,724	1,728	1,728	1,726	1,727	1,789	1,696	1,677
Ng—Np	0,023	0,023	0,023	0,017	0,023	0,017	1,018	0,024	0,023	0,028	0,016	0,030

виним. Погрешность определения для разных кристаллографических осей $a = \pm 0,003 - \pm 0,010$; $b = \pm 0,001 - \pm 0,004$; $c = \pm 0,001 - \pm 0,002$.

Как отмечают Н. Л. Добрецов и др. (1971), попытки выявления корреляционной связи параметров решетки и состава моноклинных пироксенов магматического и метаморфического генетических типов были предприняты многочисленными исследователями (Kuno, Hess, 1953; Kuno, 1955; Brown, 1960; Wincell, Tilling, 1960; Viswanatham, 1966; Кононова, 1968; Зюзин, Соболев, 1969; Семенов, 1970 и др.). Некоторые авторы стремились коррелировать с составом моноклинных пироксенов отдельные характерные линии межплоскостных расстояний и создать на основе этих данных кристаллохимическую классификацию клинопироксенов (Zwaan, 1954; Гинзбург, Сидоренко, 1964; Essene, Fyfe, 1967).

Результаты химического анализа перекристаллизованных пироксенов II из известковистых и апомagneзиально-известковых скарнов (Сюрената) с различным оруденением показали, что пироксены, независимо от типа оруденения в скарнах, относятся к диопсид-геденбергитовому ряду с незначительной примесью йохансенитовой и акмитовой (содержание Al_2O_3) молекул (табл. 4). В пироксенах скарново-редкометалльных месторождений преобладает геденбергитовая молекула (77,14—86,91%), а в железорудных — диопсидовая (80,0—84,60) с незначительной примесью геденбергита (12,24%) и йохансенита (0,7%). В скарново-полиметаллических (Алтынтопкан) также преобладает диопсидовая молекула — 64,9%, а геденбергит составляет 25,71%, что было отмечено Х. М. Абдуллаевым (1949) и В. А. Жариковым (1966).

С повышением содержания FeO, MnO (геденбергитовой и йохансенитовой молекул) пропорционально увеличиваются значения a , b и показателя преломления (рис. 16, 17, 18). Некоторые отклонения наблюдаются в тех пробах (И-3975, К-5358, Л-2981), в которых содержание алюминия составляет свыше 3% — за счёт увеличения акмитовой молекулы.

А. Б. Шепель (1971) на примере изучения пироксенов из известковых скарнов магнетитовых месторождений Ташелгино-Майзасской рудной зоны установил, что увеличение содержания глинозема в составе пироксенов вызывает уменьшение значения кристаллической решетки¹ по оси b от 8,95 Å (магнезиальный) до 8,88 Å (глиноземистый). Значение b в пироксене скарново-железорудного месторождения Сюрената находится в пределах 8,921—8,931, что соответствует магнезиальным пироксенам. Пониженное значение a в пробе И-3870, вероятно, объясняется ошибкой, допущенной при определении параметров решетки пироксенов. Наблюдается нечёткая корреляция этих компонентов и мишалов со значениями оси c (рис. 16, 17, 18). Устанавливается отрицательная корреляционная связь между значениями a , b и c (нечёткая) с содержанием MgO. Изменения значений параметров a , b , c в зависимости от содержания FeO и геденбергитовой молекулы установлены М. М. Кононовой (1968) для пироксенов из чарнокитов Украинского кристаллического щита.

О. Шуберт (Schubert, 1972) выявил закономерное возрастание содержания Mg^{2+} в ортопироксенах от метаморфических пород к вулканическим и уменьшение в том же направлении параметров кристаллической решетки.

¹ Определения значений осей a и c не производились.

И. В. Семенов (1970), изучая зависимость между параметрами элементарной ячейки и химическим составом пироксенов методом линейного корреляционного и регрессивного анализа, установил для диопсид-геденбергитового ряда прямую связь параметров a , b , β , $\alpha \sin \beta$ и c с содержанием FeO , MnO и обратную с содержанием SiO_2 , Al_2O_3 , MgO . Это подтверждается и нашими данными. При относительно постоянном содержании Ca^{2+}

колебание параметров элементарной ячейки обусловливается разницей в величинах ионного радиуса трех катионов ($\text{Fe}^{2+} = 0,80 \text{ \AA}$, $\text{Mn}^{2+} = 0,91$, $\text{Mg}^{2+} = 0,74$) и потенциала их ионизации. С повышением содержания магния, имеющего минимальный размер ионного радиуса, уменьшаются параметры элементарной ячейки пироксенов, что характерно для пироксенов скарново-полиметаллических и скарново-железородных месторождений (табл. 4).

Следует подчеркнуть, что по значениям параметров элементарной решетки (a , b , c , v , β), содержанию FeO , MgO , MnO , показателям преломления и минимальному составу пироксены скарново-редкометалльных (в известковых контактах) и скарново-железородных месторождений (в доломитовых контактах) довольно резко различаются между собой и на диаграмме занимают обособленные поля (рис. 17, 18). Это обусловлено различной формационной принадлежностью пироксенов II.

Если учесть проявления в широком диапазоне изоморфизма в позициях M_1 шестерной координации (Fe^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} и др.), M_2 в восьмерной координации (Ca^{2+} , Na^+) и T_2 в четверной координации (Si^{4+} , Al^{3+}), то становится ясной теснейшая связь между составом (обобщенным $M_2M_1T_2O_6$), физическими и кристаллохимическими свойствами (Добрецов и др., 1971).

Соотношение состава пироксенов и оруденения. На основании материалов, приведенных в предыдущем разделе, можно сделать вывод, что клинопироксеновые известковистые скарны диоп-

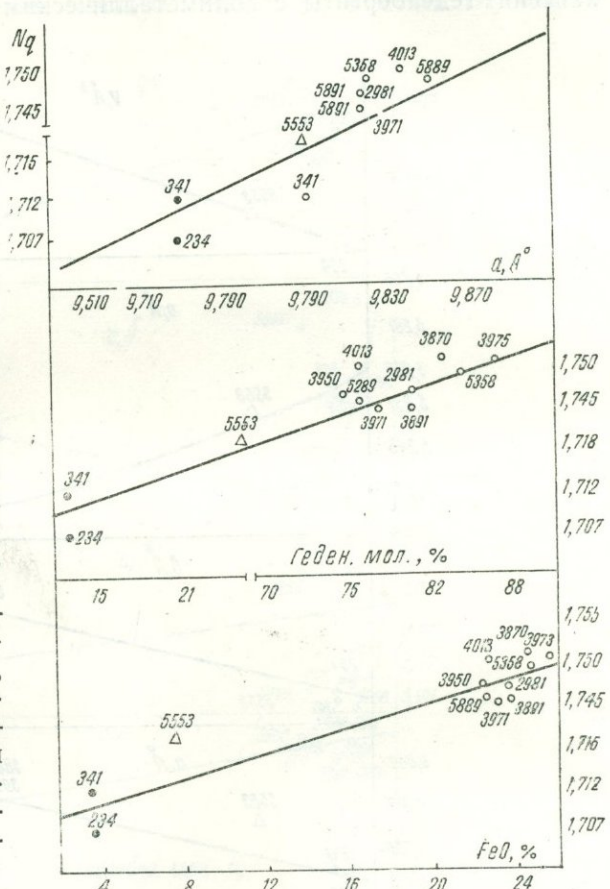


Рис. 16. Зависимость показателя преломления от содержания FeO , геденбергитовой молекулы от значения a , Å в пироксенах скарновой формации Узбекистана с различным оруденением: \circ — скарны с редкометалльным оруденением; \bullet — скарны с железородным оруденением; \triangle — скарны с полиметаллическим оруденением. Цифры — номера образцов.

сид-йохансенит-геденбергитового ряда являются носителями различного оруденения. При этом установлено, что клинопироксены определенного состава сопровождаются определенным типом оруденения: известково-железистые клинопироксены—геденбергиты с редкометальным оруденением (шеллитовым), известково-магнезиальные — диопсиды с железорудным оруденением; известково-железисто-марганцевистые — йохансенит-геденбергиты с полиметаллическим оруденением.

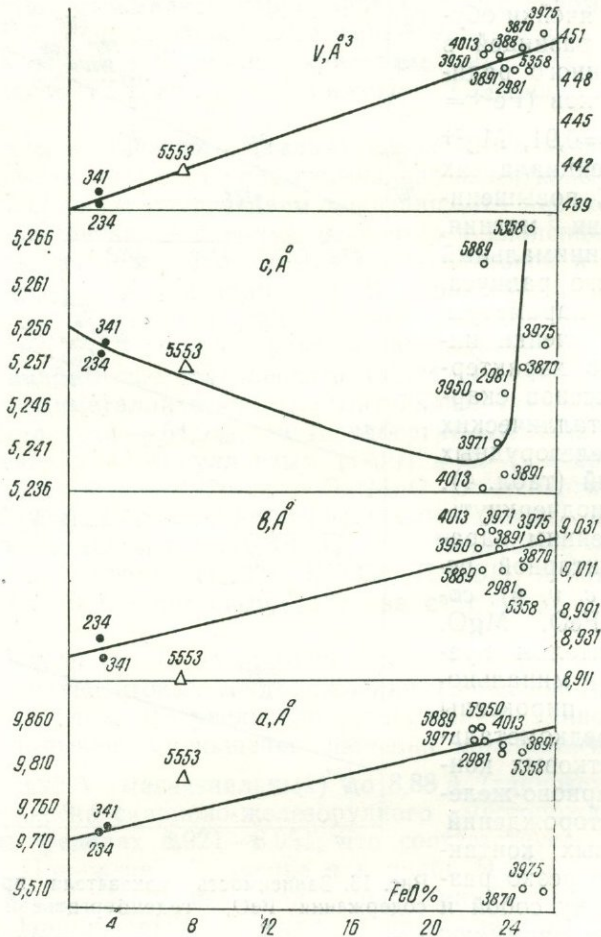


Рис. 17. Зависимость параметров a , b , c и объема кристаллической решетки от содержания FeO в пироксенах скарновой формации Узбекистана с различным оруденением.

○ — скарны с редкометальным оруденением; ● — скарны с железорудным оруденением; △ — скарны с полиметаллическим оруденением.

Если проанализировать коэффициенты железистости клинопироксенов из вышеперечисленных типов месторождений, то можно обнаружить интересную картину. Максимальным коэффициентом железистости обладают пироксены скарново-редкометальных месторождений ($f'' = 93,96$), минимальным — скарново-железорудных ($f'' = 19,12$), а пироксены скарново-полиметаллических месторождений ($f'' = 39,61$) занимают промежуточное положение.

Н. Л. Добрецов, Ю. Н. Кочкин, А. П. Кривенко, В. А. Кутюлин (1971) отмечают, что состав и железистость клинопироксенов из скарново-железородных месторождений зависят от глубины их формирования. Клинопироксены более глубинных скарново-железородных месторождений представлены салит-авгитом, а менее глубинных — диопсидом, что подтверждается нашими данными. Изученные нами скарново-железородные месторождения Чаткала относятся к менее глубинным (табл. 5).

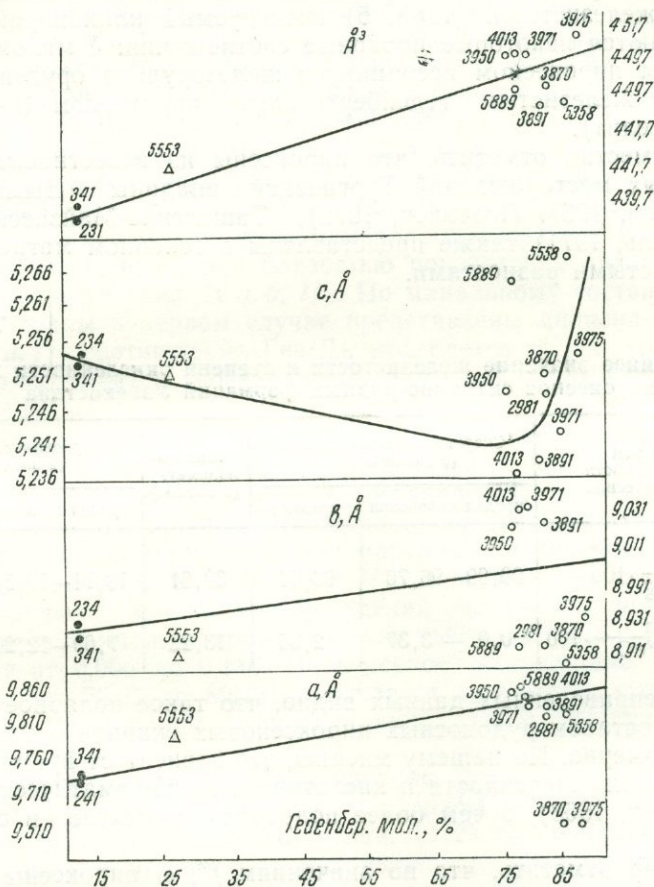


Рис. 18. Зависимость параметров и объема кристаллической решетки от содержания геденбергитовой молекулы в пироксенах скарновой формации Узбекистана с различным оруденением.

○ — скарны с редкометальным оруденением; ● — скарны с железородным оруденением; △ — скарны с полиметаллическим оруденением.

С другой стороны, трудно согласиться с общими выводами названных исследователей там, где они подчеркивают высокую железистость пироксенов железородных месторождений. Эти выводы противоречат данным самих авторов (Добрецов и др., 1971), так как значения f'' клинопироксенов у них колеблются от 15,0 до 97%. Это свидетельствует о том, что анализированные клинопироксены скарново-железородных месторождений принадлежат к различным формациям скарнов (магнезиальным и известковым).

По данным И. Х. Хамрабаева (1969, 1971), в гипабиссальных гранитоидных интрузиях, с которыми генетически связана железородная

минерализация, биотит обладает низкой, умеренной железистостью (55—65%) и ассоциирует с большим количеством акцессорного магнетита (0,35—0,55%), а биотиты интрузий, несущих редкометалльное (W, Mo, Sn), а иногда золотое оруденение, представлены высокожелезистыми разновидностями, содержание магнетита незначительное (0,00—0,30%). И. Х. Хамрабаев назвал такое явление полярным соотношением минералов.

В колебаниях химического, минерального состава и значений коэффициентов железистости (табл. 5) исследуемых клинопироксенов также наблюдаются некоторые полярные соотношения: с маложелезистым диопсидовым пироксеном ассоциирует железорудное оруденение (магнетит), а с железистым геденбергитовым пироксеном II — редкометалльное (шеелит).

Здесь уместно отметить, что пироксены из известковых скарнов железорудных месторождений Тургайской впадины (Дымкин, 1966; Бекмухамедов, 1967; Полтавец, 1972), Ташелгино-Майзасской рудной зоны (Шепель, 1971) также представлены в основном магнезиальными и глиноземистыми разновидностями.

Т а б л и ц а 5

Усредненное значение железистости и степени окисленности железа пироксенов скарново-рудных формаций Узбекистана

Железистость и степень окисленности железа и пироксенов	Скарново-редкометалльная (9 анализов)		Скарново-полимет. (1 анализ)	Скарново-железородная (2 анализа)	
	предел колебания	среднее		предел колебания	среднее
$f'' = \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{Mg}} \cdot 100$	90,99—96,76	93,96	39,61	18,71—19,54	19,12
$\omega = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \cdot 100$	0,0 — 3,37	2,36	13,22	7,69—12,20	9,94

Из вышеприведенных данных видно, что такое полярное соотношение между составом рудоносных пироксеновых скарнов и типом оруденения закономерно. По нашему мнению, это зависит от времени образования пироксена, щелочности и кислотности постмагматических растворов (Жариков, 1968), о чём более подробно изложено в следующем разделе.

Интересно отметить, что по значениям f'' , ω пироксены (табл. 5) скарново-редкометалльных месторождений (соответственно 93,96; 2,36) также резко отличаются от пироксенов скарново-железородных (19,12; 9,94) и скарново-полиметаллических (39,61; 13,22). Значения f'' уменьшаются от скарново-редкометалльных формаций к скарново-железородным; скарново-полиметаллические месторождения занимают промежуточное положение. В колебаниях значений ω пироксенов наблюдается обратная зависимость, степень окисленности железа увеличивается от редкометалльных (2,36%) через железородные (9,94%) к полиметаллическим (13,22%).

Особенности пироксенов, по нашему мнению, связаны с литологическими, физико-химическими и структурно-тектоническими факторами и значениями pH и $r\text{O}_2$, а также с фаціальностью скарново-рудных месторождений. Установлено, что скарново-редкометалльные месторождения в Западном Узбекистане, как и породившие их гранитоидные интрузии, формировались в более глубоких условиях (Хамрабаев, Далимов, Айзенштат, 1966; Хамрабаев, 1969 и др.), чем скарново-железо-

рудные и полиметаллические месторождения Чаткала и Курамы (Восточный Узбекистан).

Сосуществующие пироксены и гранаты. Для установления типоморфных признаков, а также корреляционной зависимости находящихся в равновесном состоянии сосуществующих пар минералов (Перчук, 1970) мы изучили пироксен и гранат-скарново-редкометалльных и скарново-железородных (Сюрената — юго-западные отроги Чаткальских гор) месторождений. Показатели преломления этих двух минералов определяли при помощи иммерсионных жидкостей в одном и том же образце из волластонит-пироксен-гранат-кальцит-кварцевой и пироксен-гранат-амфибол-шеелитовой ассоциации, а затем по значению N вычисляли их минеральный состав по диаграмме В. А. Жарикова и Д. К. Власовой (1961, 1966, 1968).

В первом случае пироксен и гранат находятся в парагенетической ассоциации как между собой, так и с волластонитом, кальцитом, кварцем и входят в состав известково-силикатовых роговиков, сформированных в магматическом этапе минералообразования. Каждый из этих минералов характеризуется близостью показателей преломлений и минеральных составов (рис. 19 а, б, II). По минеральному составу сосуществующие минералы в первом случае представлены диопсид-геденбергитом (рис. 19, а, I); соотношение Гед/Ди колеблется от 1,0 до 2,33; гранат-гроссуляр-андрадитом, соотношение которых (Анд/Грос) изменяется от 0,02 до 0,91.

Во втором случае в составе пироксена (рис. 19, а) скарново-редкометалльных месторождений геденбергитовая молекула преобладает над диопсидовой, соотношение их составляет 1,14—9,11%, в пироксенах скарново-железородных месторождений (в скарнах магнизиальной формации) наблюдается обратная картина — отношение геденбергита к диопсиду равно 0,22 (рис. 19, а, II). В минеральном составе гранатов скарново-редкометалльных месторождений содержание андрадитовой молекулы уменьшается, а гроссуляровой увеличивается. Соотношение их варьирует от 0,006 до 0,146. Повышенное содержание андрадитовой молекулы (от 66,35 до 89,43) отмечается в гранатах скарново-железородных месторождений; отношение андрадита к гроссуляру колеблется от 1,97 до 8,47.

Кроме того, нами проанализированы усредненные значения железистости из ранее опубликованных работ (Исмаилов, Скачкова, Балакина, 1972; Исмаилов, Плаксина, 1972) сосуществующих пар гранат — пироксен скарново-редкометалльной и железородной формаций. В соотношениях общей железистости этих двух минералов с повышением железистости пироксенов снижается f'' гранатов (рис. 19, в), и наоборот, что обусловлено колебанием значений pH и pO_2 .

В сосуществующих пироксенах и гранатах редкометалльных и железородных месторождений соотношение показателей преломлений, минерального состава и железистости (рис. 19, в) повторяет закономерность, установленную Х. М. Абдуллаевым (1947, 1949), В. А. Жариковым (1966) и др. Изучая соотношение f'' этой пары минералов в скарнах с различным оруденением, В. А. Жариков (1966, 1968) подметил, что в полиметаллических и редкометалльных (шеелитовых) железистый пироксен ассоциирует с маложелезистым гроссуляровым гранатом, а в железородных маложелезистый пироксен — с железистым гранатом (андрадитовым). В. А. Жариков (1968) объясняет это влиянием кислотности (pH) и окислительного потенциала кислорода (pO_2). При этом он подчеркивает главенствующую роль фактора кислотности: «Повышение кислотности приводит к увеличению железистости пироксена и

уменьшению железистости граната, что характерно для скарново-редкометалльных месторождений. Понижение кислотности приводит к обратным соотношениям и характерно для сосуществующих пироксенов и гранатов скарново-железородных месторождений».

По мнению Н. Л. Добрецова и др. (1971), в глубинных условиях pO_2 и pH взаимосвязаны, поэтому вопрос, какой из этих факторов считать независимым, теряет свое принципиальное значение. Главным образом происходит перераспределение Fe^{2+} и Fe^{3+} между пироксенами и гранатами под действием этих двух факторов. Нам кажется, что немаловажное значение имеет и глубина формирования самих скарново-рудных месторождений.

Следует подчеркнуть, что между минеральным составом гранатов и пироксенов скарново-рудных месторождений Узбекистана отмечается своеобразное полярное соотношение (Хамрабаев, 1969), заключающееся в том, что маложелезистый гранат, представленный преимущест-

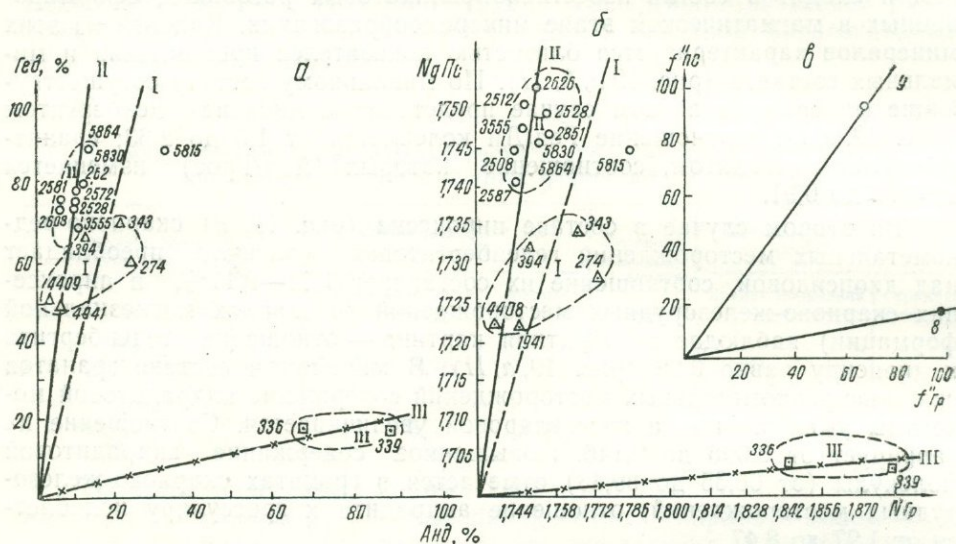


Рис. 19. Соотношение содержания геденбергитовой и андрадитовой молекулы (а) — показателей преломления (б) и железистости (б) в сосуществующих пироксенах и гранатах скарново-редкометалльных (△, ○) и железородных (|·|, ●) формаций Узбекистана.

венно гроссуляром, находится в устойчивом равновесии с железистым пироксеном геденбергитового состава; пироксены и гранаты являются носителями редкометального оруденения. Железистый гранат, состоящий в основном из андрадита, находится в равновесии с магниальным пироксеном диопсидового состава и является индикатором железородного оруденения. Это можно использовать в качестве типоморфного признака для установления характера оруденения в скарнах.

Гранаты. Входят в число минералов известковых и магниальных скарнов всех возрастов. Особенно часто встречаются в месторождениях Нуратинской группы. В зависимости от условий образования и парагенетических ассоциаций выделено два генетических типа (Исмаилов, 1965); гранат I процесса термального метаморфизма, гранат II — постмагматического. Среди гранатов II выделается три генерации: пегматитовый гранат II (G_1), скарновый гранат II (G_2), гидротермальный гранат II (G_3). Нами детально изучены гранаты II (G_2), так как они входят в состав скарново-рудных тел.

В зависимости от литологического состава исходной породы можно выделить три группы гранатов II.

1. Гранаты, образованные на контакте доломитов с гранодиоритами. Здесь отдельные мелкие выделения гранатов II (G_2) встречаются в магнезиальных скарнах (Лянгар) и представлены гроссуляром ($N=1,745$), содержащим 6% андрадитовой молекулы, а в апомагнезиально-известковых скарнах гроссуляром ($N=1,760$), содержащим 17% андрадитовой молекулы.

2. Отдельные мелкие вкрапленности и прожилки гранатов II (G_2), образующихся за счёт биотит-полевошпатовых, амфибол-биотит-полевошпатовых роговиков, по составу соответствуют гроссуляр-альмандину (Койташ).

3. Гранаты II (G_2), образованные на контакте известняков (известковых скарнов) с гранодиоритами, биотитовыми и лейкократовыми гранитами, распространены очень широко. Они встречаются в околоскарновых породах в эндо- и экзоскарновых зонах.

Гранаты II (G_2) в околоскарновых породах образуют значительные скопления в ассоциации с плагиоклазом, эпидотом, хлоритом, кальцитом и кварцем. Гранаты II (G_2) образуют вкрапленность, массивные, зернистые, нередко анизотропные агрегаты. По данным Д. К. Власовой (1968), они представлены гроссуляром, содержащим от 6,2 до 15,0% андрадитовой молекулы ($N=1,745-1,760$).

Гранаты от светло- до темно-коричневого цвета располагаются в эндоскарнах, ассоциируют с пироксеном, полевым шпатом, кварцем, уралитом, шеелитом, сульфидами и др.; формируют секущие прожилки, вкрапленность, массивные и зернистые выделения. По данным Д. К. Власовой (1968), андрадитовая молекула в гранате в эндоконтактной зоне составляет 6—13% ($N=1,745-1,756$).

Гранаты, находящиеся в экзоконтактных частях скарново-рудных тел в ассоциации с пироксеном, уралитом, кварцем, кальцитом, сидеритом, сульфидами, образуют вкрапленность, прожилки и массивные, зернистые выделения в пироксеновых скарнах. Внутри гранатовых зерен отмечены мелкие реликты кальцита и пироксена, псевдоморфозы граната обнаруживаются как по кальциту, так и пироксену. Показатели преломления этого граната II (G_2), по данным Д. К. Власовой (1968), колеблются от 1,765 до 1,784, что соответствует гроссуляру, содержащему 19—30,5% андрадитовой молекулы.

Гранаты в мраморизованных известняках и доломитах несколько удалены от скарново-рудных тел и представлены макроскопическими, крупно-, средне- и мелкокристаллическими зёрнами (Койташ), а также тонкими прожилками (5—10 см) в ассоциации с везувианом, тремолитом, пироксеном и кальцитом (Ингичка, Лянгар). Прожилки обычно размещаются над мощными скарново-рудными телами и могут быть их индикаторами (Хамрабаев, 1958; Кучукова, Исмаилов, 1967).

Таким образом, состав гранатов II (G_2) в целом соответствует гроссуляру, но с различным содержанием андрадитовой молекулы. Колебание содержания андрадитовой молекулы зависит от литологического состава исходных пород, за счет которых образуются гранаты II (G_2), а также от химических потенциалов относительно инертных компонентов (CaO , Fe_2O и др.) и др. В известковых скарнах наиболее повышенное содержание андрадитовой молекулы (до 30,5%) отмечается в экзоскарнах.

Гранаты II (G_2) известковых скарнов под действием более поздних процессов (альбитизации, окварцевания) метаморфизованы в различной степени. По степени метаморфизации чётко выделяются три разно-

видности, которые характеризуются своими морфологическими и другими особенностями: неизмененные, перекристаллизованные и регенерированные.

Неизмененные, т. е. неперекристаллизованные разновидности граната II (G_2) в виде вкрапленности и мелкозернистых, гнездообразных выделений чаще всего встречаются в межпластовых и секущих рудных телах, в мраморах (Лянгар). Кроме того, нередко встречаются необычные для гранатов формы, удлиненные агрегаты, которые возникают в том случае, когда минерал образует псевдоморфозу по пироксенам. В отдельных индивидах таких гранатов II (G_2) четко наблюдается спайность в одном направлении и мелкие реликты пироксенов.

Перекристаллизованные разновидности гранатов II (G_2) с шеелитом, молибденитом, пирротинном, халькопиритом обнаруживаются в альбитизированных и окварцованных гранатовых и пироксен-гранатовых скарнах. Они отличаются от предыдущих разновидностей крупными изометричными индивидами, слабым развитием отдельных неясно выраженных граней ромбододекаэдра, зональным строением.

Зональные агрегаты обусловлены последовательным чередованием тонких разноцветных гранатовых II (G_2) полосок, расположенных параллельно граням кристалла, наблюдающихся как макроскопически, так и под микроскопом. Они широко распространены в месторождении Лянгар, детально изучены Х. М. Абдуллаевым (1947) и О. М. Римской-Корсаковой (1958). Зоны по составу различаются; об этом свидетельствуют неодинаковые значения показателей преломления гранатов (Римская-Корсакова, 1958), колеблющиеся от 1,754 до 1,785. Содержание андрадитовой молекулы соответственно колеблется от 8,5 до 30,5%.

Секториальное строение гранатов II (G_2) обнаруживается только под микроскопом. При повороте столика микроскопа в кристаллах отчетливо видны зоны роста, параллельные друг к другу с секториальным погасанием, обусловленным пирамидами нарастания граней. Механизм образования секториального строения кристаллов детально описан Г. Г. Леммлейном (1948).

Регенерированные разновидности гранатов II (G_2) представлены отдельными ясно выраженными кристаллами, друзами, встречающимися во всех месторождениях (рис. 20, 21), особенно в Лянгаре (рис. 20), и приуроченные к зонам интенсивного окварцевания, альбитизации, сульфидизации гранатовых и гранат-пироксеновых скарнов с шеелитом, молибденитом. Это свидетельствует о том, что они образовались в результате регенерации зернистых и массивных агрегатов граната.

О. М. Римская-Корсакова, В. В. Сахоненок, Г. Ф. Анастасенко (1956, 1964) подвергли гранаты II (G_2) Лянгара детальному кристалломорфологическому анализу. По данным этих исследователей, в скарновых породах кристаллы граната II (G_2) обычно имеют ромбододекаэдрическую форму с незначительным развитием граней тетрагон-триоктаэдра (рис. 20). Грани (211) представляют собой узкие полоски, притупляющие ребра между ними (110), и часто несут продольную штриховку. На участке Кварцевых жил месторождения Лянгар в пироксен-гранатовом скарне наряду с (110) и (211) обнаружены простые формы граната II (G_2) — тетрагексаэдр (320) и гексаоктаэдр (321).

Гониометрические измерения показали, что грани ромбододекаэдра — главной формы этих кристаллов — ровные и блестящие, реже волнообразно изогнутые, которые обычно дают одиночные световые сигналы (211). Эти узкие полоски иногда несут слабую продольную

штриховку. Сигналы от них расплывчатые, соединенные лучами с гранями (321). У тетрагексаэдра (320) грани небольшие, но гладкие и блестящие, дающие отчетливые сигналы. Грани гексаоктаэдра (321) узкие, притупления на ребрах между (110) и (211).

На Главном рудном поле месторождения Лянгар вышеуказанными исследователями обнаружен кристалл граната II (Γ_2), состоящий из комбинации тетрагонтриоктаэдра (главная форма) и ромбододекаэдра. Грани первого (211) несут резко выраженную штриховку (рис. 20). В результате гониометрического изучения установлено, что

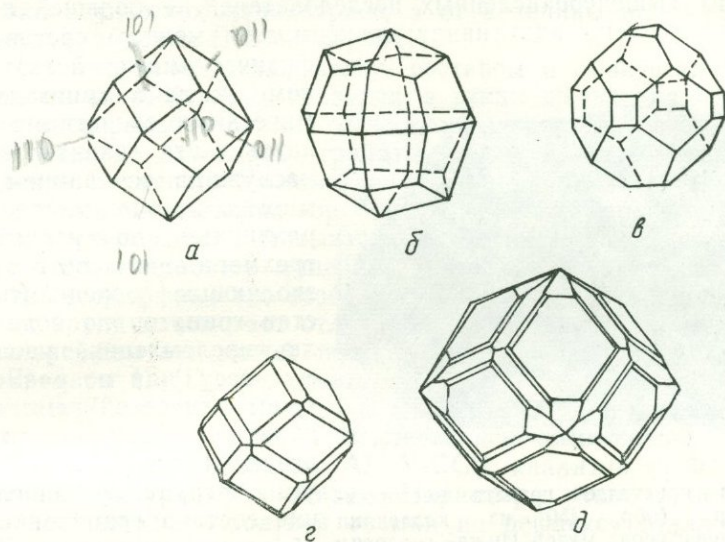


Рис. 20. Кристаллы граната.

а—ромбододекаэдр; *б*—тетрагонтриоктаэдр. *в*—ромбододекаэдр с кубом, *г*—ромбододекаэдр с гранью тетрагонтриоктаэдра; *д*—ромбододекаэдр с тетрагексаэдром и гексаоктаэдром (рис. *г* и *д* по данным О. М. Римской-Корсаковой).

полоса между штрихами (грань) соответствует различным гексаоктаэдрам (311), (853) и др. Они приурочены к альбитизированным зонам. Если в предыдущих кристаллах основной формой является ромбододекаэдр, то в этом — тетрагонтриоктаэдр. Кроме того, они отличаются по цвету, следовательно, и по составу, особенно в кристаллах граната с зональным строением. Следует подчеркнуть, что неравномерность окраски гранатов даже на одном и том же кристалле — одна из характерных особенностей гранатов скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана.

Друзы кристаллов гранатов II (Γ_2) (рис. 21) распространены в кварцованных скарновых породах с шеелитом и молибденитом. Размеры кристаллов колеблются от 0,5 до 3 см. Эти гранаты встречаются преимущественно в месторождении Лянгар, реже в Койташе и Ингичке.

Довольно часто можно наблюдать, как друзы кристаллов граната переходят в зернистые агрегаты этого же минерала.

Гранат II (Γ_3) приурочен к кварцевым прожилкам, секущим скарнированные породы (Тым, Койташ, Лянгар и др.). Располагается на стыке пироксеновых и кварцевых зерен.

Связь состава и оптических, кристаллохимических свойств гранатов. Вопрос связи между составом и оптическими, кристаллохимическими

свойствами гранатов привлекал внимание многочисленных исследователей¹ (Ford, 1915; Stocwell, 1927; Philipsborn, 1928; Ledlitz, 1935; Moskowsky, 1938; Косой, 1940; Соболев, 1949; Гневушев, Калинин, Михеев, Смирнов, 1956; Skinner, 1956; Henrigues, 1958; Винчелл, 1958; Frietsch, 1958; Трегер, 1959; Карпенко, Скобелев, Эренбург, 1961; Жариков, Власова, 1961, 1966; Гиллер, 1962; Кухаренко, Багдасаров, 1962; Соболев, 1964; Коляго, 1965; Тюлюпо, 1965; Prandl, 1966; Болдырева, 1966; Nandi, 1967; Howie, Wollen, 1968; Novak and Gibbs, 1971; Шабынин, 1973, 1973₂; Исмаилов, Скачкова, Балакина, 1971, 1972 и др.).

В работах вышеперечисленных исследователей с большой достоверностью установлена аддитивная зависимость между составом и

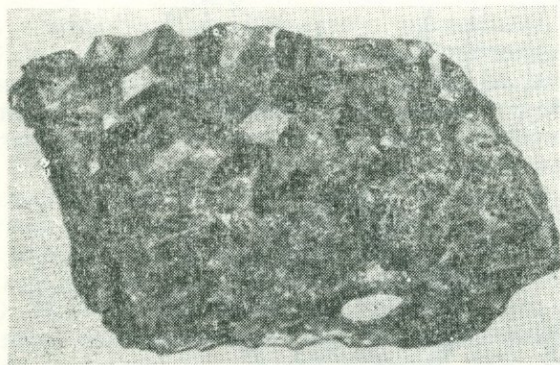


Рис. 21. Друзы кристаллов граната месторождения Лянгар (сбр. 480 из коллекции Х. М. Абдуллаева; геол. музей Ин-та геологии и геофизики).

физическими свойствами, в том числе и кристаллохимическими свойствами гранатов. Эта закономерность послужила основанием для многих авторов составлять различные двухмерные и трехмерные диаграммы, позволяющие определять состав гранатов по показателю преломления, удельному весу или по размерам кристаллической решетки и обратно. Однако эти диаграммы настолько общие, что затрудняют определение состава гранатов с необходимой точностью. К тому же многие из них составлены без учета генети-

ческих типов парагенезисов гранатов.

По данным Е. Н. Трегера (1959), таких генетических типов гранатов насчитывается 28, а по Н. В. Соболеву (1964) — 37. Каждому из них соответствуют гранаты определенного состава. В. Ж. Райт (Wright, 1938), Н. В. Соболев (1964) и др. доказали, что гранаты из различных пород обладают различными составами. По их данным, в известковых скарнах гранат представлен в основном гроссуляром (51,5%) и андрадитом (40,8%). С этим согласуются также данные Х. М. Абдуллаева (1947, 1949), Д. С. Коржинского (1952), В. А. Жарикова (1959, 1966), М. И. Моисеевой (1969) и наши. В частности, для гранатов известковистых скарнов наиболее приемлем метод определения состава по показателю преломления, предложенный В. Д. Жариковым, Д. К. Власовой (1961). Однако в этой методике размеры кристаллической решетки не принимаются во внимание.

М. С. Кучукова отмечает, что для каждого семейства родственных рудных формаций характерен определенный состав гранатов. В раннескарновом процессе гранат семейства (П₀—Гр)—Ше формации представлен андрадитом (20—40% гроссуляровой молекулы). В месторождениях и рудопроявлениях (Гр, Вез)—Ше семейства присутствуют также гранаты, в которых преобладает гроссуляровая молекула (60—

¹ Ссылки на некоторые работы зарубежных коллег приводятся по справочнику «Минералы», т. III, вып. 1, М., Изд-во «Наука», 1972.

90%), а в (Фор, Ди)—Мг—Ше гранаты гроссуляр-альмандинового состава.

Значения показателей преломления гранатов скарново-редкометальных месторождений колеблются в широких пределах и зависят в основном от содержания андрадитовой молекулы и железистости (Кучукова, Исмаилов и др., 1971).

Оптические аномалии гранатов объясняются различием химического состава отдельных монокристаллических индивидов и напряжением в кристаллической решетке. От направления напряжения зависит ориентировка оптических индикатрисс, а от величины напряжения—величина дупреломления (Карьянов, 1941).

Для выяснения связи между составом и физическими, кристаллохимическими свойствами гранатов, а также выявления характера взаимосвязи скарнообразования (известкового состава) с рудообразованием нами детально изучались гранаты скарново-редкометальных месторождений Западного Узбекистана и скарново-железорудных юго-западных отрогов Чаткальских гор. Частично привлечены материалы по гранатам месторождений Алтынтопкан, Яхтон и др. Сравнительное изучение этого скарнового минерала и его парагенезисов позволяет установить типоморфные его особенности в каждом из этих месторождений или их групп и помогает отличать скарны с различным оруденением. В дальнейшем это может послужить хорошим оценочным признаком.

Гранаты II (G_2) редкометальных (Лянгар, Койташ, Яхтон), железорудных (Сюрената, Зап. уч-к Кумышкана), полиметаллических (Алтынтопкан) месторождений подвергались химическому (лаборатория ИГиГ им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР, аналитик Е. Ф. Касьянова) и рентгеноструктурному анализу. Параметры решетки по три раза измерялись методом обратной съемки по рефлексу Миллера (12.2.0).

Приведенные результаты (табл. 6, 7) являются средними с относительной ошибкой $\pm 0,001$. Съемка проводилась в лаборатории ИГиГ им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР Л. А. Скачковой в камере Дебая-Шерера на неотфильтрованном Fe -излучении (напряжение 30 кВ, сила тока 12 мА, экспозиция 2,5 часа, диаметр образца 0,4 мм). Показатели преломления вычислены по методу В. А. Жарикова и Д. К. Власовой (1962). Кроме того, определялись показатели преломления многочисленных образцов граната, по которым вычислялся минеральный состав.

Прежде чем изложить результаты сравнительного изучения гранатов из различных типов скарново-рудных месторождений, остановимся на зависимости изменения параметров кристаллической решетки от колебания содержания CaO в гранатах скарново-редкометальных месторождений, а также попытаемся установить корреляционную связь между показателями преломления (N), объемом кристаллической решетки (V) и ее параметром ($\overset{\circ}{A}$). В результате рентгенометрического анализа 30 образцов из указанных выше месторождений установлено, что гранаты в основном относятся к гроссулярам и гроссуляр-андрадитам с незначительной примесью пиральспитов (табл. 6). Выявлено также, что с понижением содержания CaO (рис. 22) значение $\overset{\circ}{A}$ и объем кристаллической решетки уменьшается (табл. 8); повышение содержания Fe_2O_3 увеличивает значение N и рентгеновскую плотность (табл. 8, обр. Л-4373, Л-4346). Отклонения (пробы К-564 и К-2992) вызваны, по-видимому, неточностью химического анализа. Это объясняется входением крупных катионов Ca^{2+} и Fe^{3+} в решетку гранатов, что обуславливает увеличение параметров кристаллической решетки, значения N и плотности. Такой вывод справедлив для тех гранатов, в составе которых преобладает гроссуляровая молекула (60—80%). Не-

Таблица 6

Химический, минальный состав, параметры кристаллической решетки (a , Å) и показатели преломления гранатов II скарново-редкометалльных и скарново-железородных месторождений Узбекистана

Компонент	Скарново-редкометалльные								Скарново-железородные							
	Лянгар					Койташ			Сюрената						Кумышкан	
	Л-4243	Л-4373	Л-4497	Л-4286	Л-4346	К-565	К-564	К-2992	229	321	336	332	326	337	329	68
SiO ₂	38,92	38,68	38,35	42,06	40,00	38,00	38,34	38,72	36,68	36,44	35,68	36,54	34,80	35,88	35,02	36,52
TiO ₂	0,48	0,12	0,10	0,31	0,17	0,89	0,87	0,77	0,45	0,23	0,19	0,15	0,12	0,18	0,15	0,12
Al ₂ O ₃	20,36	25,52	19,12	19,04	19,11	18,79	19,58	18,73	8,15	5,89	4,16	3,73	4,14	3,45	2,88	3,09
Fe ₂ O ₃	3,13	5,81	5,00	2,20	6,40	5,00	4,90	4,09	19,57	23,77	25,69	25,84	26,68	27,05	27,69	29,70
FeO	1,69	6,48	2,52	2,52	3,60	2,34	2,45	2,09	0,54	0,50	0,50	0,36	0,47	0,14	0,43	0,65
MnO	0,56	6,40	0,91	0,05	3,92	0,32	0,25	0,70	0,12	0,12	0,05	0,12	0,07	0,05	0,54	0,07
CaO	34,30	16,00	32,03	32,00	25,20	34,20	33,20	34,60	33,32	32,00	32,84	32,32	32,64	32,24	32,28	28,80
MgO	0,00	0,50	1,45	1,54	1,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,44	0,00	0,00
K ₂ O	0,14	0,12	0,14	0,07	0,09	0,15	0,14	0,08	0,12	0,11	0,11	0,10	0,11	0,10	0,08	0,11
Na ₂ O	0,12	0,24	0,40	0,10	0,12	0,11	0,08	0,11	0,22	0,26	0,26	0,27	0,23	0,19	0,27	0,32
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	0,20	0,48	0,26	0,28	0,08	—	0,44	0,24
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00	0,08	0,00	—	0,16	—	—	—
Сумма	99,70	99,83	100,02	99,89	99,97	99,80	99,81	99,89	99,34	99,88	100,04	99,70	99,50	99,72	99,81	99,62
Минальный Гросс.	84,80	49,76	71,32	81,97	58,71	77,96	78,18	80,96	34,96	23,10	15,96	15,85	14,05	12,21	9,77	4,05
состав Андр.	10,00	18,47	15,88	6,94	20,30	15,90	15,58	13,00	63,50	75,46	81,55	82,03	84,69	85,87	87,90	94,28
Пирал.	5,20	31,57	12,80	11,00	21,99	6,14	6,24	6,44	1,51	1,42	2,26	1,10	1,24	1,90	2,22	1,66
a , Å	11,88	11,701	11,872	11,867	11,865	11,875	11,862	11,875	12,003	12,037	12,0458	12,049	12,054	12,064	11,964	12,065
N	1,7404	1,7333	1,7659	1,7501	1,7789	1,7660	1,7670	1,7614	1,8379	1,8570	1,8669	1,8672	1,8716	1,8732	1,872	1,887

значительные изоморфные примеси пиральспитовых молекул не влияют на характер изменения параметров кристаллических решеток.

По данным М. А. Гневушева и др. (1956), значение $a(\text{Å})$ в гранатах гроссуляр-андрадитового ряда колеблется от 11,864 до 12,074 Å и зависит от величины радиусов двух-трехвалентных катионов, что подтверждается нашими материалами.

Результаты химического анализа гранатов из известковистых скарнов с различным оруденением показали, что эти гранаты независимо от типа оруденения в скарнах относятся к гроссуляр-андрадитовому ряду с незначительной примесью пиральспитов (табл. 6). Наличие калия и натрия обусловлено гетеровалентным изоморфизмом, существующим между кальцием и этими щелочами. Незначительное содержание воды объясняется, видимо, гидратацией гранатов. Потеря при прокаливании, доходящая в некоторых анализах до 0,16%, обусловлена

Таблица 7

Параметры кристаллической решетки гранатов II

Месторождение	Номер образца	Угол отблеска	Межплос. расстояние	Параметры ячейки $a(\text{Å})$
Лянгар	Л — 4286	83,16	0,9755	11,867
	Л — 4243	82,45	0,9771	11,886
	Л — 4346/2	83,26	0,9753	11,865
	Л — 4497	82,96	0,9759	11,872
	Л — 4373	69,47	0,0343	11,701
Койташ	К — 565	82,86	0,9762	11,875
	К — 564	83,36	0,9751	11,862
	К — 2992	82,85	0,9762	11,875

механической примесью кальцита. В гранатах скарново-редкометалльных месторождений преобладают гроссуляр (72,94) и пиральспит (11,43%), а в железорудных — андрадит (81,91%). В месторождениях второго типа соответственно гроссуляра 15,12 и пиральспита 1,66%. По данным М. М. Болдыревой (1966), гранаты скарново-полиметаллического месторождения Перевальное (Алтынтюпканская группа) представлены (сред. из 14 определен) гроссуляром (38,24%), андрадитом (54,43%), пиральспитом (7,33%).

В скарново-редкометалльных месторождениях иногда встречаются гранаты, по составу приближающиеся к гранатам железорудных месторождений. Однако они резко отличаются по цвету: андрадит первого типа месторождений, как правило, темно-коричневый, бурый, а железорудных — светло-желтовато-зеленый, полупрозрачный.

Значение величины $a(\text{Å})$ в гранатах скарново-железорудных месторождений Сюрената и Западного Кумышкана (Чаткальский хребет) по сравнению с гранатами скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана сильно повышены (табл. 6). В данном случае изменение параметров кристаллической решетки гранатов с содержанием СаО не коррелируется. Несмотря на то, что в гранатах вольфрам-молибденовых и железорудных месторождений содержание СаО почти одинаковое, размеры кристаллических решеток резко отличаются.

Приведенные значения $a, \text{Å}$ в работе Г. А. Новака и Г. В. Гиббса (Novak and Gibbs, 1971) для гроссуляра — 11,850, для андрадита — 12,04, что очень близко к нашим данным. Некоторое повышенное значение $a, \text{Å}$ граната в обр. Л-4346, Л-4286, К-564 (табл. 6) обусловлено небольшой примесью андрадитовой молекулы.

М. А. Кашкай, С. А. Махмудов (1970) также установили, что параметры кристаллической решетки гранатов Дашкесана колеблются от 11,86 до 12,11 Å и зависят в основном от отношения количества андрадита к гроссуляру.

Гранатам, содержащим андрадит, присуща закономерность, установленная А. А. Кухаренко, Э. А. Багдасаровым (1962), М. Т. Маковским (Maskowsky, 1938), С. С. Коляго (1965), заключающаяся в том, что с увеличением Fe_2O_3 , TiO_2 и коэффициентов соотношения Fe_2O_3 и Al_2O_3 , входящих в пространственную решетку андрадита и гроссуляра, пропорционально увеличиваются параметры кристаллической решетки гранатов.

Отмечается чёткая линейная зависимость между содержанием Fe_2O_3 и Al_2O_3 и минимальным составом, их соотношениями $Fe_2O_3 : Al_2O_3$; Анд : Грос; Анд 100% : Анд + Грос + пиральспит f'' , ω , значением a , Å,

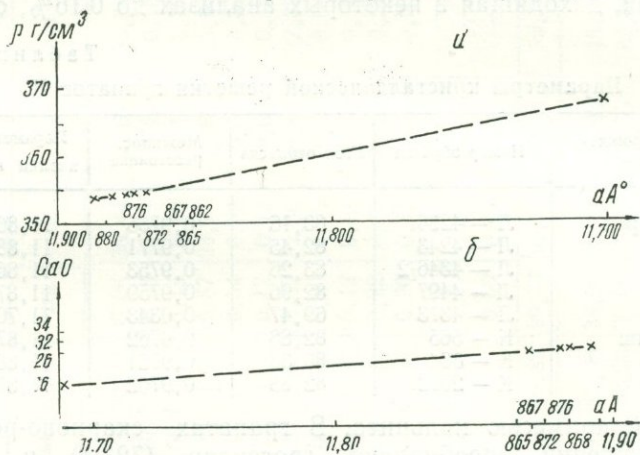


Рис. 22. Диаграмма, отражающая зависимость между рентгеновской плотностью (a), содержанием CaO (b) и параметрами кристаллической решетки гранатов м-ний Лянгар и Койташ.

показателями преломления (рис. 23, a , b , 24). С повышением содержания Fe_2O_3 увеличивается количество андрадитовой молекулы, показатель преломления (рис. 24, II) и значения параметров, объем элементарной ячейки и рентгеновская плотность.

Однако в гранатах скарново-редкометальных месторождений указанная зависимость выражена нечётко, так как значение соотношения $Fe_2O_3 : Al_2O_3$ для них очень мало и почти одинаково для всех образцов (табл. 9, рис. 23, b). Величина коэффициента $Fe_2O_3 : Al_2O_3$ для гранатов скарново-вольфрамово-молибденовых месторождений 0,12—0,33, для скарново-железородных — в 20—10 раз больше (2,40—9,61).

По К. Нанди (Nandi, 1967) значение a , Å обратно пропорционально соотношению $FeO + MgO : CaO + MnO$, что подтверждают и наши данные (табл. 9). Коэффициент этого соотношения в гранатах скарново-редкометальных месторождений колеблется от 0,041 до 0,30 при значении a 11,70—11,875 Å, а в гранатах скарново-железородных от 0,01 до 0,024, при a 11,964—12,065 Å. Иначе говоря, и на примере с гранатами мы наблюдаем отчётливо полярные соотношения между составом скарновых минералов и характером сопутствующего оруденения. Здесь гранаты железородных скарнов обнаруживают более малое со-

отношение компонентов ($\text{FeO} + \text{MgO} : \text{CaO} + \text{MnO}$), чем гранаты редкометалльных скарнов.

Корреляционные коэффициенты отдельных компонентов и миналов гранатов постепенно (f'' , ω , $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{Al}_2\text{O}_3$; Анд:Грос; Анд.100 : Анд+Грос+пиральспит) увеличиваются от скарново-редкометалльных месторождений к скарново-железорудным (табл. 9). С их помощью можно установить тип оруденения в скарнах, т. е. использовать их в качестве индикаторов.

Гранаты, образованные в различных физико-химических условиях, по составу резко различаются, что подтверждается приведенным примером. Изменение состава и колебание значений корреляционных коэффициентов исследуемых гранатов наряду с генетической связью скар-

Таблица 8

Параметры кристаллических решеток, значения рентгеновской плотности, объема и показателей преломления гранатов II

Номер образца	CaO, %	Размер ячейки (a, Å)	Объем элем. решетки	Рентг. плотн.	Показатель преломления
Л—4373	16,03	11,701	1602,019	3,71	1,7833
Л—4346	25,21	11,865	1670,330	3,55	1,7789
Л—4286	32,04	11,867	1671,117	3,55	1,7501
Л—4497	32,02	11,872	1673,328	3,55	1,7659
К—564	33,27	11,862	1669,066	3,56	1,7670
К—565	34,26	11,875	1674,553	3,55	1,7660
Л—4243	34,40	11,886	1679,106	3,54	1,7404
К—2992	34,64	11,875	1674,553	3,55	1,7614
Чистый гроссуляр*	—	11,850	1662,00	3,62	—
Чистый андрадит*	—	12,040	1753,00	3,85	—

* Значения параметров даны по Novak N. A. and Gibbs C. V. (1971).

ново-рудных формаций с разными интрузивами (Абдуллаев, Баталов, Хамрабаев, 1963; Хамрабаев, 1969) обусловлено составом вмещающих пород, природой постмагматических растворов (Жариков, 1959, 1966) и геологической особенностью соответствующих месторождений, а, по нашему мнению, еще и глубиной формирования (эрозионным срезом) вышеуказанных месторождений. Скарново-редкометалльные месторождения образовались в относительно глубинных частях земной коры, скарново-железорудные — в менее глубинных. Об этом свидетельствует степень окисленности железа, значения элементарной ячейки и содержание пиральспитов. Гранаты преимущественно гроссуляр-пиральспитового состава с меньшим размером элементарной ячейки (11,701—11,875) и относительно низким значением степени окисленности железа (66,30) являются носителями редкометалльной минерализации, а гранаты андрадитового состава с незначительной примесью гроссуляра, максимальным размером элементарной ячейки (11,9644—12,065) и повышенной окисленностью железа (95,54) — носители железного оруденения. Следовательно, с глубиной размер параметров и объем элементарной ячейки исследуемого минерала уменьшается вследствие изоструктурно-изоморфных замещений ионов большого размера (Fe^{3+} , Ca^{2+}) ионами меньшего размера (Al^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+}), что обусловлено повышенным давлением и температурой. Это подтверждают схемы В. В. Щербины (1967), в которых изменение состава и размеров кри-

таллической решетки гранатов с глубиной связано с увеличением давления в земной коре: андрадит → гроссуляр → альмандин → пироп.

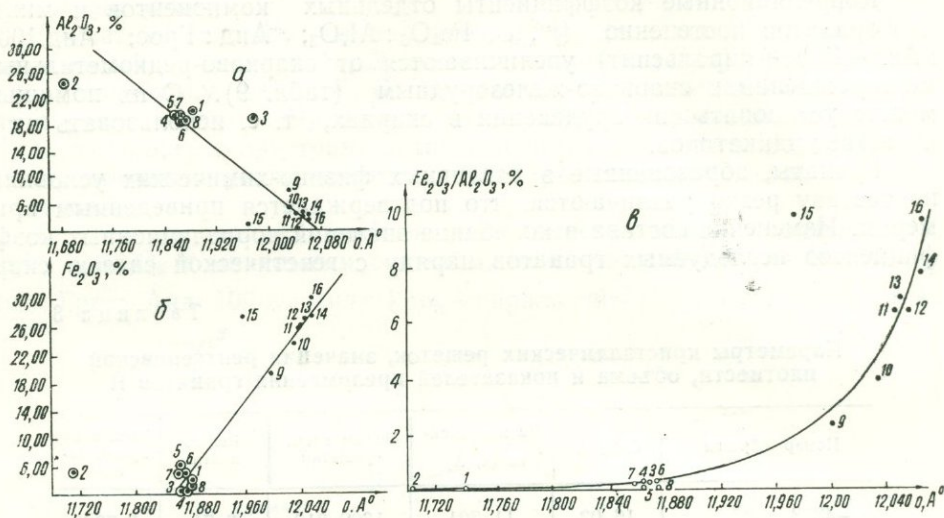


Рис. 23. Корреляционная связь между Al_2O_3 (а), Fe_2O_3 (б), соотношением Fe_2O_3/Al_2O_3 (в) и параметрами кристаллической решетки гранатов скарновой формации с различным оруденением.

А. Л. Литвин, Л. Н. Егорова, С. С. Остапенко и В. Е. Теликин (1972) на примере сравнительного рентгеноструктурного анализа ро-

Таблица 9

Усредненное значение коэффициентов корреляции между отдельными компонентами и миналами гранатов скарново-редкометалльных и скарново-железородных формаций Узбекистана

Соотношения компонентов и миналов	Скарново-редкометалльная формация (среднее из 8 анализов)	Скарново-железородная формация (среднее из 8 анализов)
Fe_2O_3/Al_2O_3	0,23	6,63
$\omega = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO} \cdot 100$	66,30	95,54
$f'' = \frac{FeO}{FeO + MgO} \cdot 100$	91,68	99,62
Анд/Грос	0,21	7,52
$\frac{Анд}{Анд + Грос + Пирал.} \cdot 100$	18,29	86,10
$FeO + MgO : CaO + MnO$	0,124	0,016

вых обманок из метаморфических пород Украинского щита также показали, что по мере перехода пород из амфиболитовой фации в гранулитовую уменьшается объем кристаллической решетки (от $920,5 \text{ \AA}^3$ до $915,9 \text{ \AA}^3$).

Везувиан — широко распространенный минерал скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана (Абдуллаев, 1947; Поярков, 1946; Мясников, 1951; Мацокина-Воронич, 1953; Агафонова и Свистуненко, 1949; Кучукова, 1955; Дунин-Барковская, 1956; Лиценмайер, 1963; Кучукова, Исмаилов и др., 1971). Наибольшие скопления его обнаружены в месторождениях Лянгар, Каратюбе, рудопроявлении

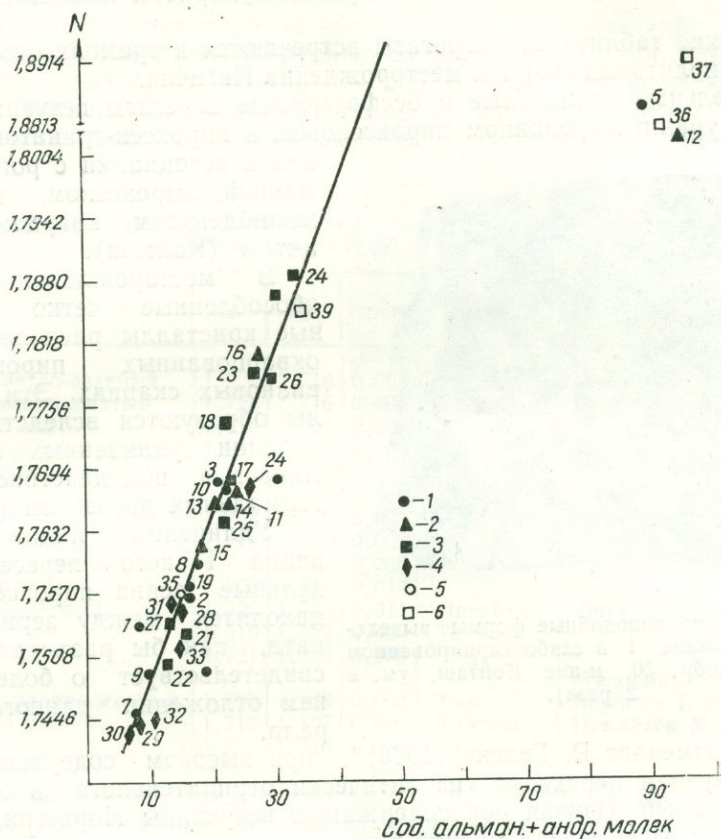


Рис. 24. Зависимость показателя преломления гранатов скарново-редкометалльной формации Западного Узбекистана от содержания андрадитовой (анд) молекулы.

1—Ингичка; 2—Койташ; 3—Лянгар; 4—Каратюбе; 5—Чангаллы; 6—Чаштепе.

Хасантепе и др. Вместе с шеелитом он образует самостоятельные рудные тела, а также входит в состав гранат-пироксеновых, гранатовых апомagneзиально-известковых скарнов.

Мы выделяем две генерации везувиана: скарновый — везувиан I, гидротермальный — везувиан II. Наиболее крупные скопления везувиана I в месторождении Лянгар приурочены к доломитсодержащей пачке известняков (участки «Кварцевые жилы», Водораздельный, Западный и Тутексайский). Здесь везувиан I встречается в ассоциации с пироксеном, уралитом, гранатом, флогопитом, кварцем, кальцитом, шеелитом, образуя различные морфологические разновидности. Радиально-лучистые и удлиненно-призматические агрегаты везувиана I находятся на стыке зерен пироксенов и гранатов, а также пироксен-гранатовых

скарнов с доломитами. Длина отдельных индивидов радиально-лучистых агрегатов минерала доходит до 10—12 см (Лянгар).

«Кораллоподобная» морфологическая разновидность везувиана I обнаруживается в слабоскарнированных мраморах месторождения Койташ (рис. 25). В центре круглых и овальных выделений везувиана находится кварц, от которого отходят тонкие радиально-лучистые агрегаты везувиана, расположенные перпендикулярно к поверхности зерен кварца.

Мелкие таблитчатые агрегаты встречаются в тремолитовых, тремолит-актинолитовых скарнах месторождения Ингичка.

Отдельные удлиненные и бесформенные агрегаты везувиана находятся в уралитизированном пироксеновом и пироксен-гранатовом скарнах в ассоциации с роговой обманкой, пироксеном, шеелитом, молибденитом, кварцем и кальцитом (Койташ).

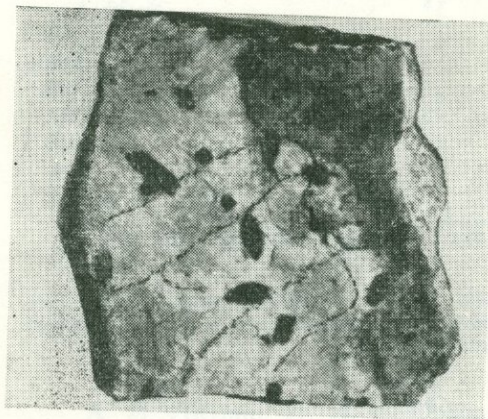


Рис. 25. Кораллоподобные формы выделения везувиана I в слабоскарнированном мраморе (обр. 50, м-ние Койташ, ум. в 2 раза).

В месторождении Лянгар обособленные четко выраженные кристаллы располагаются в окварцованных пироксен-везувиановых скарнах. Эти кристаллы образуются вследствие регенерации удлиненных агрегатов минерала под действием гидротермальных растворов (Лянгар).

Удлиненные индивиды везувиана I часто пересекают отдельные зерна пироксена или находятся между зернами граната, как бы разъедая их, что свидетельствует о более позднем отложении данного минерала.

Как отмечает Р. Гедеке (1938)*, при высоком содержании H_2O , Fe_2O_3 везувиан переходит из оптически отрицательного в оптически положительный. Изучая боросодержащие везувианы Норвегии, И. Офтельд* (1964) высказал мнение о том, что при содержании B_2O_3 1,00% и более минерал становится оптически положительным, при B_2O_3 менее 0,5% — он отрицательный. Однако известен оптически отрицательный везувиан, содержащий B_2O_3 до 3,4%. Известны даже случаи, когда в одном и том же зерне везувиана обнаруживаются оптически положительные везувианы, не содержащие бор (Коржинский, 1958; Peters, 1961). Показатели преломления везувиана (табл. 10) колеблются в широких пределах и в основном зависят от химического состава и цвета. Минимальными значениями N_g , N_p обладают везувианы серовато-зеленого цвета месторождения Лянгар ($N_g=1,703$), максимальными — коричневый везувиан Ингички ($N_g=1,726$).

По данным Р. Гедеке (1938), А. А. Бровкина, И. Я. Некрасова, Г. В. Озолевской (1964) при увеличении содержания Ti и Fe показатели преломления везувиана возрастают, а при увеличении содержания Fe , Mn , Na и замене Al на Mg — уменьшаются.

По нашим данным, с повышением содержания титана и железа значения N_g и N_p возрастают. Тем не менее, корреляционная кривая

* По справочнику «Минералы», т. III, вып. I, 1972.

(рис. 26, а, б) не плавная, а зигзагообразная, что обусловлено различным содержанием других компонентов, эффективно влияющих на оптические свойства везувиана. Например, довольно резкое понижение значений N_g и N_p каратюбинского везувиана (Кучукова, Исмаилов и др., 1971) при высоком содержании в нем титана обусловлено повышенным содержанием Mg и Al (понижающих показатели преломления) и общим низким содержанием суммы $FeO + Fe_2O_3$.

Детально анализируя условия образования и химический состав везувианов различных скарново-рудных месторождений мира, Л. И. Шабьнин (1968) доказал, что везувиан — характерный типоморфный минерал апомагнезиально-известковых скарнов. Вероятно, везувиансодержащие пироксен-гранатовые и пироксеновые скарны месторождений

Таблица 10

Оптические свойства везувианов I скарново-редкометаллических месторождений Западного Узбекистана

Номер пробы	Цвет	N_g	N_p	$N_g - N_p$	Месторождение	Автор
Л-4055	Светло-зеленый	1,720	1,716	0,004	Лянгар	Исмаилов М. И.
Л-5088	Зелено-желтый	1,724	1,716	0,006	То же	
Л-2609	То же	1,710	1,704	0,006	"	
	Серовато-зеленый	1,709	1,703	0,006	"	Мясников В. С.
	Светло-бурый	1,713	1,707	0,006	"	
	Серовато-зеленый	1,703	1,700	0,003	"	Римская-Корсакова О. М.
	То же	1,712	1,708	0,004	"	
	Коричневый	1,710	1,705	0,005	"	
	То же	1,722	1,718	0,014	"	
	Коричневый	1,726	1,715	0,011	Ингичка	Лиценмайер Н. В.
	То же	1,719	1,722	0,003	То же	
	"	1,721	1,715	0,006	"	
	Буровато-желтый	1,726	1,723	0,003	Тым	Мацокина-Воронич Т. М.
569	То же	1,712	1,707	0,005	Койташ	Исмаилов М. И.
359	"	1,720	1,716	0,004	То же	

Лянгар, Каратюбе и др. также относятся к апомагнезиально-известковым скарнам, хотя для окончательного решения этого вопроса необходимо проведение специальных исследований.

Гидротермальный везувиан II обнаружен в кварцевых жилах, секущих пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны (Лянгар, Койташ). Нахождение этого везувиана в кварцевых жилах и тесное срастание с кварцем свидетельствуют о его гидротермальной природе. Гидротермальный везувиан ранее отмечался в месторождении Лянгар (Абдуллаев, 1947; Мясников, 1951) и в Алмалыкском районе (Бадалова, 1956; Бадалов, 1966).

Амфиболы широко распространены в скарново-редкометаллических формациях Западного Узбекистана (Абдуллаев, 1947; Королева, Баталов, 1941; Мацокина-Воронич, 1953; Римская-Корсакова, 1957; Лиценмайер, 1962; Исмаилов, 1965 и др.). Изучены недостаточно. Установлены антофиллит (редко), тремолит, актинолит, роговая обманка (гастингсит, феррогастингсит, биссолит) и амфиболовый асбест.

Тремолит упоминается многими исследователями, однако изучен недостаточно. Встречается в составе магнезиальных, апомагнезиально-известковых (Кызылурган, Лянгар, Тым), а также известковистых (Ингички, Лянгар, Койташ, Каратюбе) и других скарнах постмагматического этапа. Образует оторочки и прожилки (0,5—6 см) в экзокон-

тактовых частях пироксеновых, пироксен-гранатовых скарнов в доломитах и доломитистых известняках. Представлен мелкими игольчатыми индивидами белого и серого цветов.

В месторождении Лянгар тремолит приурочен к мощной толще битуминозных черных, темно-серых доломитистых известняков с прослойками кремнистых роговиков. Тремолит состоит из различных по величине агрегатов, чаще всего неравномерно распределен по всей карбонатной толще. В западной части вершины Тахку между участками Водораздельный и Западный обнаруживаются довольно крупные линзообразные, жилкообразные скопления тремолит-кальцитовый породы, приуроченной к зоне меридионального разлома.

Здесь в одном и том же обнажении можно видеть игольчатые, радиально-лучистые, сферолитовые и крестообразные агрегаты тремолита. В крестообразных агрегатах часть плоских углов, образованных между двумя удлиненными индивидами тремолита, соответствует значениям углов спайности кальцита.

Под микроскопом минерал обычно бесцветный, $N_g = 1,633$, $N_p = 1,609$ (обр. 1579).

Светопреломление этого минерала из месторождения Лянгар, где он образовался за счет пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнов, намного выше: $N_g = 1,704$, $N_p = 1,699$, $N_g - N_p = 0,035$ (Мясников, 1951). Это обусловлено более высокой его железистостью ($f'' = 69\%$).

Тремолит отлагается в постмагматическом этапе минералообразования.

Актинолит встречается реже, чем тремолит. В доломитах рудопроявления Кызкурган актинолит совместно с тремолитом, галенином, сфалеритом образует серию прожилков мощностью от 2 до 10 см. В Ингичке, Кой-

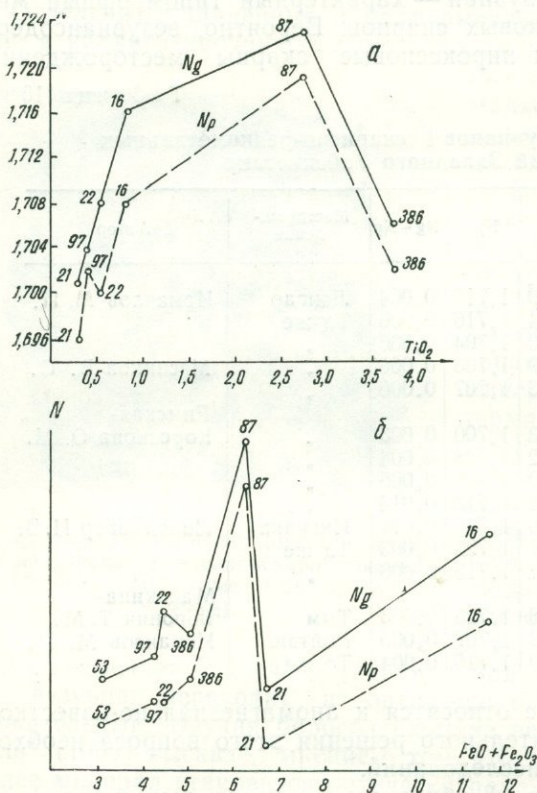


Рис. 26. Зависимость показателей преломления от содержания титана (а) и железа (б) в везувианах из скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана (номера образцов и числовые характеристики TiO_2 , $Fe + Fe_2O_3$, N_g , N_p соответствуют цифрам, приведенным в монографии М. С. Кучуковой, М. И. Исмаилова и др., 1971).

таше прожилки актинолита установлены в пироксеновых и гранатовых скарнах. Представлен чаще всего волокнистыми и радиально-лучистыми агрегатами зеленого цвета. Иногда образует псевдоморфозы по пироксену. Показатели преломления и железистость соответствуют обычному актинолиту (табл. 11).

Актинолит отлагается одновременно с тремолитом и роговой обманкой (уралит) позднескарнового процесса позже пироксена, граната и везувиана.

Роговая обманка — самый распространенный минерал из группы амфиболов. Постмагматические роговые обманки приурочены к скарнированным и окварцованным роговикам (Койташ) и уралитизированным пироксеновым и пироксен-гранатовым скарнам. Ассоциирует с кварцем, альбитом, шеелитом, кальцитом. Замещает биотит, пироксены, образуя частичные и полные псевдоморфозы.

Промышленная концентрация вольфрама, как правило, отмечена в уралитизированных пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнах. Поэтому уралитовая разность роговой обманки в скарнах может служить поисковым критерием на вольфрамовое оруденение. Мы выделяем следующие генерации постмагматической роговой обманки:

роговая обманка I (позднескарновая) образуется совместно с плагиоклазом (Ав) кварцем и шеелитом II. Кристаллизация происходит в зальбандах кварц-альбит-шеелитовых прожилков, которые пересека-

Таблица 11

Оптические свойства* и железистость роговой обманки II из прожилков в породах экзоконтактной зоны Койташского рудного поля**

Номер обр.	Ng	Np	Nm	fm, %	Состав амфиболов	Состав вмещающих пород	Место взятия образцов и расстояние от контакта интрузива
1035	1,652	1,635	—	20	Актинолит	Амфибол-полевошпатовые роговики	Джайлау; 50 м от контакта гранодиорита
1140	1,664	1,644	—	32	То же	Скарнированные (пироксен) амфибол-полевошпатовые роговики	Джайлау на контакте дайки аплита
1142	1,664	1,644	—	32	„	То же	Там же ✓
1582 ^a	1,670	1,646	—	38	Роговая обманка	Известково-силикатовые рог. (воластонит, пироксен, гранат)	Лянгар (Зап. уч.) 30 м от контакта
1582 ^b	1,682	1,654	—	49	То же	То же	Там же
1166	1,690	1,672	1,682	57	„	Пироксен-плагиоклазовые роговики	Шаит, Старательский карьер, 3 — 5 м
1164 ^b	1,734	1,714	—	100	Гастингсит и феррогастингсит	Скарнирован. дайки гранодиорита	Там же
1164 ^г	1,733	1,717	1,725	100	То же	Амфибол-полевошпат. рогов.	„
598	1,732	1,713	1,725	100	„	Биотит-полевошпат. рогов.	Скв. 185. с глуб. 190 м
98	1,732	1,714	1,726	100	„	Известково-силикатовые рогов.	Угат, Шахта „Разведочная“, V гориз. вблизи контакта

* Общая железистость (fm) определялась по диаграмме В. С. Соболева (1950)

** Показатели преломления амфиболов определены А. С. Балакиной и М. И. Исмаиловым.

ются с кварц-шеелит-уралитовыми. Роговая обманка II (раннегидротермальная) распространена повсеместно и связана с отложением кварца и шеелита III.

Крупнозернистые удлиненно-призматические агрегаты (рис. 27), реже хорошо огранённые кристаллы находятся в пироксеновом, пироксен-

гранатовом скарнах и пироксен-полевошпатовых роговиках в виде прожилков отдельных зон и вкрапленности.

Мелкие неправильные или продолговатые индивиды и радиально-лучистые агрегаты роговой обманки II развиваются по спайности пироксена (уралит), образуя частичную или полную псевдоморфозу (рис. 28, а).

Мы детально изучали роговую обманку II, находящуюся в скарнах и роговиках в виде прожилков в ассоциации с шеелитом, кварцем, кальцитом и др. Мощность таких прожилков колеблется от долей миллиметра до 3—4 см. Эти прожилки, пересекаясь, обуславливают сложную прожилково-сетчатую текстуру скарнов.

Показатели преломления роговой обманки II варьируют по Ng от 1,670 до 1,745, по Np от 1,646 до 1,722 (табл. 11) и соответствуют обычным и железистым (гастингситовым) разностям минерала.



Рис. 27. Игольчатые индивиды и радиально-лучистые агрегаты роговой обманки II (черное) в окварцованном и уралитизированном пироксеново-гранатовом скарне (полиров. поверхности штуфа, м-ние Койташ, вел. натур.).

Такое резкое колебание железистости, точнее, состава прожилковых амфиболов обусловлено литологическим составом вмещающих пород и расстоянием от интрузива.

Например, прожилковый амфибол в амфибол-полевошпатовых роговиках, взятый в 50 м от контакта интрузива, имеет актинолитовый состав, а в аналогичных (обр. 1164г) пироксен-плагиоклазовых роговиках (обр. 1166) и в скарнированных дайках гранодиоритов (обр. 1164в), находящихся в 3—5 м от контакта интрузива, амфибол представлен железистой роговой обманкой (гастингситом, феррогастингситом). В известково-силикатовых роговиках, расположенных в 50 м от контакта интрузива, состав прожилкового амфибола характеризуется роговой обманкой (обр. 1582а, 1582б), а в такой же породе, находящейся вблизи контакта, возникает

гастингсит и феррогастингсит (обр. 98). При этом установлена прямая зависимость между значениями f_m и светопреломлением. Как известно, с повышением железистости минерала линейно увеличиваются его показатели преломления (Соболев, 1950; Шабынин, 1973; Костюк, 1971 и др.).

Принадлежность роговых обманок Койташского рудного поля к феррогастингситу подтверждается и результатами химического анализа (табл. 12). Для сравнения приводятся усредненные химические анализы роговых обманок из других роговиков, скарнов и зеленых сланцев, по данным Е. А. Костюка (1971). Улавливается некоторая разница в соотношениях чисел атомов отдельных катионов в кристаллохимической формуле изученных и сравниваемых роговых обманок. Однако сумма изоморфно замещающих друг друга элементов близка к сумме в анализах Е. А. Костюка. Это прежде всего относится к Al (общему) и Fe^{3+} . Содержание Al_2O_3 колеблется от 0,0 до 0,95%, а Fe_2O_3 — от 2,46 до 14%. В тех пробах, где отсутствует алюминий (табл. 12, пр. 1361, 1358а), содержание Fe^{3+} высокое, и наоборот. Сумма этих элемен-

тов близка к сумме тех же компонентов в химических анализах Е. А. Костюка. Для пар Fe^{2+} — Mg, Na—K наблюдается аналогичная картина.

Феррогастингсит из магнетит-молибденит-феррогастингситовой ассоциации месторождения Янгикан (Нечелюстов, Зленко, Губанов и др., 1967) отличается от гастингситов месторождения Койташ повышенным содержанием Na_2O (1,02%), K_2O (1,90%), Fe_2O (23,71%), Al_2O_3 (9,48%), а количества SiO_2 (37,28%), MgO (3,0%) значительно ниже.

Сопоставление данных по химическому составу роговых обманок скарново-редкометалльных месторождений позволило нам выявить некоторые их особенности.

1. Наблюдается обратная зависимость между Al и Fe^{3+} ; увеличение содержания Fe_2O_3 приводит к уменьшению Al_2O_3 , что обусловлено широким проявлением изоморфизма между этими элементами (Соболев, 1950; Гинзбург, 1964; Костюк, 1971). Вследствие этого место Al_2O_3 в пространственной решетке минерала занимает Fe_2O_3 , образуя гастингситовую и даже феррогастингситовую разности.

При этом следует полагать, что Fe^{3+} , как Al, имеет двойное координационное число: когда изоморфизм осуществляется по схеме Fe^{3+} — Si (по аналогии Al^{IV} — Si), трехвалентное железо имеет четвертное координационное число, а по схеме Fe^{3+} — Al^{VI} — шестерное.

2. Установлена зависимость между концентрациями натрия и калия. С повышением содержания натрия увеличивается количество калия, за исключением обр. ЛМ, где отклонение, вероятно, связано с ошибкой химического анализа. Изоморфизм между Na и K отсутствует (Костюк, 1970). Вхождение щелочей происходит по схеме: $Na Al^{IV}$ — Si или $(Na+K) Al^{IV}$ — Si.

Между Mg— Fe^{2+} , Fe^{2+} —Mn также наблюдается четкая связь. Увеличение одного компонента приводит к уменьшению другого.

Своеобразие состава роговой обманки (высокожелезистости) изученных месторождений обусловлено влиянием кислотности (pH) и окислительного потенциала (pO_2). По-видимому, феррогастингсит образуется в стадии приконтактового кислотного выщелачивания при вы-

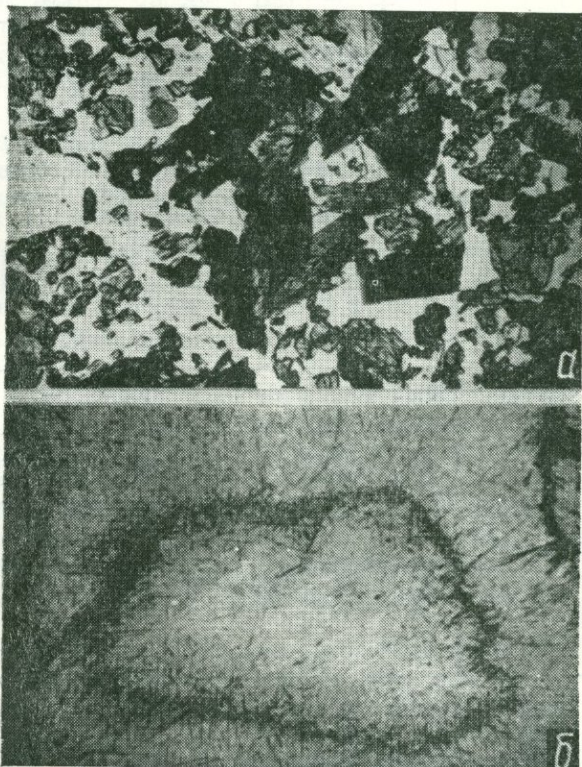


Рис. 28. Роговая обманка II (черное) мелкозернистого сложения, замещающая пироксен (а), прозр. шл. 69, м-ние Койташ, николи нескрещ., ув. 72; бисолит в кварце (б), прозр. шл. 2112, м-ние Ингичка, ув. 72, николи нескрещ.

соком окислительном потенциале кислорода. При этом Fe^{2+} пироксенов, биотитов, окисляясь до Fe^{3+} , переходит в состав гастингсита.

Таблица 12

Химический состав роговых обманок (гастингситов) месторождений Койташ и Лянгар

Компонент	Обр. 1242 ^a (Койташ)				Обр. 1361 (Койташ)			Обр. 1358 ^a (Койташ)			
	вес. содержание, %	пересчет на 100 %	молекулярное кол.		вес. содержание, %	молекулярное кол.		вес. содержание, %	пересчет на 100 %	молекулярное кол.	
			амфибола	кальцита		амфибола	кальцита			амфибола	кальцита
SiO ₂	45,50	45,90	0,763	—	48,0	0,790	—	41,40	41,60	0,692	—
Fe ₂ O ₃	9,24	9,32	0,062	—	14,0	0,093	—	13,00	13,07	0,087	—
FeO	16,05	16,21	0,228	—	11,0	0,155	—	19,24	19,34	0,272	—
TiO ₂	0,50	0,51	0,006	—	—	—	—	0,80	0,80	0,010	—
MnO	0,72	0,73	0,010	—	0,70	0,010	—	0,72	0,72	0,010	—
P ₂ O ₅	0,01	0,01	—	—	0,04	0,0003	—	0,010	0,01	—	—
Al ₂ O ₃	3,17	3,20	0,031	—	0,00	—	—	0,00	0,00	—	—
CaO	11,88	11,96	0,238	0,064	13,00	0,214	0,018	14,60	14,65	0,261	0,017
MgO	5,20	5,24	0,130	—	10,0	0,246	—	6,30	6,34	0,157	—
Na ₂ O	0,60	0,61	0,010	—	0,52	0,008	—	0,600	0,60	0,009	—
K ₂ O	0,30	0,30	0,003	—	0,20	0,002	—	0,30	0,30	0,003	—
CO ₂	2,80	2,83	—	0,064	0,80	—	0,018	0,77	0,77	—	0,017
H ₂ O [±]	3,15	3,18	0,176	—	1,80	0,100	—	1,78	1,80	0,100	—
Сумма	99,12	100,0	—	—	100,06	—	—	99,52	100,00	—	—

Компонент	Обр. ЛМ (Лянгар, по В. С. Мясникову)			Число атомов катионов в кристаллохим. формуле				Число атомов катионов по Костюк Е. А.			
	вес. со-держ., %	пересчет на 100%	молек. кол.	элемент	обр. 1142 ^a	обр. 1361	обр. 1358 ^a	обр. ЛМ	роговая обман. из роговика (средн. из 11 ан.)	рогов. обман. из скарнов (средн. из 25 ан.)	рогов. обман. из зелен. слан. (средн. из 18 ан.)
SiO ₂	45,35	45,24	0,753	Si	6,80	7,36	6,80	7,19	6,426	6,526	7,653
TiO ₂	Сл.	Сл.	—	Ti	0,11	—	0,098	—	0,129	0,070	0,038
Al ₂ O ₃	5,20	5,18	0,051	Al	0,56	—	—	0,95	2,109	1,856	0,438
Fe ₂ O ₃	2,46	2,45	0,016	Fe ³⁺	1,10	1,72	1,70	0,30	0,402	0,566	0,200
FeO	29,20	29,12	0,410	Fe ²⁺	2,03	1,73	2,66	3,92	2,072	1,457	1,084
MnO	2,60	2,58	0,035	Mn	0,10	0,09	0,098	0,33	0,054	0,025	0,042
CaO	10,97	10,94	0,20	Ca	2,12	1,98	2,39	1,94	1,924	1,909	1,809
MgO	2,23	2,22	0,055	Mg	1,15	2,27	1,509	0,52	1,927	2,721	3,730
Na ₂ O	0,35	0,35	0,005	Na	0,17	0,14	0,18	0,09	0,399	0,447	0,223
K ₂ O	0,40	0,40	0,004	K	0,05	0,03	0,06	0,08	0,143	0,205	0,035
H ₂ O	1,46	1,45	0,080	ОН	1,56	1,85	1,96	1,53	1,729	1,129	1,713
SO ₃	0,06	1,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	Сл.	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Месторождение Койташ | Месторождение Лянгар

Примечание: Лаборатория Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР, анализик Махкамова М.

Нахождение гастингсита в гранодиоритах, амфибол-полевошпатовых и биотит-полевошпатовых роговиках, т. е. в породах с повышенным содержанием щелочей, подтверждает мнение Е. А. Костюка (1970)

о том, что железистые амфиболы образуются в породах, более богатых калием. Железистый состав роговой обманки и тесная ее парагенетическая ассоциация с шеелитом III позволяют использовать минерал в качестве индикатора на вольфрамовое оруденение.

3. Роговая обманка III (раннегидротермальная) приурочена к зальбандовым частям кварц-шеелитовых III прожилков, которые пересекают роговую обманку предыдущих генераций. Эта генерация роговой обманки распространена незначительно. Соответствует по составу также феррогастингситу.

Однако по морфологии агрегатов роговая обманка III резко отличается от предыдущих и представлена биссолитом (рис. 28, б).

Биссолит — тонкоигольчатые разности роговой обманки, часто встречается почти во всех месторождениях в ассоциации с кварцем и шеелитом III, пироксеном, гранатом и молибденитом. Он представлен различно ориентированными тонкоигольчатыми агрегатами в кварцевых прожилках или в зонах окварцевания, в пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнах. Отличается морфологией и резко выраженным плеохроизмом: по Ng — зеленый, по Nr — светло-желтый, желтовато-зеленый. С Ng = 17—20°.

Шеелит подробно охарактеризован в работах М. И. Исмаилова (1969), М. С. Кучуковой, М. И. Исмаилова и др. (1971) и в гл. VI настоящей работы.

Отметим некоторые типоморфные особенности различных генераций этого минерала.

Шеелит I отличается от других генераций тонкой вкрапленностью и устойчивым парагенезисом с неперекристаллизованной разностью пироксена II (в известковых и апомагнезиально известковых скарнах), пироксеном II и плагиоклазом (в скарнированных роговиках).

Шеелит II характеризуется мелкими вкрапленными выделениями в измененных скарнах с альбитом, уралитом (роговой обманкой I) и кварцем. Он приурочен к альбитизированным, уралитизированным пироксеновым, пироксен-гранатовым и другим скарнам, а также кварц-альбитовым прожилкам.

Шеелит III отличается от предыдущих разнообразными формами выделения: мелко-, средне- и крупнокристаллическими, гнездообразными, цепочкообразными скоплениями; отдельными ясно выраженными кристаллами. Шеелит III встречается в парагенетической ассоциации с кварцем и уралитом (роговой обманкой II — гастингсит). В распределении элементов-примесей в шеелите III разных месторождений (табл. 13) установлены некоторые закономерности: содержание молибдена увеличивается от вольфрамового месторождения Ингичка (Зирабулакская группа) в сторону вольфрам-молибденового месторождения Койташ (максимальное) и Лянгар (Нуратинская группа). В распределении галлия, свинца, висмута, а также и марганца наблюдается обратная закономерность. Наибольшая концентрация их отмечена в Ингичке. Иттрий, иттербий, олово, лантан и ванадий обнаружены лишь в шеелите III из Ингички. Эти геохимические особенности распределения примесей шеелита определяются фаціальностью гранитоидных интрузивов.

Содержание молибдена в шеелитах вольфрам-молибденовых месторождений Чорух-Дайрон более высокое по сравнению с количеством этого элемента в шеелите вольфрамового месторождения Ингичка. В шеелите мышьяк-висмутового месторождения марганец отсутствует, а молибден находится в ничтожных количествах (Дунин-Барковская, 1966).

П. В. Покровский (1964), изучавший содержание редкоземельных элементов в шеелитовых и шеелит-золотых месторождениях Урала, установил, что присутствие иттрия в шеелитах указывает на более ранний этап его отложения.

Таблица 13

Содержание элементов-примесей в шеелитах III скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана (по данным химических и спектральных анализов), %

Месторождение	Тип оруденения	MoO ₃ *	Ga	Be	Pb	Yb	Y
Лянгар	Вольфрамво-молибденовый	$\frac{0,01}{9}$	$\frac{0,001}{1}$	$\frac{\text{Сл.}}{1}$	$\frac{0,001}{1}$	Не обн.	Не обн.
Койташ	То же	$\frac{0,32}{2}$	$\frac{0,001}{9}$	$\frac{0,001}{8}$	$\frac{0,001}{7}$	Не обн.	Не обн.
Ингичка	Вольфрамво-молибденовый	$\frac{0,012}{2}$	$\frac{0,001-0,01}{7}$	$\frac{0,001}{5}$	$\frac{0,01-0,001}{9}$	$\frac{0,001-0,01}{12}$	$\frac{0,001-0,01}{15}$
Чорух-Дайрон	Вольфрамво-молибденовый	$\frac{0,33}{5}$	—	—	—	—	—
Устасарай	Мышьяково-висмутовый**	$\frac{0,005}{1}$	—	—	—	—	—

Месторождение	Тип оруденения	В1	Sn	La	V	MnO
Лянгар	Вольфрамво-молибденовый	0,001	Не обн.	Не обн.	Не обн.	$\frac{0,015}{9}$
Койташ	То же	$\frac{0,001}{1}$	Не обн.	Не обн.	Не обн.	$\frac{0,01}{2}$
Ингичка	Вольфрамво-молибденовый	$\frac{0,01}{4}$	$\frac{0,001-0,01}{3}$	$\frac{0,001}{1}$	$\frac{0,001}{2}$	$\frac{\text{Сл.}-0,025}{2}$
Чорух-Дайрон	Вольфрамво-молибденовый	—	—	—	—	$\frac{0,012}{2}$
Устасарай	Мышьяково-висмутовый**	$\frac{0,20}{1}$	—	—	—	—

* Содержание MoO₃, MnO в шеелитах месторождений Лянгар, Койташ, Ингичка и Чорух-Дайрон приводятся по данным Х. М. Абдуллаева (1947), а остальные элементы по данным М. И. Исмаилова.

** По данным Э. А. Дунин-Барковской (1966).

Цифры в знаменателе — количество анализов.

Е. И. Никитин, В. И. Сотников (1971) изучали спектры электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) Mn²⁺ и Gd³⁺ в шеелитах из месторождений различных генетических типов. По характеру спектра ЭПР Mn²⁺ (по значению ΔНMn²⁺ — ширина линии) шеелиты скарно-

вых ($\Delta H \approx 5-7$ эс), грейзеновых ($\Delta H \approx 7-9$ эс) и субвулканически-гидротермальных месторождений с золотом ($\Delta H > 9$) различались между собой. При изучении спектра ЭПР Gd^{3+} повторялись те же закономерности. Указанные авторы предлагают эти типоморфные особенности шеелита использовать для оценки термодинамических условий минералообразования.

В шеелитах многие элементы присутствуют, вероятно, в виде изоморфных примесей, причем Mo, Bi, Sn, Be, Mn, V замещают вольфрам (Вернадский, 1954), а иттрий, иттербий, гадолиний, лантан, свинец и кальций.

О. В. Кононов, И. В. Нестеров (1971) при помощи люминесцентной спектрофотометрии и ЭПР установили, что в структуре шеелитов, образованных в различных условиях, позиции Mn^{2+} разные: Mn^{2+} в позиции Ca^{2+} имеет обычный изоморфизм, характерный для всех генетических типов; Mn^{2+} в позиции, эквивалентной $[WO_4]^{2-}$, образует комплекс $[MnF_4]^{2-}$, встречается в шеелитах, образованных в кварц-пироксен-плагиоклазовых метасоматитах послескарновой стадии; и наконец, Mn^{2+} в позиции «внедрение» образует комплекс $[W^{5+}O_4]^{3-} - Mn^{2+} [W^{5+}O_4]^{3-}$, присутствуя здесь в шестерной координации. Последний тип изоморфизма марганца характерен для шеелит-сульфидного грейзенового типа. Нахождение Mn^{2+} в различных позициях в структуре шеелита вышеуказанные авторы предлагают использовать в качестве типоморфных признаков.

Шеелит IV отлагается в раннегидротермальном этапе совместно с молибденитом, альбитом и кварцем. Он приурочен к окварцованным, альбитизированным скарнам и гранитоидным породам. Шеелит этой генерации встречается только в месторождениях Койташ и Лянгар.

Кроме того, в последнее время значительные скопления шеелита обнаружены в золотоносных кварц-сульфидных жилах месторождений Мурунтау, Чармитан (Хамрабаев, Чеботарев, Мансуров и др., 1973), частично в Алтынказгане (Кучукова, Исмаилов, Рахмедов, 1966).

Из вышеприведенных данных следует, что шеелит в вольфрам-молибденовых месторождениях Западного Узбекистана отлагается многократно. Хотя самым продуктивным в смысле промышленной концентрации вольфрама является шеелит третьей генерации, наиболее богатые содержания вольфрама отмечаются в тех участках, где происходило наложение всех генераций шеелита.

Вольфрамит из Лянгара упоминается в работах Х. М. Абдуллаева (1939, 1947), К. Л. Бабаева, В. М. Крейтера и Д. П. Резвого (1940), В. С. Мясникова (1951), О. М. Римской-Корсаковой (1958), однако детально описывается в работах М. И. Исмаилова, Я. С. Эшпулатова (1964).

Скаполит часто обнаруживается в околоскарновых и ороговигованных породах почти всех месторождений Западного Узбекистана. В месторождении Лянгар он образует столбчатые кристаллы с гранями (001), (100) и (110), ассоциируясь с роговой обманкой и пироксеном (Мясников, 1951).

Мы детально изучали (Исмаилов, Балакина, 1970) скаполиты рудопроявления Хасантепа (юго-восточная часть гор Каратюбе). Здесь скаполиты в виде удлиненных (от долей миллиметра до 5 см) агрегатов и зернистых массивных выделений встречаются в составе околоскарновых пород, образованных на контакте лейкократового гранита с известняками. Минерал ассоциирует с пироксеном, амфиболом, плагиоклазом, гранатом, везувианом, кальцитом, биотитом, кварцем, шеелитом и цоизитом.

Минерал серый, серовато-белый с голубоватым оттенком. Удельный вес, определенный микрообъемным методом, составляет 2,78, что соответствует мейониту.

Под микроскопом видно, что основная масса состоит из скаполита (70—80%) с включением полевых шпатов, биотита, пироксена, граната, везувиана и кварца. Кроме того, в скаполите отмечены мельчайшие игольчатые включения апатита.

Разница в показателях преломления (табл. 14) и двупреломления скаполитов месторождений Лянгар и Хасантепа обусловлена различным соотношением в них мейонитовой и мариалитовой молекул. В табл. 14 для сравнения приводятся значения показателей преломления скаполита железорудных месторождений Тургая по данным Ю. А. Полтавец (1972).

Таблица 14

Оптические константы скаполитов скарново-редкометалльных и скарново-железорудных месторождений

Номер образца	Ng	Np	Ng-Np	Состав скаполита	Характер оруденения в скарнах
Без номера	1,576	1,550	—	Мейонит	В. С. Мясников (Лянгар) Скарново-шеелитовое (Хасантепа) По М. И. Исмаилову и А. С. Балакиной
5532	1,580	1,564	0,016	Мейонит с не-	
5541	1,573	1,555	0,018	значительной	
5543	1,573	1,552	0,021	примесью ма-	
5545	1,579	1,552	0,027	риалита	
Без номера	1,576	1,550	—	Мейонит	О. М. Римская-Корсакова (Лянгар)
	1,553	1,541	—	Мариалит- дипир	Доруд- ное
	1,558	1,543	—		
	1,539	1,536	—	Мариалит	Синруд- ное
	1,547	1,542	—		
1,546	1,540	—	Мариалит	Пост- рудное	
1,548	1,542	—			

Значения Ng и Np скаполитов скарново-шеелитовых месторождений отличаются от этих значений скарново-магнетитовых месторождений Тургая, что обусловлено прежде всего составом и различием условий образования описываемого минерала.

Скаполиты из скарново-шеелитовых месторождений представлены кальциевой разновидностью — мейонитом, а скарново-магнетитовых месторождений Тургая — натриевой — мариалитом. Как отмечает Ю. А. Полтавец (1972), дорудные, синрудные и пострудные скаполиты железорудных месторождений Тургая также отличаются друг от друга (табл. 14).

Эти особенности скаполитов, как в случае с пироксенами и гранатами, обусловлены влиянием кислотности (рН) и окислительного потенциала (рO₂) постмагматических растворов.

Скаполит в скарново-редкометалльных месторождениях Западного Узбекистана образуется в позднескарновом процессе при воздействии высокотемпературных постмагматических растворов, богатых Cl, CO₂, OH с раннеобразованными околоскарновыми породами при высоком химическом потенциале Ca, Al, Na, K.

Флогопит — типичный минерал магнезиальных и апомагнезиально-известковых скарнов Лянгара, Тыма, Кызкурмана, Хасантепа и

др. Ассоциирует с пироксеном, амфиболом, доломитом, серпентином, кальцитом, кварцем (более поздним), тальком, хлоритом. В месторождении Тым в магнезиальном скарне обнаружены прожилки флогопита мощностью до 1,5 см; это указывает на постмагматический возраст флогопита. В Лянгаре флогопит распространен повсеместно и приурочен как к контакту толщи доломитсодержащих (в виде пропластков) известняков с гранитоидной породой, так и к мелким тектоническим нарушениям северо-западного и северо-восточного направлений. Заметные его скопления обнаружены на участках Водораздельный, Северный и Западный (Лянгар). Как правило, флогопит ассоциирует с пироксеном, шпинелью, кварцем, пирротинном, халькопиритом, пиритом и др. На участке Северный мелкие листоватые агрегаты флогопита располагаются по слоистости доломитов. Размеры листочков минерала колеблются в широких пределах — от доли миллиметра до 1,5 см в поперечнике. $N_g=1,603$, $N_p=1,556$ (обр. 1416). $N_g=1,603$, $N_p=1,555$ (обр. 1426).

По значениям показателей преломления флогопит месторождения Лянгар относится к железистым разновидностям. Значения N_g и N_p магнезиальных флогопитов намного ниже (Исмаилов, 1959).

Детально изучая флогопиты магнезиальных скарнов, Л. И. Шабынин (1958, 1973) установил, что в кальцифирах и форстеритовых скарнах преобладают флогопиты с железистостью от 0 до 8%, в фассаитовых скарнах — от 8 до 12% и в околоскарновых породах и жильных скарнах — от 15 до 23%.

По данным М. Г. Хисамутдинова (1952), железистый флогопит на Таловском месторождении Алтая сопровождается высокотемпературным медно-колчедановым оруденением и рассматривается как один из поисковых признаков подобного оруденения.

Тесная парагенетическая связь флогопита месторождения Лянгар (участки Водораздельный, Западный) с пирротинном, халькопиритом, пиритом и кварцем, а также его высокая железистость дают нам основание говорить о поисковом значении описываемого минерала на медно-колчеданное оруденение. Флогопит образуется в позднем этапе постмагматического скарнового процесса за счет минералов магнезиального скарна и доломитов.

К в а р ц. Морфологическое разнообразие его зависит главным образом от морфологии агрегатов замещенного им минерала-«хозяина». При этом в местах, где замещение происходило очень интенсивно, унаследованность кварцем особенностей «хозяина» затушевывается.

Мелкозернистые агрегаты образуются в том случае, когда кварц замещает мелкозернистый пироксен или мрамор, а также роговики. В местах интенсивного замещения граница между зернами стирается и кварц становится массивным с мелкими реликтами пироксена, а также пылевидными точками механических примесей, располагающимися параллельно друг другу.

Тонкоигольчатый кварц серовато-зеленого цвета образует псевдоморфозы по актинолит-тремолисту; встречается в рудопроявлении Джини (Ингичкинское рудное поле) и на других месторождениях. Под микроскопом (шл. 4710), кроме вышеотмеченных минералов, обнаруживается пироксен, кальцит, бурые железняки, тремолит-актинолит, реже роговая обманка. Все они развиваются по пироксену и замещаются кварцем и кальцитом.

Между удлиненными агрегатами кварца отмечаются игольчатые реликты тремолит-актинолита. Погасание агрегатов тонкоигольчатого кварца косое, что не характерно для обычного кварца. CN_g кварца

составляет 13° , а тремолит-актинолита $15-16^\circ$. Несмотря на то, что кварц и амфибол ориентированы одинаково, погасание их при повороте столика микроскопа наступает в разное время.

Кварц, образующий псевдоморфозы по крупнокристаллическому кальциту, встречается, как правило, висячем боку скарново-рудных тел почти во всех месторождениях. В таких кварцах отчетливо наблюдается реликтовая спайность в двух направлениях. Отдельные обломки этого кварца имеют ромбоэдрическую форму, унаследованную от кальцита. Кроме того, под микроскопом наблюдаются агрегаты треугольной формы, также унаследованные от кальцита.

Замещение кальцита кварцем могло происходить по одному, двум и трем направлениям спайности, чем обусловлены текстурные и структурные особенности самих кварцев и окварцованных мраморов.

Полосчатая текстура возникает в том случае, когда замещение

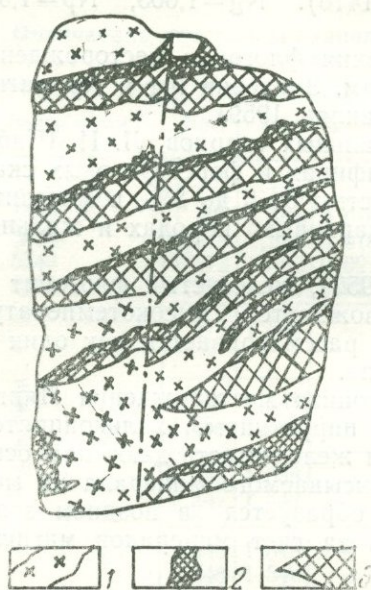


Рис. 29. Замещение кальцита кварцем (в одном направлении) с полосчатой текстурой (зарисовка полированной поверхности, обр. 3580, м-ние Ингичка, вел. натур.).

1—кварц, 2—окварцованный мелкозернистый пироксеновый скарн, 3—кальцит.

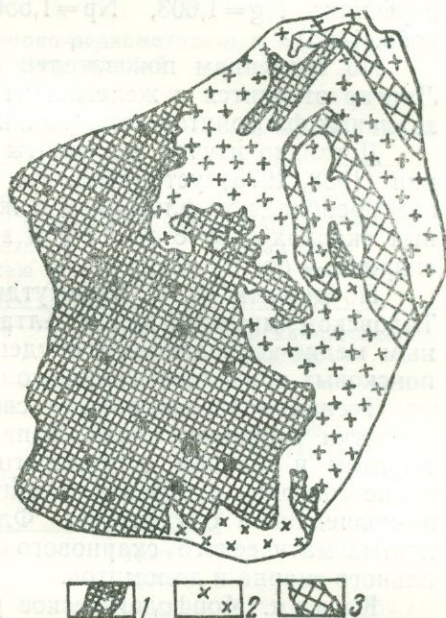


Рис. 30. Замещение кальцита кварцем в двух направлениях, с образованием «елочной» текстуры (зарисовка отполированной поверхности, обр. 3570, м-ние Ингичка. Вел. натур.).

1—уралитизированный, окварцованный, пироксен-гранатовый скарн с вкрапленностью сульфидов, 2—кварц, 3—реликты кальцита.

происходит в одном направлении, вдоль линии спайности кальцита, одновременно во многих точках, которые, соединяясь между собой, образуют тонкие прожилки (рис. 29). Мощность прожилков колеблется от нескольких миллиметров до $5-6$ см. Множество параллельно расположенных прожилков обуславливают полосчатую текстуру.

«Елочная» текстура возникает тогда, когда замещение происходит по двум направлениям спайности кальцита (рис. 30). Углы между двумя направлениями кварцевых прожилков соответствуют острому или тупому углу между трещинами спайности кальцита.

Брекчиевидная текстура окварцованных и слабо скарнированных крупнокристаллических мраморов обнаруживается довольно часто на

месторождениях Ингичка и Лянгар. Возникает, когда замещение происходит по трем направлениям трещинной спайности кальцита одновременно. В кварце отмечаются мелкие реликты кальцита.

Кварц, образующий псевдоморфозы по полевым шпатам пегматитового генезиса, встречается на Каттасайском участке месторождения Ингичка. В этом кварце отмечается совершенная спайность в одном направлении. Кроме того, обнаруживаются следы перекристаллизации (укрупнения агрегатов) и регенерации, выразившиеся в образовании под действием гидротермальных растворов хорошо ограненных кристаллов кварца.

Отдельные кристаллы или друзы кварца встречаются реже, чем другие морфологические типы. Как правило, они находятся в пустотках выщелачивания карбонатных пород, на стенках кварцевых жил, а также в сульфидизированных и окварцованных скарнах. Появляются в результате регенерации кварца, образованного в кварц-шеелитовой III стадии более поздними гидротермальными растворами.

Таблица 15

Оптические константы эпидота

Месторождение	Ng	Np	Nm	cNg	2V	Исследователь	f ^σ %
Лянгар	1,767	1,754	1,736	—	67—70	Х. М. Абдуллаев В. С. Мясников О. М. Римская-Корсакова	27
	1,759	1,749	1,720	0,039	78—83		25
	1,743	—	1,722	0,021	—		17
Койташ	1,769	—	1,733	0,036	74	А. Б. Баталов и З. А. Королева М. И. Исмаилов	28
	—	—	—	0,045	—		—

Минералы группы эпидота встречаются почти во всех месторождениях скарново-редкометальных формаций Западного Узбекистана. Образуют мономинеральные скопления и входят в состав гранатовых, гранат-пироксеновых и других скарнов, а также эпидотизированных гранитоидов. Представлены эпидотом, цонзитом, клиноцоизитом.

Эпидот приурочен, в основном, к известковистым скарнам (Лянгар, Ингичка). Ассоциирует с пироксеном, гранатом, актинолитом, везувианом, полевым шпатом, кальцитом, кварцем и др.

К. Б. Кепежинская, В. В. Хлестов (1971), как и многие другие исследователи (Malmqvist, 1929; Соболев, 1949; Винчелл, 1953; Трегер, 1958; Дир, Хауи, Зусман, 1965 и др.), на основании статистического анализа минералов группы эпидота рассмотрели линейную зависимость между физическими свойствами и химическим составом. Показатели преломления, двупреломления, удельный вес, угол оптических осей, угол погасания, параметры элементарной ячейки эпидота увеличиваются с повышением содержания Fe₂O₃, изоморфно замещающего Al₂O₃ (табл. 15). Такая устойчивая зависимость позволила многочисленным исследователям предлагать различные уравнения и диаграммы, при помощи которых могут быть определены физические свойства и состав эпидота.

Учитывая результаты двух химических анализов эпидота (табл. 16), мы подсчитали значение Ng, используя уравнение Малмквиста (Malmqvist, 1929): $Ng = 1,7143 + 0,0018 (Fe_2O_3)$, где $Fe_2O_3 = Fe_2O_3 \cdot 100$:

: $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ (вес. содержание в процентах), $\text{Ng} = 1,758$ (I), $\text{Ng} = 1,769$ (II), $\text{Ng} = 1,8064$ (III).

Зная значение Ng , нам легко было определить и коэффициент железистости ($f = \text{Fe}^{3+} : \text{Fe}^{3+} + \text{Al}$) этих эпидотов по диаграмме К. Б. Кежежинскаса, В. В. Хлестова (1971): $f = 24$ (I), $f = 28$ (II), $f = 43,0$.

Кроме того, по значениям Ng (см. табл. 15) вычисляли коэффициент железистости эпидота по вышеуказанному методу. При этом отмечается колебание значения f от 17 до 28. В отличие от них, максимальное значение f эпидотов из скарново-рудных проявлений Восточного Кугитанга (Бадалов, Голованов, 1965) равно 43 и соответственно имеет максимальные показатели преломлений ($\text{Ng} = 1,8064$). С увеличением коэффициента железистости увеличиваются значения Ng .

В целом эпидоты месторождений Лянгар и Койташ относятся к среднежелезистым разновидностям.

Таблица 16

Химический состав эпидота из Лянгара и Кугитанга

Компонент	По Х. М. Абдуллаеву (Лянгар)			По В. С. Мясникову (Лянгар)			По С. Т. Бадалову и И. М. Голованову (Кугитангау)
	вес. кол-во	пересч. на 100%	мол. кол-во	вес. кол-во	пересч. на 100%	мол. кол-во	
SiO_2	38,10	37,880	0,6307	37,80	37,415	0,6235	35,02
TiO_2	0,09	0,089	0,0011	0,09	0,089	0,0011	—
Al_2O_3	26,57	26,416	0,2591	25,18	24,947	0,2447	14,61
Fe_2O_3	8,42	8,372	0,0524	11,04	10,940	0,0685	23,00
FeO	0,40	0,398	0,0055	0,84	0,833	0,0115	—
CaO	23,30	23,165	0,4130	23,36	23,143	0,5127	21,40
MnO	0,18	0,179	0,0025	0,16	0,159	0,0022	0,10
MgO	0,25	0,249	0,0061	сл.	—	—	1,74
K_2O	—	—	—	2,17	2,150	0,0228	—
CO_2	0,93	0,925	0,0210	—	—	—	—
F	—	—	—	0,13	0,128	0,0067	—
Cl	—	—	—	0,16	0,159	0,0045	—
П.п.п.	2,34	2,327	—	—	—	—	—
H_2O	—	—	—	—	—	—	4,10
Сумма	100,58	—	—	100,53	100	—	100,0
Лаборатория Аналитик	ГИН АН УзССР П. Л. Прихидько			ВИОГЕО АН СССР Цейтлин			ИГиГ АН УзССР Т. И. Сукопкина

В результате химического анализа (табл. 16) в эпидотах исследуемых формаций кроме основных компонентов обнаружены незначительные примеси TiO_2 , FeO , MnO , K_2O , F, Cl и CO_2 . Содержание H_2O не определено и, вероятно, соответствует потере при прокаливании.

Предел колебаний SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 соответствует теоретическому составу эпидота. Некоторые повышенные количества CaO и наличие CO_2 обусловлены механической примесью кальцита.

По данным К. Б. Кежежинскаса, В. В. Хлестова (1971), изоморфное вхождение MgO , FeO в состав эпидота осуществляется по схеме: $\text{Ca Al} - (\text{TR}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})$, а титана $\text{Ca Al} - \text{Fe}^{2+} \text{Ti}$; Mn^{2+} , $\text{Ca Al} - (\text{Mn}^{2+} \text{Fe}^{2+}) \text{Fe}^{3+}$. Фтор и хлор, вероятно, изоморфно замещают гидроксильную группу. Многие исследователи находят калия и натрия в эпидоте объясняют изоморфным вхождением по схеме: $(\text{Na} + \text{K}) - \text{Ca}^{2+}$ с компенсацией Al^{3+} на Si^{4+} . Однако В. С. Соболев (1949), К. Б. Кежежинскас и В. В. Хлестов (1971) считают, что в эпи-

дотах Ca^{2+} не может замещаться Na и K. Появление последних возможно лишь при наличии редких земель с заменой по схеме $2\text{Ca}^{2+} \rightarrow (\text{Na}, \text{K}) \text{TR}$. TR в анализированных нами эпидотах не определяется.

По данным Х. М. Абдуллаева (1947) и О. М. Римской-Корсаковой (1956), эпидот образует псевдоморфозы по пироксену и гранату. По мнению О. М. Римской-Корсаковой (1956), эпидотизация гранатов сопровождается актинолитизацией пироксенов. Однако в местах, где развита актинолитизация пироксеновых скарнов, эпидотизация гранатов не всегда отмечается.

Цоизит часто встречается в месторождениях и рудопроявлениях гранат-везувиан-шеелитовой формации (Лянгар, Койташ). Ассоциирует с пироксеном, кварцем, амфиболом, кальцитом, полевым шпатом, сфеном и др.

В Лянгаре цоизит вместе с амфиболом и эпидотом развивается по пироксену и гранату (Абдуллаев, 1947). Это свидетельствует о его отложении в конце позднескарнового или в начале раннегидротермального процесса.

Молибденит встречен в мелких зернах и отдельных розетчатых агрегатах в пегматитах (Лянгар), альбитизированных и серицитизированных гранодиоритах (Койташ), образует прожилки, вкрапленности и гнездообразные скопления в окварцованных, уралитизированных пироксеновых скарнах в ассоциации с шеелитом, кварцем, полевым шпатом, пирротинном, стильпомеланом, халькопиритом и пиритом (Лянгар, Койташ, Угат и Тым). В рудных телах содержание его с глубиной (Лянгар, Койташ) постепенно уменьшается.

Удается выделить несколько морфологических разновидностей молибденита. Тончайшие агрегаты минерала встречаются в кварцевых жилах, прожилках и зонах окварцевания в виде беспорядочно расположенных субмикроскопических чешуек (Койташ, Лянгар).

Мелкие «розетчатые» и «веерообразные» формы минерала отмечены в окварцованных и уралитизированных скарнах и пегматитовых жилах месторождения Лянгар. «Пластинчатые» индивиды, располагаясь друг к другу под разным углом, образуют вышеуказанные морфологические разновидности, размеры которых колеблются в широких пределах.

«Сферолитовые» агрегаты находятся в окварцованных пироксенгранатовых и гранатовых скарнах (рис. 31, а). Единичные кристаллы

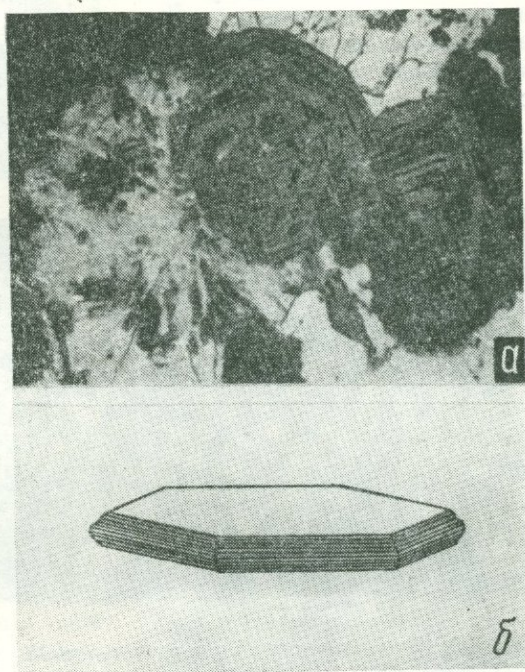


Рис. 31. «Сферолит» молибденита (а), частично замещающий зерно граната, заключенный в пирротин (светлый фон). Ув. в 6 раз. Полир. шлиф. Месторождение Лянгар, по В. С. Мясникову; кристалл молибденита (б) из месторождения Лянгар, по В. С. Мясникову.

сплюсненной гексагональной призмы обнаружены В. С. Мясниковым в месторождении Лянгар (рис. 31, б). Крупнолистоватые агрегаты описываемого минерала встречаются среди измененных скарновых и гранитоидных пород в ассоциации с шеелитом III, уралитом (роговая обманка, тремолит-актинолит), кварцем, пирротином и пиритом. У молибденита этой разновидности очень отчетливо наблюдаются полисинтетические двойники и секториальное погасание. Наиболее распространены первая, вторая и третья морфологические разновидности.

Пирротин. По морфологии и текстурным особенностям пирротин раннегидротермального процесса (Кучукова, Исмаилов и др., 1971) образует несколько морфологических разновидностей.

Вкрапленность пирротина неправильной формы в биотитовых гранитах, скарнированных породах, роговиках и мраморах зарегистрирована почти во всех месторождениях, однако наиболее характерна для месторождения Ингичка. Развивается по биотиту, кальциту и пироксенам.

Удлиненные индивиды пирротина I образуют полные и частичные псевдоморфозы по пироксену, наследуя его удлиненные индивиды. За-

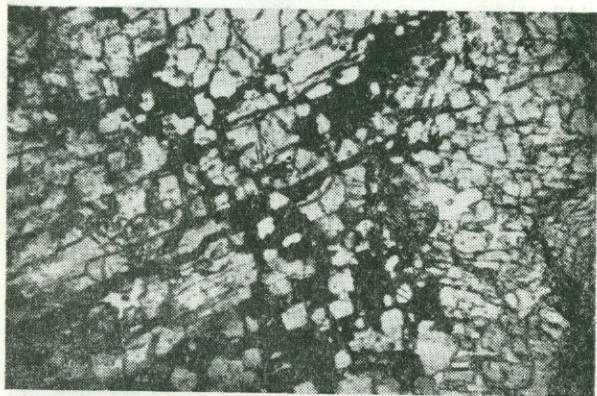


Рис. 32. Пироксен (серый, серовато-белый) замещается пирротинном (черный) по спайности первого. Прозр. шлиф 652, ув. 125, м-ние Койташ.

мещается, как правило, по спайности или на стыке спайности пироксена в двух направлениях. Разнообразие форм зерен описываемого минерала (удлиненные, зигзагообразные, изометричные и др.) контролируется направлением спайности пироксена (рис. 32).

Массивные выделения пирротина располагаются в виде жил, гнезд и линзообразных тел в породах различного состава. Пирротин I массивного сложения образует прожилковые и псевдобрекчиевые текстуры.

Тонкие прожилки пирротина I встречаются в породах различного состава почти во всех месторождениях. В Угате тонкие прожилки пирротина I пересекают молибденит-кварцевые прожилки. Иногда заполненная пирротинном сеть мелких трещин в молибденит-кварцевых жилах напоминает брекчиевидную текстуру (рис. 33).

Псевдобрекчиевая текстура пирротина I чаще наблюдается в биотитовых роговиках, гранитах и мраморизованных известняках. В биотитовых гранитах она возникает в результате полного замещения биотита пирротинном I. В отдельных местах среди пирротиновых сплошных масс обнаруживаются мелкие «островки» отдельных зерен полевых шпатов и кварца. В мраморизованных известняках замещение (вытеснение) кальцита пирротинном I происходит по направлениям спайности кальцита. Из-за различной интенсивности замещения в отдельных участках наблюдаются остатки кальцита в виде реликтов без следов дробления.

Правильные кристаллы, скорее всего «метакристаллы» (рис. 34), обнаруживаются в скарново-рудных телах месторождения Лянгар. По

данным В. С. Мясникова (1951), они представляют собой комбинации гексагональных призм (1010) и пинакоида (0001).

Оолитообразные агрегаты пирротина II (рис. 35) обнаруживаются в Койташе в парагенной ассоциации со сфалеритом, галенитом, халькопиритом и борнитом (среднегидротермальный процесс минерализации).

Под микроскопом отчетливо устанавливаются округлые и овальные формы выделения пирротина с оолитовой структурой, обусловленной чередованием пирротина с борнитом. Оолитообразные агрегаты располагаются в точках пересечения плоскостей спайности кальцита двух направлений (Исмаилов, 1965).

Таким образом, из вышеприведенных данных следует, что каждый генетический тип пирротина характеризуется определенными морфологическими особенностями.

Халькопирит чаще всего встречается в

месторождениях Угат, Лянгар, Рабинджан, Койташ, Чуюн. В других месторождениях, в том числе в Ингичке, обнаруживается реже. В месторождении Угат, на Водораздельном участке месторождения Лянгар, Чуюн и Рабинджан образует заметные скопления.

В зависимости от морфологии агрегатов и текстурно-структурных особенностей можно выделить несколько морфологических разновидностей.

Удлиненные и неправильные агрегаты встречаются в окварцованных и уралитизированных пироксеновых и пироксен-гранатовых известковистых

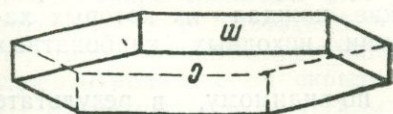


Рис. 34. Кристалл пирротина из скарна Северного участка м-ния Лянгар (по В. С. Мясникову).

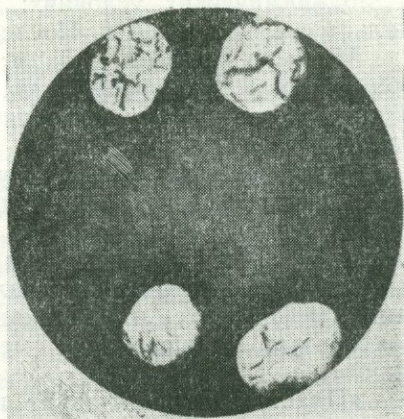


Рис. 35. Оолитообразные агрегаты пирротина (белое, сероватое) в мраморизованном известняке (черные). Полир. шл. 253, увел. 13×7. Местоорождение Койташ.

скарнах магматического этапа замещения (Рабинджан) в ассоциации с кварцем, пирротинном, пиритом, уралитом, пироксеном, гранатом, реже сфалеритом. Минерал располагается в пироксене или в промежутках зерен гранатов и пироксенов.

Массивные агрегаты халькопирита образуют прожилкообразные, линзообразные и гнездообразные выделения в сульфидных рудных телах в ассоциации с пирротинном, пиритом, сфалеритом, борнитом, ковеллином, шеелитом, стильпномеланом, кварцем и реже арсенопиритом (Угат, Койташ, Главное рудное поле и участок Водораздельный, шт. 32,56 месторождения Лянгар).

Псевдобрекчиевые текстуры массивных агрегатов находятся в мраморизованных известняках, «рассыпчатых» кальцитах (Койташ, Ингичка, 3 и 11 рудные тела). Кальцит, как правило, замещается халькопиритом вплоть до образования параморфозы второго по первому. Наблюдаются отдельные зерна халькопирита с ромбоэдрическими очертаниями. Замещение происходит по трем направлениям трещинной спайности кальцита, в результате чего образуется псевдобрекчиевая текстура (3 рудное тело месторождения Ингичка, обр. 3741). Создается впечатление, что дробленый халькопирит цементируется кальцитом. Однако при детальном просмотре образцов под биноклем и полированных шлифов под микроскопом легко можно убедиться в отсутствии следов дробления.

Тонкая неравномерно распределенная вкрапленность, реже гнезда, находятся в известково-силикатовых роговиках в ассоциации с халькозином, борнитом, пиритом и золотом (Лянгар, Рабинджан).

Эмульсионную вкрапленность халькопирита в сфалеритах В. С. Мясников (1951) наблюдал в виде «звездообразных» и «скелетообразных» выделений. Этот тип халькопирита сформировался, вероятно, намного позже, чем вышеописанные.

Висмутовые минералы — самородный висмут, тетрамит, висмутин, хедллит и жозеит описываемых формаций охарактеризованы в работах Г. Н. Нечелюстова (1970), М. С. Кучуковой, М. И. Исмаилова и др. (1971), Т. Ишимова, З. Х. Хамрабаевой (1973) и др.

Кальцит встречается повсеместно. Образуется в различных термодинамических условиях: метаморфических, скарновых, гидротермальных и супергенных. Последний мы не рассматриваем.

Метаморфогенный кальцит широко распространен во всех месторождениях и рудопроявлениях Западного Узбекистана. Этот кальцит приурочен к контакту магматических пород и скарново-рудных тел с известняками.

Результаты детального изучения морфологии индивидов и агрегатов, микротвердости, термолюминесценции метаморфогенных кальцитов позволили выделить шесть их типоморфных разновидностей (от контакта в сторону внешней зоны ореолов контактового метаморфизма: «пластинчатые», гигантокристаллические, крупнокристаллические, «рассыпчатые», средне- и мелкокристаллические, каждая из которых характеризует интенсивность метаморфизации исходных карбонатных пород.

«Пластинчатый» кальцит возникает, по-видимому, в результате «стресса» давления и термального воздействия интрузива, а также последующего воздействия постмагматических растворов на мраморы. Механизм возникновения этого кальцита пока не ясен, но, как правило, эта морфологическая разновидность приурочена к висящему боку окварцованных скарново-рудных тел (Ингичка, Яхтон). В отдельных местах прожилкообразное скопление «пластинчатого» кальцита располагается параллельно кварцевым и сидеритовым прожилкам, образуя полосчатую текстуру (Ингичка). Среди «пластинчатых» агрегатов кальцита наблюдаются мелкие зерна пироксенов, гранатов, кварца и сидерита. Под микроскопом резко отличаются от обычных кальцитов «ле-

песткообразными», «листоватыми» агрегатами и «атласной» интерференционной окраской. Н. Д. Ушаков (1962) данный морфологический тип кальцита выдвигает в качестве поискового критерия на скарново-редкометальное оруденение.

Как отмечает В. Линдгрэн (1935), подобные кальциты установлены А. Кноф, Ф. Л. Рансейм, В. Е. Монон в месторождении Де Ламар (США, штат Айдахо).

Гигантокристаллические индивиды кальцита размером больше 10 мм располагаются на контакте магматических пород и скарново-рудных тел (Лянгар, Койташ, Ингичка, Хасантепа, Каратюбе), образуя отдельные зоны мощностью до 15 м (Хасантепа). Размеры отдельных индивидов достигают 3 см в поперечнике и 5 см в продольном сечении, имеют ясно выраженные трещины спайности и полисинтетические двойники (под микроскопом). Образуются они в результате перекристаллизации мелко- и среднекристаллических разновидностей под воздействием постмагматических растворов. В тех случаях, когда гигантокристаллические кальциты располагаются на контакте со скарново-рудными телами, в них обнаруживаются мелкие включения скарновых минералов и сульфидов.

В рудопроявлении Кальта (Кетменчинский) встречаются гнездобразные и штокообразные скопления гигантокристаллического кальцита в среднекристаллическом мраморе. В отдельных кристаллах дитригонально-скаленоэдрического габитуса отчетливо заметны зоны роста. Часто обнаруживается концентрически-зональное строение, обусловленное чередованием каевок бурых железняков с кальцитом.

Крупнокристаллические разновидности кальцита с размером индивидов от 2 до 10 мм располагаются в экзоконтактовой зоне интрузива или возле скарново-рудных тел (Лянгар, Койташ, Ингичка, Хасантепа, Каратюбе), на некотором удалении от контакта. Местами внутри крупнокристаллических кальцитов находятся реликты среднекристаллических агрегатов карбоната. Под микроскопом в крупнокристаллических кальцитах наблюдаются полисинтетические двойники, трещины спайности и мелкие включения скарновых минералов и сульфидов.

В зальбандовых частях пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнов и на некотором удалении от них встречаются своеобразные неясно ограниченные «рассыпчатые» кристаллы кальцита дитригонально-скаленоэдрического облика. Иногда в них отчетливо наблюдаются зоны роста с зонарной текстурой. По ним в виде точек и полос отмечаются мелкие чешуйки графита, пирротина, пирита, галенита и сфалерита. Такие кальциты названы нами «рассыпчатыми», так как даже при легком ударе молотком они рассыпаются. Этот морфологический тип образуется в результате переработки вышеуказанных морфологических типов кальцита постмагматическими растворами, поэтому может служить индикатором скрытого скарново-редкометального оруденения.

К среднекристаллическим отнесены кальциты с размером зерен от 1 до 3 мм, пространственно располагающиеся на 20—60 м (Койташ, Лянгар, Хасантепа) от скарново-рудных тел или интрузивного контакта. В этом кальците следы деформации и двойникования наблюдаются редко.

Мелкозернистые кальциты с размером зерен от 0,25 до 1 мм размещаются на значительном удалении (50—350) от контакта интрузива. Под микроскопом наблюдаются зерна одинакового размера без ясно выраженных трещин, по спайности. Двойники почти отсутствуют. Вероятно, они возникают в результате регионального метаморфизма.

Изучение микротвердости зерен и контактовой поверхности между зернами по методу Н. С. Красиловой (1971) различных типоморфологических разновидностей метаморфогенного кальцита месторождений Койташ и Лянгар, произведенное А. А. Бабаджановым (1973) при помощи микротвердомера ПМТ-3, дало интересные результаты. Значение микротвердости гигантокристаллических (размер зерен 10 мм) разновидностей колеблется в интервале 130—145 кг/мм² (сред. 135 кг/мм²), а по мере удаления от интрузивного контакта и уменьшения размеров зерен величина микротвердости закономерно возрастает до 170—180 кг/мм². (Койташ, 50—60 м, Лянгар, 300—350 м), а далее, по всей вероятности, остается постоянной (рис. 36).

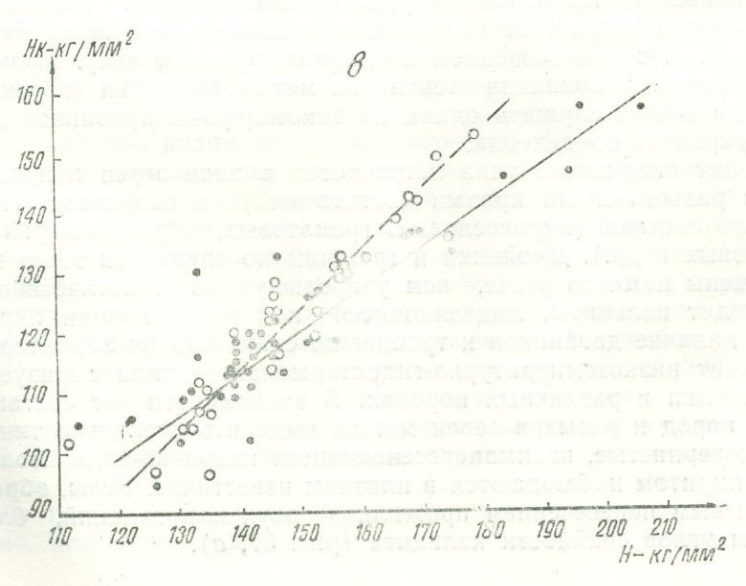
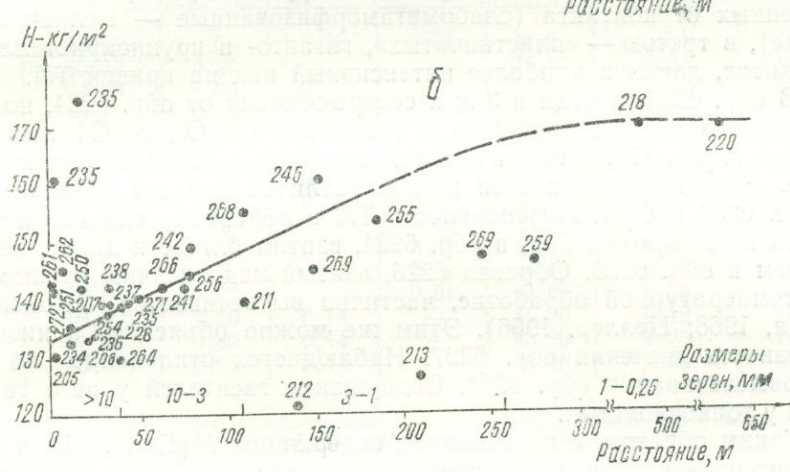
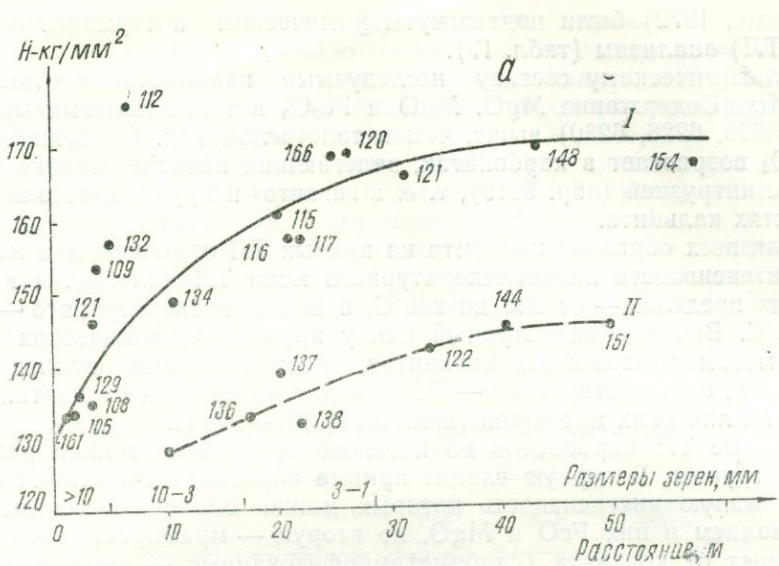
Однако такая закономерность нарушается (понижение значения микротвердости) в тех интервалах, где кальцит испытывает дополнительный метаморфизм, связанный с внедрением дайковых образований (рис. 51 б, обр. 122, 136, 137, 138, 151, 144). Кроме того, при одинаковом расстоянии от контакта интрузива (50 м) значение микротвердости зерен метаморфогенных кальцитов месторождения Койташ выше (165 кг/мм²), чем кальцита месторождения Лянгар (145 кг/мм²), находящегося на таком же интервале. Это, видимо, обусловлено разным возрастом карбонатных пород, относительно высоким эрозионным срезом месторождения Лянгар (Кучукова, Исмаилов и др., 1971). В данном случае влияние изоморфных примесей на значение микротвердости метаморфогенного кальцита не выяснено и требует специального изучения.

Значение микротвердости контактовой поверхности (Нк) между зернами уменьшается пропорционально увеличению зерен (рис. 36, в). Эта закономерность, по Н. С. Красиловой (1971), объясняется тем, что зерна при росте стремятся к равновесной идеальной форме, при которой их поверхностная энергия имела бы наименьшее значение при данном объеме. Осуществляется это путем зарастания и исчезновения быстрорастущих граней с наименьшей ретикулярной плотностью, с большей поверхностной энергией, что приводит к преобладанию в крупном зерне гладких граней с большей ретикулярной плотностью, с меньшей поверхностной энергией, со слабой адсорбционной способностью, вследствие чего сила связи между зернами уменьшается, что и происходит в процессе перекристаллизации мелкозернистых кальцитов.

А. А. Бабаджанов приходит к выводу, что значения микротвердости зерен, как и контактовой поверхности между зернами метаморфогенных кальцитов, обратно пропорционально размерам их зерен (степени метаморфизации) и прямо пропорционально расстоянию до контакта интрузива. В связи с этим значения $H_m = 130—150$ кг/мм² и $H_k = 100—125$ кг/мм² нужно рассматривать как типоморфные особенности крупно- и гигантокристаллических метаморфогенных кальцитов, которые могут быть использованы при поиске и разведке скрытых редкометалльных скарнов не только в месторождениях Лянгар и Койташ, но и в других аналогичных рудопроявлениях и месторождениях Западного Узбекистана.

В целях выявления типоморфных особенностей различные морфологические разновидности кальцита рудопроявления Хасантепа (Исмаи-

Рис. 36. Диаграмма зависимости микротвердости зерен (H_m) метаморфогенных кальцитов месторождений Койташ (а), Лянгар (б) от размеров их зерен и расстояния до контакта интрузива; в — зависимость между микротвердостью зерен (H_m) и контактовой поверхностью между зернами (H_k) метаморфогенных кальцитов месторождений Койташ (○), Лянгар (●).



лов и др., 1972) были подвергнуты химическим и термолюминесцентным (ТЛ) анализам (табл. 17).

По химическому составу исследуемые карбонаты соответствуют кальциту. Содержание MgO , MnO и Fe_2O_3 в тонкослоистых мраморах (обр. 6225, 6226, 6230) выше, чем в толстослоистых. Содержание MnO и Fe_2O_3 возрастает в карбонатах, залегающих непосредственно на контакте с интрузией (обр. 6219), т. е. в гиганто- и крупнокристаллических разновидностях кальцита.

Для всех образцов кальцита на кривых ТЛ отмечены два максимума. Интенсивность низкотемпературного пика ТЛ колеблется в значительных пределах — от 235 до 245°C, а высокотемпературного — от 300 до 335°C. Высокотемпературный пик у крупнокристаллических интенсивно метаморфизованных кальцитов, расположенных вблизи даек и интрузива, соответствует 330—335°C, а для удаленных от контакта тонкокристаллических мраморов (кальцита) 300—320°C.

Кривые ТЛ карбонатов по интенсивности пиков можно разделить на три группы. В первую входят кривые образцов тонкослоистых мраморов, малую интенсивность которых можно объяснить повышенным содержанием в них FeO и MgO , во вторую — мраморов, значительно удаленных от контакта (слабометаморфизованные — мелкокристаллические), в третью — «пластинчатых», гиганто- и крупнокристаллических кальцитов, дающих наиболее интенсивный пик на кривой ТЛ.

В обр. 6223, взятом в 3 м к северо-востоку от обр. 6224, но из тонкослоистого пласта, содержание гасителей (Fe_2O_3 , MgO) значительно меньше (табл. 17), в связи с чем интенсивность термовысвечивания его выше. Этим же объясняется резкое различие данного показания в образцах 6230 и 6231. Интенсивность ТЛ в образцах одного и того же пласта неодинакова. Так, в обр. 6224, взятом ближе к дайке, она больше, чем в обр. 6225. Образец 6225, взятый над висячим крылом дайки при температурной обработке, частично высвечивается (Кононов, Тарашан, 1968; Целлер, 1956). Этим же можно объяснить и низкую интенсивность свечения обр. 6227. Наблюдается отклонение на кривой термовысвечивания обр. 6228. Содержание гасителей у него такое же, как и у тонкослоистых.

Таким образом, с повышением содержания MgO и Fe_2O_3 в кальцитах интенсивность низкотемпературного пика падает. Интенсивность ТЛ карбонатов возрастает от тонкокристаллических к гигантокристаллическим, т. е. с приближением к скарно-рудному телу. Кроме того, она прямо пропорциональна степени их метаморфизации (перекристаллизации) и может служить одним из типоморфных признаков для выявления скрытого оруденения.

Кальцит скарного типа встречается в виде зерен неправильной формы с разъеденными краями (остаточный) в скарных породах различного состава (пироксеновых, гранатовых, пироксено-гранатовых, везувиановых и др.). Двойники и трещины по спайности этого кальцита выражены намного резче, чем у предыдущего генетического типа. Сюда входят кальциты, выделяющиеся при уралитизации пироксена. Для них наличие двойников и трещин по спайности не характерно.

Кальцит низкотемпературно-гидротермального типа образует секущие прожилки в различных породах. В зависимости от состава вмещающих пород и размера зерен можно выделить несколько типов.

Мелкозернистые, взаимопересекающиеся кварцево-кальцитовые прожилки с пиритом наблюдаются в плотном известняке. Углы, образованные взаимным пересечением прожилков двух направлений, близки к значениям углов спайности кальцита (рис. 37, а).

Мелкозернистые кальцит-флюоритовые прожилки мощностью 0,5—1 см обнаружены в темно-сером известняке рудопроявления Рабинджан в Зирабулакских горах. Они образовались в результате постепенного просачивания низкотемпературных фторсодержащих растворов по трещинам спайности кальцита.

В Ингичкинском рудном поле жилы крупнокристаллических кальцитов пересекают известняки (Алтыаул, Казанбулак) и доломиты (Кальтасай) с киноварью и антимонитом (Кальтасай).

Следует особо выделить шестоватые и радиально-лучистые кальциты (рис. 37, б), располагающиеся в виде жил и прожилков в полосе, протягивающейся на несколько километров (с перерывами) от Шумхартау до села Аймахал.

Таблица 17

Результаты химического анализа метаморфогенных кальцитов рудопроявления Хасагтепа (Каратюбинские горы), %

Номер образца	CaO	MgO	MnO	Fe ₂ O ₃	CO ₂	Нераствор. осадок	Σ
6219	55,20	0,60	0,21	0,01	44,0	0,24	100,26
6220	55,00	0,86	—	—	44,10	0,22	100,18
6221	54,60	1,06	0,07	—	43,80	0,52	100,05
6222	55,50	0,70	0,07	—	43,60	0,28	100,15
6223	55,30	1,25	0,07	—	43,30	0,00	99,92
2224	52,40	3,50	0,21	0,06	43,60	0,32	100,09
6225	54,10	1,87	0,14	0,05	43,20	0,56	99,92
6226	54,80	0,84	0,07	0,01	43,60	0,72	100,04
6227	54,60	1,46	—	—	43,80	0,28	100,14
6228	53,3	1,53	0,07	0,01	43,0	0,60	100,51
6229	53,20	2,14	0,07	0,01	44,00	0,76	100,18
6230	55,00	1,02	—	0,01	44,00	0,22	100,25
6231	54,20	1,50	0,14	—	44,20	0,12	100,16
6232	55,00	0,80	0,14	—	43,80	0,28	100,02
6233	55,3	0,05	0,14	—	43,16	0,28	98,83

Примечание. Анализы производились в лаборатории Института геологии и геофизики АН УзССР, аналитик Е. Ф. Касьянова.

Данный тип кальцита необходимо специально исследовать, так как в отдельных местах в нем отмечаются редкие включения пирита. Местами они лимонитизированы и кальцит напоминает мраморный оникс.

В скарново-редкометалльных месторождениях зарегистрировано 175 минеральных видов, не считая разновидностей. Нами впервые установлены следующие виды и разновидности: стильпномелан, лепидомелан-аннит, пектолит, антофиллит, биссолит, ангидрит, палыгорскит, кальциевый турмалин, сепиолит, парасепиолит, лепидокрокит. Детально изучались кальцит, вольфрамит, волластонит, пироксен, гранат, скаполит, везувиан, эпидот, амфиболы, шеелит, молибденит, пирротин и др.

Минераломорфологическими и электронномикроскопическими анализами установлено, что морфологические особенности главнейших постмагматических минералов нередко контролируются направлениями спайности кальцита. В том случае, когда замещение осуществляется в одном направлении, возникает один или несколько удлиненных индивидуальных видов. Если замещение происходит по двум направлениям спайности кальцита, то образуются «ёлочные», «сноповидные», веерообразные, радиально-лучистые агрегаты скарновых минералов (волластонита, пироксена, везувиана и др.). При этом нередко углы между двумя вза-

имнопересекающимися индивидами постмагматических минералов соответствуют или близки углам спайности кальцита, т. е. наследуются.

Типоморфологические особенности кальцита, пироксена, волластонита, граната, везувиана, амфибола, плагиоклаза и других минералов можно использовать в качестве минералогических индикаторов, указывающих на наличие высоких концентраций вольфрама в скарнах и скарново-рудных телах.

Необходимо различать морфологию индивидов и агрегатов в момент замещения и вторичную, возникшую в результате проявления процессов перекристаллизации, регенерации и др.

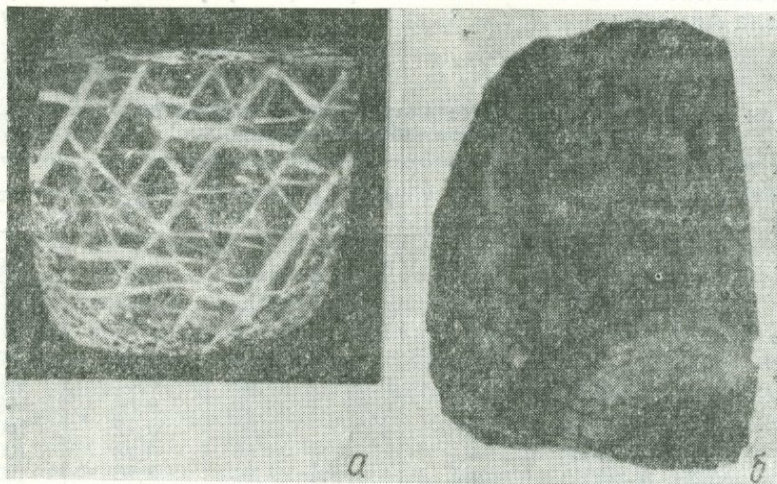


Рис. 37. Кальцит-кварц-пиритовые прожилки, располагающиеся по различным направлениям спайности кальцита (а) (м-ние Ингичка, Геологический музей ИГиГ, из коллекции Х. М. Абдуллаева); шестоватые и радиально-лучистые агрегаты кальцита (б) из рудопроявления Кальта-Кетменчикское (вел. натур.).

Одной из характерных особенностей минералов скарново-рудных тел месторождений Западного Узбекистана является очень интенсивная их перекристаллизация и регенерация, происходящая под действием постскарновых гидротермальных процессов, уралитизации, альбитизации, окварцевания, сульфидизации, стильпномеланизации, серпентинизации, хлоритизации.

Для минералов скарново-редкометалльных месторождений Узбекистана общей закономерностью являются линейные корреляционные связи между химическими и минеральными составами гранатов, пироксенов, физическими и кристаллохимическими их свойствами. Колебания значений показателей преломления и параметров кристаллической решетки гранатов и пироксенов зависят главным образом от содержания Fe_2O_3 и андрадитовой молекулы в гранатах, FeO и геденбергитовой молекулы в пироксенах. Пироксены и гранаты скарново-редкометалльных месторождений существенно отличаются от пироксенов и гранатов скарново-железорудных и скарново-полиметаллических по содержаниям FeO , MgO , Al_2O_3 , а также по показателям преломления и значениям параметров кристаллической решетки.

Кроме того, установлена линейная зависимость между железистостью эпидота, роговой обманки и их оптическими свойствами. Под-

мечено своеобразное полярное соотношение между минеральными составами сосуществующих гранатов и пироксенов скарново-рудных месторождений Узбекистана и характером оруденения: маложелезистый гранат, представленный преимущественно гроссуляром, находится в устойчивом равновесии с железистым пироксеном геденбергитового состава; они являются носителями редкометального оруденения; железистый гранат, состоящий в основном из андрадита, находится в равновесии с магниальным пироксеном диопсидового состава и является индикатором железорудного оруденения. В колебаниях светопреломления скарновых минералов наблюдается аналогичная картина. Все это и другие вышеотмеченные замисимости мы, вслед за В. А. Жариковым (1967), предлагаем использовать в качестве типоморфных признаков для установления характера оруденения в скарнах.

Полярное соотношение между оруденением в скарнах и составом скарново-рудных минералов особенно чётко выражено в распределении FeO в пироксенах. Пироксены железорудных месторождений беднее железом (FeO — 3,60% сред. из 2 анал.) почти в 7—8 раз по сравнению с пироксенами из скарново-редкометальных месторождений (FeO — 22,32—25,58%) и в 3—3,5 раза по сравнению с пироксенами скарново-полиметаллических месторождений.

Рудные тела почти всех скарново-редкометальных месторождений Западного Узбекистана представляют собой полиминеральные и полигенные весьма сложные образования, поскольку формирование их происходило путем наложения минерализаций различных ступеней и стадий, сопровождавшихся дорудными, внутрирудными и пострудными тектоническими подвижками, а также обусловлено многократным внедрением гранитоидных магм верхнекарбонново-нижнепермского комплекса. Особенности формирования скарново-редкометальных месторождений можно использовать для оценки рудоносности закрытых территорий палеозойского фундамента по немногочисленным керновым материалам или косвенным геофизическим данным.

ОНТОГЕНИЯ ГЛАВНЕЙШИХ СКАРНОВЫХ МИНЕРАЛОВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Метасоматические процессы мы рассматриваем как псевдоморфозные и параморфозные замещения одного минерала другим. Поэтому, прежде чем рассматривать онтогению главнейших скарновых минералов, необходимо остановиться на последовательности псевдоморфозных замещений минералов.

О псевдоморфных рядах минералов скарново-редкометальных месторождений

В. И. Вернадский (1925), подчеркивая огромное значение псевдоморфозных превращений минералов для выяснения химизма процессов минералообразования, протекающих в земной коре, отмечал, что «изучение псевдоморфоз позволяет выяснить ход химических процессов в данной местности, их изменения во времени. Этим путем можно совершенно точно восстановить химические реакции и бывшие в ней минералы, иногда всецело исчезнувшие».

В познание псевдоморфоз огромный вклад внесли А. Вернер (Werner A.), И. Брейтгаупт (Breithaupt I.), Б. Блюм (Blum B.), Х. Майерс ((Miers H) П. В. Еремеев, Я. В. Самойлов, В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, А. С. Уклонский, Д. С. Белянкин, А. Н. Заварицкий, Н. В. Ло-

дочников, В. Н. Чирвинский, Д. П. Григорьев, А. Г. Бетехтин, Е. К. Лазаренко, В. С. Соболев, Ю. И. Половинкина, Н. И. Наквник, Л. Н. Овчинников, М. А. Карасик, Ю. М. Абрамович, Ф. Н. Шахов, Л. Руайе (Royer L.), П. Рамдор, В. А. Рудник, А. Г. Жабин и В. Л. Русинов и др.

В настоящее время в результате трудов вышеупомянутых исследователей установлены следующие типы псевдоморфозных превращений: замещение (превращения), вытеснение, выполнение — параморфозы. Кроме того, различают «гомогенные» и «гетерогенные» псевдоморфозы.

В последнее время попытка систематизировать огромный фактический материал по псевдоморфозным превращениям сделана Ю. М. Абрамович (1956). Позже наиболее полная генетическая классификация псевдоморфозных превращений дана в работе А. Г. Жабина и В. Л. Русинова (1973), где авторы выделяют: 1) автопсевдоморфозы — грануляции монокристаллов (рекристаллизация); 2) аллопсевдоморфозы — псевдоморфозы превращения (параморфозы и поли типы), псевдоморфозы стеклования, псевдоморфозы распада, псевдоморфозы замещения. Следует согласиться с выводами этих исследователей, что для метасоматических процессов характерны псевдоморфозы замещения и последовательность происходящих при этом микроперемещений вещества часто соответствует эмпирическому «ряду подвижности» Д. С. Коржинского.

Нами сделана попытка систематизировать псевдоморфозы замещения, установленные в скарново-рудных месторождениях Тым, Ингичка, Койташ и Лянгар. В основу такой систематики, по нашему мнению, может быть положена последовательность псевдоморфозных превращений одного минерала в другой, устанавливаемая по комплексу признаков, наблюдаемых в образцах, шлифах и др.

Наши исследования показывают, что состав скарново-рудных тел вольфрамово-молибденовых месторождений сложный, полигенного генезиса; минералы скарново-рудных тел возникают в разное время в результате наложения друг на друга минерализаций нескольких стадий, а иногда этапов. При этом, как правило, как правило, ранний минерал-«хозяин», или по терминологии А. Г. Жабина и В. Л. Русинова (1973) «протоминерал», замещается более поздним — «гостем». Характерной особенностью псевдоморфозных замещений является наследование морфологии индивидов и некоторых физических, химических, кристаллохимических свойств минерала-«хозяина» минералом-«гостем», а также структурные и текстурные особенности пород.

Таким образом, детальное изучение морфологии агрегатов и индивидов минералов (минераломорфологический анализ), структуры и текстуры пород дает возможность установить псевдоморфозные превращения минералов даже в том случае, когда отсутствуют реликты минерала-«хозяина». Например, в кварце, образованном в результате замещения крупнокристаллического метаморфогенного кальцита, отчетливо наблюдается унаследованная от кальцита спайность в двух направлениях, в то время как в кварце, развивавшемся по ороговикоманым породам, спайность либо отсутствует, либо выражена очень плохо и сам кварц очень мелкозернистый.

Кроме того, как показывают наши наблюдения, один и тот же минерал может замещаться многими другими. Мрамор (известковистый) в раннескарновом этапе замещается пироксеном, а последний, в свою очередь, — гранатом, уралитом (роговая обманка, тремолит-актинолит). В постмагматическом этапе минерализации уралит замещается

стильномеланом, сульфидами, кварцем и др. Мы не рассматриваем дивергентное замещение, развиваемое Н. З. Евзиковой (1973).

Опираясь на большой фактический материал, полученный в результате многолетних минералого-геохимических исследований скарново-рудных месторождений Западного Узбекистана, и учитывая литературные данные, мы предлагаем ввести понятие «псевдоморфные ряды» (Исмаилов, 1969) минералов. Под этим термином мы понимаем последовательные и многократные замещения одних минералов другими, наследующими при этом морфологические свойства индивидов, агрегатов, некоторые их физические и химические свойства, структурные, текстурные особенности минерала-«хозяина».

В постмагматических образованиях изучаемого региона мы выделяем следующие эмпирические ряды гипогенных псевдоморфных превращений¹ и замещений минералов:

1) кальцит (мрамор, известняк) → волластонит → пироксен → гранат → везувиан → кварц → шеелит → арсенопирит → молибденит → пирротин → халькопирит → пирит → сфалерит → галенит;

2) доломит (мрамор, осадочн. доломит) → форстерит → пироксен → тремолит → актинолит → гранат → везувиан → флогопит → серпентин → хлорит → тальк → брусит → кварц → касситерит → пирротин → пирит → халькопирит → сфалерит → галенит;

3) биотит (магматического и метаморфического генезиса: пироксен → гранат → роговая обманка (уралит) → сульфиды → берилл → турмалин → мусковит → серицит → жильбертит → кварц;

4) пироксен (метаморфического и постмагматического генезиса) → плагиоклазы → уралит (роговая обманка, тремолит — актинолит) → шеелит → стильномелан → сульфиды;

5) арсенопирит → молибденит → пирротин → халькопирит → сфалерит → галенит → кварц.

Псевдоморфные ряды минералов возникают вследствие неоднократного изменения физико-химических параметров постмагматического процесса. Разрушается пространственная решетка одного минерала, и на его месте возникает пространственная решетка другого. Поэтому отдельные члены псевдоморфных рядов могут служить «индикаторами» того или иного физико-химического режима в деятельности постмагматического раствора. Кроме того, псевдоморфные ряды позволяют глубже понять механизм и химизм замещений одних минералов другими и выяснить способы или пути перемещения вещества внутри рудного контура, о котором писал А. С. Уклонский (1950, 1955, 1959).

На основе отмеченных выше рядов мы в последующих разделах данной главы рассматриваем гипотетический механизм замещения кальцита волластонитом, пироксеном, гранатом и др. Здесь вкратце опишем общие вопросы теории роста кристаллов (минералов).

Краткий обзор существующих теорий роста кристаллов и минералов

Для объяснения механизма замещения кальцита волластонитом, пироксеном и гранатом мы считаем возможным применить теории роста кристаллов и эпитаксических сростаний, успешно развиваемые советскими кристаллографами и кристаллофизиками.

Один из главных моментов теории роста кристаллов и минералов — разработка гипотезы эпитаксических (закономерных) сростаний

¹ Последовательность гипергенных превращений минералов не рассматривается.

между собой (или нарастания) двух минералов — новообразований и подложки (субстрата).

Известные теории и гипотезы механизма эпитаксических сростаний можно подразделять на три группы: 1) структурно-геометрическую (Л. Руайе, 1928, 1935; Фридель, 1935; Палатник, 1953); 2) кинетическую (Ф. Франк, И. Н. Странский, В. Коссель, Ван дер Мерве, Блинные, Данков, Р. Каишев и др.); 3) группу гипотез периодических цепочек связей — ПЦС (Хартман, 1966). Критический анализ вышеотмеченных гипотез дан в работах Н. Н. Шефталъ (1961), Ю. Д. Чистякова и Б. Д. Лайнера (1964).

По структурно-геометрической гипотезе эпитаксия наблюдается тогда, когда между сростающимися решетками существует геометрическое и соразмерное соответствие. Ориентированное сростание происходит в том случае, когда разница в параметрах сростающихся элементарных комплексов решеток не превышает 10—15%. Впоследствии, однако, было зафиксировано много случаев эпитаксии при значительно большей разнице в размерах кристаллических решеток сростающихся индивидов.

В кинетической теории эпитаксических сростаний говорится о том, что на поверхности двух минералов происходят два конкурирующих между собой кристаллизационных процесса — образование двумерного зародыша под влиянием направляющих сил поверхности подложки и трехмерного зародыша, не связанного с определенной ориентацией по отношению к подложке. Эпитаксия связана с формированием двумерного зародыша. Так как между решетками подложки и кристаллизующегося вещества обычно не существует полного соответствия, двумерный зародыш несколько деформируется. Если эта деформация достаточно велика, энергетически более выгодным может оказаться образование трехмерного зародыша. В таких случаях эпитаксия по Данкову: $A_2^D = A_2^0 + \epsilon_p < A_3$, где A_2^D — работа по образованию деформированного двумерного зародыша; A_2^0 — по образованию недеформированного двумерного зародыша тех же размеров; A_3 — работа по образованию трехмерного зародыша, ϵ_p — работа деформации. В связи со сложностью и трудоемкостью подсчета значений A_2^D , ϵ_p и A_3 применение этого метода ограничивается.

«Методом периодических цепочек связей (ПЦС) рост кристаллов,— указывает Хартман (1967),— рассматривается как образование сильных связей между кристаллизующимися частицами. Сильная связь определяется как связь частицы в первой координационной сфере. В таком случае двумерный кристалл или полигонизированная спираль роста ограничены прямыми ребрами, которые параллельны непрерывным цепям сильных связей. Такие прямые ребра образуются тогда, когда вероятность осаждения частицы в положении *A* больше вероятности ее попадания в положение *B*. Это условие обязательно выполняется, если частица в положении *A* имеет с кристаллом на одну сильную связь больше, чем частица в положении *B* (рис. 38. I, II). Непрерывные цепочки сильных связей были названы периодическими цепочками связей (ЦПС). Поскольку количество сильных связей, приходящихся на элементарную ячейку, ограничено, существует максимум длины периода ЦПС и, следовательно, ограниченное число самих ЦПС» (Хартман, 1967).

«Минимальная толщина слоя роста,— пишет Хартман,— обычно равна $dhkl$ (принимая в расчет экстинцию, вызванную непримитивностью решетки и пространственной группы), или иногда имеет псевдо-

симметричные особенности». Такой минимальный слой роста называется элементарным (рис. 38, I), а грани, которые растут слой за слоем, плоскими (F-гранями). Очевидно, для существования элементарного слоя необходимо, чтобы две соседние параллельные ЦПС были соединены сильными связями. Если таких связей нет, то элементарных слоев не существует, а значит, не может быть и слоев роста. Такие грани называются ступенчатыми (S-гранями). Если в пределах слоя ЦПС

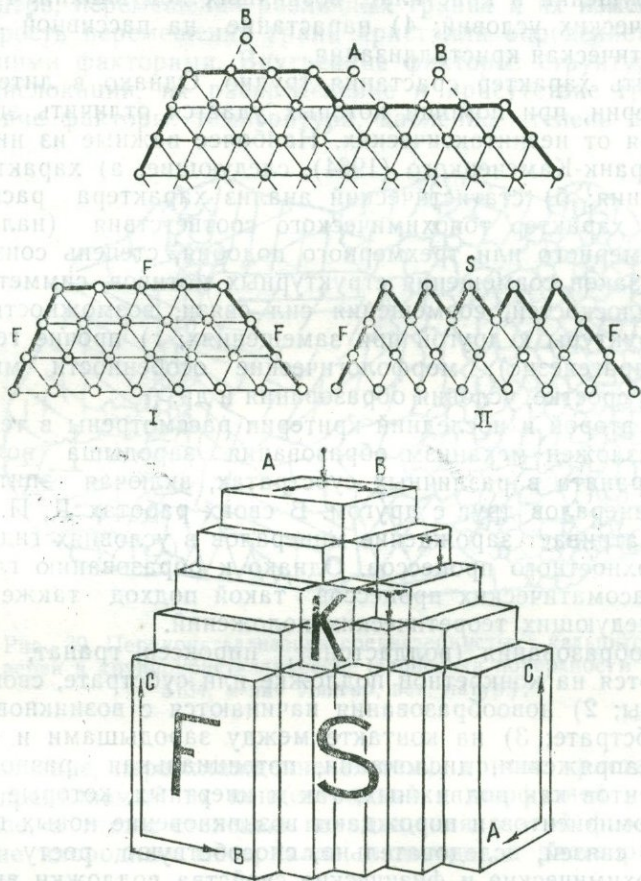


Рис. 38. Механизм роста кристаллов, по Хартману II.

I — двумерный кристалл (каждый кружок представляет единицу роста, повторяющуюся ступень Косселя). Кристалл ограничивается прямолинейными ребрами, когда вероятность кристаллизации для A больше, чем для B. Это осуществляется при условии, что A имеет с кристаллом на одну сильную связь больше, чем B. II — проекция трехмерного кристалла вдоль ЦПС (каждый кружок представляет ЦПС. В положении a горизонтальная грань является F-гранью, так как соседние ЦПС соединены друг с другом сильными связями. В положении в эти связи отсутствуют, поэтому здесь горизонтальная грань является S-гранью). III — кристалл с тремя периодическими цепочками связей (ЦПС): A || [100], B || [010] и C || [001] (на рисунке показаны F-грани (100), (010) и (001), S-грани (110), (101) и (011) и K-грани (111)).

не существует, то грань называется пирамидальной (K-гранью). Такие грани не нуждаются в образовании зародышей, так как соответствуют обобщенному типу повторяющегося уступа «Косселя» (рис. 38, I, II, III). F-грани Хартмана названы О. М. Аншелесом (1952) и А. В. Шубниковым (1935) «физически возможными гранями». Из-за упрощенного механизма образования кристаллов метод периодических цепочек связей

приемлем для объяснения характера возникновения эпитаксических или ориентированных — закономерных сростаний и морфологических особенностей минерала.

Для закономерных, по В. А. Франк-Каменецкому (1964), сростаний, не обусловленных структурным подобием (неэпитаксических), возможны следующие причины: 1) геометрический отбор; 2) механическое воздействие (движущаяся среда, одностороннее давление и др.); 3) заполнение нарушений в кристалле, возникших под влиянием изменения термодинамических условий; 4) нарастание на пассивной подложке; 5) электролитическая кристаллизация.

Установить характер сростания трудно. Однако в литературе известны критерии, при помощи которых удается отличить эпитаксические сростания от неэпитаксических. Наиболее важные из них, по мнению В. А. Франк-Каменецкого (1964), следующие: а) характер поверхности сростания; б) статистический анализ характера распределения вростков; в) характер топохимического соответствия (наличие одномерного, двумерного или трехмерного подобия, степень соизмеримости параметров, закон совмещения структурных мотивов, симметрия совмещающихся плоскостей, совмещения сил связи, возможность перехода от одной структуры к другой при замещениях; г) прочие генетические критерии (парагенезис), морфологические особенности минералов и кристаллов в сростке, условия образования и др.

Первый, второй и последний критерии рассмотрены в тех разделах главы, где изложен механизм образования зародыша волластонита, пироксена, граната в различных субстратах, включая эпитаксические сростания минералов друг с другом. В своих работах Д. П. Григорьев (1961) рассматривает зарождение минералов в условиях гидротермального и поверхностного процессов. Однако к образованию главных минералов метасоматических процессов такой подход также возможен, исходя из следующих теоретических положений.

1) Новообразования (волластонит, пироксен, гранат, везувиан и др.) рождаются на конкретной подложке или субстрате, свойства которого известны; 2) новообразования начинаются с возникновения зародышей в субстрате; 3) на контакте между зародышами и субстратом возникают напряжения, дислокации, потенциальная разность химических элементов как подвижных, так и инертных, которые усиливают диффузию компонентов и порождают возникновение новых периодических цепочек связей, следовательно, способствуют росту зародыша; 4) кристаллохимические и физические свойства подложки активно воздействуют на рост зародышей и формирование кристаллохимических и физических свойств новообразований; 5) полное структурное подобие между субстратом и новообразованием необязательно.

Следует оговориться, что при рассмотрении механизма возникновения зародыша новообразования в каком-либо субстрате мы умышленно не принимали во внимание влияние механических и изоморфных примесей субстрата, температуры, давления на рост и развитие новообразования, а также общий баланс привнесенного и вынесенного вещества в процессе минералообразования.

Состояние кальцитового субстрата перед замещением скарновыми минералами

Минеральные индивиды могут возникать различными способами: дислокационным ростом и спиральными слоями, зональными, секториальными, пирамидальными, мозаичными, идиоморфными, грануломорф-

ными и т. д. (Григорьев, 1961). Для нашего случая наиболее приемлем рост плоскими слоями и дислокационный. Они осуществляются в несколько этапов и подчиняются законам вершинной и реберной форм роста, теоретическая основа которых разработана И. И. Шафрановским (1957), А. В. Шубниковым (1935), Г. Г. Леммлейном (1930, 1973); П. Хартманом (1967) и др.

Морфология кристаллов зависит от скоростей диффузии химических элементов, перемещения различных граней и их изменения во времени. Скорость перемещения грани кристалла определяется внешними и внутренними факторами. Внутренние факторы: структура кристалла, наличие дислокаций, их распределение и присутствие граней двойников. Внешние факторы: температура, давление, степень неравновеснос-

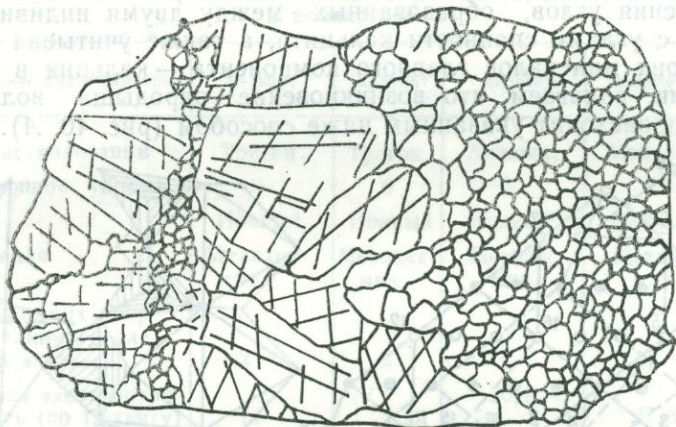


Рис. 39. Перекристаллизация среднезернистых кальцитовых зерен в крупнокристаллические (зарисовка поверхности обр. 5134, м-ние Лянгар, вел. натур.).

ти (пересыщение, переохлаждение систем), приток кристаллизующихся частиц (определяемый их концентрацией и диффузией в некристаллической фазе, а также степенью перемещения в этой фазе) и, наконец, присутствие инородных материалов, включая и растворитель (Хартман, 1967).

Наличие вышеприведенных внутренних факторов в субстрате (кальците, доломите) доказывается так: в результате термального воздействия интрузии карбонатные породы подвергаются перекристаллизации, выражающейся в укреплении зерен кальцитов (рис. 39) исходной карбонатной породы, возникновении двойников и в обособлении мельчайших примесей (битумов, песчинок, глинистых частиц), возникновении трещин спайности, увеличении ультра- и микропористости (Шур, 1968) и др. Следовательно, от свойственной известнякам структуры и текстуры порода переходит к структуре сильно дислоцированной породы — мрамора. Каждая точка в мраморе является потенциально минералообразующей. Без специальных исследований трудно установить характер дислокации в карбонатной породе. Однако для роста и развития зародыша новообразования вполне достаточно вышеуказанных условий. Внешние факторы (температура и давление) довольно высокие, неравномерность химического состава пород (карбонатных и алюмосиликатных) не вызывает сомнения. Инородные тела (битумы,

мельчайшие чешуйки графита, тончайшие включения неизвестного состава) в мраморизованных известняках и доломитах изобилуют.

Такая среда, подготовленная термально-метаморфическими процессами, обуславливает рост волластонитовых (одномерных), пироксеновых (двумерных) и гранатовых (трехмерных) зародышей и индивидов в кальцитовом субстрате.

Возникновение зародыша, индивида и агрегата главных скарных минералов (волластонита, пироксена, граната) в различных субстратах

Возникновение зародыша волластонита в кальцитовом субстрате. Основываясь на тождественности или близости значения углов, образованных между двумя индивидами волластонита, с углами спайности кальцита, а также учитывая наличие в составе обоих минералов главного компонента — кальция в шестерной координации, полагаем, что возникновение зародыша волластонита, вероятно, происходит указанным ниже способом (рис. 40, А).

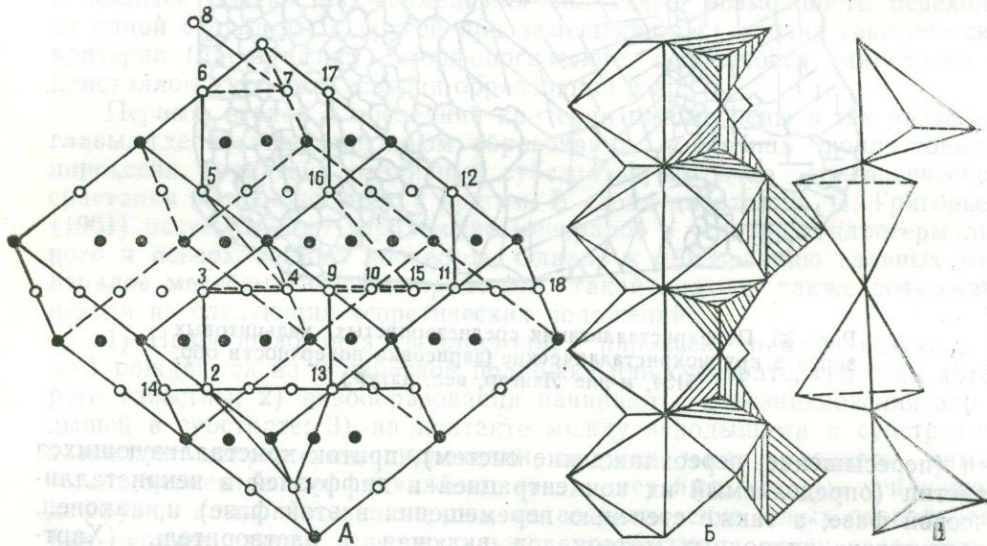


Рис. 40. Схема предполагаемого возникновения зародыша волластонита в кальцитовом субстрате.

А — схема преобразования комплексного аниона $(\text{CO}_3)^{2-}$ кальцита в кремнекислородный тетраэдр $(\text{SiO}_4)^{2-}$ или цепочек $(\text{SiO})_\infty$; Б — взаимное расположение волластонитовых кремнекислородных цепочек и октаэдрической пустотки кальция; Б' — взаимное расположение волластонитовых кремнекислородных цепочек и октаэдрической пустотки кальция (● — Са; ○ — CO_3).

Известно, что волластонит, как и пироксен, относится к силикатам цепочечной структуры. Однако в пироксеновой цепочке два соседних кремнекислородных тетраэдра обращены в противоположные стороны, в волластонитовой же цепочке (Si_2O_7) два лежат на одной линии с общей вершиной, а третий обращен в другую сторону. Поэтому Н. В. Белов (1961) рекомендует писать радикал пироксенов $(\text{Si}_2\text{O}_6)_\infty$, а волластонита $(\text{Si}_3\text{O}_9)_\infty$. Стержнями волластонитовой цепочки служат бесконечные колонки из поставленных на ребро Са-октаэдров (рис. 40, Б, В).

Октаэдрическая катионная (кальциевая) пустотка возникает на базе пространственной решетки кальцита. На рис. 40, А изображен срез октаэдра, перпендикулярный к одной из осей четвертого порядка, а также кремнекислородные тетраэдры (22, 3, 9, 13), расположенные в виде волластонитовых цепочек, идущих в разных направлениях: I — 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8; II — 13, 9, 15, 16, 17; III — 13, 2, 14; IV — 1, 13, 11, 18 и т. д.

Между кремнекислородными тетраэдрами располагается кальций (рис. 40, А). Таким образом, возникает волластонитовый зародыш в кальцитовой субстрате. Однако направление цепочек (1, 13, 11, 18)

Таблица 18

Кристаллохимические параметры кальцита, доломита, диопсида геденбергита и волластонита

Кристаллохимические параметры	Кальцит	Доломит	Диопсид	Геденбергит	Волластонит
Система кристаллизации	Тригон.	Тригон.	Монокл.	Монокл.	Триклин.
Координационное число	6	6	6	6	6
Тип связи	Ионный	Ионный	Ионный	Ионный	Ионный
Тип соединения	Мезодесмич.	Мезодесмич.	Мезодесмич.	Мезодесмич.	Мезодесмич.
Число химических формульных единиц в элементарной ячейке	2	2	4	4	2
Молекулярная электроотрицательность (по Полингу)	14	28,2	26,8	27,3	13,3
Молекулярный вес	100,08	184,4	216,56	248,09	116,08
Параметры элементарной ячейки по соответствующим кристаллографическим осям, Å	a = 4,99 b = 17,06 c = 6,37	4,81 16,01 6,01	9,73 8,91 5,25 —	9,73 9,02 5,26 —	7,92 7,07 — —
Объем элементарной решетки, Å ³	365,31	318,46	432,91	453,32	—
Удельный вес	2,72	2,8—2,9	3,27—3,38	3,27—3,38	2,8
Твердость	3,25—3,75	3,5—4	5,5—6	5,5—6	6

совпадает с направлением спайности и плоскостью двойникования кальцита и наследуется волластонитом. Механизм преобразования плоского треугольника (CO₃) в волластонитовый кремнекислородный тетраэдр (SiO₃)² такой же, как и в случае замещения кальцита пироксеном (Исмаилов, Плаксина, 1967). При замещении кальцита волластонитом из одной формульной единицы кальцита образуется одна формульная единица волластонита: CaCO₃ → CaSiO₃. При этом диффузный обмен происходит по реакции: CaCO₃ + SiO₂ = CaSiO₃ + CO₂.

Следует подчеркнуть, что молекулярная электроотрицательность, молекулярный объем и молекулярный вес кальцита и волластонита почти одинаковы (табл. 18). Вследствие того, что радиус иона кремния почти в 2,5 раза больше радиуса иона углерода (табл. 19), а преобразование кальцита в волластонит происходит с сохранением объема, атомы Ca, Si и O в волластоните располагаются плотнее, чем Ca, C и

О в пространственной решетке кальцита. Этим обусловлено возрастание удельного веса и твердости новообразования.

Процесс, несомненно, происходит при подвижном состоянии кремнезема с участием поровых растворов в магматическом этапе замещения на контакте известняков с кремнистыми сланцами или песчаниками. Постепенный рост волластонитового зародыша приводит к образованию его индивида, механизм возникновения которого изложен ниже.

Возникновение волластонитового индивида и агрегата в кальцитовом субстрате. Выше было отмечено, что морфология индивидов волластонита контролируется направлением трещинной спайности и двойниковой плоскостью кальцита (см. гл. IV) независимо от его генезиса. Здесь мы рассмотрим образование индивида волластонита I.

Таблица 19

Кристаллохимические параметры элементов, входящих в состав кальцита, доломита, диопсида, геденбергита

Элемент	Ионные радиусы, Å	Потенциал ионизации элементов и возможность отрыва электронов по Кею и Лебвицкю	Электроотрицательность атомов химических элементов в относительных единицах, по А. Пуа-лингу
Ca ²⁺	0,99	6,25	1,0
Mo ²⁺	0,66	7,63	1,2
C ⁴⁺	0,16	11,24	2,5
O ²⁻	1,32	13,59	3,5
Si ⁴⁺	0,42	8,14	1,8
Fe ²⁺	0,80	7,83	1,7
Fe ³⁺	0,67	7,83	1,8

— Морфологические разновидности волластонитовых индивидов и агрегатов данного генетического типа можно объединить в три группы: точечные, удлинненно-игольчатые, таблитчатые. Остальные разновидности (радиально-лучистые, сферолитовые) образуются в результате их комбинаций. Эти морфологические группы повторяют основные элементы геометрической кристаллографии кальцита и по характеру роста аналогичны одномерному зародышу. Возникший зародыш или генерирующая точка (рис. 41, I) волластонита развиваются в том случае, если будут сохранены следующие условия: 1) повышенный химический потенциал кремния, т. е. непрерывный селективный (Овчинников, 1965) подток кремнезема; 2) химическое равновесие между составом раствора и зародышем волластонита в сочетании с отсутствием такового между субстратом и новообразованием; 3) относительно стабильные температура и давление, т. е. отсутствие в интересующий нас момент тектонических подвижек.

Точечные индивиды волластонита возникают тогда, когда зародыши этого минерала появляются в отдельных точках кальцитового субстрата (рис. 41, I). Зародыши располагаются на стыке пересечения трещин спайности в двух или трех направлениях вдоль спайности или по двойниковым швам, идущим по коротким или длинным диагоналям ромбоэдров, а также на их стыке. С уменьшением химического потенциала кремнезема в системе рост точечных индивидов прекращается.

Удлиненно-игольчатые индивиды волластонита образуются при разрастании точечных индивидов, расположенных в точках *A, B, C, D, E* (рис. 41, 1) вдоль спайности *AE*. Зародыши или волластонитовая цепочка срastaются последовательно-линейно, в результате чего появляется игольчатый индивид волластонита.

Протокристаллы (Уклонский, 1949) и кристаллиты (Китайгородский) срastaются последовательно. По линиям *Kk, Ll, Mn, la* возникают аналогичные индивиды. Разрастаясь в стесненных условиях, образуются удлиненно-шестоватые и столбчатые формы (рис. 41, 8, 9).

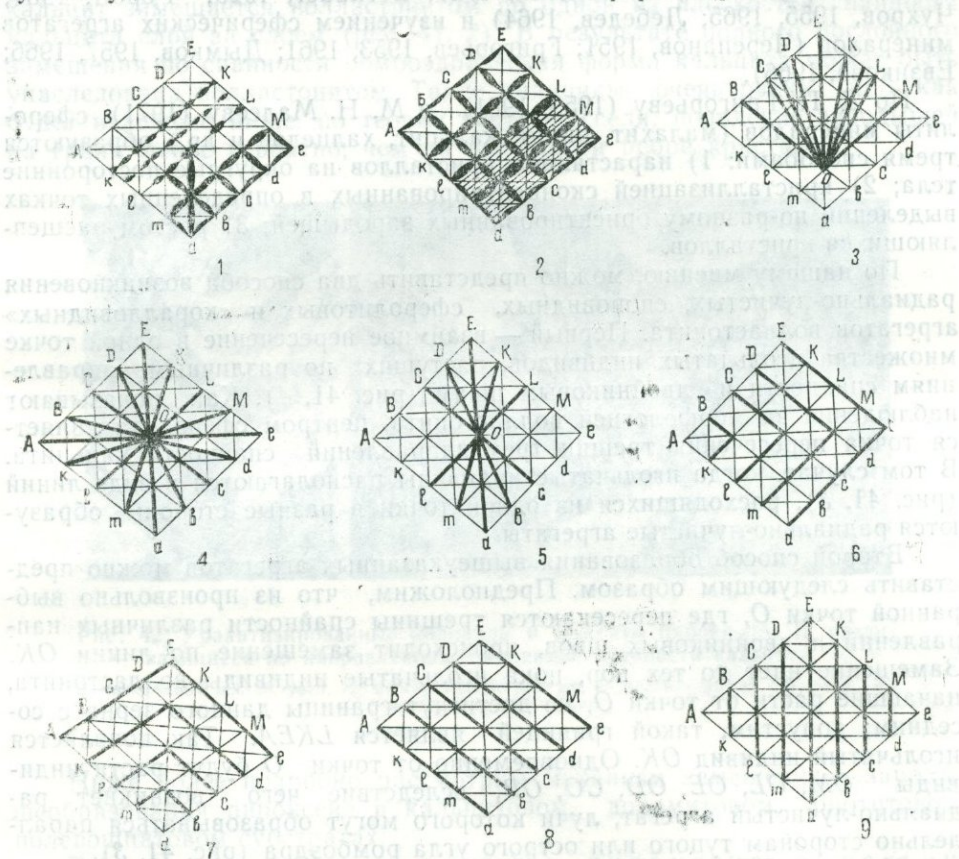


Рис. 41. Геометрическая модель образования различных индивидов и агрегатов волластонита в кальцитовом субстрате.

◆ — зародыши или генерирующие точки; — — игольчатые агрегаты волластонита; ▨ — сплошные агрегаты волластонита; пустое — кальцит. 1 — точечные и отдельные удлиненные индивиды; 2 — таблитчатые индивиды; 3 — радиально-лучистые агрегаты; 4 — сферолитовые и «кораллообразные» агрегаты; 5 — «сноповидные» агрегаты; 6, 7 — «елочные» агрегаты; 8, 9 — шестоватые, удлиненно-игольчатые индивиды.

При повышенном химическом потенциале кремния рост волластонитового зародыша происходит по двум и трем направлениям трещины по спайности кальцита-субстрата. Вследствие этого появляются спутанно-волоконистые агрегаты волластонита.

Когда игольчатые индивиды располагаются по двум взаимно пересекающимся направлениям трещинной спайности кальцита (рис. 41, 6, 7) *Ea, ea, DO, OM* и др., образуются «елочные» агрегаты. При этом, как показывают замеры углов «елочных» агрегатов волластонитов месторождения Койташ и др., они соответствуют тупому либо острому

углу ромбоэдра кальцита. На основании этого мы пришли к выводу, что «ёлочные» агрегаты возникают при замещении кальцита волластонитом по двум направлениям спайности первого. Одновременно замещение может происходить или с тупого, или с острого углов ромбоэдра субстрата (рис. 41, 6, 7).

По М. Н. Малееву (1971), возможность образования сферолитов как в результате кристаллизации, так и из минерального геля при его раскристаллизации подтверждена данными экспериментальных исследований (Шубников, Леммлейн, 1927; Bernauer, 1929; Popoff, 1934; Чухров, 1955, 1965; Лебедев, 1964) и изучением сферических агрегатов минералов (Черепанов, 1951; Григорьев, 1953, 1961; Дымков, 1957, 1966; Евзикова, 1966).

По Д. П. Григорьеву (1953, 1961) и М. Н. Малееву (1971), сферолиты минералов (малахит, пирит, кальцит, халцедон и др.) образуются тремя способами: 1) нарастанием кристаллов на округлые посторонние тела; 2) кристаллизацией сконцентрированных в определенных точках выделений по-разному ориентированных зародышей; 3) ростом расщепляющихся кристаллов.

По нашему мнению, можно представить два способа возникновения радиально-лучистых, сноповидных, сферолитовых и «коралловидных» агрегатов волластонита. Первый — взаимное пересечение в одной точке множества игольчатых индивидов, растущих по различным направлениям спайности и двойниковым швам (рис. 41, 4). Как показывают наблюдения за морфологией волластонита, центром сферолита является точка пересечения трещин трех направлений спайности кальцита. В том случае, когда игольчатые индивиды располагаются в виде линий (рис. 41, 3), расходящихся из одной точки в разные стороны, образуются радиально-лучистые агрегаты.

Второй способ образования вышеуказанных агрегатов можно представить следующим образом. Предположим, что из произвольно выбранной точки O , где пересекаются трещины спайности различных направлений и двойниковых швов, происходит замещение по линии OK . Замещение идет до тех пор, пока игольчатые индивиды волластонита, начавшие расти от точки O , не достигнут границы данного зерна с соседним; допустим, такой границей является $LKEA$. Так появляется игольчатый индивид OK . Одновременно от точки O будут расти индивиды OM, OL, OE, OD, CO, OB , вследствие чего возникнет радиально-лучистый агрегат, лучи которого могут образовываться параллельно сторонам тупого или острого угла ромбоэдра (рис. 41, 3).

Индивид OE , как и OD, OC, OB, OM , доходя до границы раздела, т. е. точек E, D, C, B, M , прекращает рост, если зерна кальцита различно ориентированы. В этом случае образуются радиально-лучистые агрегаты, соответствующие размерам зерен кальцита. Рост их продолжается до тех пор, пока на границе замещения не встретятся препятствия — инородные механические примеси или другие индивиды того же минерала, растущие навстречу с противоположной стороны. В этом случае образуются сложные игольчатые и радиально-лучистые индивиды и агрегаты.

Следует отметить, что в росте радиально-лучистых агрегатов волластонита ярко проявляется геометрический отбор (Григорьев, 1961). Игольчатые индивиды волластонита с максимальной длиной возникают в тех случаях, когда эти агрегаты располагаются перпендикулярно к основанию, что обычно соответствует короткой или длинной диагонали ромбоэдра. Минимальной длиной обладает индивид, расположенный косо по отношению к основанию роста (рис. 41, OE).

Сноповидные агрегаты образуются аналогично, но их индивиды начинают расти от точки O (рис. 41, 5) в противоположные стороны с одинаковой скоростью.

Сферолитовые агрегаты возникают так же, только растут от точки O (рис. 41, 4) во все стороны с одинаковой скоростью. У границы раздела рост прекращается.

Кораллоподобные индивиды образуются как и сферолитовые, но в их центре в виде затравки находятся зерна кварца.

Таблитчатые индивиды волластонита образуются тогда, когда кальцит замещается волластонитом по одной из плоскостей спайности кальцита слой за слоем (рис. 41, 2). В результате полного послойного замещения по спайности ромбоэдрическая форма кальцита может быть унаследована волластонитом. Такие индивиды очень редки, ибо, как будет изложено ниже, по теории роста Косселя, появление зародышей на грани менее вероятно, чем на вершине и ребре кристалла.

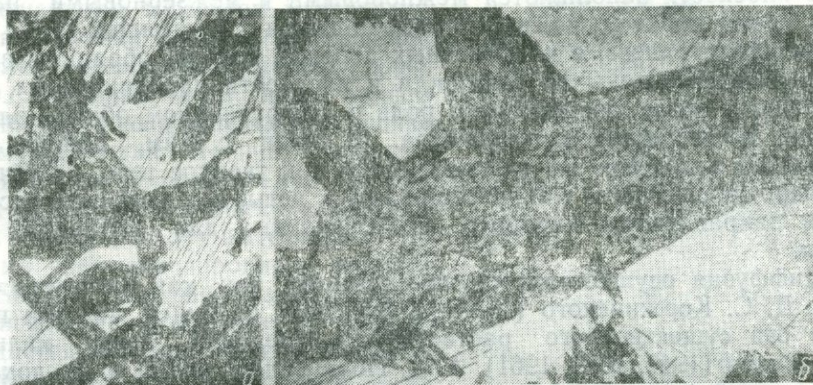


Рис. 42. Уранитизированные индивиды и агрегаты пироксенов II, развивающиеся по направлениям трещинной спайности кальцита.

а—прозрачный шл. 28, увел. 72, месторождение Койташ; *б*—прозрачный шл. 161, увел. 72, месторождение Койташ.

Ниже более подробно рассмотрим механизм замещения — зародышеобразования пироксена в кальцитовом, доломитовом, биотитовом, полевошпатовом субстратах.

Возникновение зародыша пироксена в кальцитовом, доломитовом, биотитовом, полевошпатовом субстратах. При изучении типоморфных особенностей постмагматических минералов (см. гл. IV) нами установлено, что углы, образованные между двумя различно ориентированными индивидами силикатных и алюмосиликатных минералов, совпадают с углами спайного ромбоэдра кальцита; значения их по литературным данным соответствуют $101^{\circ}30'$ (тупой) и $79^{\circ}39'$ (острый). Это прослеживается во многих образцах, взятых из экзоконтактной части скарново-рудных тел названных выше месторождений (рис. 42, *а*, *б*). По нашим замерам значения углов равны 102 — 103 и 78 — 79° . Это говорит о том, что замещение кальцита скарновыми минералами (диффузионный метасоматоз) происходит строго по трещинной спайности (1011) при твердом состоянии субстрата (Гольдшмидт, 1933; Будников, Бережной, 1949; Ковалев, 1957; Чередниченко, 1965), с сохранением объема (Линдгрэн, 1935, 1972; Наковник, 1949; Коржинский, 1953) и при участии поровых и

постмагматических растворов, просачивающихся по микротрещинам спайности кальцита. Исходя из этих данных, мы предполагаем, что замещение пироксеном кальцита в основном обусловлено спайностью последнего.

Роль микротрещин спайности кальцита, соответствующих ромбоэдру ($10\bar{1}1$) и возникающих в результате деформации мраморов, многие исследователи учитывают недостаточно. В то же время, по данным А. Н. Чередниченко (1964), в кальците или мраморе после некоторой пластической деформации (Лукьянов, 1959; Кравченко, 1958) частично нарушается химическая связь между ионами Ca^{2+} и O^{2-} , в результате чего образуются субмикротрещины по спайности ($10\bar{1}1$). Одновременно возникают двойники кальцита по коротким диагоналям ромбоэдра. Следовательно, в зернах кальцита появляется четвертое благоприятное для проникновения растворов направление (рис. 42, а), соответствующее плоскости двойникования. Микротрещины по спайности и двойниковые плоскости заполняются межпоровыми и межзерновыми растворами. Таким образом, помимо учитываемых в настоящее время межпоровых пространств, в карбонатных породах следует обращать внимание на микротрещины по спайности и плоскости двойникования, которые играют более значительную роль в диффузионном обмене элементов, чем межзерновые пространства. В связи с этим, каждое зерно кальцита в мраморах мы рассматриваем как твердое тело, рассеченное субмикротрещинами и микротрещинами в четырех взаимнопересекающихся направлениях, наиболее благоприятных для активного замещения.

Диффузия осуществляется, по-видимому, так, как изложено в работах Д. С. Коржинского (1953), с той лишь разницей, что она происходит без существенного растворения отдельных зерен кальцита. Н. В. Белов (1947, 1959, 1961), А. С. Поваренных (1964) и др. доказали возможность перехода структуры одного типа в другой посредством перераспределения кремнекислородных тетраэдров и других анионных радикалов и катионов. Однако данные, касающиеся наследования пространственной решетки замещенного минерала замещающим в диффузно-метасоматических процессах, нам неизвестны. Мы считаем, что благодаря большим успехам в области разработки теории магматических, метаморфических и метасоматических процессов и связанных с ними процессов минералообразования, с одной стороны, и детальной изученностью структуры минералов—с другой в настоящее время создана реальная почва для кристаллохимического анализа процессов постмагматического минералообразования. В частности, мы поставили перед собой задачу проанализировать поведение пространственной решетки кальцита, когда за счет него путем диффузионного биметасоматоза образуется пироксен.

Для биметасоматических известковистых скарнов, образованных на небольших и средних глубинах (примерно соответствующих становлению гранитоидной интрузии Западного Узбекистана), Д. С. Коржинский установил следующий ряд относительной подвижности компонентов (в порядке их подвижности): H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O , SO_3 , S | MgO , FeO , CaO , SiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 , TiO_2 .

Из элементов, находящихся с правой стороны от вертикальной линии, фосфор и титан не играют большой роли в метасоматических процессах. Поэтому минеральный состав будет зависеть главным образом от соотношения CaO , SiO_2 , Al_2O_3 и, конечно, от элементов, находящихся с левой стороны от вертикальной линии (наиболее подвижны).

Рассмотрим случай, когда из наиболее подвижных компонентов в поровом растворе находятся H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O , FeO , MgO , а из менее подвижных — CaO .

Расположение ионов Ca , C и O по спайности кальцита (рис. 43, а) соответствует центрогранному типу решетки.

Поровые растворы вышеуказанного состава просачиваются по микротрещинам спайности кальцита. При этом ионы кальция, расположенные в плоскости кальцита, наполовину замещаются магнием. В этой плоскости $ABCD$ (рис. 43, б) ионы кислорода и кальция наименее связаны с соседними, вследствие чего часть последних легко замещается магнием. Одинаковая валентность при малом значении ионных радиусов магния по сравнению с кальцием также делает возможным вхождение первого элемента в октаэдрические пустотки. Это замещение сопровождается разрушением пространственной решетки кальцита.

Н. В. Белов (1959, 1961) установил, что решающим моментом в структурном построении минералов, особенно силикатов, являются не анионы, а катионы. Анионная часть лишь приспосабливается к создавшейся обстановке, поэтому сначала магний вытесняет кальций, если первый элемент межпоровых растворов в избытке, затем анионная часть $(CO_3)^{2-}$ вытесняется цепочками кремнекислородных тетраэдров $(SiO_3)^{2-}$. Если же в растворе железо присутствует в избытке, то кальций замещается железом, образуя геденбергит. Вероятно и одновременное замещение кальция магнием и железом, в результате чего возникают смешанные молекулы (Штрунц, 1962) диоксидгеденбергита с переменным составом; это наблюдается в пироксенах изучаемых месторождений Западного Узбекистана.

Освободившийся кальций из-за разности в химическом потенциале между валовым составом эндоконтактных и экзоконтактных пород, в момент скарирования, а также вследствие встречной диффузии (Жариков, Власова, 1961), расходуется на формирование пироксенов в эндоконтактной зоне. Углерод выделяется в виде CO_2 или, по предположению А. М. Чередниченко (1964), $CO_2 + O$ либо удаляется с раствором, либо восстанавливается, образуя графит. Последний в виде тонко распыленных чешуек довольно часто встречается среди экзоскарновых минералов. В процессе замещения большое значение имеют объемный фактор (Наковник, 1949) и ионные радиусы элементов.

Разница в ионных радиусах (см. табл. 19) между кальцием и магнием составляет $0,33 \text{ \AA}$, между углеродом и кремнием — $0,25 \text{ \AA}$.

Если исходить из типа решеток плотнейшей упаковки шаров катионов и анионов с октаэдрическим мотивом (без учета поляризации

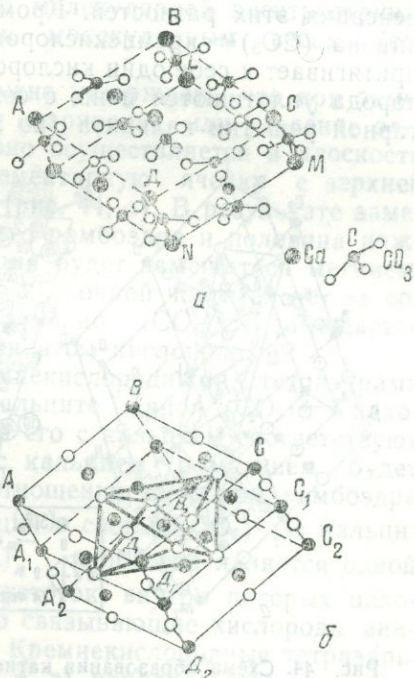


Рис. 43. Предполагаемая схема замещения кальцита пироксеном.

а — кристаллическая структура кальцита по 1101; б — схема замещения кальцита пироксеном.

возникает зеродин пироксена. Отдельные ионы и молекулы могут слу-

ионов (Лебедев, 1957; Арнс, 1965 и др.), то расстояние между ближайшими парами ионов будет равно сумме их ионных радиусов:

$$\left. \begin{aligned} \text{Ca}^{2+} + \text{O}^{2-} &= 0,99 + 1,32 = 2,31 \text{ \AA} \\ \text{Mg}^{2+} + \text{O}^{2-} &= 0,66 + 1,32 = 1,98 \text{ \AA} \end{aligned} \right\} \text{разница (-) } 0,33$$

$$\left. \begin{aligned} \text{Si}^{4+} + \text{O}^{2-} &= 0,16 + 1,32 = 1,48 \text{ \AA} \\ \text{C}^{4+} + \text{O}^{2-} &= 0,42 + 1,32 = 1,74 \text{ \AA} \end{aligned} \right\} \text{разница (+) } 0,26$$

Как видно из приведенных данных, наблюдается взаимная компенсация этих разностей. Кроме того, при замещении комплексного аниона $(\text{CO}_3)^{2-}$ кремнекислородным радикалом $(\text{SiO}_3)^{2-}$ последний притягивает к себе один кислород. В результате такого размещения кислорода уплотняются ионы с сохранением пироксеном объема элементарной решетки кальцита (по закону равных объемов).

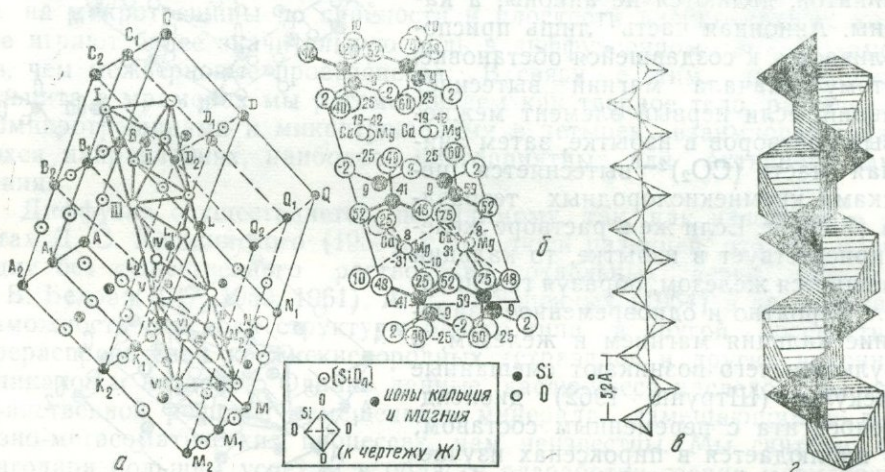
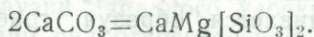
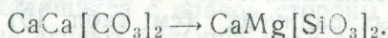


Рис. 44. Схема образования катионной октаэдрической пустотки и кремнекислородных цепочек пироксена (а); структура пироксена (диопсида) (б); метасиликатная пироксеновая цепочка (в); соединение метасиликатной цепочки $(\text{SiO}_3)^{2-}$ с октаэдрической кононадой (г).

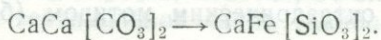
Октаэдрическая катионная пустотка возникает на базе пространственной решетки кальцита (рис. 44, а), которая деформируется и приобретает вид настоящего октаэдра и окончательно преобразуется в решетку пироксена (рис. 44, а, б, в, г). При этом из двух элементарных решеток кальцита образуется одна элементарная решетка диопсида:



Если первую часть уравнения развернуть, то получится соединение, сходное по формуле с диопсидом:



Аналогичное уравнение можно написать и для геденбергита:



Разница только в том, что один из ионов кальция, находящегося с левой стороны от вертикальной линии, замещен магнием при образовании диопсида и железом при возникновении геденбергита, а $(\text{CO}_3)_n^{2-}$ — кремнекислородным $(\text{SiO}_3)_n^{2-}$ радикалом.

Интересно отметить, что по данным Х. Штрунца (1962), число химических формульных единиц (Z) в элементарной ячейке кальцита равно двум, а диопсида и геденбергита — четырем. Поэтому из двух формульных единиц кальцита образуется одна элементарная ячейка пироксена, что подтверждается приведенной выше реакцией. В ячейке, соответствующей ромбоэдру, взятому по спайности кальцита (10 $\bar{1}$ 1) $Z=32$. Следовательно, из таких ячеек кальцита образуется 16 элементарных ячеек пироксена. Удвоенность наблюдается и по другим кристаллохимическим параметрам кальцита: молекулярной электроотрицательности, молекулярным объемам и молекулярным весам (см. табл. 18).

На основании вышеизложенного можно утверждать, что при замещении кальцита пироксеном происходит спаривание, или удвоение элементарных ячеек кальцита. При этом оно осуществляется в плоскости спайности кальцита, захватив одну элементарную ячейку с верхней плоскости ромбоэдра, другую с нижней (рис. 44, а). В результате замещением будет охвачена половина верхнего ромбоэдра и половина нижнего. При этом сначала один ион кальция будет замещаться магнием, а второй останется на месте. Замещение катионной части влечет за собой перегруппировку анионной, одновременно $(\text{CO}_3)_n^{2-}$ замещается $(\text{SiO}_3)_n^{2-}$, приобретая дополнительно один атом кислорода.

Линии связи между соседними кремнекислородными тетраэдрами образуют почти прямой угол. Если в кальците анион $(\text{CO}_3)_n^{2-}$ находится в ребрах ромбоэдра и линии связи его с кальцием соответствуют линиям ромбоэдра, то и теперь связь с кальцием и магнием будет осуществляться под прямым углом по отношению к ребрам ромбоэдра (10 $\bar{1}$ 1). Каждый атом кислорода, входящий в состав $(\text{CO}_3)_n^{2-}$ в кальците, после замещения этого аниона $(\text{SiO}_3)_n^{2-}$ пироксена является одной из вершин октаэдрических катионных пустоток, внутри которых находятся катионы Са и Mg. Линии, попарно связывающие кислороды анионной части, образуют угол, равный 89°. Кремнекислородные тетраэдры располагаются в виде цепочек (рис. 44, в, г) параллельных центральным рядам катионов.

Преобразование происходит преимущественно в двух плоскостях — ABCD и A, B, C, D (рис. 44, а), являющихся гранями воображаемой гексагональной призмы и пинакоида. Одна линия спайности пироксена совпадает с одной гранью гексагональной призмы, другая — пинакоидом в кальците. Возможно, они соответствуют двойниковым плоскостям кальцита. Вершины октаэдрической пустотки катионов пироксена связаны с кремнекислородными тетраэдрами, располагающимися внутри ромбоэдрической решетки кальцита $(\text{CO}_3)_n^{2-}$. В связи с этим спайность по третьему направлению либо отсутствует, либо плохо выражена.

Преобразование пространственной решетки кальцита в пироксеновую протекает по закону сохранения объема. Количество ионов и атомов химических элементов, приходящихся на единицу площади, увеличивается соответственно плотности. В связи с этим в пироксенах наблюдаются повышенные по сравнению с кальцитом в два раза твердость и в 1,3 раза удельный вес.

Таким образом, на атомных затравках в кальцитовом субстрате возникает зародыш пироксена. Отдельные ионы и молекулы могут слу-

жить затравками (Григорьев, 1961). Число зародышей, приходящихся на единицу поверхности кальцита, может быть значительным.

Зародыши возникают чаще на стыке пересечения плоскостей спайности двух и трех направлений, а также на стыках пересечения двойниковых плоскостей с плоскостями спайности.

Возникновение зародыша пироксена в доломитовом субстрате. При образовании пироксена в доломитовом субстрате, как и в кальцитовом, углы, образованные двумя различными ориентированными индивидами пироксенов, повторяют значения углов трещинной спайности доломита. Следовательно, замещение происходит по трещинам спайности и плоскостям двойниковогоания. Поэтому морфология пироксенов и других минералов контролируется указанными направлениями индивидов доломита. Нами рассмотрена схема механизма замещения доломита пироксенами и возникновение зародыша пироксена в доломитовом субстрате (1965). Вследствие того, что структура доломита аналогична структуре кальцита (отличается только чередованием катионов вдоль тройной оси), схема замещения кальцита пироксеном вполне приемлема и в данном случае.

Замещение осуществляется следующим образом. Растворы, содержащие наиболее подвижные компоненты (H_2O , CO_2 , SiO_2 , FeO , MnO), просачиваясь по трещинам спайности и плоскостям двойниковогоания, заполняют субмикроскопические пустотки в доломите. Количество MgO (доломитового), необходимое для образования пироксенового зародыша, остается, излишек катионов выносятся. Кремнезем вытесняет углерод, находящийся в анионной части в доломите, CO_2 удаляется с раствором или восстанавливается, образуя графит. Перегруппировка компонентов субстрата приводит к разрушению пространственной решетки доломита и преобразованию ее в пироксен. Возникают зародыши пироксенов в доломитовом субстрате, поэтому некоторые кристаллохимические свойства доломитов (координационное число катионов, тип связи, соединения, спайности) наследуются пироксенами.

В процессе замещения большую роль играют молекулярный объем минералов и ионные радиусы элементов (см. табл. 18). Структура кристаллов и относительное расположение в них ионов зависят от отношения их ионных радиусов.

Разницы в величинах ионных радиусов кальция и магния, с одной стороны, SiO_2 и CO_2 — с другой взаимно компенсируются. Зная величины ионных радиусов, можно определить объем элементарной решетки минералов. Для элементарной решетки ромбоэдрического кальцита и доломита он вычислялся по формуле (Рудник, Казанцев, 1968):

$$V_m^0 = a^3 (1 - \cos \alpha) \cdot \sqrt{1 + \cos \alpha},$$

диопсида и геденбергита (моноклинная сингония) по формуле:

$$V_m^0 = abc \cdot \sin \beta,$$

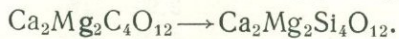
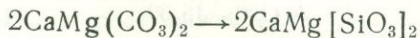
где V_m^0 — объем элементарной ячейки; a , b , c — параметры элементарной ячейки по соответствующим кристаллографическим осям в Å; α , β — углы между кристаллографическими осями.

Если в эти формулы подставить числовые характеристики, получим величины объемов элементарных решеток минералов (см. табл. 18).

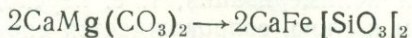
Разница в объемах элементарных решеток кальцита и доломита весьма незначительная, несмотря на то, что доломит — двойная соль. Это, очевидно, можно объяснить тем, что в состав последнего входит

магний, радиус иона которого в 1,5 раза меньше, чем радиус иона у кальция. Разница в объемах элементарных решеток доломита и пироксенов также небольшая.

В доломите две формульные единицы (Z), а в пироксенах — четыре. Замещение доломита диоксидом можно представить следующей схемой в развернутом виде:



Аналогичное уравнение можно написать и для геденбергита:



В ячейках спайного ромбоэдра доломита по (10 $\bar{1}1$) находится 32 формульные единицы, из которых образуется 16 ячеек пироксена. Следовательно, пространственная решетка доломита преобразуется в пироксеновую с сохранением объема.

Комплексный анион $(\text{CO}_3)^{2-}$ является одной из вершин октаэдрической катионной пустотки. При преобразовании доломита в пироксен углекислородный радикал $(\text{CO}_3)^{2-}$ замещается кремнекислородным радикалом $(\text{SiO}_4)^{2-}$.

Связь между атомами кислорода и кремния очень прочная. Первые расположены в вершинах тетраэдров вокруг вторых на расстоянии 1,6 и 2,7 Å друг от друга.

Кремнекислородные тетраэдры пироксена располагаются вокруг катионов Ca, Mg, Fe в виде цепочек по направлениям спайностей, которые пересекаются почти под прямым углом (87—89°).

Таким образом, при биметасоматических процессах, когда концентрация MgO, FeO, SiO₂ во вмещающих породах и постмагматических растворах в избытке, в магнезиальной среде (доломитовой) происходит частичное замещение катионов Ca и Mg катионом Fe, а комплексного аниона $(\text{CO}_3)_2$ анионом $(\text{SiO}_3)_2$, в результате чего образуется зародыш пироксена в доломитовом субстрате. Процесс протекает в твердом состоянии без полного растворения доломита.

Возникновение зародыша пироксена в биотитовом, полевошпатовом субстратах. Выше мы отмечали, что на контакте карбонатных и гранитоидных пород образуются экзо- и эндоскарны. Если в экзоскарнах субстратом для закономерного, а возможно, и эпитактического срастания карбонатных минералов являются кальцит и доломит, то в эндоскарнах — биотит и полевые шпаты гранитоидных пород. Замещение последних минералов пироксенами сопровождается образованием частичных и полных псевдоморфоз.

При зарождении зародыша пироксена в биотитовом субстрате на первый взгляд кажется, что между физическими и химическими свойствами биотита, пироксена и амфибола нет ничего общего. Однако при сравнении становится очевидным сходство между структурой слюды, пироксенов и амфиболов. Как подчеркивают У. Брегг, Г. Кларингбулл (1967), биотит легко может преобразоваться в пироксен, а последний — в амфибол.

Кремнекислородные цепочки пироксена, соединяясь между собой, образуют ленты, а они в свою очередь — гексагональную сетку, т. е. структуру слюды (обратная перегруппировка дает возможность перейти от структуры слюды к амфиболовой и пироксеновой). Этим объясняется широко распространенное в природе явление уралитизации пи-

роксинов, с одной стороны, и замещение биотита амфиболами — с другой. Более того, расположение Mg в тремолите почти аналогично положению этого элемента в флогопите; размеры элементарных ячеек у них близки (Брегг, Кларингбулл, 1967).

Диопсид, Å		Тремолит, Å		Мусковит, Å	
2d (100)	18,68	2d (100)	18,30	d (100)	19,96
	8,89		8,90		9,02
	5,24		5,26		5,19

Разумеется, такая полимеризация, т. е. переход от одиночной цепочки к ленте, а затем к слою, сопровождается определенными катионными и анионными замещениями (с привнесом и выносом компонентов).

Прежде чем приступить к рассмотрению преобразования одного типа структуры в другой в процессе замещения, следует кратко охарактеризовать структурную особенность биотита. Соединяясь, пироксеновые цепочки кремнекислородных тетраэдров образуют гексагональную сетку — лист (рис. 45, а). Причем часть Si замещается Al, а листы располагаются таким образом, что вершины тетраэдров двух листов обращены навстречу друг другу (рис. 65, б).

Атомы кислорода, находящиеся на вершинах тетраэдров, соединены с атомами магния и железа в шестерной координации. Между листами находится также связанная с Mg и Fe группа ОН. Структура биотита состоит из пакетов трех чередующихся слоев алюмо-кремнекислородных тетраэдров, между которыми находятся атомы калия (рис. 45, б).

Замещается биотит пироксеном по спайности, плоскости которой в биотите проходят между указанными пакетами. Находящийся в этой плоскости калий легко отрывается от пакетов под воздействием внешних сил или деформации. Высокотемпературные постмагматические растворы с повышенным химическим потенциалом кальция, проникая по спайности биотита, разрывают слабую связь между калием и кремнекислородными тетраэдрами. Кальций занимает место калия. При этом 2К замещаются одним Са в шестерной координации, $2Al^3 - 3Ca^{2+}$, $3Fe^{2+} - 3Mg^{2+}$. Вследствие разницы (1,67 Å) в радиусах ионов Са и К ($2K = 2,66$ Å, $Ca = 0,99$ Å), а также ионов Al (1,97) и Si ($2Al = 1,02$ Å, $3Ca = 2,99$ Å) возникают напряжение и дислокация. Напряжение, с разницей в объемах катионов, ослабляется смещением кремнекислородных тетраэдров вдоль кристаллографической оси *a* и перпендикулярной к оси *c*, с переходом слоя биотита в систему цепочек пироксена. Образование пироксеновых цепочек возможно и по двум другим направлениям (рис. 46, а, б, в, г, д), располагающимся косо к оси *a* и *b*. Кроме того, такие замещения одновременно могут происходить параллельно друг другу в нескольких плоскостях спайности биотита.

Н. В. Белов (1961) подчеркивает, что кремнекислородные радикалы (цепочки, ленты, сетка и даже кольца) достаточно прочны, но не жестки и легко деформируются, приспособляясь к различным конструктивным условиям, в зависимости от расположения ведущих катионов. Причем гидроксильная группа, фтор, щелочи и алюминий выносятся из состава биотита растворами и за счет гидроксильной группы раствор приобретает щелочной характер.

Возможная схема замещения биотита пироксеном выглядит приблизительно так:

субстрат — биотит: $K[Mg, Fe]_3[AlSi_2O_{12}][OH]$,
 новообразование пироксена: $Ca[Mg, Fe][Si_2O_6]$.
 Магний и железо, видимо, остаются на месте. Из-за повышенного химического потенциала часть магния и железа, возможно, замещается кальцием.

Таким образом, возникает пироксеновый зародыш в биотитовом субстрате. В дальнейшем рост может осуществляться по трем направлениям (рис. 46 *з, д*).

Первое направление роста пироксенового зародыша контролируется направлением кристаллографической оси *a* биотита. При этом плоскость оси *a* совмещается с гранью (100) пироксена. Второе направление роста пироксена совпадает с направлением оси *b* (рис. 46, *д*). В этом случае одна грань пироксена (010) соответствует оси *b* биотита. Третье направление роста пироксена проходит между двумя кристаллографическими осями *a* и *b*. Во всех случаях проходит перпендикулярно к оси *c* по спайности биотита, вследствие чего спайность по базису (001) биотита наследуется пироксеном (010) и (100). Как правило, замещение происходит по осям *a* и *b* или по третьему направлению. Поэтому мы наблюдаем спайность пироксена по двум направлениям, располагающимся почти под прямым углом. По третьему направлению, т. е. по оси *a* или (001), спайность несовершенная.

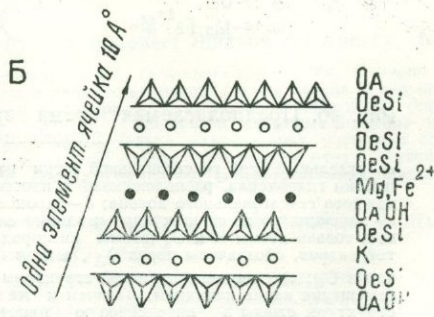
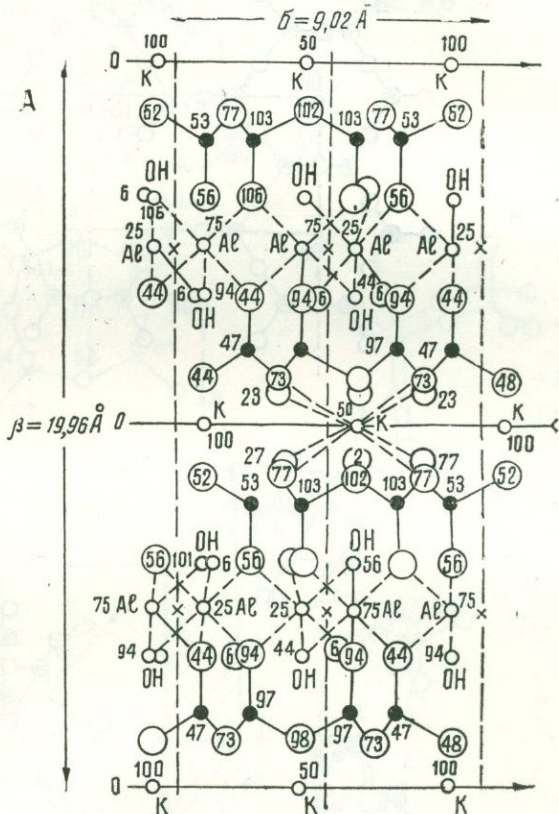


Рис. 45. Структура слюды по Бреггу, Кларингбуллу, 1967.

A—структура мусковита в проекции вдоль оси *a*; *a** показаны двойные силикатные слои, связанные атомами кислорода; *B*—проекция одного целого слоя и частей соседних слоев на грани (010), *OAl*—атомы кислорода, разлагающиеся на группы *OH*.

Процесс может продолжаться до тех пор, пока биотит полностью не заместится и образуется псевдоморфоза. Морфология биотита полностью наследуется пироксеном, так как у границы биотитового зерна с другими минералами (полевои шпат, кварц или амфибол) замещение прекращается, благодаря чему сохраняется форма зерен биотита. Это

можно наблюдать как микро- так и макроскопически во всех образцах и шлифах, взятых из эндоскарнов.

Возникновение пироксенового зародыша в полевошпатовом субстрате. Структура всех полевых шпатов в об-

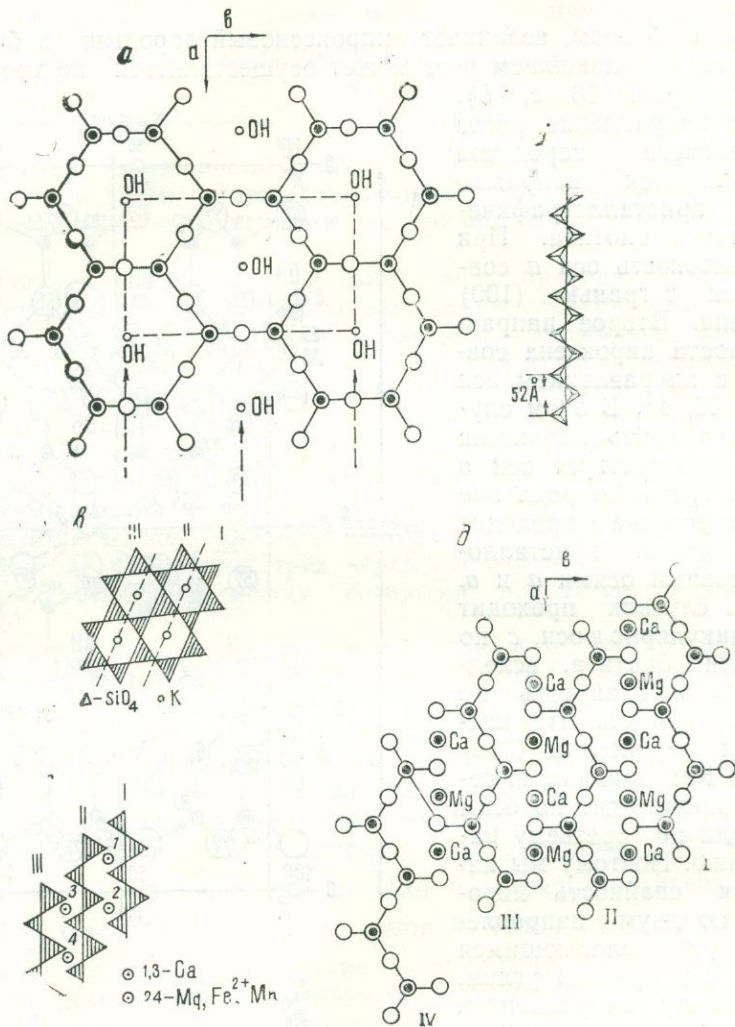


Рис. 46. Предполагаемая схема замещения слюды (биотита) пироксеном.

a—отдельный слой гексагональной сетки из кремнекислородных тетраэдров с ионами гидроксила, расположенный в плоскости вершин тетраэдров в центре каждого гексагонального кольца; *б*—пироксеновая цепочка тетраэдров (SiO_3); *в*—проекция по перпендикуляру и одному слою структуры слюды, показывающая только атомы К и O_A (атомы кислорода, располагающиеся в вершинах тетраэдров, обозначены через O_A , а атомы кислорода оснований тетраэдров—через O_B); *г*—смещение слоистой структуры слюды по линии I, II, III после замещения калия кальцием, магнием и железом; *д*—преобразования слоистой структуры слюды в пироксеновую цепочку после замещения (OH) с Ca, Mg, Fe²⁺.

щих чертах представляет собой трехмерную сетку или «каркас» связанных между собой тетраэдрических групп (SiO_4) и (AlO_4) (Брегг и др., 1967). В полостях этого «каркаса» располагаются атомы калия, натрия, кальция и бария (рис. 47). Координационные числа этих катионов

равны 10, а кремния и алюминия 8. Зигзагообразная цепь возникает в результате наложения колец из четырех тетраэдров, соединенных некоторыми общими вершинами. При этом свободные вершины (рис. 47, а, б) служат для связи между цепями.

По данным У. Х. Тейлора (1967), Брегга и др. (1963) в цепи идеальной формы период повторяемости вдоль нее составляет 8,4 Å и равен четвертой высоте тетраэдра (2,1 Å). В действительности для различных полевых шпатов длина оси изменяется от 8,1 до 8,6 Å.

Минерал	Å	Å	Å
Ортоклаз	8,562	12,996	7,193
Микроклин	8,561	12,966	7,216
Альбит	8,149	12,880	7,106
Анортит	8,177	12,880	7,106

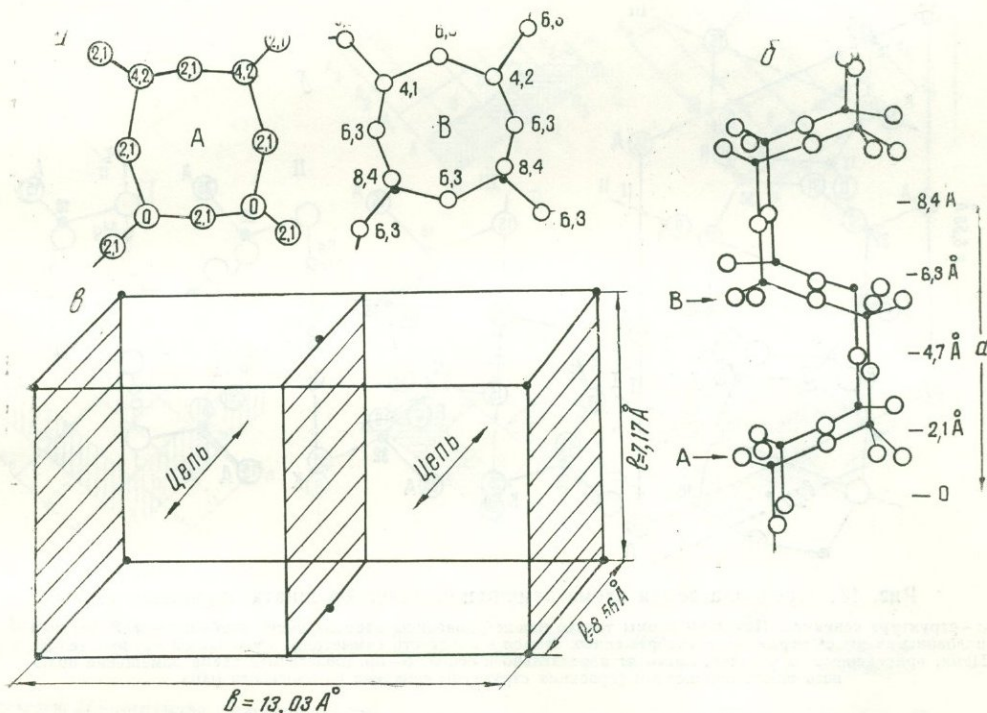


Рис. 47. Основная черта структуры всех полевых шпатов по Бреггу, Кларингбуллу.

а — кольца из четырех тетраэдрических групп с двумя смежными вершинами, попарно направленными вверх и вниз, б — те же кольца, соединенные в цепь путем расположения кольца В над кольцом А. Атомы кислорода, расположенные в левой и правой частях рисунка, служат для образования связей этой цепи с соседней, в — элементарная ячейка санидина $KAlSi_3O_8$ (у минералов, входящих в группу полевых шпатов, аналогичные). Цепи, показанные на этом рисунке, проходят в направлениях, указанных стрелками, причем цепи, принадлежащие каждой половине элементарной ячейки, соединяются одна с другой общими атомами кислорода. Последние лежат на заштрихованных плоскостях, соответствующих плоскостям симметрии

Следует отметить, что параметры элементарной ячейки у полевых шпатов значительно меньше, чем у пироксена.

Спайности минералов двух групп полевых шпатов — моноклинных (группа ортоклаза) и триклинных (группа плагиоклазов) различаются по значениям углов, образованных между их направлениями по (001) и (010) (рис. 47, в); в первом случае этот угол равен 90° , а во втором — 86° (Тейлор, 1967). В результате макроскопических и микроскопических наблюдений установлено, что замещение полевых шпатов пироксеном происходит по спайности первого, т. е. в плоскостях, перпен-

дикулярных к осям *c* и *b*. Эти два минерала взаимозамещаются аналогично предыдущей паре биотит — пироксен. Калий как катион, слабо связанный с кремнекислородными тетраэдрами, замещается кальцием ($2K = Ca$ или Mg, Fe). Устойчивость структуры нарушается и некомпенсированный алюминий также замещается кальцием ($2Al = 3Ca$). Одновременно разрушается связь (SiO_4) и (AlO_4) , в результате чего возникает пироксеновая цепочка по предполагаемой схеме (рис. 48, *a, б*).

Кальций, находящийся в составе анортита, при этом наследуется пироксеном. Таким образом, зародыши пироксена возникают как в плоскости (001), так и (010). Замещаются эти два минерала ориентированно. Следовательно, спайность полевых шпатов наследуется пироксенами. Зародыш будет постепенно развиваться, укрепляться прежде всего по направлению оси *a*.

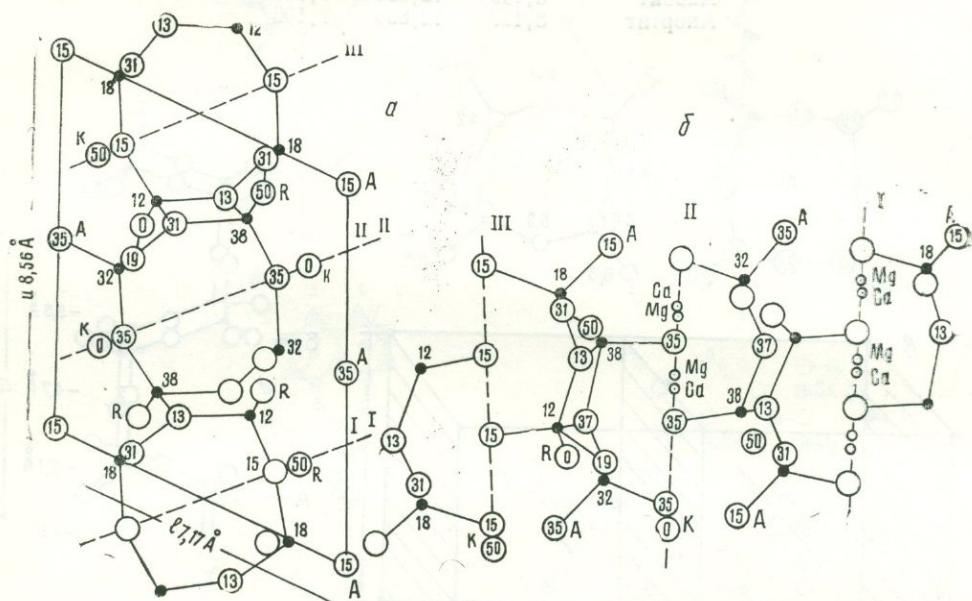


Рис. 48. Предполагаемая схема замещения полевого шпата пироксеном.

a — структура санидина. Показаны атомы только нижней половины элементарной ячейки; атомы верхней половины являются отражением изображенных атомов в плоскости симметрии, проходящей на высоте 50. Цели, приведенные на рисунке, проходят параллельно к оси *a*; *б* — предполагаемая схема замещения полевого шпата пироксеном (проекция структуры санидина на плоскости (001)).

Возникновение пироксеновых индивидов и агрегатов в кальцитовом субстрате. По мнению Д. С. Коржинского (1953), замещение минералов вмещающих пород пироксеном происходит по всему фронту одновременно. Зародыши пироксена в различных местах образуются одновременно и растут постепенно. Их можно рассматривать как систему бесконечных точек. Зародыши пироксена в кальцитовом субстрате могут формироваться по-разному.

1. Допустим, зародыши появляются в одной плоскости спайности кальцита (рис. 49, II, III). В этом случае каждая точка (стык пересечения спайности в двух направлениях), находящаяся в плоскости трещины спайности кальцита, служит «генерирующей» — $DCC_1C_2C_3C_n$, $ABD_1D_2D_3D_m$ и т. д., так как эти точки одновременно являются вершинами ромбоэдра. По теории В. Косселя, ионы скорее всего должны присоединяться к вершине, менее вероятно — к ребру, еще менее «выгодно» присоединение ионов к плоскости (грани). Поэтому, как под-

черкнуто выше, диффузионному обмену прежде всего будет подвергаться катион Ca^{2+} в кальците, который находится на вершине ромбоэдра.

Так как в промежутках DC , CC_1 , C_1C_2 , C_3C находится множество мельчайших ромбоэдров, то каждый из них, преобразуясь в пироксен, увеличивает размеры пироксенового зародыша. В результате вдоль плоскости $DCC_1C_2C_3C_n$ возникает удлинённый индивид пироксена. В плоскости $ABDD_2D_3D_m$ наблюдается аналогичная картина, в результате чего возникают два параллельно располагающиеся индивида пироксена. В том случае, когда они формируются в плоскостях $A_1KA_2A_3$ и AB ,

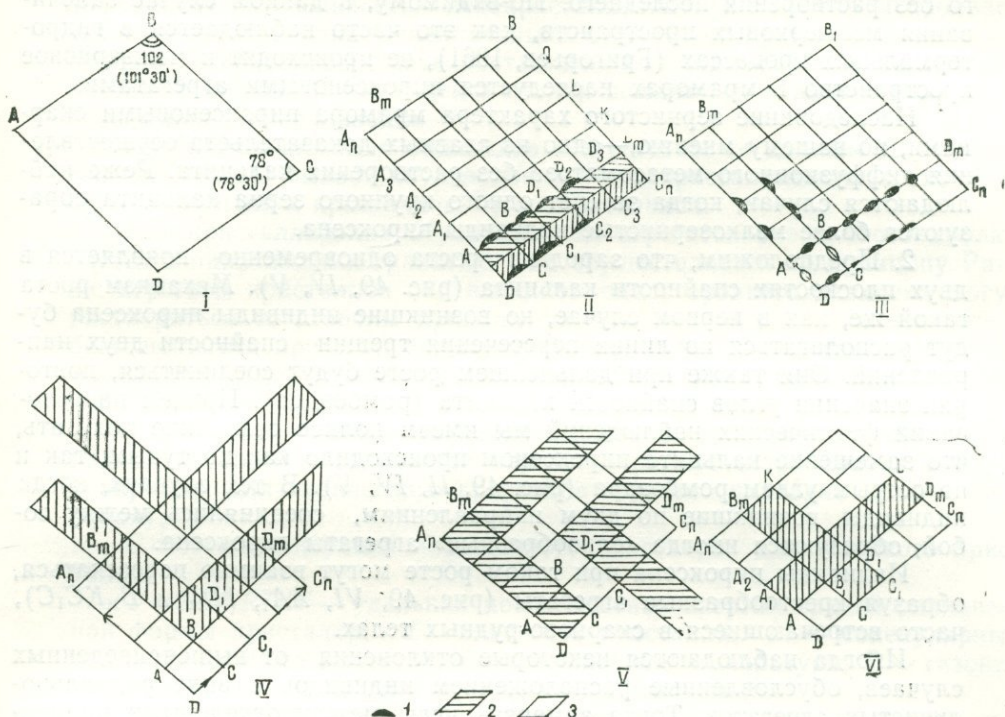


Рис. 49. Геометрическая модель образования различных индивидов пироксена в кальцитовом субстрате. Проекция трещинной спайности в одной из плоскостей $(10\bar{1}1)$.

I — одна; *II* — количество трещинной спайности кальцита, возникновение зародышей пироксена происходит в одном направлении; *III*, *IV*, *V*, *VI* — замещение кальцита пироксеном происходит по двум направлениям спайности кальцита. 1 — зародыш пироксена, 2 — индивид пироксена, 3 — кальцит.

образуются параллельно-шестоватые и шестоватые агрегаты пироксена, столь часто встречающиеся в скарново-рудных телах вольфрамово-молибденовых месторождений. Кроме того, довольно часто образуются двойники с плоскостью срastания (001) .

Возникновение параллельно-шестоватых агрегатов пироксена возможно путем перекристаллизации мельчайших зернистых агрегатов того же минерала. Однако они несколько различаются. В данном случае могут образоваться «точечные», «пунктирообразные» и зернистые агрегаты пироксена. По существу они отражают разные этапы развития удлинённых и шестоватых агрегатов пироксена, каждый из которых возник в результате роста одного или нескольких зародышей. Если они, разрастаясь, слились бы друг с другом, то возникли бы удлинённые агрегаты пироксена.

Образование зернистых агрегатов обуславливается преимущественно первичной структурой мрамора, которая в той или иной мере наследуется при замещении кальцита пироксеном.

В зависимости от размера зерен мрамора в ряде случаев формируются соответственно мелкозернистые, среднезернистые и крупнозернистые пироксеновые скарны. Причины наследования структурных и текстурных особенностей известняков и мраморов (кальцитов) пироксеновым скарном пока не совсем ясны. Тем не менее надо полагать, что наследование в данном случае является результатом взаимодействия постмагматических растворов с субстратом (мрамором), происходящего без растворения последнего. По-видимому, в данном случае залечивания межзерновых пространств, как это часто наблюдается в гидротермальных процессах (Григорьев, 1961), не происходит и межзерновое пространство в мраморах наследуется пироксеновыми агрегатами.

Наследование зернистого характера мрамора пироксеновыми скарнами, по нашему мнению,—одно из главных доказательств осуществления диффузионного метасоматоза без растворения кальцита. Реже наблюдаются случаи, когда за счет одного крупного зерна кальцита образуются более мелкозернистые индивиды пироксена.

2. Предположим, что зародыш роста одновременно появляется в двух плоскостях спайности кальцита (рис. 49, IV, V). Механизм роста такой же, как в первом случае, но возникшие индивиды пироксена будут располагаться по линии пересечения трещин спайности двух направлений. Они также при дальнейшем росте будут соединяться, повторяя значения углов спайности кальцита (ромбоэдра). Причем на основании фактических наблюдений мы имеем полное основание полагать, что замещение кальцита пироксеном происходило как по тупым, так и по острым углам ромбоэдра (рис. 49, II, IV, V). В тех случаях, когда индивиды, возникшие по двум направлениям, соединялись между собой, образуются иногда «ёлкообразные» агрегаты пироксена.

Индивиды пироксена при таком росте могут взаимно пересекаться, образуя крестообразные агрегаты (рис. 49, VI, AA₁, 1D_м и B_мKC₁C), часто встречающиеся в скарново-рудных телах.

Иногда наблюдаются некоторые отклонения от вышеприведенных случаев, обусловленные расположением индивидов в виде радиально-лучистых агрегатов. Тогда замерять углы между отдельными индивидами становится невозможным. В ряде случаев между двумя параллельными индивидами наблюдаются мелкие поперечные индивиды, создающие «лестницеобразные» агрегаты пироксена (рис. 49, III).

3. Если замещение происходит по трем направлениям, захватывая плоскости двойникования, образуются, как правило, радиально-лучистые агрегаты пироксена. Механизм замещения в основном аналогичен предыдущим, хотя для замещения в плоскостях двойникования он пока не совсем ясен. Зародыши радиально-лучистых агрегатов могут расти как с тупого, так и с острого угла ромбоэдра. Когда они растут одновременно с того и другого угла, то образуются «веерообразные», «сноповидные» и «веникообразные» агрегаты пироксена.

4. Зародыши пироксена растут из точки пересечения трещин спайностей двух направлений и двойниковой плоскости примерно с одинаковой скоростью во все стороны. Возникают «сферолитоподобные» и радиально-лучистые агрегаты, которые часто наблюдаются среди перекристаллизованных известковых пироксеновых скарнов.

Перекристаллизация и регенерация пироксеновых индивидов и агрегатов. Перекристаллизация, по мнению Д. П. Григорьева (1956, 1961),— это приспособление кристаллов и их агрегатов, выросших в

одних условиях, к новой обстановке путем перераспределения слагающего их вещества с сохранением тех же минеральных видов. Она означает рост одних составляющих индивидов и агрегатов данного минерального вида за счет вещества других, входящих в тот же индивид и агрегат.

Перекристаллизация — очень широко распространенное явление в скарно-редкометалльных месторождениях Западного Узбекистана. Чем старше по возрасту минерал, тем чаще он испытывает процесс перекристаллизации. Каждая стадия минералообразования оставляет свой отпечаток на индивидах и агрегатах ранее образованных минералов. Между интенсивностью перекристаллизации и масштабом проявления отдельных стадий минерализации существует прямая зависимость. Например, наибольшая перекристаллизация скарных минералов происходит в широко проявившейся стадии шеелит-III, уралит-кварцевой и сульфидной минерализации.

Перекристаллизация индивидов и агрегатов, по данным Д. П. Григорьева (1961), бывает двух видов: а) перекристаллизация с укрупнением индивидов и кристаллов, б) собирательная.

Перекристаллизация с укрупнением агрегатов очень часто наблюдается в пироксенах и гранатах. Она осуществляется по принципу Рикке: агрегаты кристаллов под влиянием одностороннего давления могут раствориться со стороны приложения давления и расти за счет освобождающегося при этом вещества. Притом мелкие кристаллы и зерна минералов согласно формуле Оствальда-Фрейдлиха, растворяются быстрее $C_2 = C \infty lF/r$, где

C_r — концентрация насыщенного раствора для малого кристалла, размер которого обозначается через r — радиус шарообразного зерна (например, для кубического кристалла r равен половине длины его ребра);

$C \infty$ — концентрация насыщенного раствора для большого кристалла;

$F = 2VM/RTdV$ — удельная поверхностная энергия граней равновесной формы кристалла; d — плотность кристалла; M — молекулярный вес растворенного вещества; T — абсолютная температура; R — газовая постоянная; l — основание натуральных логарифмов.

В пропитанном растворителем агрегате кристаллов или зерен минералов разной величины может создаться такая обстановка, когда более мелкие кристаллы будут растворяться, ибо по отношению к ним раствор окажется ненасыщенным, а за счет их вещества более крупные кристаллы станут расти, если по отношению к ним тот же раствор будет уже пересыщенным (Григорьев, 1961). Одним словом, происходит ассимиляция крупными индивидами (или их агрегатами) более мелких, в результате чего первые еще более уплотняются и переходят в другую, качественно иную морфологическую разность.

При перекристаллизации пироксеновых агрегатов с их укрупнением возникает несколько зон: 1) зона интенсивного окварцевания (рис. 50) с шеелитом III; 2) крупнозернистый, окварцованный, интенсивно уралитизированный пироксеновый скарн с шеелитом III; 3) среднезернистый слабо уралитизированный пироксеновый скарн; 4) мелкозернистый плотный пироксеновый скарн. Таким образом, между размерами перекристаллизованных агрегатов (интенсивностью процесса перекристаллизации) и отложением шеелита III существует прямая зависимость, что подтверждает генетическую связь процессов перекристаллизации, уралитизации и окварцевания, сопровождающих вольфрамное оруде-

нение (рис. 50). Поэтому перекристаллизованные пироксеновые агрегаты могут быть индикаторами на вольфрамовое оруденение.

Постмагматические растворы носили щелочной характер. Свободный кремнезем отлагался в виде кварца, замещая пироксен, а щелочи шли на образование уралита. Вольфрам выделялся в виде шеелита, а излишек CaO выпадает в виде кальцита. Постмагматические растворы, проникая в агрегаты пироксена по микротрещинам спайности, порам, а также межпоровым пространствам, частично его растворяют. Особенно интенсивен процесс растворения и перекристаллизации минералов в зонах тектонического дробления, где под влиянием большого давления минералы уплотняются и переориентируются перпендикулярно к направлению давления, а их индивиды укрупняются за счет частичного растворения более мелких.

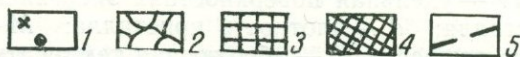
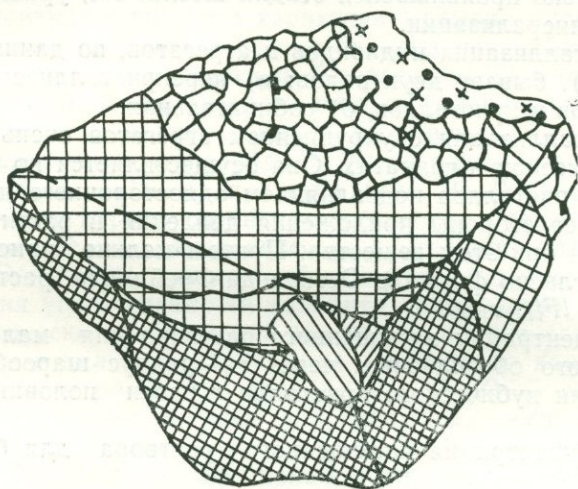


Рис. 50. Перекристаллизация уралитизированного пироксена с укрупнением агрегатов. Зарисовка обр. 2845, ум. в 1,5 раза, м-ние Койташ.

1—кварц с шеелитом III, 2—крупнозернистые, окварцованные, интенсивно уралитизированные пироксеновые скарны с шеелитом III, 3—среднезернистые, уралитизированные пироксеновые скарны, 4—мелкозернистые пироксеновые скарны, 5—трещины.

С целью выяснения влияния процесса перекристаллизации пироксенов на их химический состав нами проанализированы пироксены, отобранные под бинокулярной лупой из зоны 2, 3 и 4 (рис. 51). Как показали результаты химического анализа, содержание MnO и Al₂O₃ увеличивается от мелкозернистых разновидностей пироксена к крупнозернистым. В содержании SiO₂ наблюдается обратная картина. Вероятно, часть кремнезема замещается алюминием, а железа — марганцем. Следовательно, процесс перекристаллизации пироксенов сопровождается изменением их химического состава.

Компонент	Крупнозернистый, обр. 2845	Мелкозернистый, обр. 2845 ^a	Среднезернистый, обр. 2845 ^b
SiO ₂	46,28	48,54	47,64
Fe ₂ O ₃	0,00	0,97	0,40
FeO	19,44	21,35	19,18

TiO ₂	0,09	0,09	0,12
MnO	1,19	1,26	1,19
Al ₂ O ₃	5,46	1,93	4,51
CaO	22,0	22,2	22,6
MgO	3,11	2,28	4,75
Na ₂ O	0,53	0,49	0,49
K ₂ O	0,15	0,07	0,09
H ₂ O	0,45	0,18	0,40
П. п. п.	0,36	0,00	0,18
Сумма	99,15	99,34	99,55

Лаборатория Института геологии и геофизики им. X. М. Абдуллаева АН УзССР.
Аналитик Е. Ф. Касьянова.

В зависимости от условий перекристаллизации образуются различные (описанные выше) морфологические агрегаты: столбчатые, параллельно-шестоватые, радиально-лучистые, веерообразные, «букетообразные», агрегаты пироксена типа «солнце», «ёлочные» и др. Морфология перекристаллизованных агрегатов определяется в первую очередь взаимной ориентировкой первичных индивидов.

При росте столбчатых пироксеновых агрегатов главную роль играют зародыши и индивиды, расположенные параллельно друг другу. Вещество пироксеновых индивидов отлагалось на зародышах, имеющих определенный морфологический облик и аналогичную ориентировку.

Если пироксеновые индивиды росли из одной точки в разные стороны, возникают сферолитоподобные агрегаты пироксена. В формировании друзы пироксенов четко проявляется геометрический отбор (Григорьев, 1961). Он выражается в том, что наиболее крупные и длинные кристаллы пироксена образуются тогда, когда растущий кристалл располагается перпендикулярно к основанию друзы.

Собирательная перекристаллизация в понимании Д. П. Григорьева (1961) — это вид перекристаллизации минерала, рассеянного среди других минералов, с сосредоточением в одном или нескольких местах.

Явление собирательной перекристаллизации в минералах скарно-редкометальных месторождений проявилось очень широко. После образования пироксена по нему развивается гранат (рис. 51). На них накладывается минерализация гидротермального процесса, сопровождающаяся перекристаллизацией пироксена и граната, которые приобретают крупнокристаллический облик. В тех местах, где эти минералы непосредственно соприкасались с кварцем, они, регенерируясь, переходят в ясновыраженные кристаллы. Внутри гранатовых агрегатов обнаруживаются перекристаллизованные реликты пироксена.

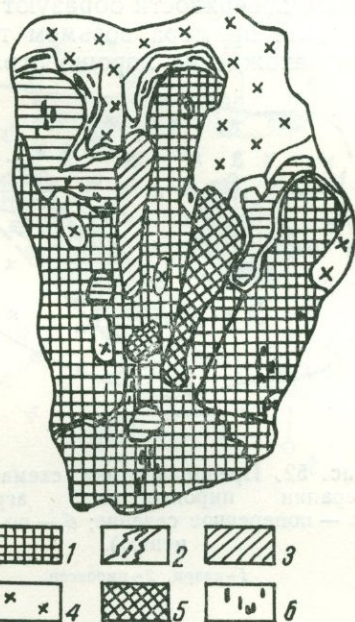


Рис. 51. Собирательная перекристаллизация граната с пироксеном под действием кварцево-сульфидных прожилков. Зарисовка обр. 3133, ум. в 1,5 раза, м-ние Ингичка.

1 — крупнокристаллические удлиненные, уранитизированные и окварцованные агрегаты пироксена, 2 — крупнокристаллические и окварцованные агрегаты граната, 3 — массивные агрегаты граната, 4 — кварц с вкрапленностью пирротина и пирита, 5 — крупнокристаллический кальцит, 6 — вкрапленности пирротина и пирита.

Собирательная перекристаллизация осуществляется под действием всех постскарновых стадий минерализации, в том числе кварц-уралит-шеелитовой III и кварцево-сульфидной. Поэтому скарновые минералы, подвергавшиеся собирательной перекристаллизации, в известной степени могут служить индикатором вероятных концентраций шеелита и молибденита.

Процесс регенерации пироксеновых индивидов и агрегатов происходит одновременно с процессом перекристаллизации. Он выражается в том, что отдельные уцелевшие от замещения кварцем перекристаллизованные индивиды пироксена приобретают хорошо выраженную кристаллографическую огранку. Такие единичные, обособленные кристаллы пироксенов представляют собой комбинации моноклинной призмы и пинакоида. Хорошо выраженные кристаллы при групповом росте на общей поверхности образуют друзы.

Для примера возьмем такой наиболее распространенный случай, как нахождение хорошо ограненных кристаллов пироксена в кварце

или окварцованных скарнах. Допустим, что на отдельные пироксеновые зерна (рис. 52) действуют гидротермальные растворы, из которых отлагались минералы кварц-уралит II-шеелитовой III стадии.

Зерно минерала, в отличие от кристалла, не имеет резко выраженных граней, ребер и вершин. Под воздействием раствора отдельные зерна пироксена растворяются или просто замещаются кварцем. Компоненты пироксена тут же отлагаются, залечивая неровные поверхности зерна по сторонам BDI до тех пор, пока стороны BD и DI не пересекутся (рис. 53). Когда происходит залечивание недостроенных граней B_1D_1 , D_1I_1B , BA_1B_1 за счет регенерации пироксенового

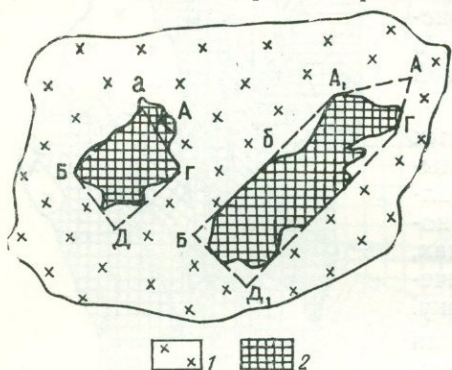


Рис. 52. Предполагаемая схема регенерации пироксеновых агрегатов (a — поперечное сечение; b — по удлинению).

1 — кварц, 2 — пироксен.

зерна, образуются грани реального кристалла.

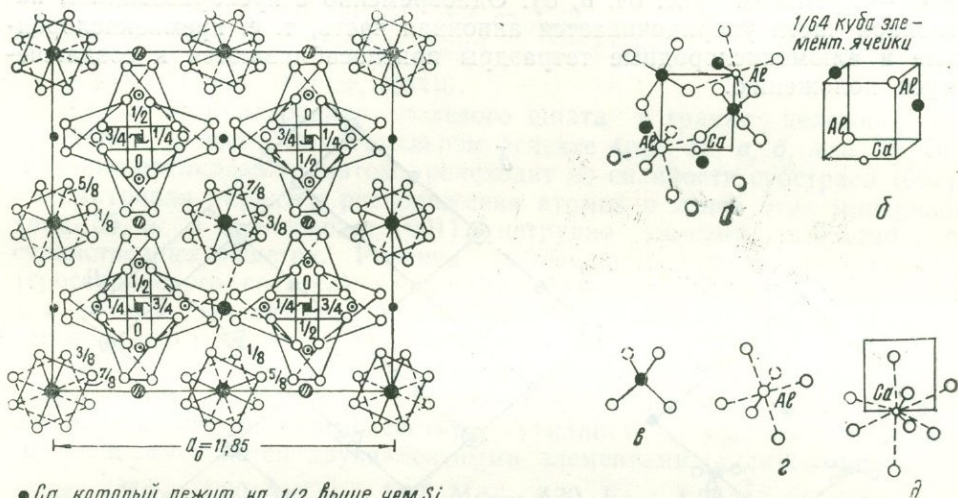
В результате многократного наложения более поздних минеральных ассоциаций пироксены претерпевают перекристаллизацию, регенерацию, альбитизацию, окварцевание, уралитизацию, стильпномеланизацию, сульфидизацию и др.

В гранат II-актинолит-тремолитовой стадии минералообразования в эндо- и экзоконтактных зонах возникают закономерные сростания граната с кальцитом, доломитом, полевыми шпатами, пироксеном и волластонитом, что указывает на зарождение гранатовых индивидов в вышеуказанных минералах — субстратах. Следует оговориться, что сростания граната с биотитом мы не обнаружили. Однако они вполне возможны, так как в литературе известна эпитаксия граната с мусковитом (Белов, 1959).

Возникновение зародыша граната в кальцитовом, доломитовом субстратах. Гранат и кальцит кристаллизуются в различных сингониях. На первый взгляд кажется, что в их структурах нет ничего общего. Между тем можно осуществить трансформацию ромбоэдрической решетки кальцита в кубическую граната. Если ромбоэдр элементарной ячейки кальцита (4041) сдвинуть по оси

третьего порядка, можно получить форму куба. Вполне возможно, что это и происходит в момент обмена катионами и анионами в процессе замещения кальцита гранатами.

Прежде чем рассматривать структурное преобразование кальцита в гранат, необходимо в общих чертах ознакомиться со структурными особенностями гранатов. По данным Менцера (Menzer, 1926, 1929), структура гранатов характеризуется объёмноцентрированной кубической решеткой, которую можно рассматривать как каркас из связанных между собой кремнекислородных тетраэдров и алюминиевых октаэдров, в пустотках последних располагаются атомы Ca (Брегг, Кларингбулл, 1967) или атомы других двухвалентных элементов (R^{2+}) в восьмерной координации (рис. 53).



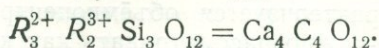
- Ca, который лежит на $1/2$ выше, чем Si
- Al в $1/4$ и $3/4$
- 2Ca, из которых каждый лежит на $1/4$ выше, чем Si
- Al в 0 и $1/2$
- Кислород
- ↻ Левая ось вращения четвертого порядка
- ↻ Правая ось вращения четвертого порядка

Рис. 53. Структура граната, проекция на грань куба. Числа на тетраэдрах обозначают уровень центров тетраэдров или ионов Si; фрагменты структуры гроссуляра, $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$ (по Бреггу, Кларингбуллу, 1967).

a—проекция на (100); б—положения атомов Ca, Al и Si в элементарном кубике, проекция которого дана на рис. а; в, г, д—характер окружения атомов Si и Al.

В зависимости от изменения состава меняется положение атомов в пространственной решетке граната. Из-за плотного размещения атомов и их большого размера объемное изображение элементарной ячейки гранатов выполнить трудно. Мы приводим лишь проекцию пространственной решетки граната на одну из граней (100), несколько сдвинутую по оси четвертого порядка, и детали структуры в более крупном масштабе (рис. 53, а, б, в, г, д). При сравнении характера размещения атомов на грани (0110) кальцита и расположения атомов на грани (100) граната легко можно заметить много общего в их структурах.

Кубическая элементарная ячейка граната содержит восемь формульных единиц при составе $R_3^{2+} R_2^{3+} [SiO_4]_3$, а кальцита — две ($Z=2$). Следовательно, из четырех формульных единиц кальцита складывается одна — Z граната — $R_3^{2+} R_2^{3+} Si_3 O_{12} = 4CaCO_3$, или, если правую часть уравнения написать в следующем виде:



В нашем случае Ca_3 левой части уравнения приравнивается Ca_4 , а вместо Si_3 присутствует C_4 . По-видимому, одна четвертая часть кальцита и углерода кальцитового субстрата замещается трехвалентными элементами (Al^{3+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} и др.), а оставшиеся три четвертых углерода — кремнием (рис. 54, а, б). Одновременно с преобразованием катионной части упорядочивается анионная часть, т. е. кремнекислородные и алюмокислородные тетраэдры приспосабливаются к создавшемуся положению.

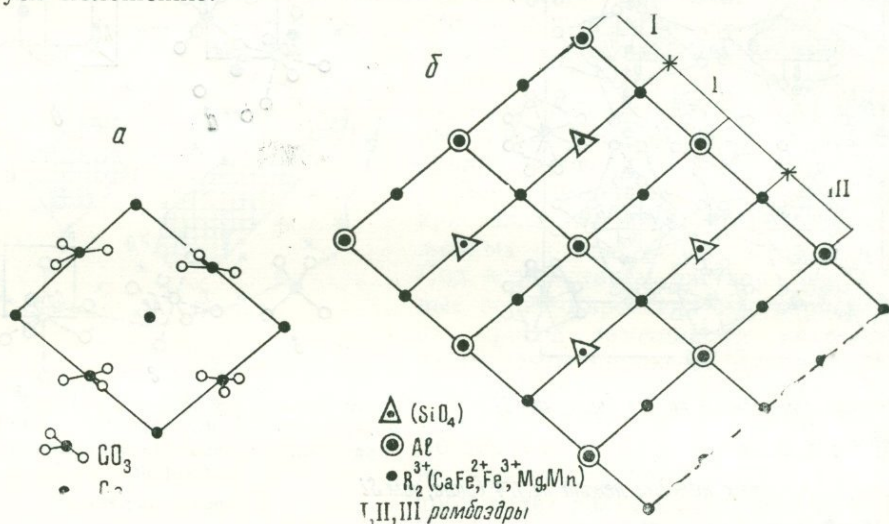


Рис. 54. Предполагаемая схема замещения кальцита гранатом.

а — окружение атомов кальция на одной из плоскостей $(10\bar{1}1)$; б — предполагаемая схема замещения кальцита гранатом на одной из плоскостей $(10\bar{1}1)$.

Выпрямление острых и тупых углов ромбоэдрической решетки кальцита до куба граната происходит за счет напряжения, создавшегося при замещении сравнительно мелких атомов крупными. Так, место атома $C^{4+}=0,16 \text{ \AA}$ занимают $Si^{4+}=0,42 \text{ \AA}$ и $Al^{3+}=0,51 \text{ \AA}$, т. е. в 2,6—3,2 раза больше. Кроме того, часть Ca^{2+} ($0,99 \text{ \AA}$) кальцита замещается Si^{4+} и O^{2-} ($0,42+1,32=1,74 \text{ \AA}$).

Вследствие того, что преобразование ромбоэдрической ячейки кальцита или доломита в гранатовую происходит во всех трех измерениях с небольшим сдвигом, спайность карбонатов гранатом не наследуется.

При спаривании захватывается половина с первого ромбоэдра (рис. 54, б), половина — со второго, поэтому плоскость спайности кальцита во всех направлениях закрывается (залечивается). Гранатом наследуется лишь общий характер расположения атомов в кальците. Повышенная твердость по сравнению с кальцитом и удельный вес гранатов объясняются более плотным расположением катионов и анионов.

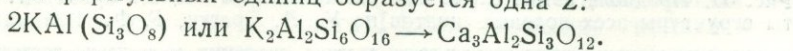
Доломит замещается гранатом так же, как и в случае с кальцитом. При этом присутствие в субстрате магния проявляется лишь в изменении состава граната.

Возникновение зародыша граната в полевошпатовом субстрате. Структуры полевого шпата и граната весьма различны. Структура полевых шпатов представляет собой трехмерную вязь или «каркас» из тетраэдрических групп (SiO_4) и (AlO_4), в полостях которого располагаются атомы К, Na и Ca (Брегг и др., 1967). Минералы, входящие в эту группу, — моноклинные и триклинные полевые шпаты, отличаются размерами катионов ($\text{K} < \text{Na}$ и Ca) и количественным соотношением SiO_4 и AlO_4 , определяющим параметры их ячейки, микросимметрию и оптические свойства (Тейлор, 1967). Расстояние между (SiO_4) и (AlO_4) колеблется от 1,62 до 1,73 Å. Атомы калия находятся в десятерной координации и расстояние К— O_{10} составляет 2,97—3,02 Å (Iones, Taylor, 1961).

Схему преобразования полевого шпата в гранат целесообразно проследить в псевдотетрагональном аспекте (рис. 55, а, б, в, г, д). Замещение ортоклаза гранатом происходит по спайности субстрата (001). Рассматривая характер расположения атомов и ионов этих минералов (рис. 55, а, г) в плоскости (001), нетрудно заметить сходство пространственных решеток. Разница заключается в том, что в гранате (гроссулярового состава) катионами являются алюминий и кальций, а в полевых шпатах — калий, кальций и натрий; алюминий аналогичен кремнию и образует кислородные тетраэдры.

Следовательно, постмагматический раствор с высоким химическим потенциалом Ca, Mg, Mn и Fe, проникая в полевой шпат по его трещинной спайности, взаимодействует с калием и натрием субстрата. Щелочи замещаются двухвалентными элементами, радиусы ионов которых (Mg — 1,60 Å, Ca — 1,97, Mn — 1,30, Fe — 1,26 Å) по сравнению с калием (2,35 Å) и натрием (1,59 Å) значительно меньше. Из-за такой разницы, по-видимому, происходит смещение (стягивание) атомов элементов по кристаллографическим осям а, b, с. При этом углы между осями элементарной ячейки полевых шпатов выпрямляются и последняя приобретает конфигурацию гранатовой решетки. Одновременно совершается преобразование бесконечной вязи кремнекислородных и алюмокислородных тетраэдров полевых шпатов в изолированные острова (SiO_4) гранатовой структуры в полевошпатовом субстрате; тетраэдры (AlO_4) исчезают, а алюминий становится трехвалентным катионом. Таким образом, возникает гранатовый зародыш. Вследствие того, что в образующейся кубической решетке граната кристаллохимически все направления адекватны (физическая изотропность), спайность субстрата по направлениям (001) и (010) не наследуется гранатом.

В связи с тем, что Z ортоклаза равняется 4, а граната 8, из двух полевошпатовых формульных единиц образуется одна Z:



При избытке в растворе трехвалентного железа аналогичным путем возникает андрадит.

Возникновение зародыша граната в пироксеновом субстрате. Гранат постмагматического этапа отлагается после пироксена, поэтому первый образует псевдоморфозы по второму. В данном случае основную роль играет химический потенциал алюминия. Для того, чтобы более наглядно представить механизм замещения пироксена гранатом, объединим шесть элементарных ячеек пироксенового субстрата (рис. 56, а). Замещение происходит по схеме:

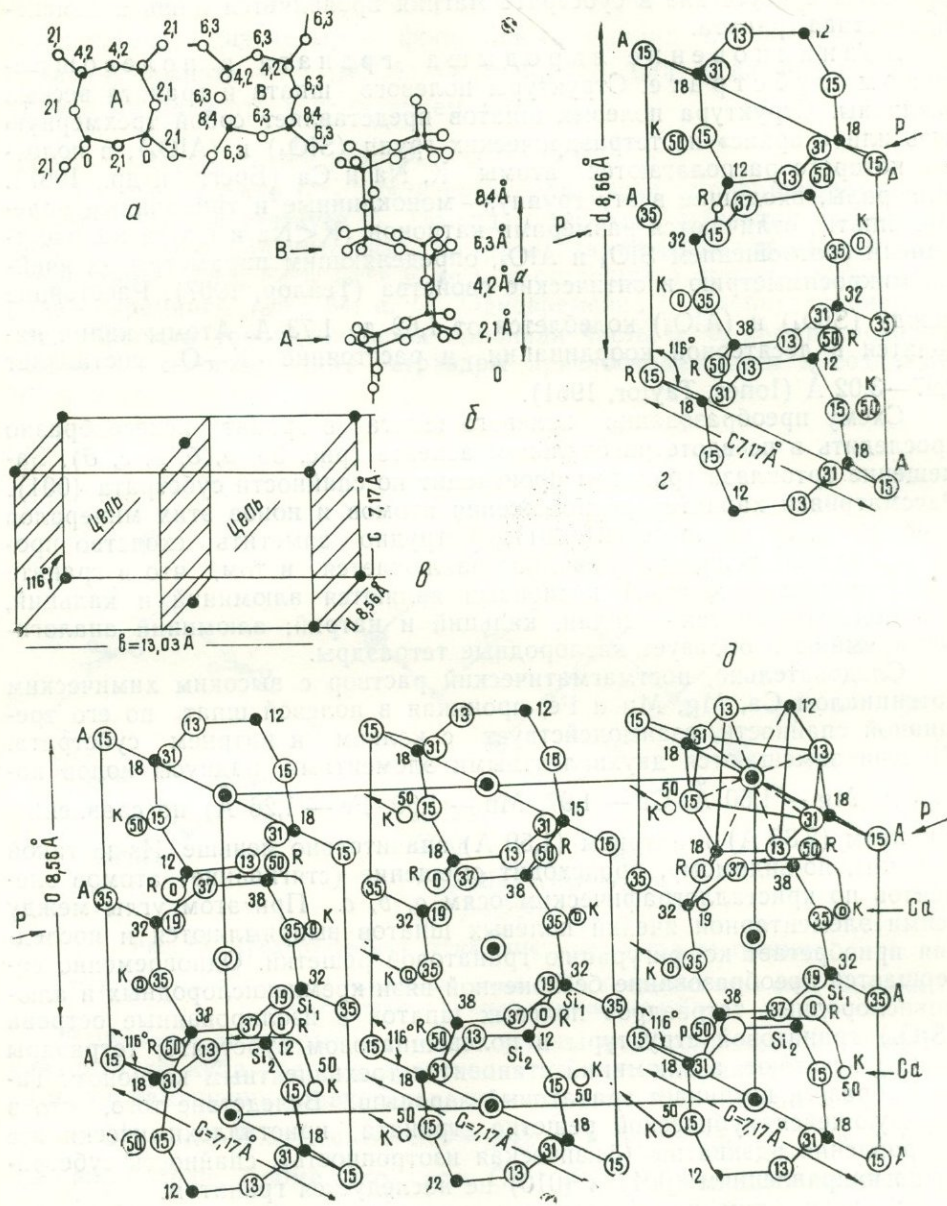
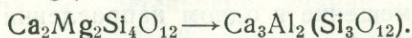
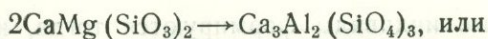


Рис. 55. Предполагаемая схема замещения полевого шпата гранатом. Основные черты структуры всех полевых шпатов по У. Л. Бреггу, Г. Ф. Кларингбуллу (1967).

a — кольца из четырех тетраэдрических групп с двумя смежными вершинами, попарно направленными вверх и вниз; b — те же кольца, соединенные путем расположения кольца B над кольцом A. Атомы кислорода, расположенные в левой и правой частях рисунка, служат для образования связей этой цепи с соседней цепью; c — элементарная ячейка санидина $KAlSi_3O_8$. Цепи, показанные на рисунке (b), проходят в направлениях, указанных стрелками, причем цепи, принадлежащие каждой половине элементарной ячейки, соединяются одна с другой общими атомами кислорода. Последние лежат на заштрихованных плоскостях, соответствующих плоскостям симметрии. z — структура санидина $KAlSi_3O_8$ (структура других полевых шпатов аналогична); показаны атомы только нижней половины элементарной ячейки; атомы верхней половины являются отражением изображенных атомов в плоскости симметрии, проходящей на высоте 50. Цепи, приведенные на рисунке (d), проходят параллельно к оси a ; d — предполагаемая схема замещения полевого шпата гранатом (проекция структуры санидина на плоскости (001)).



Замещение катионов осуществляется одновременно в трех направлениях. В результате замещения Mg и части Si на Ca и Al, имеющих разные радиусы ионов, возникает напряжение, вследствие чего решетка из моноклинной переходит в кубическую. Слабо заметная спайность в гранате наблюдается в плоскости (110). Таким образом, гранатовый зародыш возникает в пироксеновом субстрате (рис. 56, б).

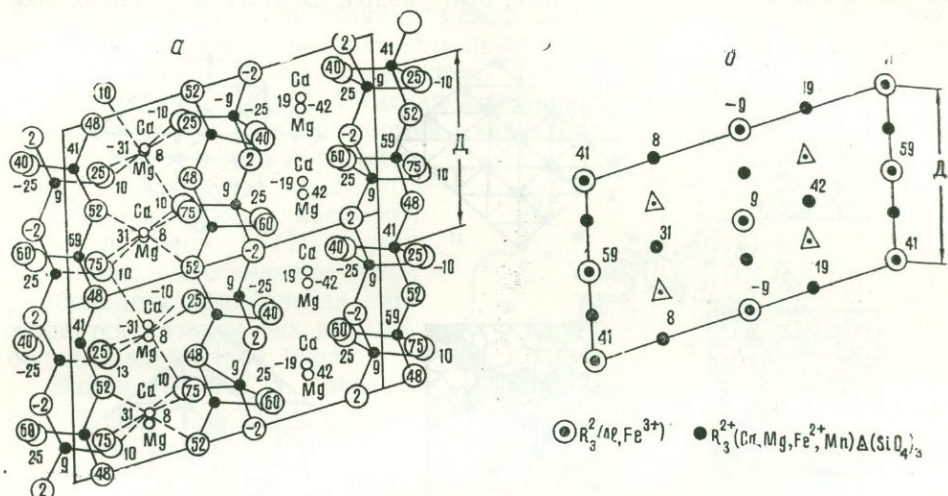


Рис. 59. Предполагаемая схема замещения пироксена гранатом.

a—структура диопсида $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (В) по У. Л. Брейгу, Г. Ф. Кларингбуллу (1964). Атомы Ca и Mg, которые должны были бы располагаться в этой проекции для наглядности, слегка смещены, показаны только те из них, которые располагаются вблизи основания ячейки; *б*—схема замещения пироксена гранатом; для наглядности взят верхний слой структуры диопсида (в пределах 41, 59, 41 по оси *c*; 41, 9, 41—по оси *a* в интервале *D*). \triangle $(\text{SiO}_4)_3$.

Возникновение гранатового индивида и агрегата в кальцитовом субстрате. Гранаты образуют зернистые, вкрапленные, массивные, зональные индивиды. Кроме того, часто встречаются отдельные кристаллы.

Формирование вкрапленных, зернистых и массивных индивидов зависит главным образом от текстурных и структурных особенностей исходных мраморов, интенсивности и скорости процесса замещения их гранатом.

Допустим, что гранатовый зародыш появляется сначала (из многочисленных) в одном зерне кальцита (мрамора). В этом случае зародыш граната, разрастаясь, образует полную псевдоморфозу, наследуя форму зерен субстрата. В результате такого локального псевдоморфозного замещения образуются отдельные индивиды и агрегаты (вкрапленная текстура). В более крупных зернах кальцита этот процесс может протекать в отдельных его частях. Если зародыши граната появляются во всех зернах кальцита и рост происходит одновременно, образуя полную псевдоморфозу граната по кальциту, то возникают зернистые гранаты, которые наследуют текстурные и структурные особенности мрамора. В данном случае величина гранатовых зерен зависит от размера зерен исходной породы.

Цепочкообразные агрегаты граната располагаются, как правило, вдоль трещин спайности, по двойниковым швам (рис. 57) и в месте их пересечения.

Зигзагообразные индивиды формируются тогда, когда попеременно осуществляется замещение в одном направлении трещин спайности. Не исключено, что рост агрегатов происходит как со стороны AB , ab , так и CD , ca и они соединяются на точках B , b и C , c (рис. 57, VIII, IX).

Концентрические зональные скопления индивидов возникают аналогично, с той лишь разницей, что замещение происходит как по трещинам спайности, так и по двойниковым швам. Послойное замещение происходит от центра предполагаемой гексагональной призмы к периферии параллельно ее граням. Слои образуются в разное время и химический состав раствора, видимо, был разный. В итоге в гранатах воз-

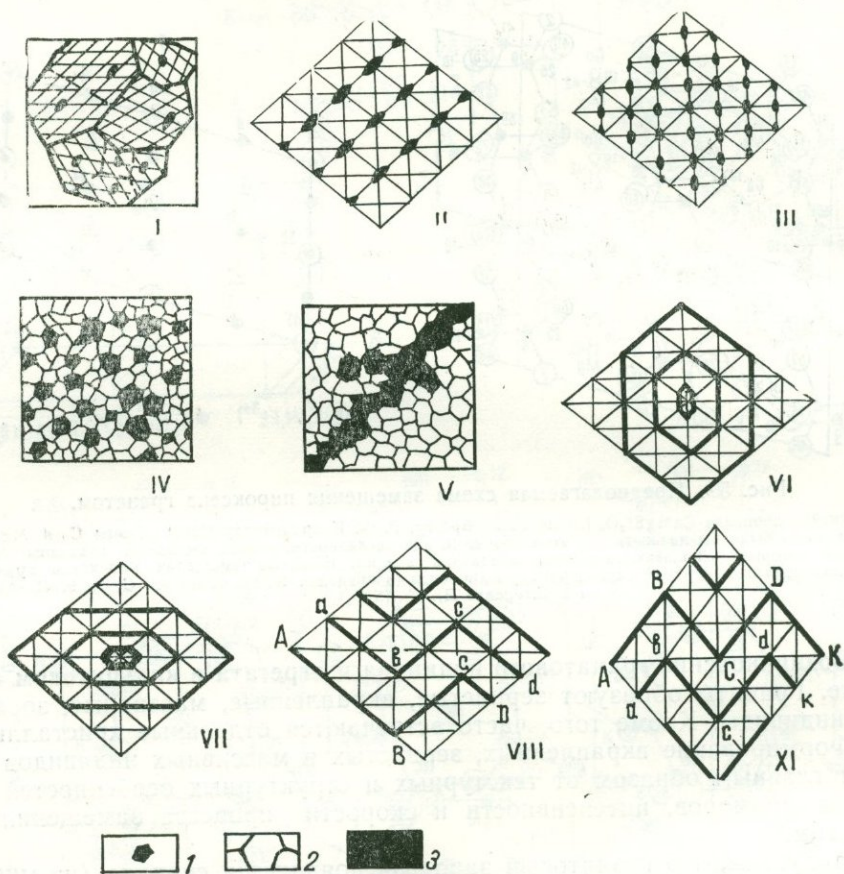


Рис. 57. Геометрическая модель образования различных индивидов и агрегатов гранатов:

1—зародыши граната образуются в нескольких точках крупного зерна кальцита; II—зародыши граната образуются вдоль трещинной спайности кальцита; III—зародыши граната образуются вдоль плоскости двойникового кальцита; IV—отдельные индивиды и зернистые агрегаты граната; V—цепочкообразные агрегаты граната; VI, VII—зональные агрегаты граната; VIII, IX—зигзагообразные агрегаты; X—зародыши граната или генерирующие точки; 2—мрамор (кальцит); 3—гранатовые индивиды и агрегаты.

никает несколько зон неодинакового состава. Образование зональных гранатов О. М. Римская-Корсакова, В. В. Сахоненко (1959) объясняют своеобразной сложной трещиноватостью мраморизованных известняков, возникшей до начала процесса скарнирования. Нам кажется, что появление таких сложных трещин обусловлено характером спайности и двойниковых плоскостей самого кальцита.

Перекристаллизация и регенерация индивидов и агрегатов граната.

Под действием более поздних постмагматических растворов гранаты, подобно пироксенам, также перекристаллизовываются и регенерируются (рис. 58). Об этом свидетельствует в частности присутствие крупных индивидов гранатов, их агрегатов и друз в окварцованных гранатовых и гранат-пироксеновых скарнах с шеелитом III. Кроме того, отдельные кристаллы зонального граната отмечаются в шеелит-кварцевых жилах и прожилках. Такие кристаллы особенно широко распространены в месторождении Лянгар. Одной из характерных их особенностей является довольно резкая разница между наружной и внутренней зонами по цвету, составу и показателям преломления. Иногда наружная зона более темная и более железистая, чем внутренняя. Как доказали В. В. Сахоненко, О. М. Римская-Корсакова (1964), во внутренних частях кристаллов главной формой является ромбододекаэдр, а грани тетрагонтриоктаэдра развиты слабо в виде узких полос.

В наружной зоне, наоборот, развиты грани (211), почти полностью вытесняющие грани ромбододекаэдра. Иногда наблюдается развитие их на ромбододекаэдрических ядрах.

Изменение формы кристаллов граната в процессе роста, по мнению О. М. Римской-Корсаковой, можно доказывать также наличием скульптуры роста на гранях (110) и нечетко выраженной штриховкой на (211).

Следует отметить, что характер эволюции формы кристаллов граната зависит от многих внутренних и внешних факторов: структуры граната, температуры, давления и химического потенциала отдельных

элементов растворов, а также от направления движения раствора и концентрационных потоков, природы постмагматических растворов и др. Влияние этих факторов на рост и изменение формы кристаллов граната отмечено в работах В. А. Мокиевского (1955), И. И. Шафрановского (1960), Н. В. Белова (1958), Л. К. Богомолковой и В. Г. Фоминых (1960), В. А. Тимофеевой (1960), Д. П. Григорьевой (1961), В. В. Сахоненко, О. М. Римской-Корсаковой (1964).

При детальном изучении многочисленных кристаллов граната, образованных в различных условиях, А. А. Ярошевский (1959) обнаружил, что изменение их формы в скарновых месторождениях регулируется относительной концентрацией в минералообразующем растворе катионов R^{2+} , R^{3+} .

При избытке соответствующих катионов растут те грани, плоские сетки которых имеют наибольшую плотность этих катионов. Поэтому повышенная концентрация в растворе R^{3+} приводит к росту граней (211), так как в их плоских сетках эти катионы наиболее плотны. Если в растворе преобладает R^{2+} , то доминируют грани ромбододекаэдра (110). Широкое распространение в кристаллах скарновых гранатов

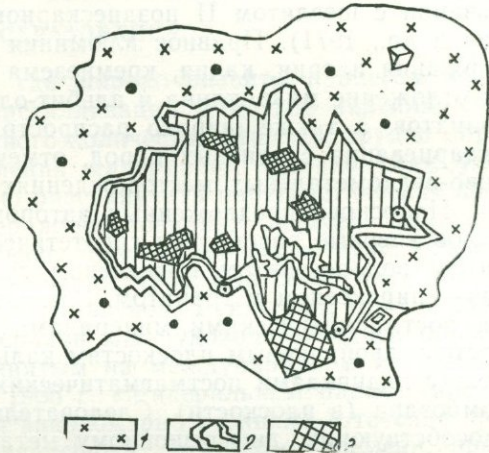


Рис. 58. Регенерированные агрегаты и отдельные кристаллы гранатов П, м-ние Ингичка.

1—кварц с редкой вкрапленностью шеелита III, 2—регенерированные агрегаты и отдельные кристаллы граната, 3—реликты пироксена.

ромбододекаэдрической формы А. А. Ярошевский (1959) объясняет повышенной концентрацией в растворах Mg, Ca, Mn, Fe²⁺. В пегматитах же возникают гранаты тетрагонтриоктаэдрической формы, что обусловлено избытком в растворах катионов Al³⁺. Эта закономерность подтверждается наблюдениями О. М. Римской-Корсаковой (1969), а также нашими. В пегматитовых жилах в районе месторождений Лянгар, Ингичка, Кетменчи, Карача-Кудук, Зирабулак преобладающей формой кристаллов граната является тетрагонтриоктаэдр, а по составу гранаты относятся к пиральспитовому ряду с незначительной примесью андрадита и гроссуляра.

Таким образом, в момент перекристаллизации и регенерации интересующих нас гранатовых кристаллов концентрация алюминия была в избытке в составе постмагматического раствора. Этот процесс во времени соответствует альбитово I-уралитово I-кварцевой стадии минерализации с шеелитом II позднескарнового подэтапа (Кучукова, Исмаилов и др., 1971). Привнос алюминия сопровождался увеличением содержания натрия, калия, кремнезема в скарнах, о чем свидетельствует отложение микроклина и альбит-олигоклаза во внешних зонах роста гранатов, а также широко распространенный процесс альбитизации и окварцевания скарновых пород, отмеченных во всех главнейших скарново-редкометалльных месторождениях Западного Узбекистана.

На основе предложенных автором «псевдоморфных рядов» минералов впервые рассмотрен гипотетический механизм замещения карбонатов волластонитом, пироксеном, гранатом, биотита и полевых шпатов — пироксеном и гранатом. Замещение кальцита и доломита другими постмагматическими минералами происходит по трещинам спайности и двойниковым плоскостям кальцита и доломита. При этом углы между индивидами постмагматических минералов соответствуют углам ромбоэдра (в плоскости). Следовательно, одним из главных факторов, способствующих диффузионному метасоматозу, являются микротрещины по спайности и плоскости двойникования карбонатов и других минералов.

При наличии благоприятных внутренних и внешних факторов одномерные (волластонит), двухмерные (пироксен) и трехмерные (гранат) зародыши растут в кальцитовом, доломитовом и других подложках (субстратах) по дислокационному способу роста, причем рост и развитие зародышей волластонита и пироксена, морфологическое разнообразие их индивидов и агрегатов контролируются спайностью карбонатов. Возникшие индивиды скарновых минералов под влиянием гидротермальных растворов претерпевают различного рода физические, химические изменения, способствуя перекристаллизации и регенерации.

Нами впервые установлено широкое распространение процессов регенерации индивидов пироксена и граната. Кристаллы, а также друзы пироксена и граната образуются в завершающей стадии процессов перекристаллизации и регенерации. Эти процессы нередко сопровождаются изменением химического состава и физических свойств пироксенов и гранатов. Расшифрован механизм возникновения различных морфологических агрегатов и кристаллов этих минералов: столбчатые, параллельно-шестоватые, радиально-лучистые, «веерообразные», «буке-тообразные», «елкообразные», отдельные кристаллы и их друзы. При этом основа морфологического разнообразия закладывается в момент роста зародыша и индивида.

Глава III. ЭТАПНОСТЬ, СТАДИЙНОСТЬ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛИЗАЦИЙ В СКАРНОВО-РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

ЭТАПЫ И СТАДИИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Для скарных образований, где широко развиты процессы метасоматоза, переотложения, перекристаллизации и другие явления, сопровождающиеся привнесом огромного количества веществ, трудно определить последовательность выделения минералов. Однако нам удалось с достаточной достоверностью разграничить парагенетические комплексы постмагматического минералообразования. Следует заметить, что о понятии термина «парагенезис минералов» существуют различные мнения (Бетехтин, 1953; Коржинский, 1953; Шатский, 1960; Жариков, 1966; Перцев, 1970; Васильев, Драгунов, Рундквист, 1971 и др.). При выделении парагенных минералов мы руководствовались определением понятия парагенезис, принятым на международном коллоквиуме минералогов во Фрейберге в 1966 г. «Минеральный парагенезис — минеральная ассоциация, которая закономерно возникла в течение процесса, строго ограниченного определенным отрезком времени, пространством и физико-химическими условиями. Минеральная ассоциация — это сообщество минералов, обязанное своим происхождением генетически различным актам, поэтому их сочетание может быть случайным».

Термины «стадии» и «этапы» минерализации употребляются разными исследователями по-разному (С. С. Смирнов, 1934; Бетехтин, 1949, 1954; Коржинский, 1953; Абдуллаев, 1947; Хамрабаев, 1958; Жариков, 1959; Кристальный, 1963; Петровская, 1963; Бадалов, 1965; Вольфсон, Невский, 1949; Малахов, 1966; Моисеева, 1970; Кучукова, и др., 1971; Онтоев). Фактический материал, собранный нами по скарно-редкометальным месторождениям Западного Узбекистана, свидетельствует о целесообразности употребления термина «стадии» минералообразования в таком понимании, как у С. С. Смирнова (1937, 1947) и А. Г. Бетехтина (1949, 1954), Н. В. Петровской (1965).

Понятие «минеральный парагенезис» соответствует ступени минерализации, охватывающей часть стадии или одну стадию рудообразования или породообразования (Петровская, 1965).

Стадия — это совокупность одного или нескольких минеральных парагенезисов (табл. 20), отделенных во времени друг от друга тектоническими подвижками.

Этапы соответствуют отрезкам времени, которые объединяют минеральные парагенезисы, возникающие на отдельных стадиях контактового метаморфизма в его прогрессивной и регрессивной частях, связанных с формированием одного магматического комплекса.

Схема

процессов минералообразования вольфрамово-молибденовых месторождений
и рудопроявлений Западного Узбекистана

Этап минера- лообразования	Природа пост- магм. раство- ра	Стадия минерализа- ции	Степень минерализации	Типоморфные минералы	Месторождение и рудо- проявление
Постмагматический	Щелочная (поздняя)	Кварц-кар- бонатная	Кальцит-кварц- целлитовая с ан- тимонитом, кино- варью и флюоритом	Кальцит, кварц, цеолит, киноварь, флюорит, антимо- нит	Ингичка, Лянгар, Койташ, Рабинд- жан, Алтыаул, Кальтасай и др.
			Доломит-касситерит II-сфалерит-гале- нитовая	Касситерит, доломит, сфалерит, галенит, кальцит	Кочкарлы, Чангал- лы, Лапас
			Кальцит с бруситом (раздоломичевание)	Доломит, кальцит, брусит	Калтасай, Тым, Мискан
			Кальцит-сфалерит- галенит	Кальцит, кварц, сфа- лерит, галенит, хло- рит	Ингичка, Калтасай, Кызкурган, Кой- таш, Лянгар и др.
	Кварц-се- рицит сульфидная	Серицит-жильбер- титовая с пиритом	Кварц, серицит, жильбертит, пирит	Ингичка, Койташ, Лянгар, Чангаллы и др.	
		Кварц-турмалин-ше- елитовая с золотом	Кварц, шеелит, тур- малин, золото са- мородное	Алтынказган, Лян- гар (Зап. участок)	
		Кварц-халькопирит- пиритовая с марка- зитом	Кварц, халькопирит, пирит, марказит	Лянгар, Угат, Кой- таш, Ингичка и др.	
	Серпентин- сульфидная	Серпентин-сульфид- ная	Серпентин, кальцит, пирротин II	Тым, Кальтасай, Кызкурган	
	Кварц-по- левошпат- сульфид- ная	Кварц-пирротин I стильпноелановая	Кварц, пирротин I, стильпноелан II	Тым, Чуюн, Ингич- ка, Койташ, Угат, Лянгар и др.	
		Полевошпат-кварц- молибденитовая с шеелитом IV	Кварц, молибденит, шеелит IV, стильпно- елан I	Тым, Койташ, Угат, Лянгар	
Кварц-арсенопирит- золотая		Кварц, арсенопирит, золото самородное	Лянгар, Рабинджан, Кызкурган, Ингич- ка и др.		
Кислотная	Кварц-амфибол- шеелито- вая III	Кварц, роговая об- манка II, тремолит- актинодит, шеелит III	Лянгар., Угат, Кой- таш, Ингичка, Тым, Чуюн, Бештал, Муллабурхан, Шар- шар и др.		
	Полево- шпат-кварц- мусковит ше- елит II-воль- фрамитовая	Кварц, мусковит, (серицит) касситери- товая I	Кварц, мусковит -касситерит, серицит	Чангаллы, Кетмен- чи, Карачакудук, Ингичка, Карнаб	

Этап минера-лообразования Природа пост-магм. раствор		Стадия минерализации	Степень, минерализации	Типоморфные минералы	Месторождение и рудопроявление
Постмагматический	Кислотная	Полевоспат-кварц-мусковит-шеелит II-вольфрамитовая	Вольфрамит-кварц-калишпат I-хлоритовая	Кварц, полевой шпат, хлорит, вольфрамит	Лянгар, Зап. участок, Койташ
			Альбит I-амфибол I-с шеелитом II	Альбит-олигоклаз (рогов. обм.), кварц, шеелит II	Ингичка, Койташ, Угат, Лянгар, Iым, Чуюн и др.
	Щелочная ранняя	Флогопит-везувиан-кальцитовая	Флогопит-кальцитовая	Флогопит, кальцит	Тым, Кызкурбан, Ингичка, Лянгар, Хасантепа и др.
			Везувиан-кальцитовая	Везувиан, кальцит	Лянгар, Койташ и др.
		Пироксен-гранатовая	Гранатовая	Гранат II	Лянгар, Угат, Койташ, Ингичка, Тым и др.
		Пегматитовая	Пироксен-плагиоклазовая с шеелитом I —	Пироксен II, плагиоклаз, шеелит I Микроклин, ортоклаз, биотит, кварц, мусковит, серицит, турмалин и др.	Все месторождения и рудопроявления Лянгар, Койташ, Ингичка, Зирабулак, Кетменчи, Карачакудук и др.
Магматический	Магнезиальных скарнов	—	Форстерит, шпинель, пироксен I	Тым, Лянгар, Кальтасай и др.	
	Известково-силикатовых роговиков	—	Волластонит I, пироксен I, гранат I, плагиоклаз, кальцит	Койташ, Угат, Лянгар, Тутексай, Чангаллы, Шар-Шар, Муллабурхан, Ингичка, Раб инджан	
	Контактных роговиков, мраморов	—	Биотит, амфибол, пироксен, полевые шпаты, кварц, андалузит, кордиерит, кальцит, доломит	Вокруг всех интрузивов образуются роговики и мраморы	

Во избежание повторения ступени минерализации в контактовых роговиках, мраморах, известково-силикатовых роговиках, а также магнезиальных скарнах с данными, приведенными ниже, специально в табл. 20 не приводятся. Поэтому мы ограничились приведением в табл. 20 типоморфных минералов этих пород.

При выделении минеральных парагенезисов мы использовали общеизвестные критерии определения возрастного положения минералов: структурно-текстурные особенности пород и минералов; морфологические особенности индивидов и агрегатов; пересечение прожилками позднего минерала более ранних; минералогический состав жил и прожил-

ков; содержание примесей в минералах различных генераций и их изменение, псевдоморфные замещения. На характеристике последнего мы остановились в предыдущей главе II, так как метасоматические процессы мы рассматриваем как псевдоморфные замещения одного минерала другим в твердом состоянии без изменения объемов (Линдгрэн, 1935; Коржинский, 1953; Наконник, 1949, 1972).

Изучив взаимоотношения минералов, а также используя существующие схемы расчленения процессов минералообразования, мы выделяем (табл. 20) магматические, постмагматические и гипергенные этапы, включающие ступени и стадии. Детально изучалась минерализация постмагматического, частично магматического этапов.

Следует отметить, что история изучения стадийности и этапности минералообразования в скарново-редкометалльных месторождениях, а также наиболее полная характеристика стадии минерализации постмагматического этапа минералообразования изложена ранее (Кучукова, Исмаилов, Джамалетдинов, 1971). Здесь приводим некоторые новые данные, полученные в последнее время по минерализации магматического этапа.

В магматический этап минералообразования объединены парагенные комплексы минералов, участвующих в составе различных типов пород, образованных в условиях внедрения магмы при высокой температуре, давлении и повышенном химическом потенциале породообразующих элементов.

В данном этапе возникают минералы контактовых роговиков, мрамора (кальцит, доломит), магнезиальных скарнов магматического этапа замещения. По времени образования вышеотмеченные породы одновозрастны. Разнообразие парагенных минералов контролируется главным образом литологическим составом вмещающих пород и температурой прогрева интрузии. Поэтому условия образования их рассмотрим вместе, не подразделяя на стадии.

В Западном Узбекистане контактовые роговики обнаруживаются вокруг почти всех гранитоидных интрузий. Особенно широко развиты они в Койташском рудном поле, где в зависимости от литологического состава исходных пород и неравномерности локальной температуры отдельных участков Койташской интрузии возникают весьма различные по минералогическому составу роговики.

При этом непосредственно на контакте роговики представлены пироксен-полевошпатовыми высокотемпературными разностями, переходящими в амфибол-полевошпат-пироксеновые, амфибол-биотит-полевошпатовые, которые в краевых зонах контактового ореола сменяются кварц-биотитовыми и серицит-хлоритовыми низкотемпературными разностями.

В тех участках, где вмещающие сланцы обогащены глиноземом, образуются андалузит-плагиоклаз-слюдистые, кордиерит-плагиоклаз-слюдистые и кордиерит-амфибол-слюдистые роговики (Хаузбулак, Шаит, Джайлау).

Для роговиков, образующихся в магматическом этапе замещения, характерны кордиерит, андалузит, силлиманит, кварц, амфиболы (тремолит-актинолитовые), пироксены (диопсидовый), гранат (гроссуляровый), биотит, апатит, хлорит, циркон, сфен, магнетит, графит и др.

Мраморы и метаморфогенные кальциты возникают в результате термального воздействия интрузии на карбонатные породы. При этом известняки подвергаются изменениям, выражающимся в укрупнении зерен кальцита исходной карбонатной породы, возникновении двойников (глава IV) и в обособлении мельчайших механи-

ческих примесей (битумов, песчано-глинистых частиц) — осветлении, «самоочистке», возникновении трещин спайности и др.

При перекристаллизации известняков в мрамор и метаморфогенный кальцит укрупнение зерен прямо пропорционально температуре подогрева. Об этом свидетельствует зональное размещение различных морфологических разновидностей кальцита, выражающееся в том, что непосредственно на контакте интрузии и скарново-рудных тел с известняками образуются зерна кальцитов максимальной величины, вплоть до крупных (более 1,0 см) и гигантокристаллических; по мере удаления от контакта вышеуказанные разности переходят в средние и мелкокристаллические. Такая температурная зональность отмечается в видящих боках скарново-рудных тел всех месторождений и отражает типоморфологические особенности метаморфогенных кальцитов.

Известково-силикатовые роговики во всех случаях приурочены к контакту известняков с песчано-сланцевой толщей и размещаются в приконтактовом ореоле Койташского (Койташ, полоса Койташ—Угат и др.), Актауского (Лянгар, Аммонитный сай, Тутексай и др.), Зирабулакского (Чангаллы, Каргалы, Шар-Шар, Мулла-Бурхан, Западный Бештал, Ингичка, Карача-Кудук и др.), Каратюбинского (Агалык, Каратубе, Ингичка-Бола, Джам, Хасантепа и др.) интрузивных массивов. Роговики данного генетического типа в месторождении Койташ представляют собой пластообразные залежи, протягивающиеся с востока на запад перерывами на 8—10 км вдоль восточного, южного и юго-западного контактов одноименной интрузии с осадочно-метаморфической толщей ордовик-силура и карбона. Мощность их колеблется в широких пределах — от 3—4 до 10 м. На Северном, Центральном и Дунётепинском (рис. 59) участках они выходят на дневную поверхность, приурочены к кровле среднекарбоновых известняков и роговиков, характеризуются большей или меньшей выдержанностью (Исмаилов, 1961; Исмаилов, Эшпулатов, 1968). Падение пологое. Выделяют два подгоризонта известково-силикатовых роговиков: нижний и верхний. Верхний приурочен к контакту известняков с перекрывающими роговиками; нижний подгоризонт приурочен к контакту известняков с подстилающими роговиками и представлен мраморизованными известняками с крупнокристаллическим, радиально-лучистым волластонитом.

Рассмотрим один типичный разрез через известково-силикатовые роговики месторождения Койташ (уч. Северный) по данным Я. С. Эшпулатова (1964). 1) Окварцованные биотитовые граниты (с севера на юг); 2) биотитовые роговики, содержащие кварц, мусковит, реже — полевые шпаты, пироксен, графит, пелитоморфную массу и гидроокислы железа; 3) известково-силикатовый роговик, переслаивающийся с биотит-кварцевыми роговиками; 4) мраморизованные известняки; 5) известково-силикатовый роговик, сложенный волластонитом, кальцитом, реже кварцем; 6) мелкозернистая порода, состоящая из волластонита, пироксена, кварца, граната, реже везувиана; 7) полосчатый или «ленточный» роговик, состоящий из волластонита, пироксена, амфибола (актинолит), биотита, пелитоморфной массы и мелкой вкрапленности пирита; 8) мелкозернистый роговик.

В полосе Угат—Койташ известково-силикатовые роговики образуются за счет известковистых и кремнистых обломков конгломерата и отличаются текстурой. Эти роговики секутся дайкой гранодиорит-порфира (рис. 60).

В месторождении Лянгар (Западный участок) они характеризуются своеобразным полосчатым распределением волластонита, пироксена и граната (тактит). По-видимому, пироксен и гранат образовались в

постмагматическом этапе замещения, так как волластонит разведен и замещается этими минералами.

На Тутексайском и Аммонитовом участках тактиты постепенно переходят в мономинеральные волластонит-кальцитовые породы, сменяющиеся интенсивными мраморизованными известняками.

Наиболее мощные пластообразные залежи известняково-силикатовых роговиков приурочены к северо-западным и северо-восточным контактам Зирабулакской интрузии в районе месторождений Чангаллы, Коргалы, Шар-Шар, Западный Бештал и Мулла-Бурхан. Известково-силикатовые роговики залегают здесь на контакте с мраморизованными известняками и ороговикованными сланцами верхнего силура, а также среди последних. Мощность роговиков варьирует от 0,5 до 22 м.

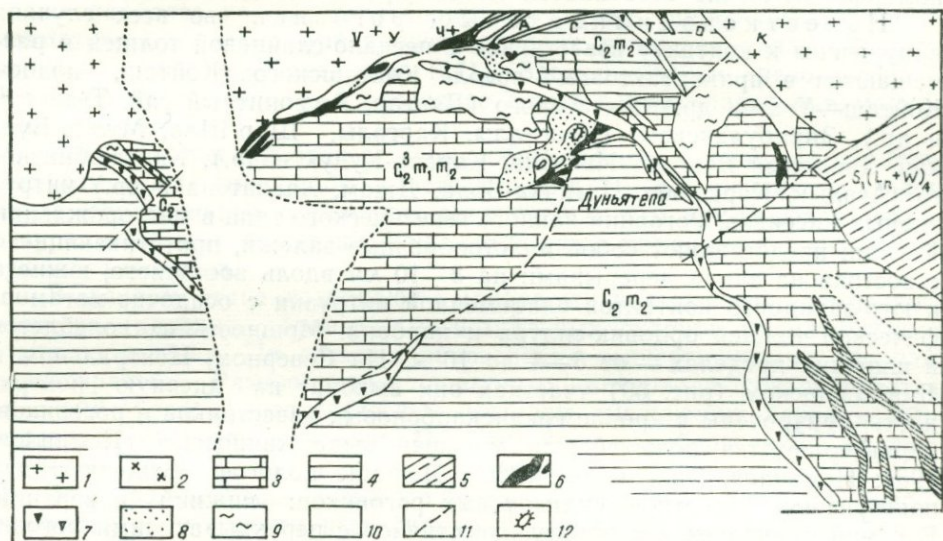


Рис. 59. Геологическая карта участка Дуньятепа Койташского месторождения (по Ю. И. Плотникову).

1—гранодиориты C_2-P_1 (γ_1); 2—лейкократовые граниты C_2-P_1 (γ_2); 3—известняки мраморизованные C_2m ; 4—пироксен-амфибол-полевошпат-биотитовые роговики с «полосчатой» текстурой; 5—сланцы; 6—скарново-рудные тела; 7—волластонитовые залежи; 8—нонтронитизированные и железистые сланцы; 9—«железные шляпы»; 10—наносы; 11—тектонические нарушения; 12—карьер.

Общая протяженность с некоторыми перерывами от Чангаллы до Мулла-Бурхана составляет свыше 10 км. Ориентировочное содержание волластонита колеблется от 20 до 60—70% (приблизительно).

Нужно оговориться, что необычный (близкий к мономинеральности) состав этих пород делает их сходными с некоторыми метасоматическими образованиями. Однако для отнесения этих роговиков к скарнам необходимо решить вопрос о возможности их принадлежности к магматическому этапу (Исмаилов, 1973). Их петрографическая характеристика и условия нахождения не позволяют однозначно решить этот вопрос. Тем не менее на основании нижеперечисленных особенностей с учетом литературных данных (Калинин, 1967; Ревердатто, 1969; Хаджиев, 1969; Богомолов, 1970; Мирошниченко, Гуляев, 1972), мы склонны отнести эти роговики к известковым скарнам магматического этапа.

1) Общегеологические: а) приуроченность известково-силикатовых роговиков во всех скарново-редкометалльных месторождениях Западного Узбекистана к контактам мраморизованных известняков с ороговикованной песчано-сланцевой толщей, залегающих вблизи контактового

ореола гранитоидной интрузии C_3-P_1 ; б) пересечение этих скарнов и роговиков дайкой неизменных лейкократовых гранитов и гранодиорит-порфиров (участки Дунётепа, Полоса Койташ—Угат, месторождение Койташ, рис. 60); в) неровный извилистый контакт известковых скарнов с мраморами.

2) Минералого-петрографические: а) резкое отличие по петрографическому, химическому составу, текстурно-структурным особенностям известково-силикатовых роговиков от других одновременно образованных роговиков (биотитовых, амфибол-биотитовых, пироксен-амфиболовых и др.); б) отсутствие в контактирующих с известково-силикатовыми породами роговиках метасоматических изменений, характерных для скарнов постмагматического процесса; в) различие минерального состава сосуществующих с волластонитом гранатов и пироксенов магматического и постмагматического этапов замещения;

г) пересечение известково-силикатовых роговиков прожилками пироксен-гранатовых инфильтрационных скарнов постмагматического этапа метасоматоза (Койташ, Лянгар, Шар-Шар, Рабинджан и др.); д) замещение мрамора волластонитом и наличие обильных реликтов кальцита в известковых скарнах.

В последнее время значительные скопления магнезиальных скарнов магматического этапа замещения с вольфрамовым, молибденовым, золотым и борным оруденением были выявлены (Кучукова, 1960, 1965; Лян, 1964; Заревич, 1967; Румянцев, 1972 и др.) в Чакылкалянских горах (Яхтон, Акбаиджума, Аккурган, Каманган и др.).

В результате наших исследований, проведенных в 1972 г., установлено довольно широкое распространение магнезиальных скарнов и в Лянгарском рудном поле, выяснена приуроченность их к определенной пачке известняков, в разрезе которых принимают участие пропластки и линзы доломитов и доломитистых известняков. При этом по минералогическому составу, характеру залегания и времени образования магнезиальные скарны могут быть подразделены на приконтактовые, межпластовые, секущие.

Приконтактовые маломощные скарновые тела магнезиального состава обнаружены нами на правом борту Джамиравлисая, в 500 м к востоку от кишл. Тутексай. Магнезиальные скарны приурочены к крупному ксенолиту пачки светло-серых и белых мраморов с прослойками и линзами доломитов. Описываемые скарны располагаются вдоль контакта биотитовых гранодиоритов с доломитовыми пропластками. Мощность последних достигает до 1,5—2 м.

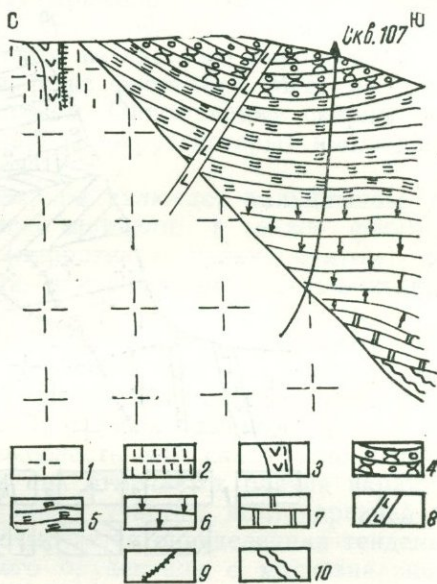


Рис. 60. Пересечение скарнированного конгломерата дайкой гранодиорит-порфира (полоса Койташ—Угат).

1—гранодиориты (C_3-P_1), 2—грейзенизированные гранодиориты, 3—кварцевые прожилки и жилы, 4—скарнированные конгломераты (C_3); роговики: 5—биотитовые, биотит-амфиболовые, 6—пироксен-амфиболовые (C_2), 7—известняки мраморизованные (C_2), 8—гранодиорит-порфиры, 9—мелкие кварцевые прожилки, 10—сланцы ордовика—силура.

В строении магнезиальных скарнов наблюдается четко выраженная зональность (рис. 61):

а) среднезернистый доломитовый мрамор мощностью около 1 м;

б) зона кальцифиров, состоящих из кальцита, доломита, пироксена (диопсида) I, флогопита, форстерита, октаэдрических кристаллов шпинели ($N_9=1,732$) брусита, талька, реже норбергита ($N_9=1,596$), из них брусит, тальк, норбергит и гумит — более поздние образования по отношению к минералам кальцифира;

в) зона магнезиальных скарнов магматического этапа замещения мощностью 30 см, состоящих из пироксена (диопсида) I, граната (гроссуляра), шпинели и флогопита. Реже встречается норбергит;

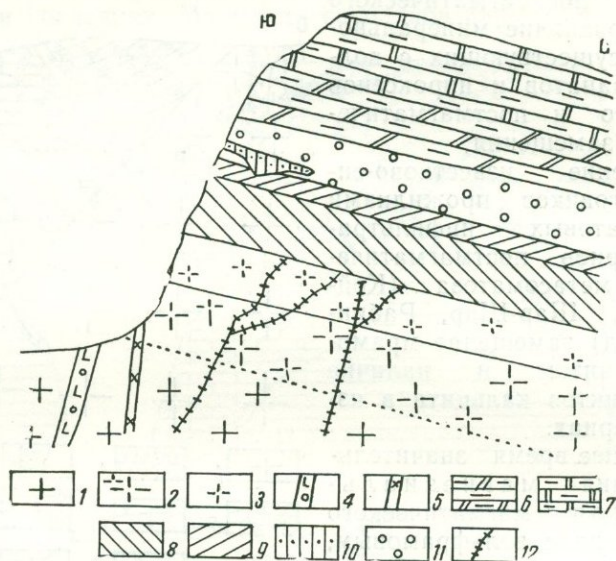


Рис. 61. Строение магнезиальных и апомагнезиально-известковых скарнов месторождения Лянгар.

1—гранодиориты биотитовые альбитизированные, серицитизированные и хлоритизированные; 2—гранодиориты биотитовые скарнированные; 3—пироксен II—плагноклазовая околоскарновая порода; 4—пегматитовые прожилки; 5—альбитовые прожилки; 6—доломитовые мраморы; 7—крупнокристаллические известковые мраморы; 8—апомагнезиальные известковые скарны; 9—магнезиальные скарны; 10—тремолитовая порода; 11—кальцифиры; 12—кварцевые прожилки.

г) зона апомагнезиальных известковых скарнов мощностью 20—40 см, состоящих в основном из частично уралитизированного пироксена (салита) II, граната (андрадит-гроссуляра, везувиана, флогопита, тремолита, единичных зерен шпинели (реликты);

д) околоскарновая пироксен II—плагноклазовая порода с кварцем мощностью 30 см. Пироксен частично уралитизирован и представлен ферросалитом и геденбергитом;

е) зона скарнированного биотитового гранодиорита мощностью 20 см, состоящая из полевого шпата, пироксена II, амфибола, серицита, хлорита, кварца и пересекаемая прожилками безрудного кварца и альбита. Эти породы далее переходят в альбитизированные, серицитизированные и хлоритизированные биотитовые гранодиориты.

Таким образом, разновозрастным скарнам соответствуют пироксены различного состава. Пироксены I магматического этапа замещения, включая кальцифиры, представлены диопсидом. В апомагнезиальных

известковых скарнах пироксены по составу соответствуют салитам, а в околоскарновых породах — ферросалитам и геденбергитам, что является характерной особенностью магнезиальных и апомагнезиально-известковых (Шабынин, 1973) скарнов, в частности скарнов Лянгарского рудного поля.

Кроме того, приконтактные магнезиальные скарны с пирротинном отмечаются на участках Кварцевые жилы и Северный. В магнезиальных скарнах Северного отмечается слабая серпентинизация.

Межпластовые апомагнезиальные известковые скарны обнаружены в перевальной части Западного участка в 200—250 м к северу от древних выработок № 1, 2. Эти скарны, так же как и предыдущие, приурочены к пропласткам доломитовых мраморов. Простираение субмеридиональное, падение на запад под углом 30—35°. Апомагнезиально-известковые скарны состоят в основном из светлого пироксена (диопсида), кальцита, граната, везувиана, реже флогопита. Местами гранат и везувиан преобладают над пироксеном. Описываемые скарны пересекаются тонкими прожилочками кварца, вокруг которых наблюдается уралитизация пироксенов.

Секущий тип магнезиальных скарнов включает кальцифиры, состоящие из пироксена, флогопита, реже шпинели, а также флогопит-кальцитовые породы с сульфидами (пирротинном, халькопиритом), флогопитовые прожилочки с сульфидами, приуроченные к дизъюнктивным нарушениям различных направлений.

Однако следует оговориться, что кальцифиры и флогопитсодержащие породы часто развиваются по напластованию доломитов (Северный и Западный участки). Зоны флогопитизации наиболее обширны на Северном, Водораздельном участках Лянгарского рудного поля.

В заключение отметим, что рудоносность этих скарнов пока не выяснена, хотя в отдельных случаях в них отмечается редкая вкрапленность шеелита и молибденита (Западный участок, возле древней выработки № 1, 2) и др. Кроме того, отмечается определенная тенденция пространственного сближения медного оруденения с магнезиальными скарнами (Западный, Водораздельный участки) постмагматического происхождения (к зонам флогопитизации). Как было упомянуто выше, древние выработки с признаками добычи меди и золота (отдельные находки кусков халькозин-купритовых руд с самородной медью, медьсодержащие шлаки и повышенные содержания меди и золота в целниках древних выработок) находятся в этих породах на контакте с телами лейкократовых гранитов.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛИЗАЦИЙ

Прежде чем изложить данные, характеризующие зональность постмагматических образований, необходимо рассмотреть типы зональности вообще, исследуемого района в частности. По мнению многих исследователей (Вольфсон-Невский, 1949; 1955; Смирнов, 1963; Хамрабаев, 1963; Малахов, 1966; Твалчрелидзе, 1963; Горжевский, Козеренко, 1963 и др.), характер эндогенной зональности определяется масштабами ее проявления (региональная, промежуточная и локальная).

Региональная зональность

Региональная зональность в Западном Узбекистане проявляется довольно отчетливо и характеризуется закономерным чередованием зон (поясов) эндогенных месторождений различных металлов (Хамрабаев,

1958). Кроме того, нами выявлена минералого-геохимическая зональность в размещении постмагматических минерализаций, обусловленная главным образом фаціальными условиями гранитоидных пород и связанных с ними постмагматических образований. Месторождение Ингичка расположено на контакте с Зирабулакским интрузивным массивом (глубина становления, по И. Х. Хамрабаеву, Т. Н. Далимову, В. Х. Айзенштату, 6—7 км); Койташ—с Койташским (глубина 4—5 км), Лянгар—с Актауским массивом (глубина 0,5—1,5 км). Интересно соответствие такого различного по глубинности положения объектов с их современными гипсометрическими уровнями (выше всех — Лянгар, затем Койташ, несколько ниже — Ингичка).

Т а б л и ц а 21

Минеральный состав граната из некоторых скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана, %

Состав	Ингичка (ср. из 10 ан.)	Койташ (ср. из 3 ан.)	Лянгар (ср. из 5 ан.)
Гроссуляр	64,74	71,30	68,95
Андрадит	13,65	19,61	19,65
Пироп	8,15	2,27	4,41
Альмандин	7,46	5,82	4,18
Спессартин	6,00	1,0	5,81

Для названных месторождений нами получены данные, иллюстрирующие зависимость некоторых минералого-геохимических параметров от фаціальных условий формирования постмагматических месторождений (Кучукова, Исмаилов и др., 1971). В частности, это относится к содержанию редких и рассеянных элементов в минералах, пироповых и альмандиновых молекул в составе гранатов, количества молибдена в рудных телах, степени окисленности железа пироксенов, гранатов и др.

М. З. Кантор (1965) проанализировал характер изменения содержания пироба и альмандина в составе гранатов и мейонита в скаполитах для 100 скарново-рудных месторождений Советского Союза, расположенных в различных геологических условиях. Он констатировал, что «с увеличением глубины формирования скарнов, известной в ряде случаев по геологическим данным, процентное содержание пироп-альмандиновых молекул в гранатах и мейонитовых в скаполите в общем увеличивается...».

Согласно нашим материалам, максимальное содержание пироповой, альмандиновой и пироп+альмандиновой молекул обнаруживается в гранатах месторождения Ингичка (табл. 21, рис. 62), что согласуется с данными М. З. Кантора.

Интересные данные получены при корреляции соотношения андрадита с пиральспитами. С глубиной уменьшаются окислительный потенциал кислорода и содержание трехвалентного железа (Ингичка), с приближением интрузии к поверхности наблюдается обратная картина, вследствие чего содержание андрадитовой молекулы в гранатах месторождения Лянгар увеличивается.

Другим минералогическим признаком, указывающим на различную глубину образования рассматриваемых месторождений и проявление вертикальной зональности в их размещении, является то, что коли-

чество пирротина, гранатов, везувиана и особенно молибденита, в месторождениях Лянгар и Койташ больше, чем в Ингичке.

В рудных телах месторождения Ингичка молибденит является минералогической редкостью. Если степень распространенности молибденита в рудных телах месторождения Лянгар принять за 100%, то содержание его в рудных телах остальных месторождений окажется гораздо ниже (табл. 22). Уменьшение содержания молибденита в рудных телах от месторождений Нуратинской группы (Лянгар, Койташ и Угат) к месторождениям Зирабулакской группы грубо совпадает с уменьшением значений современных гипсометрических отметок. Это совпадение обусловлено различной глубиной формирования и эрозионного среза. Месторождения, расположенные на высотах 1200—1900 м (Койташ и Лянгар), мало эродированы, на меньших высотах — 800—1000 м (Каратюбе и Ингичка) — более глубоко эродированы. Чем выше

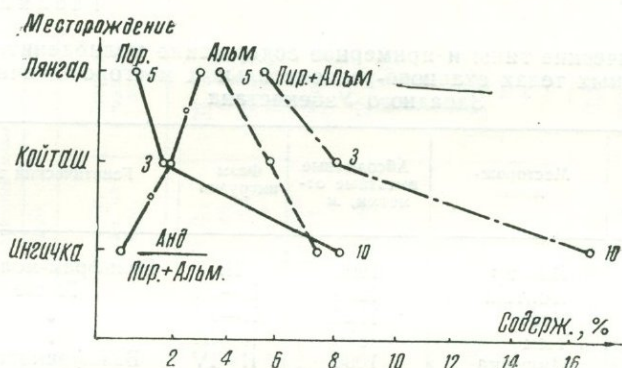


Рис. 62. Содержание пирропа, альмандина и анд пир.+ альм. в гранатах месторождений Ингичка, Койташ и Лянгар (цифры на рис.—кол-во анализов).

абсолютные отметки месторождений, тем больше в них молибденита и наоборот. Однако исключением является месторождение Тым (870 м) в Зирабулакской группе, где присутствует молибденит в промышленных концентрациях. Но оно приурочено к менее глубинному Кудукчинскому интрузиву, хотя гипсометрически несколько ниже, чем месторождение Ингичка.

На фактор глубинности ранее обратил внимание И. Х. Хамрабаев (1958) при определении металлогенической специфики выделенных им двух редкометальных поясов — Нуратинского (W, Mo) и Зирабулак-Каратюбинского (W, Sn и др.).

В зависимости от глубины размыва вскрываются различные минеральные зоны, возникшие в результате единого постмагматического процесса. Учитывая характер постмагматической минерализации, фактор глубинности, закономерное распределение некоторых редких и рассеянных элементов (селена, теллура), а также другие факторы, мы считаем Лянгар (Главная рудная зона) и Койташ верхней частью вольфрам-молибденовых месторождений скарнового типа (Исмаилов, 1964). Соответственно в месторождениях Зирабулакской группы (за исключением Тыма) мы имеем дело с относительно глубоко эродированной частью как вольфрам-молибденового оруденения, так и интрузивных пород.

Степень окисленности железа и железистость гранитоидных пород и некоторых скарновых минералов могут служить показателями глу-

бины формирования редкометальных месторождений. Исследованиями В. М. Гольдшмидта, В. В. Щербини, Д. С. Коржинского, А. Г. Бетехтина, П. Ниггли, Дж. Кеннеди, Е. Ф. Осборна, П. Л. Ройдера и др. установлено, что содержание кислорода и его парциальное давление в земной коре с глубиной уменьшается. В связи с тем, что железо очень чувствительно к парциальному давлению кислорода, отношение окисного железа к закисному с глубиной должно уменьшаться. Поэтому коэффициент окисленности железа пород и минералов может служить показателем глубины их образования¹.

Для выяснения фаціальности Зирабулакского, Койташского и Актауского интрузивных (С₃—Р₁) массивов и связанных с ними скарново-редкометальных месторождений Ингичка, Койташ и Лянгар мы подсчитали коэффициенты железистости (f'' , f''') и окисленности железа

Таблица 22

Генетические типы и примерное содержание молибденита в рудных телах скарново-редкометальных месторождений Западного Узбекистана

Примерное содержание молибденита в рудных телах, %	Месторождение	Абсолютные высотные отметки, м	Фазы интрузии	Генетический тип
100	Лянгар	1900	III	Вольфрам-молибд.
60	Койташ	1200	II—III	То же
40	Угат	1120	II—III	.
20	Тым	870	II—III	.
0	Ингичка	1000	II—IV	Вольфрамовый

(ω) гранитоидных пород, биотита (табл. 23) и главных скарновых минералов — пироксена, граната и везувиана (Исмаилов, Плаксина, Балакина, Бабаджанов, 1970).

При вычислении f'' , f''' и ω пород и минералов использованы наши данные и данные предыдущих исследователей (Х. М. Абдуллаева, Н. В. Нечелюстова, А. Б. Баталова и др.). Вычисления² f'' , f''' и ω производились по формулам А. А. Маракушева (1965) и С. И. Щукина (1965):

$$f'' = \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100\%; \quad f''' = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} \cdot 100\%; \quad \omega = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \cdot 100\%.$$

На основании полученных данных составлены диаграммы, отражающие характер изменения значения f'' , f''' и ω гранитоидных пород вышеуказанных массивов и скарновых минералов месторождений Ингичка, Койташ и Лянгар (рис. 63, 64).

Как видно из диаграммы, железистость гранитоидных пород закономерно возрастает, за исключением гранодиоритов, от Зирабулакского к Актаускому интрузиву. Повышенное значение f'' и f''' наблюдаются для диоритов и кварцевых диоритов (I фаза), а также гранитов и биотитовых гранитов (III фаза). Коэффициент окисленности железа также увеличивается от Зирабулакского массива (18,89%) к Актаускому интрузиву (24,16%) (рис. 63, а, б). Аналогичная закономерность отмеча-

¹ Однако парциальное давление кислорода — важный, но не единственный фактор, влияющий на степень окисленности железа.

² Пересчет анализов и вычисления производили А. С. Балакина, А. Б. Плаксина, А. А. Бабаджанов и И. Р. Бесселян.

Средний химический состав биотита, пироксена, граната и везувiana месторождений Ингичка, Койташ и Лянгар, %

Компонент	Магматический минерал		Скарновый минерал								
	Зирабулак-ский масс., средн. из 2 анализ.	Актауский масс, средн. из 14 анал.	пироксен			гранат			везувиян		
			Ингичка, средн. из 6 анал.	Койташ, средн. из 4 анал.	Лянгар, средн. из 6 анал.	Ингичка, средн. из 10 анал.	Койташ, средн. из 3 анал.	Лянгар, средн. из 5 анал.	Ингичка, средн. из 3 анал.	Койташ, средн. из 1 анал.	Лянгар, средн. из 2 анал.
SiO ₂	37,08	37,49	49,07	47,77	48,43	39,18	38,33	37,62	37,60	37,477	37,16
TiO ₂	9,61	3,51	0,06	0,06	—	0,08	0,44	0,248	1,16	1,015	1,145
Al ₂ O ₃	9,79	15,76	0,81	1,07	0,97	19,48	17,366	18,374	15,726	18,001	17,84
Fe ₂ O ₃	2,48	3,95	2,39	1,50	2,36	4,405	6,18	6,196	1,226	2,562	1,578
FeO	18,48	19,10	18,70	25,61	18,01	18,01	2,522	1,814	3,073	2,171	3,08
MnO	0,26	0,39	2,85	0,87	4,35	2,61	0,43	2,501	0,143	0,02	0,15
BeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,15
CaO	—	2,06	21,95	21,66	22,68	29,27	33,162	32,35	35,223	35,901	34,93
MgO	9,77	7,53	3,37	1,17	2,63	0,54	9,68	0,43	2,583	1,798	1,846
B ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,83
H ₂ O	6,26	2,33	—	0,20	0,05	0,08	0,03	0,24	1,193	—	0,83
K ₂ O	5,12	7,21	0,06	—	0,05	0,05	—	0,04	1,100	—	1,265
Na ₂ O	1,15	0,67	0,26	—	0,11	0,21	—	—	0,08	—	—
P ₂ O ₅	—	—	0,01	—	—	0,01	—	—	0,226	—	—
B	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—
Sn	—	—	—	—	—	—	—	—	0,26	—	—
П. п. п.	—	—	0,41	—	0,26	0,85	0,86	0,094	0,553	1,055	0,016
Сумма	100,0	100,0	99,91	99,93	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. Анализы пересчитаны на 100%.

ется в формациях гранодиоритов, лейкократовых гранитов и аляскиитоидов. Наиболее полные данные получены по гранитам и биотитовым гранитам. Эти породы широко распространены в пределах трех массивов и по ним имеются многочисленные аналитические данные.

Колебания значений f'' , f''' и ω биотитов (рис. 63, в) из диорита и гранодиорита различных интрузивов повторяют закономерности,

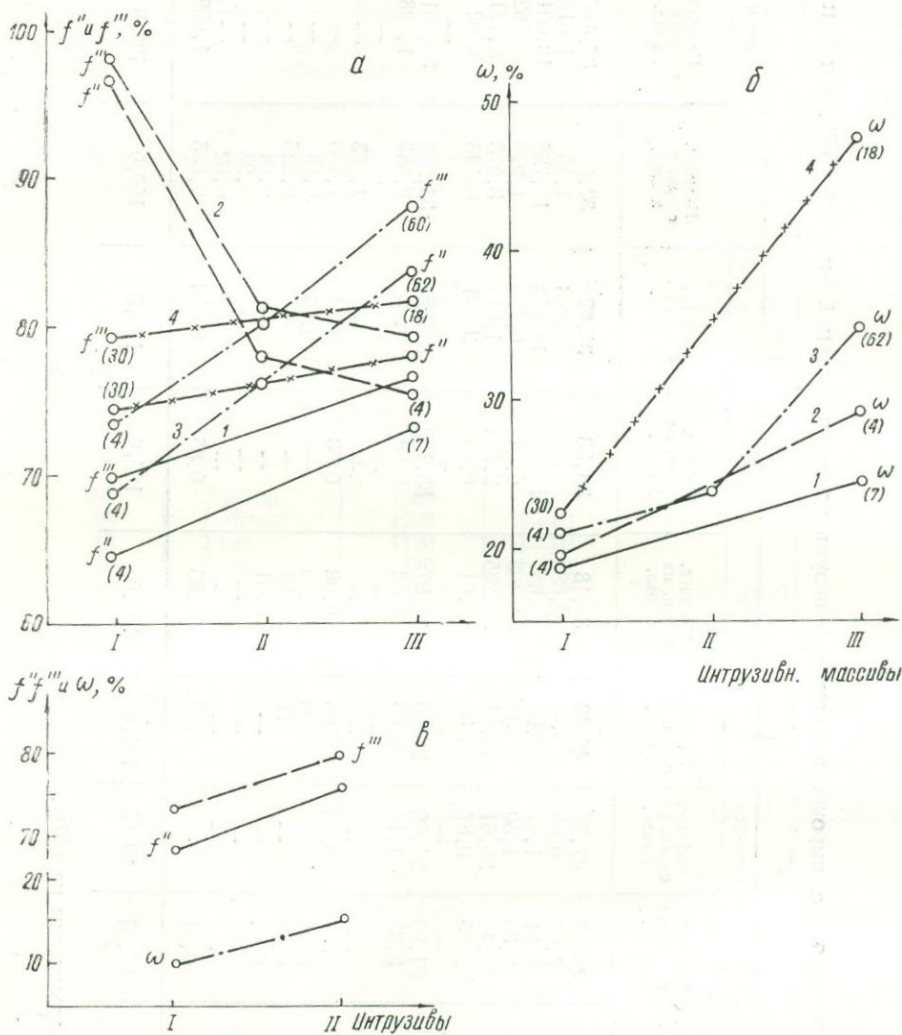


Рис. 63. Коэффициенты железистости (f'' и f''') и окисленности железа (ω) гранитоидных пород (а, б), биотитов (в) Зирабулакского (I), Койташского (II) и Актауского (III) интрузивных массивов (цифры в скобках — количество анализов).

1—формация диоритов и кварцевых диоритов, 2—гранодиоритов, 3—гранитов и биотитовых гранитов, 4—лейкократовых гранитов.

установленные для пород Зирабулакского и Актауского интрузивов. Коэффициент окисленности железа биотитов ниже, чем лейкократовых гранитов, и ближе к его значению для гранодиоритов.

Кроме того, биотиты из Зирабулакского и Актауского гранитоидных массивов по содержанию отдельных компонентов различаются довольно резко (табл. 23). Если в биотитах концентрация титана, магния

и воды уменьшается от Зирабулакского массива к Актаускому, то для содержаний алюминия, железа и калия наблюдается обратная картина, что обусловлено прежде всего различными фациальными условиями становления данных интрузивов и различной глубиной их эрозионного среза.

Интересны результаты сравнения железистости главнейших постмагматических минералов из месторождений Ингичка, Койташ и Лянгар между собой и с минералами интрузивных пород.

Колебания значений f'' , f''' и ω главных скарновых минералов трех месторождений (рис. 64) в общих чертах повторяют закономерность, наблюдаемую в соответствующих формациях гранитоидных пород. Значения f'' , f''' и ω пироксена, граната и везувиана увеличиваются от Ингички к Лянгару. Однако ход кривых f'' , f''' и ω пироксенов, гранатов и везувиана не всегда такой плавный, как у гранитоидных пород и биотитов из последних. Резкие колебания значений этих параметров обнаруживаются для пироксенов и везувианов, что по-видимому, связано с различным содержанием магния, местными особенностями и различным петрографическим составом вмещающих пород. Вследствие этого, например, в пироксене месторождения Койташ содержание Mg составляет 21,66%.

Отмечается зависимость между современными высотными отметками месторождений и значениями f'' , f''' , ω магматических пород и скарновых минералов, с одной стороны, и типом редкометального оруденения — с другой. (табл. 24). Коэффициенты окисленности железа магматических пород и скарновых минералов закономерно увеличиваются с возрастанием высотных отметок месторождений.

Для выяснения влияния фактора глубинности постмагматических образований на распределение акцессорных элементов (Овчинников, 1964) в некоторых распространенных породообразующих и рудных минералах, мономинеральные пробы граната, везувиана, шеелита, пирротина, халькопирита и др. были подвергнуты количественному спектральному и химическому анализу. Результаты анализов каждого минерала усредняли по месторождениям и наносили на диаграммы; по оси абсцисс — название месторождений в последовательности, соответствующей глубине их формирования, а по оси ординат — содержание элементов (g/t) в минералах. Формы нахождения акцессорных элементов в минералах не рассматривали.

Прежде чем изложить результаты исследования, считаем уместным привести основные выводы ранее опубликованных нами работ (Исмаилов, Суколкина, 1963, 1964, 1964₂, 1967; Кучукова, Исмаилов и др., 1971), касающиеся данного вопроса. Они сводятся к следующему.

Обогащенность гранитоидных пород Зирабулакского, Сарыдукенского, Акбайджуманского, Устукского, Акчопского и Актауского интрузив-

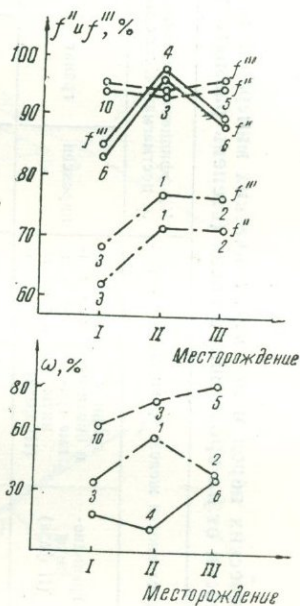


Рис. 64. Коэффициенты железистости (f'' , f''') и окисленности (δ , ω) железа пироксенов (—), гранатов (---), везувианов (— · —) скарново-редкометальных месторождений Ингичка (I), Койташ (II) и Лянгар (III). Цифры на рис. — код-во анализов.

Изменение степени окисленности железа магматических пород и постмагматических минералов месторождений Лянгар, Койташ и Ингичка в зависимости от их эрозионного среза (степень размытости)

Инtruзив	Месторождение	Гипсометрические отметки, м	Коэффициент окисленности железа гранитоидных пород				Коэффициент окисленности железа за постмагматических минералов			Предполагаемая связь оруденения с магматич. породами	Тип оруденения
			диориты и кварц, диориты (I фаза)	гранодиориты (II фаза)	граниты и биотитовые граниты (III фаза)	лейкограниты и граниты аляскинты (IV фаза)	пироксен	гранат	везувин		
Актауский Койташский Зирабулакский	Лянгар	1700 — 1900	24,16	29,38	34,80	46,69	29,83	75,43	31,52	XI—III	Вольфрамово-молибденовый
	Койташ	1200 — 1300	—	—	23,32	—	3,23	68,77	51,25	II—III	То же
	Ингичка	800 — 1000	18,89	19,50	21,96	22,22	22,22	55,04	26,40	III—IV	Вольфрамовый

зиков вольфрамом и молибдено свидетельствует о геохимической специализации этих интрузивов на вышеуказанные элементы. Расположение скарново-редкометалльных месторождений около названных гранитоидных массивов указывает на их несомненную генетическую связь. Повышенное содержание олова и бериллия в гранитоидных породах последних фаз Зирабулакского интрузива, присутствие в скарново-рудных телах месторождения Ингичка аксессуарных касситерита, гельвина, гадолинита наряду с очень малым количеством вышеотмеченных элементов и минералов в Нуратинских гранитоидах и скарновых породах Койташа и Лянгара указывает на различие геохимической специализации Зирабулакской и Нуратинской гранитоидных интрузий. Не исключено, что такое явление обусловлено различными фациальными условиями формирования интрузивов и связанных с ними скарновых пород (Хамрабаев, 1958, 1959; Исмаилов и др., 1970).

Устанавливается четкая тенденция к увеличению содержаний отдельных редких и рассеянных элементов (Se, Te, Mo, Bi, Ag) или к уменьшению (Sn и др.) от скарноворедкометалльных месторождений Ингичка (Зирабулакская группа) в сторону Койташа и Лянгара (Нуратинская группа). Прежде всего, это обусловлено различиями эрозионного среза этих месторождений. Следовательно, характер распределения редких и рассеянных элементов в породах и минералах скарново-редкометалльной формации зависит от глубины формирования (эрозионного среза) интрузива и скарново-редкометалльных месторождений.

Гранат — широко распространенный минерал в месторождениях Лянгар и Койташ, менее — в Ингичке. В нем устанавливается присутствие германия, галлия, ванадия, титана, бериллия, олова и вольфрама.

Содержание германия в гранатах месторождений Ингичка, Койташ и Лянгар увеличивается от месторождения Ингичка через Койташ к Лянгару (рис. 65, I). Минимальное количество германия наблюдается в гранатах Ингички (10 г/т), максимальное — в Лянгаре (234,5 г/т). Если принять содержание германия в гранатах Ингички за единицу, то для граната месторождения Койташ оно в два раза больше, а Лянгара — в 28,5 раза (1 : 2 : 28,5).

Колебание содержания ванадия напоминает поведение германия. В гранатах месторождений Зирабулакской группы (Ингичка, Шар-Шар) его 10 г/т. В сторону месторождений Койташ и Лянгар оно постепенно увеличивается в 4—4,5 раза (1 : 4 : 5,5).

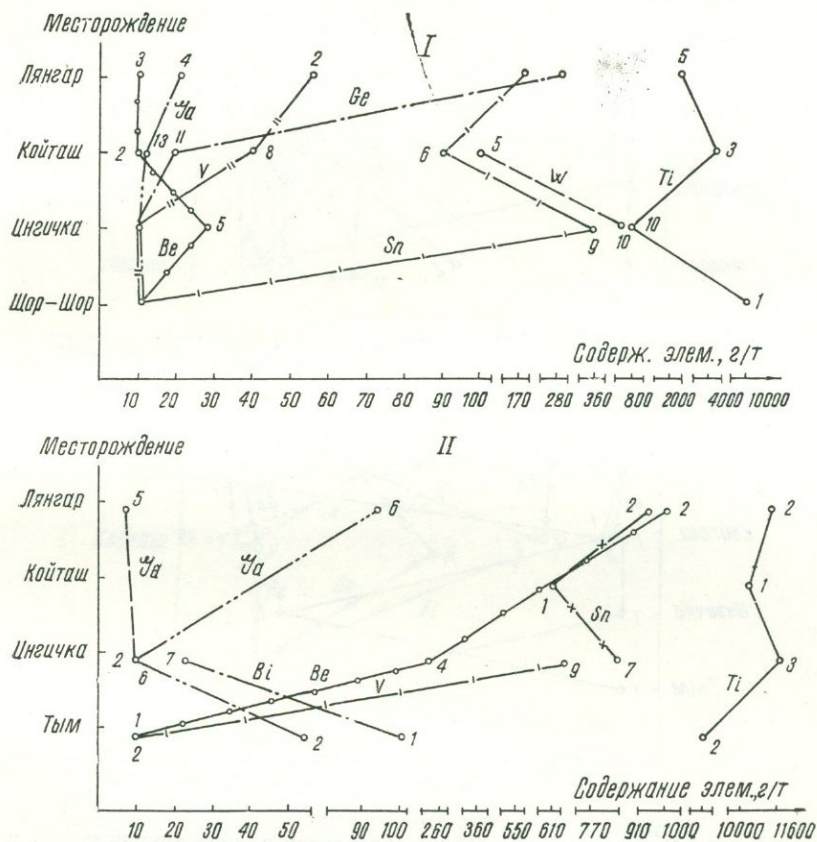


Рис. 65. Содержание аксессуарных элементов в гранатах (I) и везувианах (II) месторождений Ингичка, Койташ, Лянгар и рудопроявлений Шар-Шар и Тым.

Максимальное содержание бериллия (28 г/т) отмечается в гранатах месторождения Ингичка, где обнаружены собственно бериллиевый и бериллийсодержащие минералы гельвин и гадолинит; по направлению к месторождениям Нуратинской группы оно уменьшается. Соотношение бериллия в гранатах месторождения Ингичка, Лянгар, Койташ равно 2,8 : 1 : 1.

Концентрация галлия в гранатах изучаемых месторождений намного ниже, чем германия. Тем не менее, в его распределении также отмечается четко выраженная закономерность, характерная для германия.

О л о в о — постоянный элемент-спутник гранатов. В гранатах изучаемых месторождений содержание его колеблется от следов и 10 г/т (Шар-Шар) до 360 г/т (Ингичка). При этом в гранатах из различных месторождений это колебание очень резкое. Соотношение содержания олова в гранатах Ингички, Койташа и Лянгара 4:1:1.

В о л ь ф р а м установлен не во всех гранатах. Максимальное его содержание отмечается в гранате месторождения Ингичка, минимальное — в Койташском. Соотношение вольфрама в гранатах этих месторождений равно 10:1.

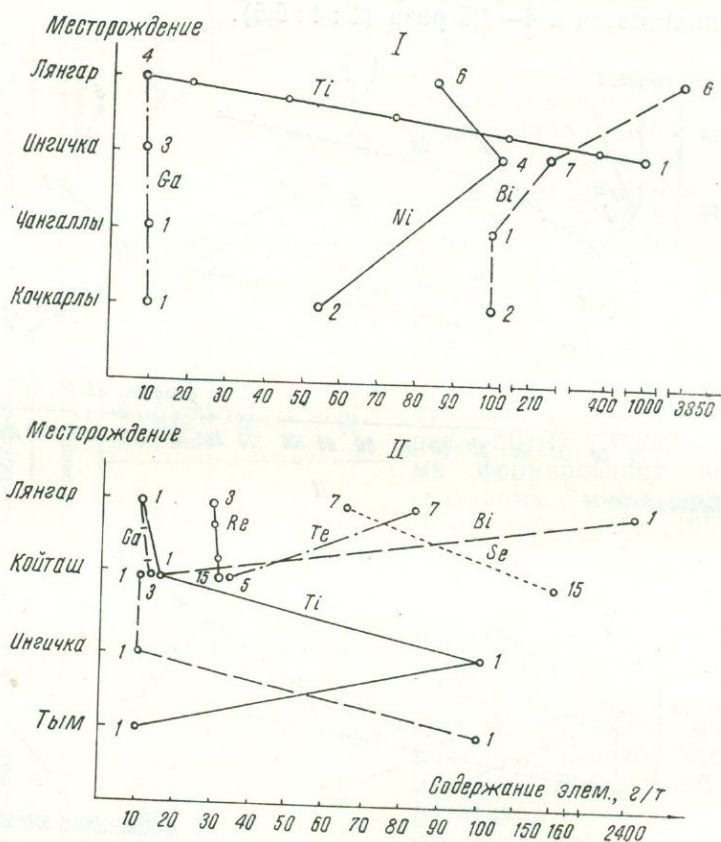


Рис. 66. Содержание аксессуарных элементов в арсенипиритах (I) и молибденитах (II) месторождений Лянгар, Ингичка, Чангаллы и Качкарлы (цифры на рис. — кол-во анализов).

В содержании титана наблюдается резкая разница между гранатами скарнов месторождений Зирабулакской и Нуратинской групп (Койташ, Лянгар). Минимальное количество титана отмечено в гранатах Ингички (800 г/т), максимальное — в Койташских (4400 г/т). Соотношение содержания титана в гранатах этих трех месторождений составляет 1:5,5:3.

Везувиан из редких и рассеянных элементов содержит германий, висмут, олово, ванадий, галлий и бериллий (рис. 65, II).

Германий встречается в везувианах месторождений Ингичка (максимальное, 10 г/т) и Лянгара. Минимальное количество его зафиксировано в везувиане Лянгара. Соотношение германия в везувиане этих месторождений 1,5:0:1.

Концентрации галлия увеличиваются от Ингички к Лянгару. Соотношение галлия в везувиане месторождений Ингичка, Койташа и Лянгара 1:0:9,4.

Характерная примесь везувиана — бериллий, содержание которого уменьшается с глубиной. Максимальное наблюдается в месторождении Лянгар (910 г/т), минимальное — в Тыме. Соотношение бериллия в везувиане скарнов Ингички, Тыма и Лянгара — 1:0:4.

Шеелит в месторождениях различной глубинности характеризуется различными концентрациями молибдена, бериллия, галлия и др.

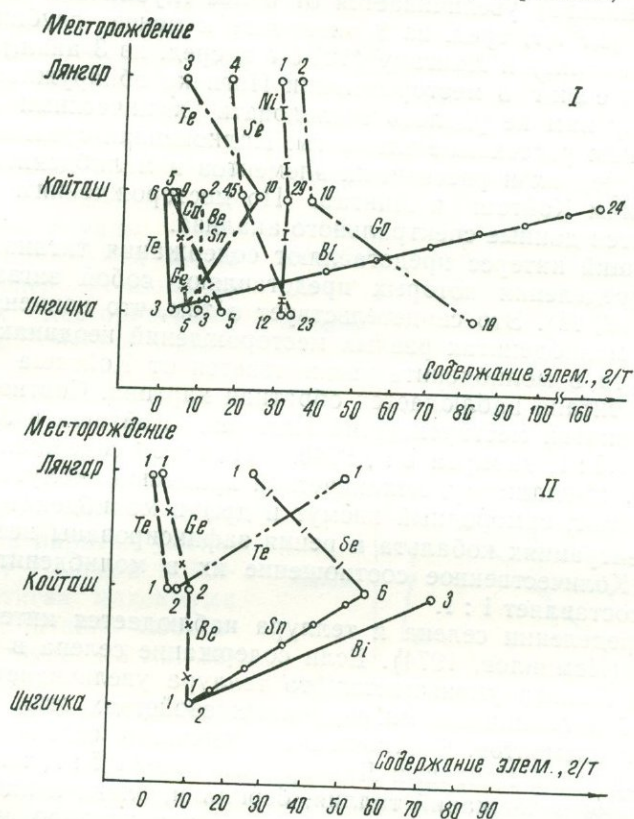


Рис. 77. Содержание аксессуарных элементов в пирротинах (I) и халькопиритах (II) месторождений Ингичка, Койташ и Лянгар (цифры на рис. — кол-во анализов).

Концентрация молибдена в шеелитах увеличивается от скарнов Ингички (Зирабулакская группа) в сторону Койташа и Лянгара (Нуратинская). Повышенная концентрация молибдена наблюдается в шеелите III месторождения Койташ.

В распределении галлия, бериллия, свинца, висмута и марганца наблюдается обратная закономерность; наибольшая их концентрация обнаруживается в шеелитах месторождения Ингичка. Иттрий, иттербий, олово, лантан и ванадий встречаются только в шеелите III Ингички.

Арсенопирит распространен менее широко, чем пирротин и халькопирит, но интересен по содержанию редких и малых элемен-

тов (рис. 66, I). Соотношение содержания галлия в арсенопиритах месторождений Ингички и Лянгара равно 1:1. Содержание титана и никеля увеличивается от Лянгара в сторону Ингички. Максимальное количество титана отмечено в арсенопиритах месторождения Ингичка. Висмут постепенно увеличивается от месторождений Зирабулакской группы в сторону Лянгара.

Наблюдается интересная картина распределения золота в арсенопиритах месторождений, образованных на различных глубинах (Кучукова, Исмаилов и др., 1971). Содержание золота (по результатам пробирного анализа) увеличивается от более глубинного месторождения Ингичка (0,7 г/т, сред. из 3 анализов) к менее глубинным Тыму (16 г/т, один анализ) и Лянгару (121,6 г/т, сред. из 3 анал.).

Молибденит в месторождении Ингичка обнаруживается очень редко, поэтому нам не удалось исследовать химическими анализами связанные с ним рассеянные элементы. Полноценная сравнительная характеристика редких и рассеянных элементов в молибдените дается по месторождениям Койташ и Лянгар. По месторождениям Ингичка и Тым приводятся данные спектрального анализа.

Наибольший интерес представляют содержания титана и висмута, кривые распределения которых представляют собой зигзагообразные линии (рис. 66, II). Это свидетельствует о том, что концентрации этих элементов в молибденитах разных месторождений неодинаковы. Содержание висмута в молибдените увеличивается от Койташа к Лянгару. В поведении титана наблюдается обратная картина. Соотношение титана в молибденитах месторождений Ингичка, Койташа и Лянгара составляет 10:1,5:1, висмута 0:1:240. Высокое содержание висмута обусловлено, по-видимому, механической примесью висмутовых минералов (тетрадимит, самородный висмут и др.) в молибдените.

В концентрациях кобальта и рения зафиксированы незначительные колебания. Количественное соотношение их в молибденитах Койташа и Ингички составляет 1:1.

В распределении селена и теллура наблюдается интересная закономерность (Исмаилов, 1974). Если содержание селена в сторону месторождения Лянгар уменьшается, то теллура увеличивается. Это свидетельствует о различных миграционных свойствах этих геохимически родственных элементов. Соотношение содержаний селена в молибденитах месторождений Койташ и Лянгар составляет 2,5:1, теллура—1:2,5.

Колебания содержаний таллия, бериллия, олова и никеля в пирротинах из различных месторождений, как правило, незначительны (рис. 67, I). Наибольший интерес представляют изменения содержания галлия, который имеет тенденцию к увеличению в сторону месторождения Ингичка. Соотношение содержаний этого элемента в пирротинах Ингички и Койташа равно 7:1. Соотношение германия в пирротинах месторождений Ингичка и Койташ составляет 2:1.

Содержание селена и кобальта в пирротине постепенно увеличивается к месторождению Ингичка (Исмаилов, 1964). Соотношение содержаний селена в пирротине Ингички, Койташа, Лянгара (соответственно) равняется 2:1,2:1, кобальта 2,2:1:1, теллура 1,2:5:1, а соотношение висмута в пирротинах Ингички и Койташа 4:41.

Олово и висмут в халькопиритах Койташа составляют 55 и 73,3 г/т (рис. 61, II). Соотношение содержания этих элементов в халькопиритах Ингички и Койташа равно 1:5,5; 1,7:3. Следовательно, концентрации олова и висмута имеют тенденцию к увеличению в халькопирите от месторождений Зирабулакской группы к Нуратинской.

Селен и теллур в этом сульфиде ведут себя диаметрально противоположно. Соотношение их в халькопиритах Койташа и Лянгара составляет 2 : 1 и 1 : 8.

Галлий и германий в халькопиритах Койташа и Лянгара распределяются аналогично селену. Соотношение их содержания в халькопиритах этих месторождений соответственно равно 5 : 1; 4 : 1. Следовательно, оно уменьшается от Койташа к Лянгару. Поведение акцессорных элементов в пиритах месторождений Зирабулакской и Нуратинской групп различно (рис. 68, I).

Максимальная концентрация галлия, германия и висмута отмечается в пиритах месторождений Зирабулакской группы. Соотношение содержания их (в такой последовательности) в пиритах месторождений Ингичка и Койташа составляет 1,5:1; 4:1; 3,4:1.

Теллур и селен в пиритах месторождений Ингичка, Койташа и Лянгара обнаруживают сходное поведение. Содержание обоих элементов в пиритах уменьшается от Лянгара к Ингичке, достигая максимума в пирите Койташа. Соотношение теллура 1:3,4:2; селена 1:3:1,2.

Молибден и вольфрам содержатся в пиритах месторождений Ингичка и Койташа. Соотношение количеств молибдена в пиритах этих месторождений 1:2, а вольфрама 1:10.

Концентрация кобальта в пиритах месторождений Ингичка и Койташа почти

одинакова и только в пирите из Тыма несколько меньшая. Соотношение этого элемента в пиритах Тыма, Ингички, Койташа составляет 1 : 2 : 2; а вольфрама в Ингичке и Койташе 1 : 10.

Сфалерит встречается реже и в малом количестве. Тем не менее, поведение редких и рассеянных элементов в нем представляет определенный интерес (рис. 68, II).

Содержания селена и теллура в сфалеритах месторождений Лянгар и Ингичка увеличивается от Лянгара к Ингичке. Соотношения их составляют 8 : 1; 1,2 : 1. Концентрация висмута возрастает от Ингички к Лянгару (1 : 4,5).

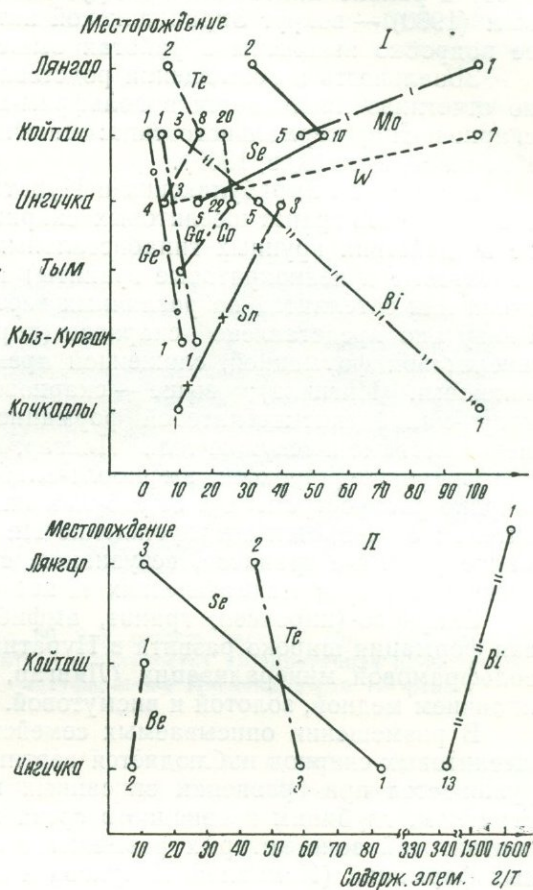


Рис. 68. Содержание акцессорных элементов в пиритах (I) и сфалеритах (II) скарново-редкометалльных рудопроявлений и месторождений Западного Узбекистана (цифры на рис. — кол-во анализов).

Промежуточная зональность

Зональность промежуточного порядка в изучаемом регионе появилась как вокруг отдельных интрузивных массивов, так и в размещении продуктов родственных рудных формаций.

Зональность первого вида установлена И. Х. Хамрабаевым (1958, 1963) в районе Синтабского интрузива (Нуратау), Х. Н. Баймухамедовым (1960) — вокруг Зирабулакской интрузии. Причины возникновения ее подробно изложены в работах вышеуказанных исследователей.

Зональность в размещении родственных рудных формаций¹ довольно отчетливо проявляется в вольфрам-молибденовых месторождениях скарново-гидротермального типа: Ингичка, Койташ, Лянгар (Кучукова, Исмаилов, Рахмедов, 1966).

В пределах Зирабулакских и Нуратинских гор мы выделяем семейство пироксен-гранат-шеелитовых скарнов, которые размещаются в зоне воздействия крупных гипабиссальных гранитоидных (гранодиориты, биотитовые и лейкократовые граниты) интрузий в их апикальных выступах или сателлитах на различных вертикальных уровнях (1,5—2 км). Внизу оно представлено скарново-(пироксен, амфибол)-альбит-кварц-шеелитовой формацией, сложенной преимущественно приконтактными залежами (Ингичка); выше — скарново-(пироксен, гранат, амфибол)-кварц-молибденит-шеелитовой формацией, образующей контактовые, межпластовые и секущие тела (Лянгар, Койташ).

Скарново-(пироксен, амфибол)-альбит-кварц-шеелитовая формация широко распространена в Зирабулакских горах, где типичным представителем ее является месторождение Ингичка. Особенность формации — малое развитие гранатов, везувианов, сульфидов и наиболее глубокий эрозионный срез магматических и постмагматических образований.

Скарново-(пироксен, гранат, амфибол)-кварц-молибденит-шеелитовая формация широко развита в Нуратинских горах. Помимо молибденово-вольфрамовой минерализации (Лянгар, Койташ), она характеризуется наличием медной, золотой и висмутовой.

В размещении описываемых семейств формаций пироксен-гранат-шеелитовых скарнов наблюдается вертикальная зональность. Она обнаруживается при сравнении описанных месторождений по абсолютным отметкам, глубинам эрозионного среза гранитоидных интрузий, в приконтактной зоне которых размещены месторождения различных рудных формаций (Исмаилов, Кучукова и др., 1966). Месторождения Лянгар, Койташ скарново-(пироксен, гранат, амфибол)-кварц-молибденит-шеелитовой формаций образовались около крупных плутонов в менее глубинных условиях, а Ингичка скарново-(пироксен амфибол)-альбит-кварц-шеелитовых — в наиболее глубоких. Это подтверждается закономерными изменениями минералогических и геохимических особенностей вещественного состава месторождений, уменьшением (сверху вниз) содержания молибденита и других сульфидов (Абдуллаев, 1946, 1949, 1963; Исмаилов, Плаксина и др., 1971, 1970), о которых более подробно изложено в предыдущем разделе.

Локальная зональность

Локальная зональность обнаруживается в скарново-рудных телах почти всех месторождений изучаемого региона. Различаются главным образом два типа гипогенной зональности: стадийная (пульсационная, дифференциальная, полиасцендентная) и фациальная (минеральное отложение, моноасцендентная).

¹ Термины «рудная формация» и «семейство родственных рудных формаций» даются в понимании А. А. Малахова и др. (1966).

Несмотря на терминологическое разнообразие (пульсационная, по С. С. Смирнову, дифференциальная, по Х. М. Абдуллаеву, полиасцендентная, по Я. Кутине, стадийная, по В. И. Смирнову), сущность зональностей одинакова. Для обозначения зональности, возникающей локально в пределах отдельных рудных тел, а также отдельных жил, целесообразно закрепить определенное название.

Критикуя пульсационную зональность С. С. Смирнова, Д. С. Коржинский (1963) отмечает, что недостаточно полна также «пульсационная» гипотеза, придающая главное значение эволюции магматического очага, а не эволюции растворов после их выделения из магмы. Исходя из гипотезы опережающей волны кислотности и кислотно-основного фильтрационного эффекта в постмагматических растворах, Д. С. Коржинский (1963) объясняет возникновение зональности изменением щелочности, кислотности последних, а также подвижностью и инертностью отдельных компонентов. При этом он допускает возможность повторения волны кислотности несколько раз, в результате чего возникает зональность вокруг рудных тел или месторождений.

Для установления числа повторений волны кислотности и щелочности постмагматических растворов надежных критериев нет. Поэтому мы, как и другие исследователи, по традиции выделяем этапы и стадии процессов, на основе которых можно устанавливать и объяснять причины возникновения зональности.

Нами принято представление С. С. Смирнова о пульсирующем характере поступления постмагматических растворов. При этом мы убеждены в том, что стадийность, этапность, подвижность и инертность компонентов, а также зональность постмагматических образований органически связаны между собой.

Исходя из представлений о многостадийности постмагматической минерализации, наблюдаемой в скарново-рудных телах, зональность можно разбить на два типа.

Зональность первого типа обусловлена минерализацией одной стадии и, по терминологии Я. Кутина (1957), соответствует моноасцендентной зональности. Она очень часто встречается во всех месторождениях, рудопроявлениях и характеризуется следующими минеральными зонами (рис. 69): 1) крупнозернистый мраморизованный известняк серого и белого цвета; 2) пироксеновый экзоскарн; 3) скарнированная гранитоидная порода; 4) пироксен-полевошпатовая порода; 5) измененная гранитоидная порода.

Зональность второго типа возникает в результате многократного пульсационного поступления постмагматических растворов.

При многократном наложении различных парагенных компонентов друг на друга образуются зоны с разными минеральными ассоциа-

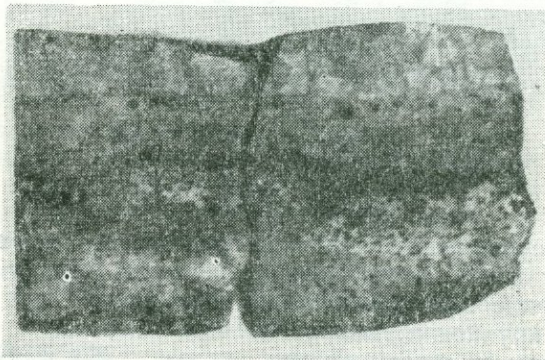


Рис. 69. Зональность первого типа (моноасцендентная зональность). Полированная поверхность штуфа, м-ние Ингичка, ум. в 1,5 раза).

циями — полиасцендентная зональность. При этом минералы более поздних этапов, как правило, располагаются выше отложенных ранее (сверху вниз): 1) «рассыпчатый» кальцит; 2) волластонитовый скарн;

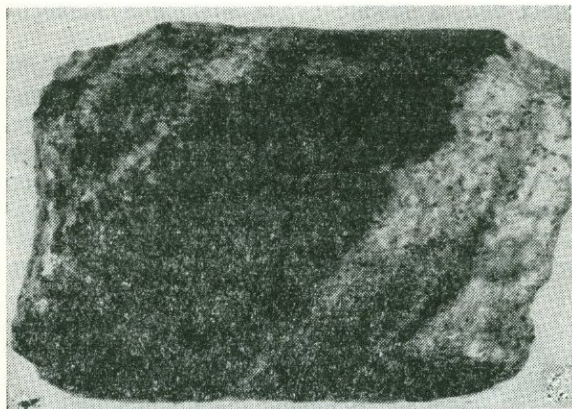


Рис. 70. Пример зональности второго типа (обр. 1561, м-ние Ингичка, ум. в 1,5 раза). Отдельные зоны описаны в тексте.

и сульфидами, стильпноmelаном и др., в результате чего возникают новые метасоматические зоны (сверху вниз): 1) крупнокристаллические мраморизованные известняки или «рассыпчатые» кальциты; 2) крупнокристаллические мраморы и «рассыпчатые» кальциты с вкрапленностью и реже отдельными скоплениями сульфидов (галенита, сфалерита, пирротина, халькопирита и арсенопирита); 3) кальцит-кварцевые породы с полосчатой текстурой и отдельными гнездообразными, линзообразными скоплениями и вкрапленностью сульфидов; 4) зона массивных серых, темно-серых кварцев с шеелитом III, сульфидами, ксенолитами крупнокристаллических мраморов и окварцованных, уралитизированных, пироксеновых скарнов; 5) окварцованные, уралитизированные, перекристаллизованные пироксеновые скарны с шеелитом III.

На отдельных участках пироксеновых скарнов наблюдаются регенерированные кристаллы и друзы пироксена II.

1. В результате детального изучения взаимоотношений главных минералов скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана предложена наиболее полная схема процессов минералообра-

3) волластонит-пироксен-гранатовый скарн; 4) гранат-везувиановый скарн; 5) уралитизированный пироксеновый скарн; 6) скарнированный и десилифицированный гранит (рис. 70).

Полиасцендентная зональность осложняется наложением минералов гидротермального этапа, особенно так называемой шеелит - уралит - кварц-сульфидной послескарновой минерализации (рис. 71).

В таких случаях раннеобразованные минералы замещаются кварцем

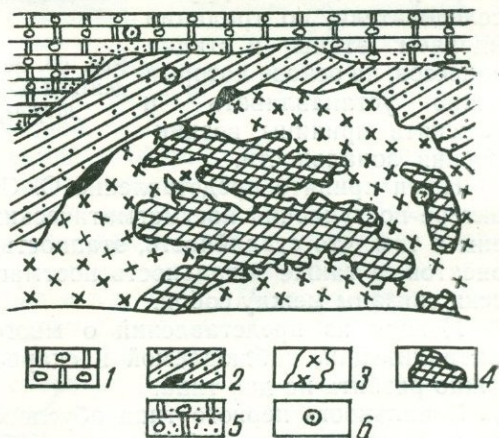


Рис. 71. Зональность сложного типа месторождения Ингичка (схематическая зарисовка Южной стенки камеры 4, висячий бок рудного тела 3, шахта «Капитальная»).

1 — крупнокристаллические мраморы, «рассыпчатые» кальциты, 2 — кальцит-кварцевые породы с сульфидами полосчатой текстуры, 3 — массивный кварц с шеелитом III, 4 — окварцованные, уралитизированные и перекристаллизованные пироксеновые скарны с шеелитом III; 5 — крупнокристаллические мраморы и «рассыпчатые» кальциты с вкрапленностью сульфидов, 6 — место взятия образцов.

зования по сравнению с существующими. В ряде случаев выделены новые стадии минерализации, принципиально отличающиеся от существующих подразделений.

Многостадийность постмагматического процесса свидетельствует о том, что растворы поступали порциями и по составу отличались друг от друга. Смена высокотемпературных парагенных комплексов минералов более низкотемпературными обусловлена проявлением дорудных, внутрирудных и пострудных тектонических подвижек, изменением режима щелочности и кислотности постмагматических растворов, инертностью и подвижностью химических элементов.

2. Подтверждается известная зависимость минералогического состава скарнов от литологического состава вмещающих пород, из которых они образуются. Так, за счет мраморов возникают известковые скарны (Койташ, Лянгар, Ингичка и др.), доломитов — магнезиальные, апомагнезиально-известковые скарны (Тым, Лянгар, Кальта, Кызкурган и др.), за счет биотит-кварцевых, амфибол-биотит-полевошпатовых, амфибол-полевошпатовых роговиков образуются плагиоклаз-пироксеновые (диопсидовые) скарны. В месторождении Лянгар нами впервые установлена полная метасоматическая колонка скарнов, характерная для формации магнезиальных скарнов (Шабынин, 1973).

Тем не менее, еще не выяснена рудоносность формации магнезиальных скарнов месторождения Лянгар, хотя в отдельных случаях в них обнаружена вольфрамовая, молибденовая, медная и золотая минерализация. Аналогичные неопределенности существуют в отношении скарнов месторождения Ингичка. Несмотря на наличие достоверных данных Н. В. Лиценмайер (1965) и Н. В. Ушакова (1971), значение магнезиальных скарнов (и доломитов) в формировании скарново-рудных тел Ингичка не совсем ясно, что требует специальных тематических исследований.

На основании изучения коэффициентов железистости и окисленности железа гранитоидных пород и скарновых минералов, выявлены минералого-геохимические зональности (степени распространенности гранатов, везувианов, сульфидов, в особенности молибденита, характера распределения редких и рассеянных элементов в минералах) постмагматической минерализации. Установлена определенная связь между фаціальными особенностями интрузивных массивов и связанными с ними скарново-редкометальными месторождениями. Подтверждается вывод И. Х. Хамрабаева (1958) о том, что среди интрузивов Актауский относится к менее размытым, Зирабулакский — к сильно эродированным, а Койташский интрузив занимает промежуточное положение. Связанные с этими интрузивами скарново-редкометальные месторождения подразделяются на три группы: 1) менее размытые (Лянгар); 2) умеренно размытые (Койташ); 3) глубоко размытые (Ингичка).

Главные пороодообразующие и рудные минералы месторождений Ингичка, Койташ и Лянгар, сформированных на различных глубинах (относительно друг друга), содержат разные акцессорные элементы, которые могут служить косвенными признаками для установления глубины образования этих месторождений. При этом одни элементы (Mo, Se, Te, Bi, Cu) концентрируются в минералах месторождений, образованных в менее глубинных условиях (Be, Sn), другие — в более глубинных.

Такая закономерность отмечена в поведении акцессорных элементов ряда минералов постмагматических образований Северо-Чаткальской подзоны. Олово в скарновых минералах имеет тенденцию к накоплению в более глубинных фациях, серебро, мышьяк, теллур — в менее глубинных. Однако некоторые элементы не подчиняются этой закономерности: в одних минералах они накапливаются в верхних фациях, в других — в нижних. В частности, это относится к Bi, Cu, Se.

Глава IV. ОТЛОЖЕНИЕ ШЕЕЛИТА И МОЛИБДЕНИТА В ПОСТМАГМАТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

Широкое распространение высокотемпературных скарново-рудных формаций вольфрама, молибдена, полиметаллов, железа и других — одна из характерных металлогенических особенностей Средней Азии вообще и Узбекистана в частности. Взаимоотношения скарнового процесса с оруденением весьма различны. Они рассмотрены Х. М. Абдуллаевым (1939, 1947, 1954), А. В. Пуркиным (1941), Н. В. Нечелюстовым (1947, 1970, 1971), К. Л. Бабаевым (1952), Д. С. Коржинским (1954), Е. Д. Карповой (1958), И. Х. Хамрабаевым (1958, 1962, 1972), Х. Н. Баймухамедовым (1960), А. П. Шехтманом (1960), Н. Д. Ушаковым (1962), И. М. Мирходжаевым (1962), А. А. Малаховым (1962), Х. М. Абдуллаевым, А. Б. Баталовым, И. Х. Хамрабаевым (1963), В. А. Жариковым, Д. К. Власовой (1959, 1965, 1971), Л. И. Шабыниным (1969, 1971, 1973), М. С. Кучуковой (1971, 1972), В. Ф. Барабановым (1971), Д. О. Онтоевым (1971), М. И. Исмаиловым (1971, 1972), А. Қ. Каххаровым (1972) и др.

В работах многих из вышеуказанных исследователей вопросы взаимоотношения скарнов с оруденением анализируются в широком аспекте. Наряду с вольфрамовым и молибденовым они рассматривают взаимоотношения скарнов с железорудным, полиметаллическим, оловорудным, борным и медным оруденением.

В этой главе мы ставим перед собой более узкую задачу — выяснить место отложения шеелита и молибденита в продуктах постмагматической деятельности, генетически связанных с гранитоидными интрузиями S_3-R_1 .

При изложении результатов наших исследований мы приняли классификацию скарново-рудных месторождений, построенную на особенностях взаимоотношения между скарнами и оруденением. Такая классификация, предложенная в свое время Х. М. Абдуллаевым (1939, 1947, 1954) и А. В. Пуркиным (1941), дополненная В. А. Жариковым (1965, 1968), охватывает все типы оруденения (вольфрама, железа, меди и др.): одновременное, сопряженное со скарнообразованием и наложенное на него. Принимая за основу такую систематику, имеющиеся точки зрения исследователей на взаимоотношения оруденения со скарнами в скарново-шеелит-молибденитовых месторождениях Средней Азии и других районов Советского Союза можно свести к следующим трем.

Одни исходят из многостадийности отложения шеелита и допускают возможность образования вольфрамового оруденения трех типов (Абдуллаев, 1947; Хамрабаев, 1958, 1969; Мирходжаев, 1962; Мацоки-

на-Воронич, 1962; Кучукова, 1966, 1971; Шабынин, 1969, 1971; Исмаилов, 1966, 1970, 1971).

Исследователи, придерживающиеся второй точки зрения, считают, что вольфрамовое оруденение образуется в конце скарнового процесса и носит сопряженный характер (Брызгалин, 1960; Кононова, 1963; Барабанов, 1971).

Наконец, разделяющие третью точку зрения, считают отложения шеелита и молибденита наложенными (Нечелюстов, 1947, 1970, 1971; Шехтман, 1960; Жариков, Власова, 1965, 1968, 1971; Блохина, 1958, 1971; Онтоев, 1971; Зленко, Губанов, 1971; Руб, Токсубаева, Чернов, 1971 и др.).

Наши многолетние минералого-генетические и геохимические исследования, проведенные на скарново-редкометалльных месторождениях Западного Узбекистана, показали весьма сложный характер взаимоотношений шеелита со скарновыми минералами.

Для установления этих взаимоотношений нами, кроме изучения поверхностных выходов скарново-рудных тел, собран большой материал из всех горизонтов шахт месторождений Койташ, Угат, Ингичка, штольни Лянгара. Просмотрен керновый материал более 150 скважин. На основе указанных данных с использованием обширного опубликованного и фондового материала мы различаем: раннескарновый шеелит I, соответствующий одновременному типу оруденения; позднескарновый шеелит II, соответствующий сопряженному типу оруденения, и наконец, раннегидротермальный шеелит III, эквивалентный наложенному типу оруденения. Они вкратце охарактеризованы в гл. III. Молибденит с шеелитом IV во всех месторождениях является наложенным на скарн и образуется после шеелита III. Ниже рассмотрим каждый тип вольфрамового оруденения в отдельности.

ОДНОВРЕМЕННЫЙ ТИП ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Главной отличительной особенностью этого типа вольфрамового оруденения является синхронность шеелита I с одним из основных минералов скарнов — пироксеном II. Их синхронность доказывается следующим: а) тончайшие зерна шеелита размером от 0,01 до 0,2 мм тесно срastaются с пироксеном II без следов новообразований и его перекристаллизации; б) относительная равномерность распределения шеелита I в пироксеновой, пироксен-плаггиоклазовой и пироксен-гранатовой массе; в) явления образования кайм и разъедания мелких зерен шеелита I гранатом II, альбитом и кварцем; г) совпадение контуров этого типа оруденения с границами пироксеновых скарнов и пироксен-плаггиоклазовых околоскарновых пород.

Оруденение этого типа сохранилось в межпластовых рудных телах полосы Койташ—Угат и Западного участка месторождения Лянгар, не затронутых внутрирудными дизъюнктивными нарушениями и последующими стадиями минерализации. Реже оно встречается в тыловых частях приконтактовых и секущих рудных тел месторождений Койташ, Лянгар (Главное рудное поле) и Ингичка. Так называемые «пустые» скарны или забалансовые руды месторождений Лянгар и Койташ относятся именно к этому типу оруденения. В свое время М. Д. Троянов (1956) предлагал извлечение из таких руд Главного рудного поля месторождения Лянгар вольфрама (сред. содер. 0,04%) и молибдена (0,008—0,009%), что продлило бы время действия Лянгарского рудника.

Вышеприведенные фактические данные позволяют допускать в ранней стадии скарнового процесса привнос небольшого количества вольфрама, который отлагался в виде шеелита I одновременно с пироксеном II и плагиоклазом.

Рассматривая условия переноса вольфрама высокотемпературными постмагматическими растворами, следует присоединиться к мнению О. В. Брызгалина (1971) о том, что в скарновом процессе при наличии таких осадителей, как Са, Fe^{II} и Мп вольфрам может сосуществовать с кремнием как в растворе, так и в осадке благодаря родству SiO₄ и WO₄. В связи с тем, что в постмагматическом растворе содержание вольфрама по сравнению с породообразующими компонентами, по-видимому, было незначительным, сначала кристаллизовался пироксен (пироксен-плагиоклаз в роговиках), а затем уже шеелит.

СОПРЯЖЕННЫЙ ТИП ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Характерной особенностью этого типа оруденения является близость его по времени к скарновому процессу, хотя пространственно руды этого типа и скарновые тела не всегда совпадают. Близость времени отложения шеелита и скарновых минералов доказывается следующими фактами.

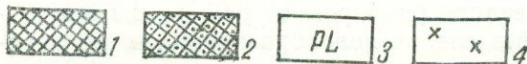
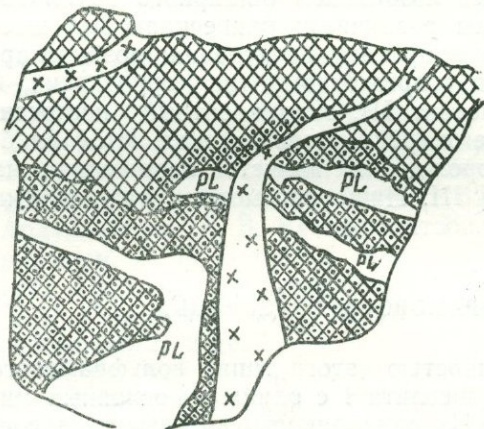


Рис. 72. Взаимотношение сопряженного и наложенного типов оруденения м-ния Койташ (зарисовка обр. 121, вел. натур.).

1—интенсивно урджитизированный пироксеновый скарн с шеелитом, 2—слабоурджитизированный пироксеновый скарн с шеелитом, 3—альбитовые прожилки с шеелитом II, 4—кварцевые прожилки с шеелитом.

удаляются на расстояние 2—5, реже до 125—150 м (Койташ). В экзо-контакте шеелит II отлагается на стыке пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнов с мраморами в виде оторочки мощностью 0,3—5 см.

Прожилки альбит-кварц-амфиболового состава с шеелитом II в свою очередь пересекаются прожилками более поздней кварц II-уралит-шеелитовой III минерализации, уже явно наложенной на скарны.

Сопряженный тип оруденения проявляется в виде отдельных альбитизированных зон и в виде прожилков.

Альбитизированные породы или альбит-кварц-амфиболовые метасоматиты в том или ином количестве встречаются во всех месторождениях Западного Узбекистана. Наиболее мощные зоны альбитизирован-

Альбит-кварц-роговообманковые прожилки с шеелитом (II) секут тела пироксеновых скарнов с одновременным вольфрамовым оруденением (рис. 72). Контуры сопряженного типа вольфрамового оруденения с ним не всегда совпадают и зависят главным образом от литологического состава и степени трещиноватости вмещающих пород. В роговиках, пересекая контуры одновременного шеелитового (I) оруденения, альбит-кварц-роговообманковые прожилки с шеелитом (II) чаще всего

ных скарновых пород с шеелитом II вскрыты скважиной 475 на глубине 304,5—318,0 м (обр. 1525—1526) на месторождении Ингичка. Здесь альбитизации подвергаются пироксеновые эндо- и экзокскарны. При этом образуются альбит-амфибол-кварцевые метасоматиты, содержащие вкрапленные и прожилково-вкрапленные выделения шеелита II (рис. 72, б).

В эндоконтактной части на альбитизированные породы накладываются более поздние кварц-сульфидные ассоциации. В связи с этим образуются зоны интенсивно окварцованных пород мощностью 4—5 м. Под микроскопом (шл. 1527) в альбит-амфибол-кварцевом апоскарновом метасоматите устанавливается замещение пироксена альбитом до полной псевдоморфизации. Замещение в основном развивается по трещинам спайности пироксена. На стыке зерен альбита и реликтового пироксена откладываются роговая обманка и шеелит II. Последний располагается в виде мелких зерен размером от 0,05 до 1—2 мм по стыкам альбита с роговой обманкой, тесно взаимопрорастая с первым. Кроме них встречаются сфен, кварц, кальцит, серицит, калишпат и кальцит.

Прожилковая форма сопряженного вольфрамового оруденения проявляется в скарнах в виде секущих жилков мощностью от 0,2—0,3 до 3—4 см. Пространственно они тяготеют к перекрывающим продуктивную карбонатную толщу роговикам месторождения Койташ и пироксен-полевошпатовым роговикам рудопроявлений Дунётепа, Хаузбулак и Шаит Койташского рудного поля. На участке рудопроявления Шаит эти прожилки образуют особенно сложные сетчатые формы с богатыми скоплениями шеелита II (рис. 72, а). Здесь по зальбандам кварц-альбитовых прожилков можно наблюдать выделения гастингситовой роговой обманки с шеелитом II.

Прожилковый характер размещения сопряженного типа вольфрамового оруденения указывает на возобновление дизъюнктивных нарушений после отложения шеелита I. Вольфрамсодержащие постмагматические растворы ранней щелочной стадии метасоматоза, поднимаясь по обновленным и вновь образованным мелким трещинам и взаимодействуя с минералами скарнов и роговиков, обусловили возникновение сопряженного типа вольфрамовых руд.

О. В. Брызгалин (1958, 1966, 1971), основываясь на данных по рудам Тырнауза, отмечает, что процесс альбитизации скарнов, а также появление прожилков альбита со значительным количеством шеелита обусловлены привносом вольфрама в виде $[Na_2W_4O_{12}] + [K_2W_3O_{10}] \cdot 2H_2O$. В. Ф. Барабанов (1961, 1971) также считает, что вольфрам в высокотемпературных растворах переносится в виде легкорастворимых вольфраматов калия и натрия.

Исходя из вышеизложенных фактических и литературных данных можно сделать вывод, что в конце ранней щелочной стадии постмагматического процесса вольфрамсодержащие щелочные растворы, поднимаясь по трещинам, взаимодействуют с кальцийсодержащими скарновыми породами. При этом щелочи расходуются на образование альбита, серицита (в эндоконтактной части скарново-рудных тел) и роговой обманки. В результате небольшого привноса кремнезема отлагается кварц, а вольфрама — шеелит (II). Сопряженный тип оруденения больше характерен для приконтактных, реже межпластовых рудных тел, обычно он не создает промышленной концентрации вольфрама, хотя в отдельных местах содержание WO_3 в рудах приближается к промышленному.

НАЛОЖЕННЫЙ ТИП ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Главные особенности этого типа оруденения выражаются в следующем:

1) размещение рудных тел и распределение в них шеелита III контролируются внутрирудными дизъюнктивными нарушениями (Исмаилов, 1970, 1971); контуры рудных тел при этом не совпадают с контурами скарнов;

2) крайне неравномерное распределение шеелита III в рудах, обусловленное приуроченностью главной массы шеелита III к пироксеновым и пироксен-гранатовым разностям скарнов;

3) метасоматический характер оруденения, обуславливающий зональное строение рудных тел и околорудных измененных пород (Жариков, Власова, 1971);

4) парагенетическая ассоциация шеелита III с кварцем и амфиболами;

5) интенсивная перекристаллизация и регенерация скарновых минералов (главным образом пироксена, граната, реже везувиана) в момент отложения шеелита III;

6) пересечение жилок и прожилков кварц-уралит-шеелитовой III минерализации более поздними кварц-сульфидными и сульфидными прожилками.

Наложённый тип оруденения широко развит в таких месторождениях, как Ингичка, Койташ, Лянгар. Мы везде отмечаем наложение его на продукты более ранних типов оруденения.

После отложения сопутствующего вольфрамового оруденения происходят внутрирудные подвижки и обновление некоторых старых трещин, залеченных продуктами I и II типов оруденения в ранее образованных породах и рудах, которые подвергаются дроблению. По зонам дробления, мелким трещинам, межзерновым пространствам скарновых минералов происходят изменения скарновых минералов с отложением парагенной ассоциации роговой обманки (II), тремолит-актинолита, кварца и шеелита (III). Иногда им сопутствуют альбит и лепидомелан.

Довольно часто ассоциируют с этими минералами молибденит, пирротин, стильпномелан, халькопирит, сфалерит — более поздние (Исмаилов, Кучукова и др., 1971) по отношению к шеелиту III. Шеелит III образует промышленную концентрацию вольфрама.

Наиболее крупные кристаллы и богатые скопления шеелита III находятся в приконтактных и секущих рудных телах, сложенных в различной степени измененными пироксеновыми и пироксен-гранатовыми скарнами и пироксен-плагноклазовыми породами. В межпластовых рудных телах шеелит III, как правило, тонко- и мелкозернистый, встречается реже. Поэтому нижеприведенные материалы большей частью относятся к приконтактным и секущим рудным телам месторождений Ингичка, Койташ и отчасти Лянгар.

По характеру распределения, морфологии и размерам зерен выделяются несколько разновидностей шеелита III.

Мелкозернистый шеелит (рис. 73) с размером зерен 0,1—0,5 мм находится в слабо уралитизированных и слабо окварцованных пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнах. Формы зерен различные, зависят преимущественно от формы выделений остаточного кальцита и пироксена, реже граната. Иногда отдельные обособленные зерна располагаются в виде цепочки вдоль спайности пироксена и кальцита.

Среднезернистый (1—2 см в поперечнике) шеелит образует густую вкрапленность в интенсивно уралитизированных и окварцованных скарнах и кварцевых жилах (рис. 74).

Крупнокристаллический шеелит III более 2 см в поперечнике характерен для месторождений Койташ и Лянгар, реже встречается в Ингичке (II рудное тело, штольня, штрек Северный).

Вокруг крупных выделений овальной и квадратной форм шеелита иногда наблюдаются зонально расположенные пироксены и тремолит-

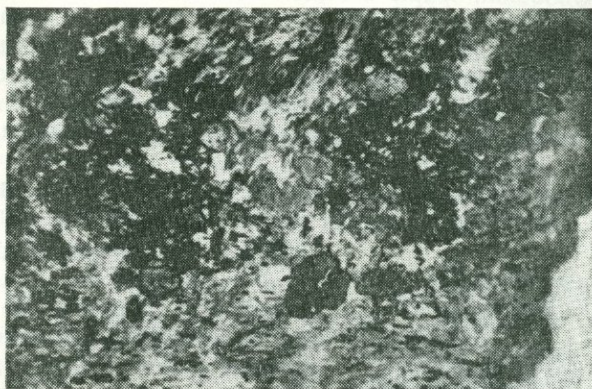


Рис. 73. Мелкие включения шеелита III в слабо уранитизированном и кварцованном пироксеновом скарне (шл. прозр., ув. 72).

актинолит. Там, где присутствует крупнокристаллический пироксен, шеелит также крупнокристаллический, и наоборот. Эта закономерность, подмеченная многими исследователями (Королева, 1941; Абдуллаев, 1947; Миловский, 1946; Лиценмайер, 1962 и др.), свидетельствует о том, что перекристаллизация скарна происходила одновременно с отложением шеелита III (Исмаилов, 1965, 1970).

Форма шеелитовых псевдоморфоз по кальциту в основном обусловлена формой агрегатов остаточного кальцита внутри зерен скарных минералов. Иногда крупнокристаллический кальцит всякого бока скарноворудных тел полностью или частично замещается шеелитом (рис. 75).

Псевдоморфозы шеелита по пироксену унаследовали очертания агрегатов пироксена. Внутри шеелитовых скоплений часто встречаются мелкие реликты пироксена, что нередко обуславливает зеленоватый оттенок этих скоплений. Реже шеелит располагается в виде тонких прожилков (от долей миллиметра до 0,5—1 см) среди перекристаллизованных и измененных скарнов различного состава.

Кристаллы шеелита, встречающиеся среди сульфидных минералов, в кварцевых жилах и зонах окварцевания образовались за счет регене-

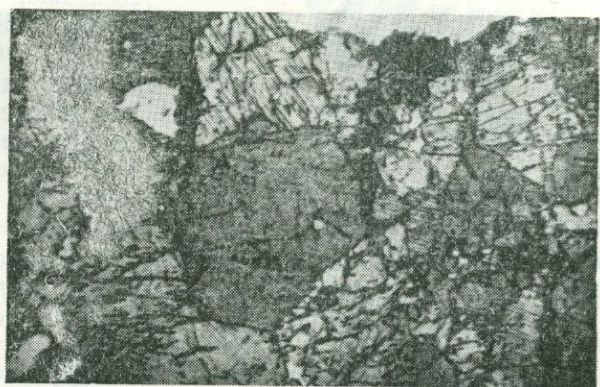


Рис. 74. Среднезернистые изометричные агрегаты шеелита III в кварцованном, уранитизированном (трещиноватом) пироксеновом скарне месторождения Койташ (шл. проз. 209, увелич. 24, николи +).

рации зернистого шеелита III под действием более поздних гидротермальных растворов, из которых отлагались сульфиды и кварц. Это подтверждается пересечением крупных зерен шеелита прожилками сульфидов (рис. 75).

В месторождениях Лянгар, Ингичка и Койташ обнаружено семь кристаллографических форм шеелита. Из них чаще всего встречаются тетрагональная дипирамида (III) и комбинация дитетрагональной дипирамиды с пинакоидом (001). Остальные формы попадают реже и представляют собой комбинации двух сплюснутых по оси четвертого порядка дипирамид (III), (101) и пинакоида (рис. 76). Реже наблюдается прорастание двух или нескольких индивидов по плоскости (III) (рис. 76).

В настоящее время одним из серьезных и мало освещенных вопросов является выяснение главных факторов, регулирующих простран-

ственное размещение наложенного типа вольфрамового оруденения. От правильного решения этого вопроса зависят эффективность оценочных и разведочных работ. Первые шаги исследователей по детальному изучению условий и факторов локализации вольфрамовых руд привели их к неожиданным результатам. Установлены новые типы вольфрамовых руд: кварцитовые в Кузнецком Алатау (Рафиенко, Золотарев, 1963), роговиковые в Койташе (Хамрабаев, 1972), апогранитовые в Койташе, Чорух-Дайроне (Хамрабаев, 1942, 1972), Ингичке, Майхуре (Жариков, Власова, 1971).

Исходя из результатов наблюдений вышеотмеченных исследователей и наших, наложенный тип вольфрамового оруденения упомянутых месторождений мы подразделяем на два подтипа: наложенный и автономный.

1. Наложный подтип вольфрамового оруденения более интенсивно проявляется в пределах приконтактных и секущих рудных тел. Вольфрамовые руды описываемого подтипа оруденения преобладают, так как в них содержится около 70% WO_3 от общего запаса вольфрама. В этот подтип объединяются апогранитовая, апоскарновая (по Жарикову, Власовой, 1971), апокарбонатные руды, зонально располагающиеся от гранитоидных пород в сторону карбонатной осадочно-метаморфической толщи месторождений Койташ, Ингичка, частично Лянгар. В последнем роговиковые руды неизвестны. В пространственном размещении вышеотмеченных руд в месторождении Койташ (на участке Шуркунды), по данным И. Х. Хамрабаева (1972), наблюдается такая зональность: 1) неизменный гранодиорит; 2) апогранитовая руда, залегающая в эндоконтактной части интрузива и состоящая из андезин-хлорит-кварц-мусковитых метасоматитов с шеелитом. Вероятно, последний соответствует шеелиту III, но пока это нельзя утверждать, так как сами апогранитовые руды еще мало изучены. Размер шеелитовых зерен достигает 0,5 см в поперечнике. Форма залегания апогра-

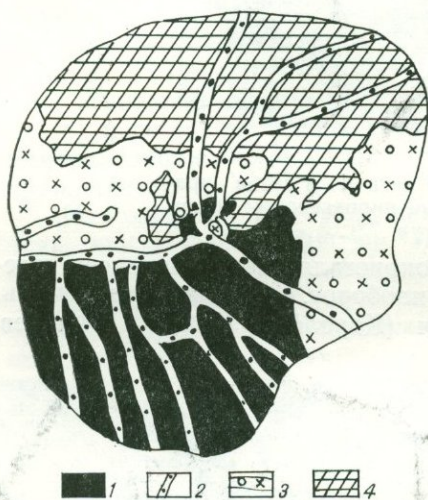


Рис. 75. Пересечение шеелита III (псевдоморфоза по кальциту) кварцево-сульфидными прожилками месторождения Ингичка.

1—шеелит III; 2—кварцево-сульфидные прожилки; 3—кварц с вкрапленностью шеелита III; 4—крупнокристаллический мрамор.

Рис. 75. Пересечение шеелита III (псевдоморфоза по кальциту) кварцево-сульфидными прожилками месторождения Ингичка.

нитовых тел линзообразная и жилообразная. В секущих жилообразных апогранитовых телах отмечается симметричная зональность. Периферии зон представлены хлоритизированными и серицитизированными гранодиоритами, а середина — андезин-хлорит-кварцевыми метасоматитами. Апогранитовая руда иногда примыкает к апоскарновым рудам, иногда между ними находится околоскарновая пироксен-плаггиоклазовая порода.

Апогранитовое вольфрамовое оруденение в месторождениях Ингичка и Майхуры, по данным В. А. Жарикова и Д. К. Власовой (1971), представлено кварц-альбит-мусковит-кальцитовым метасоматитом и связано с сульфидно-шеелитовой минерализацией.

Апоскарновые руды во всех месторождениях Западного Узбекистана формируются в эндо- и экзоскарновой зонах, в результате наложе-

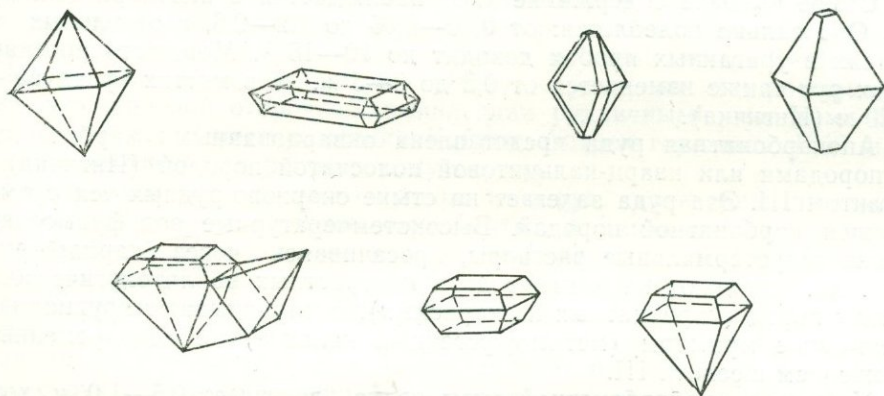


Рис. 76. Отдельные кристаллы шеелита III и их сростки.

ния кварц-уралит (роговая обманка, гастингсит, тремолит-актинолит)-шеелитовой III стадии раннегидротермального процесса на скарны, содержащие шеелиты I—II. При этом возникают метасоматиты различного состава. Ранние шеелиты I, II и скарновые минералы переотлагаются, перекристаллизуются и регенерируются. Одна часть рудного тела обогащается шеелитом за счет других его частей. Тем не менее, в целом контуры апоскарновой руды совпадают с контурами скарновых тел. Кроме того, характерно проявление вертикальной и латеральной зональностей.

Вертикальная асимметричная зональность в приконтактовом рудном теле выражена в следующем. Эндоконтактные части апоскарновой руды сложены жилообразными кварц-амфиболовыми метасоматитами с шеелитом III и реликтами уралитизированного пироксена, а также серицитизированного полевого шпата (Койташ, Ингичка), которые в отдельных рудных телах сменяются кварц-амфибол-лепидомелан-аннитовым с шеелитом III метасоматитом (Ингичка) в пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнах. Эта зона выше переходит в крупнокристаллические, перекристаллизованные, слабокварцованные, но интенсивно уралитизированные пироксеновые и пироксен-гранатовые, реже везувиановые (Лянгар) экзоскарны с богатым содержанием шеелита III. В некоторых рудных телах кварц-амфиболовые метасоматиты в виде мощных жил располагаются перпендикулярно по контакту скарна с карбонатной породой.

Эта общая зональность осложняется наложением мощных, более поздних кварц-сульфидных (пирротин, халькопирит, молибденит и др.)

жил и прожилков со свойственными им околорудными изменениями (окварцеванием, стильпноmelанизацией).

Латеральная симметричная зональность наблюдается довольно четко вокруг мощных жильных метасоматитов и, как правильно подметили В. А. Жариков, Д. К. Власова (1971), в целом соответствует зональности рудных тел. Центральные части метасоматических кварцевых жил (мощностью от 0,5 м до 2—3 м) содержат реликты уралитизированного пироксена или отдельные корродированные зерна (реже кристаллы) граната, периферические сложены кальцит-кварц-амфиболовыми метасоматитами с шеелитом III, а далее кварц исчезает, руда состоит из сильно перекристаллизованного, уралитизированного и частично кальцитизированного пироксенового или пироксен-гранатового скарна с шеелитом III.

Самое высокое содержание WO_3 наблюдается в апоскарновых рудах. Оно сильно колеблется: от 0,30—0,65 до 1,2—2,6, в отдельных же случаях в ураганых пробах доходит до 10—16%. Мощность апоскарновых руд также изменяется от 0,2 до 3—5 м, а в местах раздува — до 20 м (Ингичка).

Апокарбонатная руда представлена окварцованными карбонатными породами или кварц-кальцитовой полосчатой породой (Ингичка) с шеелитом III. Эта руда залегает на стыке скарново-рудных тел с вмещающей карбонатной породой. Высокотемпературные вольфрамсодержащие гидротермальные растворы, просачиваясь через скарново-рудные тела, попадают на контакт двух контрастных по литологическому составу пород (карбонатных и скарновых), окварцовывают крупнокристаллические мраморы (метаморфогенный кальцит) с одновременным отложением шеелита III.

Мощность апокарбонатной руды редко достигает 0,5—1,0 м, хотя иногда в ней встречаются довольно крупные кристаллы шеелита. Среднее содержание WO_3 низкое, поэтому промышленное значение таких руд незначительно. Нередко на них накладывается более поздняя сульфидная минерализация.

К автономному подтипу относится вольфрамовое оруденение, формирующееся вне скарновых зон, преимущественно в виде секущих метасоматических кварц-амфиболовых и кварцевых жил и прожилков с шеелитом III и другими минералами, приуроченных к дизъюнктивным нарушениям во вмещающих породах различного состава. Такие жилы иногда удаляются на значительное расстояние от контакта. Например, в месторождении Койташ кварц-амфиболовые и кварцевые жилы, а также прожилки с редкой вкрапленностью шеелита III прослеживаются на расстоянии 125—150 м, в редких случаях на 625 м от контакта.

Минеральный состав таких жил и прожилков находится в прямой зависимости от состава вмещающих пород; в известняках, наряду с кварцем, отмечается кальцит, реже амфиболы (Лянгар, Койташ), в лейкократовых гранитах — полевошпат, серицит (Лянгар), в кальцифирах и доломитах, наряду с кварцем, появляются кальцит и флогопит (Лянгар), в кристаллических сланцах (Лянгар) — мусковит.

В месторождении Лянгар между участками Главное рудное поле и Западный нами обнаружены известково-силикатовые роговики, состоящие из волластонита, везувиана, полевошпата, кварца с редкой вкрапленностью шеелита III.

Наложенный тип руды в амфибол-биотитовых и пироксен-плагноклазовых роговиках представлен амфибол-полевошпат-кварцевыми метасоматитами с шеелитом III роговиковой текстуры. Значительные скопления таких образований впервые выявлены в Койташском рудном

поле И. Х. Хамрабаевым (1972) и выделены как новый, роговиковый тип руды, характеристика которого приводится по его данным.

Роговиковый тип руды выделен по аналогии с подобными рудами месторождений Тырнауз, Сангдонг в Южной Корее (Клергер, 1947) и Кузнецком Алатау. Характеризуется мелкозернистой роговиковой структурой, грубополосчатым сложением и разнообразным минеральным парагенезисом. В пределах Койташского рудного поля — это кварц-биотит-пироксеновые и кварц-пироксен-плагноклазовые роговики с ветвящимися тонкими прожилками амфибола (роговая обманка, гастингсит, феррогастингсит, железистый актинолит), иногда кварца с сульфидами (пирротин, пирит, реже халькопирит и молибденит).

Шеелит III изредка встречается в виде мелких зерен с кварцевыми и амфиболовыми прожилками, часто тонко рассеян в массе роговика. Роговикового типа руды отмечены на Угатском участке, Шаите, Хаузбулаке, частично в Шуркунды — на восточном склоне горы Дунётепа. Мощность оруденелых роговиков колеблется от 10—20 см до 2—3 м.

По мнению И. Х. Хамрабаева (1972), оруденелая лампрофировая дайка со скарновой оторочкой, выявленная рудничными геологами на Восточном участке месторождения Койташ (штрек горизонта 1000 м), может быть отнесена к роговиковому типу руд.

Кварцитовая разность роговикового типа руд, характерная для месторождений Сангдонг и Кузнецкого Алатау, в Западном Узбекистане не установлена, хотя условия для формирования такой руды весьма благоприятны.

Изложенное выше позволяет сделать вывод, что разнообразие типов руд и минерального состава рудных жил и прожилков в основном зависит от литологического состава вмещающих рудную минерализацию пород, структурных особенностей месторождений и стадийности гидротермального процесса, хотя все эти руды являются продуктами одних и тех же постагматических процессов, связанных с интрузиями гранитоидов S_3-P_1 .

Переходя к рассмотрению условий отложения шеелита и формы переноса вольфрама в гидротермальных растворах, следует отметить, что этот вопрос с различной детальностью рассмотрен в работах В. С. Мясникова (1941), В. Э. Пояркова (1941), В. Ф. Барабанова (1960, 1971), О. В. Брызгалина (1960, 1971), Д. О. Онтоева (1966), С. А. Коренбаума (1970), Г. Ф. Ивановой (1967, 1972), Г. Гудлаха (1967) и др.

В. С. Мясников (1941) на основании экспериментальных данных предполагает перенос вольфрама в виде сложных комплексных кремневольфрамовых соединений $H_2[Si(W_2O_7)_6]$.

В. Э. Поярков (1946) считает, что вольфрам в растворе переносится в виде щелочных кремневольфрамов типа $SiO_2 \cdot 2WO_2 \cdot 8KOH \cdot 10H_2O$.

Д. О. Онтоев (1966) высказывается в пользу переноса вольфрама в виде сложного $K_2[WO_2F_2(H_2S)_2]$ соединения.

О. В. Брызгалин (1958, 1966, 1971) на основании экспериментальных данных установил, что вольфрам переносится в щелочном высокотемпературном растворе в виде $[Na_2W_4O_{13}] + [K_2WO_3F_2] \cdot ag$.

Г. Ф. Иванова (1972) доказала невозможность переноса вольфрама в виде галоидных соединений: WCl_6 , WF_6 , $WOCl_4$, WO_2Cl_2 , WO_2F_2 .

Наибольший интерес представляют опыты Г. Гудлаха (1967), который изучал устойчивость кремневольфрамовой кислоты $H_4[Si(W_3O_{10})_4] \cdot 2H_2O$ при повышенной температуре, давлении и при разных значениях

pH в присутствии таких осадителей, как Fe, Mn, Ca. Он установил, что кремневольфрамовая кислота может сохраниться в недиссоциированном виде в воднокислых растворах даже при температуре 250—300°C. При нейтрализации кислого раствора NaOH в зависимости от значения pH выпадают соответствующие вольфраматы в такой последовательности: FeWO_4 выпадает при значении pH=5,9; затем MnWO_4 при pH=6,7; последним выпадает CaWO_4 при pH=7,3. Таким образом, вольфрам, по-видимому, привносится в виде кремневольфрамовой кислоты. По мере нейтрализации ее раствора (частичного увеличения его щелочности) кремневольфрамовая кислота диссоциирует на ионы $[\text{SiO}_4]^{4-}$ и $[\text{WO}_4]^{2-}$, что сопровождается отложением незначительного количества вольфрама в виде вольфрамита, находящегося в глубинных частях месторождения Лянгар (в кварцевых жилах). По мере движения растворов вверх в результате взаимодействия их с полевыми шпатами, биотитом гранитоидных и ороговикованных пород щелочность повышается (до pH=8, Барабанов, 1971). В скарновых зонах происходит нейтрализация этих растворов (до pH=7,3) главным образом за счет уралитизации и тремолит-актинолитового замещения пироксенов и серицитизации полевых шпатов околоскарновых и гранитоидных пород. Создается благоприятная среда для отложения шеелита III. Причем до этого раствор обогащался вольфрамом в результате растворения ранее отложенных шеелитов I, II.

Именно этим объясняется, как нам кажется, приуроченность промышленной концентрации вольфрама всех месторождений Западного Узбекистана к пироксеновым, пироксен-плаггиоклазовым и пироксен-гранатовым разностям скарнов. Такого мнения придерживаются также О. В. Брызгалин (1960) и В. Ф. Барабанов (1971) в отношении локализации шеелита в скарнах месторождений Тырнауз и Восток I. С другой стороны, трудно согласиться с утверждениями вышеуказанных исследователей, что главным источником кальция является не реликтовый кальцит, а кальций, высвобождающийся при уралитизации пироксенов и серицитизации основных плаггиоклазов околоскарновых и гранитоидных пород.

По нашему мнению, немаловажную геохимическую роль играет реликтовый кальцит, находящийся в пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнах. Об этом свидетельствуют часто встречающиеся псевдоморфозы шеелита по реликтовому кальциту, данные А. С. Коренбаума (1970) и опыты В. Н. Рыженко (1965). Последний экспериментально доказал, что замещение CaCO_3 шеелитом происходит при pH<9. Поэтому мы считаем, что после нейтрализации щелочных растворов и пироксена, и кальцит замещаются шеелитом III. Далее, по мере того как увеличивается концентрация кремнезема, природа растворов становится слабोकислой и создается благоприятная среда для отложения кварца с шеелитом III.

Этот период, видимо, в целом соответствует концу раннещелочной и началу кислотной стадии, по Д. С. Коржинскому (1954), В. А. Жарикову (1959, 1968). По данным В. А. Жарикова (1967, 1971), наложенное вольфрамовое оруденение связано с проявлением кварц-полевошпатового метасоматоза в кислотной стадии постмагматического процесса. Однако если образование шеелит-сульфидных руд Майхуры, молибденит-шеелит-сульфидного оруденения Чорух-Дайрона, сульфидно-шеелитовой руды Ингички рассматривать как продукт только лишь одной кварц-полевошпатовой стадии (Жариков, Власова, 1971), то нельзя объяснить существующий большой разрыв во времени между отложе-

нием шеелита и сульфидов, столь характерный для всех месторождений Западного Узбекистана.

В пределах скарново-редкометалльных месторождений Средней Азии, в том числе Лянгара, Койташа и Ингички, Н. В. Нечелюстов (1970, 1971) выделяет 5 стадий рудной минерализации без учета возрастной последовательности постмагматических минералов, которые сопровождаются отложением шеелита: 1) шеелитовая с гроссуляром и карбонатами; 2) полевошпатовая — молибденит, шеелит, полевой шпат, касситерит; 3) пирротиновая в парагенезисе с шеелитом, висмутом; 4) кварц-сульфидная в парагенезисе с шеелитом, кварцем и сульфидами; 5) карбонатная, включающая шеелит - кварц-карбонатную, кварц-висмутую, кварц-золоторудную ассоциации. Такой принцип выделения стадий минерализации геохимически неоправдан. Наличие первых двух, выделенных Н. В. Нечелюстовым стадий минерализации в месторождениях Ингичка, Койташ и Лянгар не вызывает сомнения. Что же касается одновременного отложения шеелита с пирротином, висмутом, халькопиритом и низкотемпературным кальцитом, то такие стадии минералогически не подтверждены.

За исключением молибденита, все сульфиды (арсенопирит, пирротин, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит), во всех скарново-редкометалльных месторождениях Западного Узбекистана

являются наложенными на шеелитовое оруденение. Об этом свидетельствует следующее: 1) шеелиты I, II, III пересекаются тонкими прожилками пирротина (рис. 77); 2) шеелит, находящийся среди массивных выделений пирротина, халькопирита и пирита, разъеден этими сульфидами, перекристаллизован, регенерирован, часто встречается в хорошо образованных кристаллах. О наложенном характере сульфидов на шеелитовые руды говорится в работах Х. М. Абдуллаева (1947), И. Х. Хамрабаева (1958, 1972), Т. М. Мацокиной (1954), О. В. Брызгалова (1960, 1971) и др.

Кроме того, А. В. Барабанов установил, что в месторождении Восток-2 (Приморье) шеелит образуется до отложения сульфидов в среде с высоким окислительным потенциалом.

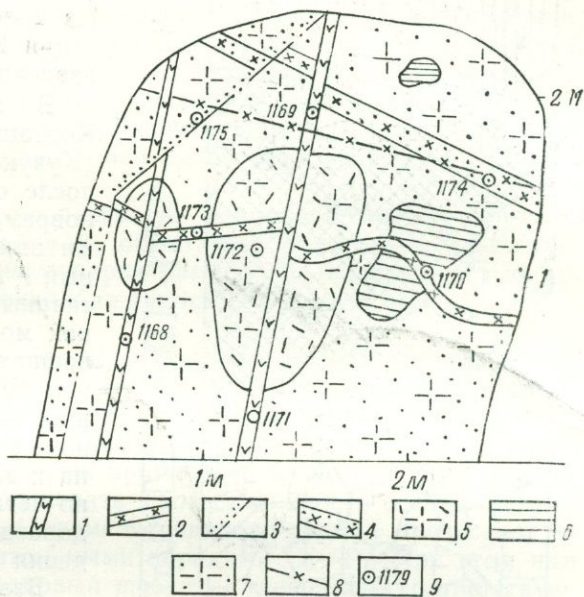


Рис. 77. Взаимоотношение кварцево-шеелитового III прожилка с кварцево-сульфидными, хлорит-серцитовыми прожилками и аплитовыми дайками. Месторождение Угат. Зарисовка забоя (состояние к 23/VIII—1971 г.) верхшлага III, горизонт шахты „Разведочная“.

1—кварц белый, сероватый с сульфидами; 2—кварц с шеелитом III; 3—трещины, заполненные хлоритом и серцитом; 4—альбитизированные, серцитизированные аплитовые дайки; 5—грейзенизированные и хлоритизированные гранодиориты; 6—ксенолиты; 7—альбитизированные, серцитизированные гранодиориты; 8—постминерализационные нарушения; 9—место взятия образца.

В кальцитовых жилах шеелит, вероятно,— наиболее раннее образование, так как иногда карбонатные прожилки накладываются на кварц-шеелитовые жилы.

МЕСТО МОЛИБДЕНИТА В ПОСТМАГМАТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

Молибденовое оруденение характерно для скарново-редкометалльных месторождений Нуратинской группы (Лянгар и Койташ). Молибденит в этих месторождениях образует значительные скопления и представляет промышленный интерес.

Из вольфрамовой руды месторождения Койташ наряду с шеелитом извлекается молибденит.

В месторождениях Лянгар и Койташ молибденит отлагается (Кучукова, Исмаилов и др., 1971) после образования шеелита III одновременно с шеелитом IV, полевыми шпатами и кварцем. Наложный характер молибденита на скарны не вызывает сомнения, так как молибденит, содержащий полевошпат-кварцевые жилы с шеелитом IV, располагается в виде секущих жильных образований в скарново-рудных телах наложенного типа и за их пределами. Это особенно четко видно на Западном и Водораздельном участках месторождения Лянгар.

Взаимоотношения молибденита с шеелитом III довольно отчетливо

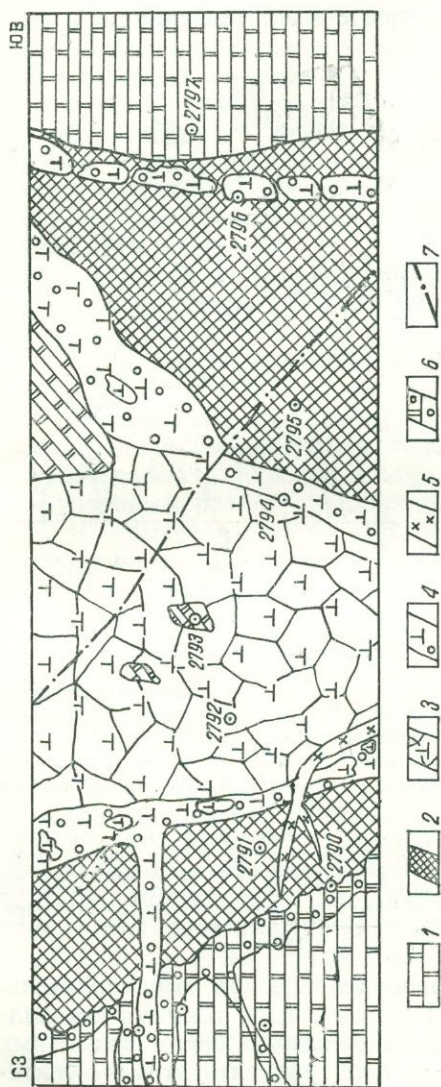


Рис. 78. Взаимоотношение скарна с прожилками кварц-молибденитового и кварц-сульфидного (пирротин и халькопирит) составов месторождения Койташ. Зарисовка южной стенки штр. I, Восточный участок м-ния Койташ.

1—мраморизованный известняк с включением волластонита, граната. 2—окварцованный и уралитизированный гранат-пироксеновый скарн с шеелитом III с сульфидами. 3—спессартитовая дайка (сильно трещиноватая). 4—скарнированная, уралитизированная окварцованная и альбитизированная порода роговикового сложения с молибденитом и шеелитом IV; 5—кварцевые прожилки с пирротин, халькопиритом, 6—волластонитово II-гранатовая оторочка, 7—последнее нарушение.

установлены нами на Восточном участке месторождения Койташ (рис. 78). Там уралитизированные и окварцованные пироксеновые скарны с шеелитом III, сформировавшиеся на контакте спессартитовой дайки с известняками, пересекаются прожилками полевошпат-кварц-молибденит-шеелитового IV состава. Последние, в свою очередь, пересечены прожилками кварца, содержащими пирротин и халькопирит. Кроме того, на месторождении Угат дробленые полевошпат-кварцевые жилы с молибденитом цементированы пирротинном (рис. 78). Отсюда ясно, что

молибденитовое оруденение образовалось после шеелита III и перед пирротиновой минерализацией.

Наблюдается интенсивное замещение скарновых минералов полевыми шпатами (Лянгар), актинолитом, кварцем с образованием кварц-амфибол-полевошпатовых метасоматитов. Полевые шпаты, по данным В. И. Рехарского (1962), представлены альбит-олигоклазом и калишпатом. В этих жилах молибденит распределен неравномерно. В отдельных случаях (в экзоконтактных частях) тонкие прожилочки мономинерального молибденита пересекают (Койташ) прожилочки и гнезда шеелита III. Молибден переносится в щелочной и слабокислой среде. Поэтому и в молибденитовой стадии наблюдается обильный привнос кремнезема. При этом гидротермальные растворы, содержащие молибден, вольфрам, щелочи и другие компоненты, взаимодействуя с гранитоидными и скарновыми породами, реже с известняками, окварцовывают их с одновременным отложением молибденита, шеелита IV и альбит-олигоклаза, а также перекристаллизацией ранее образованных скарновых минералов.

В том случае, когда такие растворы взаимодействуют с биотит-кварцевыми роговиками (Койташ), образуются прожилки альбит-калишпат-кварцевых пород с равномерно рассеянной вкрапленностью молибденита. Среди таких пород наблюдаются отдельные обломки биотит-кварцевого роговика.

Молибденовое оруденение не во всех месторождениях проявлялось одинаково. Тем не менее установлена четкая закономерность распределения молибденита по месторождениям и рудопроявлениям (см. гл. III).

Исходя из теоретического положения о единстве процессов породообразования и рудообразования, на примере детально изученных месторождений мы попытались обосновать многостадийность вольфрамового оруденения и длительность по времени скарново-рудных процессов, генетически связанных с гранитоидными породами S_3-R_1 . При этом нам удалось различить: раннескарновый шеелит I генерации, соответствующий одновременному типу оруденения; позднескарновый шеелит II, соответствующий сопряженному типу оруденения; раннегидротермальный шеелит III, эквивалентный наложенному типу оруденения.

Одновременный тип вольфрамового оруденения характеризуется синхронностью шеелита I с одним из основных минералов скарнов — пироксеном II, а также совпадением контуров этого типа оруденения с границами пироксеновых скарнов и пироксен-плагноклазовых околоскарновых пород.

Сопряженный тип вольфрамового оруденения примечателен тем, что по времени оруденения он близок к скарновому процессу, хотя в пространстве руды этого типа и скарновые тела не всегда совпадают. Прожилки альбит-кварц-амфиболового состава с шеелитом II, в свою очередь, пересекаются прожилками более поздней кварц-уралит-шеелитовой III минерализации, уже явно наложенной на скарны. Сопряженный тип оруденения проявляется в виде отдельных альбитизированных зон и прожилков.

Главные особенности наложенного типа оруденения: а) размещение рудных тел и распределение шеелита III в них контролируется внутрирудными дизъюнктивными нарушениями. При этом контуры рудных тел не совпадают с контурами скарнов; б) крайне неравномерное распределение шеелита III в рудах; в) зональное строение рудных тел и околорудных измененных пород; г) парагенетическая ассоциация шеелита III с кварцем и амфиболами; д) интенсивная перекристаллизация и регенерация пироксена, граната, реже везувиана

в момент отложения шеелита III. По условиям локализации наложенный тип вольфрамового оруденения подразделяется на два подтипа: собственно наложенный, куда объединены руды (апогранитовая, апоскарновая, апокарбонатная) скарновых зон, и автономный, куда отнесено вольфрамовое оруденение, формирующееся вне скарновых зон (в роговиках — роговиковый тип) в виде секущих кварц-амфиболовых и кварцевых жил и прожилков с шеелитом III и другими минералами. Такие жилы и прожилки удаляются от контакта на расстояние 125—150, редко до 625 м и могут служить индикаторами скрытого оруденения.

Молибденит отлагается после образования шеелита III одновременно с шеелитом IV, полевыми шпатами и кварцем. Наложенный характер молибденита и отложение его после шеелита III доказывается тем, что молибденитсодержащие полевошпат-кварцевые жилы с шеелитом IV располагаются в виде секущих жил и прожилков в скарново-рудных телах наложенного типа и за его пределами (Лянгар). Молибденитовое оруденение проявилось не во всех месторождениях в одинаковой мере, что обусловлено разной глубиной формирования гранитоидных массивов и генетически связанных с ними постмагматических минерализаций.

На основании детального изучения парагенетических ассоциаций, условий локализации шеелита, а также литературных данных автор пришел к выводу, что при образовании разных типов вольфрамового оруденения вольфрам переносился щелочными растворами в виде ионов $[WO_4]^{-2}$ в равновесии и с $[SiO_4]^{-2}$, $[Na_2W_4O_{12}] + [K_2W_3O_{10}F_2]_{ag}$ или в виде гетерополикислоты $H_4[Si(W_3O_{10})_4] \cdot 2H_2O$ в щелочной среде ($pH=7,3$). При этом в скарнированных зонах нейтрализаторами щелочных растворов служили пироксеновые скарны, особенно крупнокристаллические их разновидности и полевые шпаты околоскарновых и гранитоидных пород. При взаимодействии щелочных растворов с вышеуказанными породами щелочи расходовались на амфиболизацию пироксеновых скарнов и серицитизацию полевых шпатов (основных плагиоклазов), вследствие чего растворы приобретали нейтральный или слабокислый характер и создавалась благоприятная среда для отложения вольфрама в виде шеелита, а кремнезема в виде кварца. Одновременно пироксен и другие скарновые минералы перекристаллизовывались и регенерировались. Эта закономерность теоретически объясняет установленную эмпирически приуроченность промышленной концентрации вольфрама всех месторождений Западного Узбекистана к пироксеновым скарнам, особенно к их окварцованным, перекристаллизованным разновидностям, а также образованию «апогранитовой» вольфрамовой руды.

Глава V. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ СКРЫТОГО ВОЛЬФРАМ-МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ИХ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ СКРЫТОГО ВОЛЬФРАМ-МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В настоящее время в промышленной оценке скарново-редкометалльных месторождений и рудопроявлений, а также прогнозировании скрытых рудных тел решающее значение имеют оценочные критерии, основанные на закономерностях формирования и размещения хорошо изученных редкометалльных месторождений. Исходя из этих закономерностей, оценочные критерии могут быть подразделены на следующие группы: 1) литолого-структурные (Ушаков, 1958, 1962, 1966; Королев, Шехтман, 1965); 2) петролого-минералогические (Хамрабаев, 1969, 1972; Хамрабаев, Мурадов, Ахмеджанов, 1971); 3) минералого-геохимические (Исмаилов, Кучукова, 1971; Хамрабаев, Исмаилов, Кучукова и др., 1971).

На основании сравнительного изучения типоморфных особенностей минералов, их парагенетических ассоциаций, а также условий локализации вольфрамового оруденения в скарново-редкометалльных месторождениях Западного Узбекистана нам удалось установить некоторые минералогические индикаторы, которые, как мы полагаем, могут быть использованы для оценки наличия скарновых тел и установления степени их промышленной рудоносности, выяснения глубинных перспектив известных рудопроявлений, а также прогнозирования скрытых рудных тел.

Типоморфные особенности минералов и их парагенезисы как индикаторы промышленного содержания вольфрама и молибдена в скарново-рудных телах

Для установления одновременного типа оруденения прямым критерием является наличие неизменных пироксеновых II, пироксен II-плагиоклазовых и пироксен II-гранатовых II скарновых тел биметасоматического и инфильтрационно-метасоматического происхождения с шеелитом I. Особенно важное значение приобретают инфильтрационно-метасоматические скарны, залегающие в виде жил и прожилков во вмещающих породах, расположенных недалеко от контакта. В глубине такие прожилки могут переходить в крупные скарново-рудные тела. Однако промышленного содержания WO_3 в них может и не быть.

Промышленная концентрация вольфрама связана с проявлением последующих типов вольфрамового оруденения, которые можно без особого труда определить по наличию процессов альбитизации (сопряженный тип), уралитизации и окварцевания (наложенный тип), выше-

отмеченных разностей скарнов, а также серицитизации, мусковитизации, хлоритизации полевых шпатов, темноцветных минералов в эндоконтактной части скарнов.

В связи с тем, что наложенный тип вольфрамового оруденения, кроме вышеуказанных новообразований, сопровождается процессами перекристаллизации и регенерации скарновых минералов (пироксенов, гранатов, везувиана и др.), образование крупнокристаллических друзовых текстур, графических структур, возникновение столбчатых, сферолитовых, сноповидных, «веерообразных», «букетообразных» и «елкообразных» агрегатов пироксена, везувиана и их отдельных кристаллов, а также морфологических разновидностей граната и особенно смену ромбододекаэдрической формы кристаллов граната на тетрагонтриоктаэдрическую (Лянгар) можно использовать как индикаторы на наличие более позднего вольфрамового и молибденового оруденения.

Косвенным индикатором промышленного оруденения могут быть сульфидизация, стильпноmelанизация пироксеновых скарнов.

Особенности минеральных парагенезисов жил, прожилков и их зональность как индикаторы скрытого оруденения

Индикаторное значение жильно-магматических пород и постмагматических проявлений в эндоконтактной зоне Койташского интрузива обстоятельно рассмотрено И. Х. Хамрабаевым, З. М. Мурадовым, С. А. Ахмеджановым (1971). Сущность его сводится к тому, что между интенсивностью проявления жильно-магматических и постмагматических образований в зоне эндоконтакта и мощными скарново-рудными телами на контакте (с карбонатными породами) существует прямая связь. Иначе говоря, насыщенность зоны эндоконтакта постмагматическими образованиями можно использовать как важный признак наличия скрытой промышленной скарново-рудной залежи. Такая зависимость устанавливается и на других рудных полях Западного Узбекистана.

Рассмотрим индикаторное значение минеральных парагенезисов жил и прожилков скарново-гидротермальной минерализации, залегающих в осадочно-метаморфической толще. Прожилковые индикаторные проявления ранее изучались в Ингичкинском (Ушаков, 1949, 1958; Хамрабаев, Исмаилов, 1965, 1958), позже — в Лянгарском (Троянов, 1956; Чернявский, Румянцев, 1958) и наиболее детально в Койташском рудных полях (Хамрабаев, Кучукова, Исмаилов, Джамалетдинов, Мурадов, 1973). При этом, кроме изучения парагенетических ассоциаций минералов большое внимание было уделено выяснению особенностей формирования жил и прожилков во времени (возрастной последовательности) и в пространстве, а также изменения состава парагенных прожилковых минералов в зависимости от литологического состава вмещающих пород.

Закономерность формирования минеральных парагенезисов жил (прожилков) и последовательность их проявления во времени и пространстве обусловлены главным образом стадийностью скарново-гидротермальных процессов. В гл. III дана картина общей последовательности развития процессов минералообразования, приведших к формированию стадийной зональности в скарново-редкометалльных месторождениях.

Исходя из стадийной зональности размещения жил и прожилков парагенных минералов относительно контакта вмещающих пород с гранитоидными интрузивами, а также синхронности возникновения некоторых прожилков с вольфрам-молибденовым оруденением, все параге-

незисы жильных минералов (от скарново-рудных тел к осадочно-метаморфическим породам) можно подразделить (по возрастной последовательности) на четыре группы.

1. Прожилки минералов-индикаторов, формирование которых связано со скарнообразованием (одновременный тип оруденения) инфильтрационно-метасоматического происхождения; пироксеновые с шеелитом I, пироксен-плаггиоклазовые с шеелитом I (рис. 79, а, б, в), гранат-пироксеновые с шеелитом I, пироксен-везувиановые с шеелитом I. Разнообразие ассоциирующихся минералов обусловлено либо литологическим составом вмещающих пород, либо наложением последующей стадии минерализации скарнового процесса. Например, пироксеновые и пироксен-плаггиоклазовые прожилки с шеелитом I возникают одновременно. Первые образуются в карбонатной, а вторые — в роговиковой среде. В гранат-пироксеновых и везувиан-пироксеновых прожилках гранат и везувиан наложены на пироксеновые прожилки с шеелитом I.

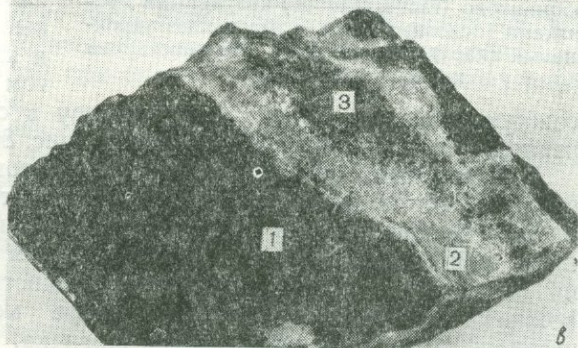
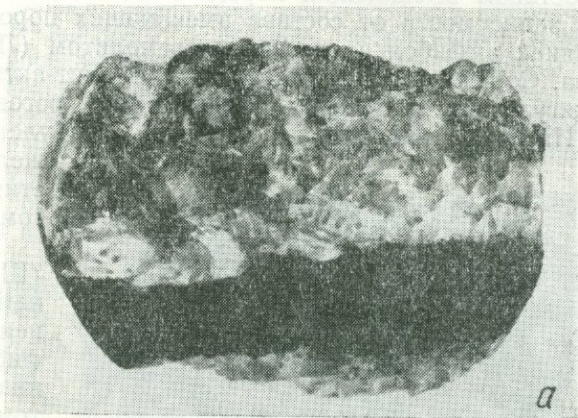


Рис. 79. Прожилки минералов-индикаторов первой группы.

а — пироксен (частично уранитизированный)-гранатовый прожилок с вкрапленностью сульфидов в крупнокристаллическом мраморе месторождения Ингичка (полиров. поверхности, обр. 2070, вел. натур.), б — пироксеновые прожилки в известково-силикатовых роговиках месторождения Койташ (полоса Койташ — Угат, обр. 99, вел. натур.), в — прожилок пироксен-плаггиоклаз-гранатового скарна в амфибол-биотитовых роговиках месторождения Койташ; 1 — амфибол-биотитовые роговики; 2 — плаггиоклаз-пироксеновая зона; 3 — гранатовая зона (обр. 211, вел. натур.).

2. Прожилки минералов-индикаторов, образование которых синхронно с сопряженным и наложенным типом вольфрам-молибденового оруденения, альбит-кварцевые с шеелитом II (рис. 80), альбит-амфиболовые с шеелитом II, кварц-амфиболовые с шеелитом II, кварцевые с шеелитом III, кварц-флогопитовые с шеелитом III, кварц-пироксен-амфибол с шеелитом III и молибденитом, кварц-молибденит с шеелитом IV,

кварц-гранат-пироксеновые с шеелитом III, кварц-турмалин-шеелитовые IV с золотом, кварц-вольфрамитовые с шеелитом III, кварц-тремолит-гранатовые с шеелитом III, актинолит-тремолитовые, кварц-полевошпат-серицитовые с шеелитом III. Минералогическое разнообразие этих прожилков кроме разновозрастности обусловлено литологическим составом вмещающих пород. Отметим изменение составов амфиболов в зависимости от состава вмещающих пород. В доломитистых известняках амфибол представлен тремолитом (Лянгар, Каратюбе, Хасантепа, Сарыкуль), в доломитах — тремолит-актинолитом (Кызкурган, Тиллягульсай), в скарнах, гранитоидах, роговиках — роговой обманкой (Ингичка, Тым, Койташ, Лянгар, Хаузулак, Шаит, Угат и др.) и ее железистыми разновидностями — га-стингситом и феррогастингситом.



Рис. 80. Прожилки минералов-индикаторов второй группы. Взаимоотношение альбит-шеелитового II прожилка с шеелит III-роговообманково (гастингситово)-кварцевыми прожилками (основная масса — плагиоклаз-пироксеновый скарн). Обр. 1166. Старательский карьер участка Шаит.

сложную прожилково-сетчатую текстуру в скарнированных тремолит-актинолит-полевошпатовых роговиках (рис. 80).

К ним можно отнести гранат-тремолитовые прожилки с кварцем и шеелитом, отходящие от скарново-рудных тел в сторону карбонатных пород, встречающиеся в месторождении Лянгар (у устья шт. 45). Прожилки мощностью 2—3 см прослеживаются на расстоянии 15 м, далее они переходят в «сахароподобный» зернистый кальцит. Аналогичные прожилки отмечены на Южном карьере месторождения Лянгар и в четвертой штольне месторождения Ингичка.

На рудопоявлении Тиллягульсай кальцит-тремолит-актинолитовые прожилки с шеелитом III и галенитом переходят в пироксен-роговообманковые, а затем в пироксеновые скарны (Хамрабаев, Исмаилов, Кучукова и др., 1971).

3. Прожилки кварц-сульфидных парагенезисов, наложенные на скарново-рудные тела, — косвенный индикатор вольфрамового оруденения. В данном случае пути движения среднетемпературных гидротер-

В Койташском рудном поле (Шаит, Джайлау, Хаузулак) наиболее широко распространены альбит (олигоклаз)-амфиболовые с шеелитом III, кварц-амфиболовые с шеелитом III прожилки, которые приурочены в основном к роговикам (амфибол-полевошпатовым, биотит-полевошпатовым) контактовой и экзоконтактовой зоны на расстоянии 300—400 м от контакта. Поэтому они могут служить надежными индикаторами скрытого оруденения.

Мощность амфиболовых (роговая обманка) прожилков колеблется от долей миллиметра до 3—4 см.

На рудопоявлении Шаит альбит (олигоклаз)-амфиболовые прожилки с шеелитом II и кварц-амфиболовые с шеелитом III, пересекаясь, образуют

мальных растворов пространственно совпадают с путями движения раннегидротермальных, из которых отлагался поздний шеелит III (наложенный тип вольфрамового оруденения). Поэтому они могут быть использованы в качестве косвенного минералогического индикатора скрытых скарново-рудных тел. Следует учесть, что прожилки кварц-сульфидных минералов, пересекая скарново-рудные тела, удаляются на значительное расстояние (1000 м) от контакта в сторону вмещающих пород. К ним относятся: кварц-арсенопиритовые с золотом и шеелитом III (Лянгар, Алтынказган), кварц-пирротиновые, кварц-пирротин-халькопирит-марказитовые, пирротин-халькопирит-пиритовые с висмутовыми минералами, серпентин-сульфидные, кварц-пиритовые, кварц-сфалерит-галенитовые, карбонатно-сульфидные жилы и прожилки.

К ним также следует отнести многочисленные, иногда мощные кварцевые жилы с редкой вкрапленностью сульфидов, залегающих как в эндоконтактной, так и в экзоконтактной частях скарново-рудных тел. Очень часто они размещаются в 500—1000 м от приконтактных рудных тел (Койташ, участок Полоса Койташ—Угат).

В доломитовых и известняковых мраморах месторождений Лянгар (Западный, Водораздельный участки и промежуток между ними, Северный участок), Ингички (Девонасай, Джин) и полосы Лапас—Аймахал—Тым довольно часто встречаются прожилки различных сульфидов (пирротин, пирит, халькопирит, галенит). В доломитах наряду с сульфидами и кальцитом появляется флогопит (Водораздельный, Западный и Северный участки).

4. Прожилки и жилы минералов, образования которых связаны с проявлением низкотемпературных гидротермальных процессов, располагаются как возле скарново-рудных тел, так и во внешних зонах контактового ореола интрузива, прослеживаясь на расстоянии 1000—2000 м и более (по горизонтали). К ним относятся безрудные кварцевые, кварц-карбонатные, карбонатные, кварц-флюоритовые (Ингичка, Лянгар, Каратюбе), кальцит-флюоритовые (Ингичка, Лянгар, Рабинджан, Чаштепе) жилы и прожилки в известняках, брусит-кальцитовые прожилки в доломитах (Кальтасай), кальцит-кварц-цеолитовые прожилки в роговиках (полоса Койташ—Угат), кальцит-актинолитовые (Кальтасай), кальцит-киноварные (Алтыаул, Казанбулак) жилы и прожилки.

Подобные жилы не могут быть использованы как основные индикаторы скрытого вольфрамового оруденения. Тем не менее, они служат дополнительным индикатором при оценке перспектив отдельных площадей и рудного поля в целом.

Кроме того, нами вместе с А. С. Балакиной анализировалось пространственное размещение индикаторных минералов по трем скважинам, пройденным по полосе Угат—Койташ. Источником информации послужило детальное описание скарнов скважин 119, 111 и 107 Угатской ГРП Зарафшанской геолого-геофизической экспедиции 1950 г. По скв. 111 до глубины 138,53 м микропрожилки и прожилки представлены в основном кальцитом, реже кварцем с вкрапленностью пирита. Глубже кварцевых прожилков становится больше, появляются прожилки или отдельные небольшие зоны волластонита. При этом с глубиной количество волластонитовых прожилков постепенно увеличивается: в интервале от 138,53 до 347,22 м насчитывается 9 волластонитовых и волластонит-пироксеновых прожилков, в интервале 342,22—432,14 м количество волластонитовых и волластонит-пироксеновых прожилков доходит до 17. Причем, в последнем интервале появляются прожилки пироксена в 80—90 м выше приконтактного скарново-рудного тела.

В скважине 119, не вскрывшей продуктивного горизонта в полосе Койташ—Угат, наблюдается другая картина. Весь вскрытый ею интервал (0,00—212,1 м) представлен кварцевыми и карбонатными прожилками и лишь два прожилка волластонита.

В скважине 107 с глубиной увеличивается количество кварцевых и волластонитовых прожилков. С глубины 176,57 м появляются пироксеновые прожилки, а на глубине 250,96 м зафиксированы пирротиновые.

Обобщая вышеизложенное, следует подчеркнуть, что в пространственном размещении прожилков и жил индикаторных минералов различного состава устанавливается как вертикальная, так и горизонтальная стадийная зональность. При этом прожилки минералов ранней стадии (собственно скарновые — индикаторы первой группы) постмагматического процесса размещаются вблизи скарново-рудных тел, более поздние (индикаторы второй и третьей групп) — на некотором удалении, а завершающей стадии (индикаторы четвертой группы) — в самых отдаленных зонах ореолов контактового метаморфизма. Это подтверждает закономерности, установленные Д. В. Рундквистом, И. А. Неженским (1971) для других скарново-рудных месторождений.

Такая последовательность размещения жил и прожилков индикаторных минералов позволила И. Х. Хамрабаеву, М. И. Исмаилову, М. С. Кучуковой, Н. Д. Джамалетдинову, З. М. Мурадову (1971 г.) выделить в Койташском рудном поле следующие индикаторные парагенетические ассоциации минералов:

1. Очень близкие индикаторы в вертикальном направлении, предположительно свидетельствующие о наличии скарново-рудных тел на глубинах от 2—3 до 80—100 м. К ним можно отнести: наличие зон кварц-плагиоклаз-пироксеновых пород с шеелитом и другими сульфидными минералами в эндоконтактной зоне гранодиоритов (участки Угат, Шаит, полоса Койташ—Угат). Мощность таких зон варьирует от 0,3—0,5 до 5—6 и более метров. Как правило, они развиты в приконтактных частях скарново-рудных тел. Присутствие в породах экзоконтакта гранитоидного интрузива, инфильтрационно-метасоматических жил, прожилков и зон пироксеновых (часто уралитизированных), волластонит-пироксеновых, гранат-волластонитовых, волластонитовых скарнов с пирротином, халькопиритом и шеелитом также можно отнести к этой группе. Мощность таких жил и прожилков варьирует от 2—5 см до 0,5—1,0 м (полоса Койташ—Угат). Более мощные из них на глубине часто могут быть связаны с основными рудными телами, т. е. являются их апофизами и относятся к прямым индикаторам. Указанные индикаторные проявления установлены в роговиках и известковистых конгломератах (С₃) полосы Койташ—Угат, где горизонтальное расстояние до контакта интрузива составляет для пироксеновых, гранат-пироксеновых прожилков от 8—10 до 120—150 м, а для гранат-волластонитовых, волластонитовых проявлений до 200 м и более.

2. Близкие индикаторы, указывающие на нахождение скрытых скарново-рудных тел примерно на глубине от 10—20 до 300—400 м. К ним можно отнести кварц-амфиболовые, альбит-амфиболовые, амфиболовые прожилки и жилы мощностью от нескольких сантиметров до 1—2 м. В их горизонтальном размещении наблюдается примерно такая зональность: ближе к контакту интрузива (от 2—5 до 125—150 м) в роговиках встречаются прожилки (мощностью от 0,5—0,6 до 5—10 см) амфибол-альбитовых, амфиболовых, кварц-амфиболовых парагенезисов минералов. Иногда линзообразные тела (апофизы) скарнов (уч. Саганаксай), состоящие из пироксена, амфибола, кварца с редкой вкрапленностью шеелита, встречаются на расстоянии до 625 м от интрузив-

ного контакта. Амфиболовые прожилки часто пересекают пироксеновые скарны, являясь продуктами более поздних стадий скарнового процесса (уч. Шуркунды, Угат, Хаузбулак, Лянгар, Ингичка, Тым и Джайлау).

3. Удаленные индикаторы скрытого скарново-рудного оруденения. Ими могут служить кварц-сульфидные (с пиротином, пиритом, халькопиритом, галенитом и др.), кварц-серицитовые, кварц-карбонат-сульфидные, кальцит-хлоритовые и карбонатные (с убогой сульфидной минерализацией) прожилки, жилы и зоны окварцевания, ожелезнения (сульфидами) в роговиках. Мощность прожилков перечисленных образований колеблется от нескольких миллиметров до 2—3 и более сантиметров. Максимальную мощность имеют кварц-сульфидные жилы и зоны окварцевания в роговиках. Такие минерализованные тела могут находиться в максимальном удалении от скрытых рудных залежей как по вертикали (от 300—400 м до километра), так и по горизонтали (до 1000 м). По отношению к интрузивному контакту они размещены в породах перекрывающей толщи роговиков экзоконтакта на значительном расстоянии: кварц-сульфидные прожилки и жилы с пиритом, халькопиритом, малахитом, азурином и др.— от 240—250 до 1000 м; кварц-карбонатные прожилки и жилы с пиритом, галенитом, халькопиритом и др.— до 800 и более метров. Кальцит-хлоритовые жилы встречаются в 355 и более метров от контакта.

Нередко вместо сульфидных жил и линз мы находим на современном уровне среза «железные шляпы» — плотные натечные агрегаты гётита, гидрогётита, лепидокрокита и халцедона. Одно из таких проявлений обнаружено в южном крыле известняков Койташской мульды, восточнее топопункта 1250 м, оно содержит до 0,54% WO_3 и микроскопические зерна золота. Наши предположения об индикаторном значении этих образований подтверждаются небольшими электроразведочной и магнитной аномалиями.

4. Очень удаленные индикаторы скрытого скарново-рудного оруденения, вернее, критерий оценки перспективности отдельных площадей месторождения или рудного поля. Сюда относятся безрудные кварцевые, кварц-карбонатные, кальцитовые, кальцит-флюоритовые (Рабинджан, Лянгар), кальцит-антимонитовые (Кальтасай), кальцит-киноварные (Алтыаул, Казанбулак) жилы в известняках, брусит-кальцитовые в доломитах (Кальтасай), кальцит с пиритом и бурыми железняками (Кальта-Кетменчинский—Аймахал) и кальцит-кварц-цеолитовые в роговиках (Угат). Они проявляются на расстоянии 1000—2000 и более метров по горизонтали от скарново-рудных тел и приблизительно 500—600 м по вертикали. Кальцитовые прожилки в известняках могут удаляться на особенно значительное расстояние. Например, крупнокристаллические и «рассыпчатые» кальциты с многочисленными прожилками кальцита и пропитанная бурыми железняками кварц-халцедоновая масса обнаружены в западной части южного крыла Койташской мульды, в 200 м к северо-востоку от вышеупомянутого топопункта, т. е. в 2—3 км по горизонтали от основного контакта гранитоидных пород с осадочно-метаморфической толщей. Подобные случаи отмечаются почти во всех скарново-рудных месторождениях Западного Узбекистана.

В целом следует отметить, что все четыре группы индикаторных минералов выделены на примере Койташского рудного поля и применены с учетом геологических особенностей для Лянгарского, Ингичкинского и других скарново-редкометалльных рудных полей Западного Узбекистана.

Типоморфные особенности метаморфогенных кальцитов из мраморов как индикаторы скрытого оруденения

Для того, чтобы обосновать индикаторные значения типоморфологических разновидностей метаморфогенного кальцита, нами изучены мраморы рудопроявления Хасантепа. Это рудопоявление расположено на южном склоне гор Каратюбе в бассейне одноименной реки.

Скарново-вольфрамовое рудопоявление посещали Н. Д. Зленко, М. С. Султанов (1947), И. М. Исамухамедов, Ш. Р. Расулев (1948), И. Х. Хамрабаев (1949—1950), В. С. Корсаков (1957, 1960), Г. А. Абражеев (1964), М. С. Кучукова, Н. Д. Ушаков (1965), М. И. Исмаилов, А. С. Балакина, А. А. Бабаджанов (1966, 1969, 1972). О возможных перспективах Хасантепинского поля писали Н. Д. Зленко (1948—1949), И. Х. Хамрабаев (1952, 1958), М. С. Кучукова, Н. Д. Ушаков (1965), М. И. Исмаилов (1966, 1969).

Площадь рудопоявления сложена метаморфизованными сланцами и известняками верхнего силура — нижнего девона, прорванными верхнекарбон-нижнепермской (C_3-P_1) гранитоидной интрузией. Мраморизованные известняки распространены преимущественно в восточной и юго-восточной частях Хасантепы (рис. 81), где слагают мощную гряду. Кроме того, они встречаются в виде ксенолитов и останцов в гранодиоритах и биотитовых гранитах, иногда переслаиваясь со сланцами. Интенсивность мраморизации (кальцитизации) по мере удаления от контакта гранитоидных пород уменьшается, чем обусловлено широкое развитие типоморфологических разновидностей кальцитов мрамора. В рудопоявлении выделено пять разновидностей¹ (табл. 24, рис. 81) (Исмаилов, Бабаджанов, 1972).

1. Гигантокристаллические (размер < 10 мм) и пластинчатые кальциты находятся непосредственно на контакте с интрузивом, мощностью² 10—15 м. Они обычно молочно-белые и полупрозрачные. Под микроскопом наблюдаются четко выраженные полисинтетические двойники. Кальциты часто представлены «пластинчатыми» агрегатами. Эта зона отличается обилием вкрапленности скарновых (гранат, пироксен) и сульфидных (часто пирротин) минералов. Форма кристаллов и цвет свидетельствуют об интенсивном, многократном метаморфизме карбонатных пород.

2. Крупнокристаллические (2—10 мм) и «рассыпчатые» кальциты располагаются выше описанных. Мощность зоны развития этой разновидности в разрезе составляет 40 м. Цвет чаще белый. Под микроскопом наблюдаются четко выраженные полисинтетические двойники и редкая вкрапленность граната, пироксена, пирита, флогопита и др. Особенно ими богаты крупнокристаллические кальциты, расположенные рядом с дайками лейкократового гранита. «Рассыпчатые» кальциты — неясноограниченные кристаллы дитригонально-скаленоэдрического облика, слабо связанные между собой, которые при слабом ударе рассыпаются. Эта разновидность широко распространена в центральной и юго-восточной частях рудопоявления Хасантепа.

3. Среднекристаллические (1—3 мм) кальциты мощностью около 50 м следуют за предыдущей разновидностью. Следы деформации и двойникования наблюдаются редко. Отмечаются единичные бластокристаллы светло-серого цвета.

¹ Две первые разновидности на карте объединены.

² Мощность выделяемых зон зависит от контакта интрузии с вмещающей толщей. В данном случае контактовая поверхность крутая (40—45°), поэтому мощность зон невелика.

Микротвердость кальцитов растёт от гиганто-крупнокристаллических к мелкокристаллическим (табл. 25).

4. Мелкокристаллические кальциты (0,25—1 мм) располагаются на значительном расстоянии от контакта. Они отмечаются примерно в

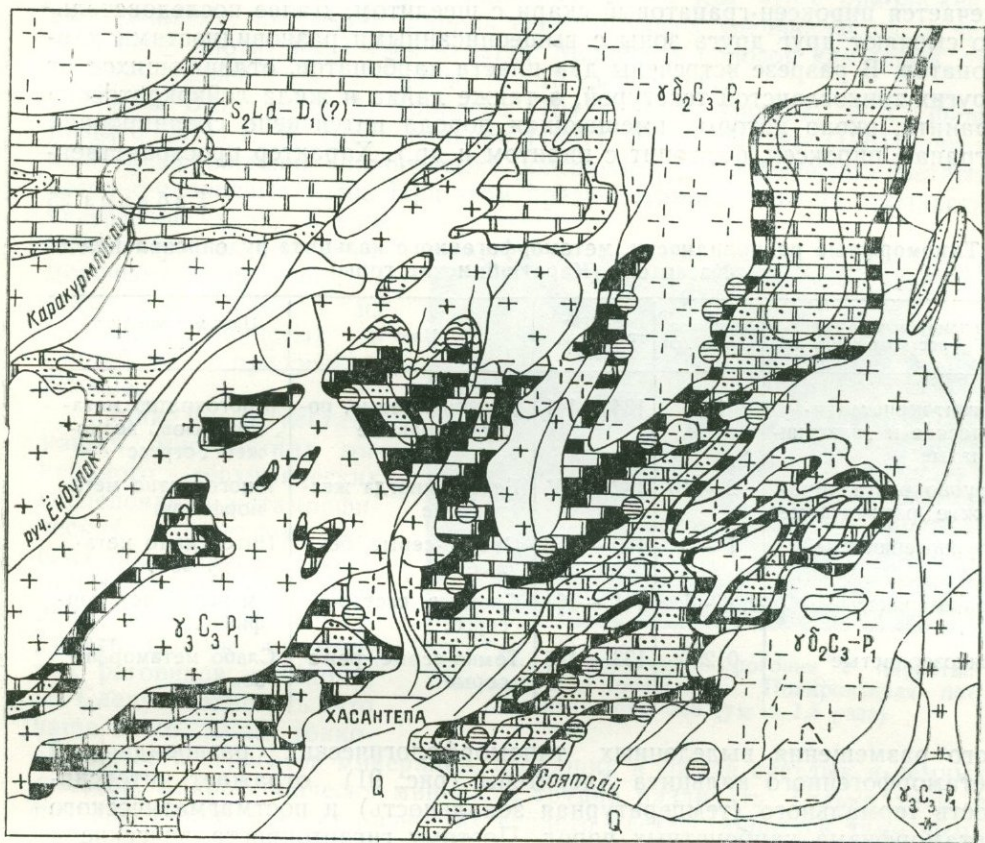


Рис. 81. Схематическая геологическая карта рудопоявления Хасантепа с выделением типоморфных разновидностей метаморфогенного кальцита. Составили М. И. Исмаилов, А. А. Бабаджанов с использованием материалов Г. А. Абражеева, В. Г. Емельянова, 1970.

1—гранодиориты, 2—биотитовые порфиroidные граниты, 3—мелкозернистые биотитовые граниты, 4—места выходов скарновых тел, 5—тонкозернистые мраморы, 6—мелкозернистые мраморы, 7—крупнозернистые мраморы, 8—„рассыпчатые“, гигантокристаллические и „пластинчатые мраморы“, 9—сланцы, 10—наносы.

100 м от интрузии. Цвет их светло-серый, серый, иногда они полосчатые. Под микроскопом характеризуются примерно одинаковыми размерами зерен. Наблюдаются отдельные бластокристаллы кальцита с неровными краями. Эти мраморы мало распространены, встречаются лишь в северо-восточной и северной частях района, где контакт с интрузивом прослеживается на большой глубине.

5. Тонкокристаллические (0,25 мм) темно-серые и серые кальциты (мраморы) также значительно удалены от контакта. Размер зёрен, цвет, пространственное расположение свидетельствуют об их слабой метаморфизации.

Пространственное расположение выделенных выше типоморфных разновидностей карбонатов наиболее четко наблюдается в разрезе I—I, составленном через карбонатную толщу северо-восточной части рудопроявления. Он охватывает четыре разновидности мраморов. Разрез начинается с гранодиоритов. На контакте их с вмещающей толщей отмечается пироксен-гранатовый скарн с шеелитом. Далее последовательно сменяют друг друга зоны с вышеописанными разновидностями карбонатов. В разрезе встречены два пласта карбонатов, отличающихся от других тонкослоистой текстурой, а также дайка и жила лейкократового гранита, около которых вмещающая порода интенсивно скарнирована (гранат, пироксен, флогопит с пиритом и др.). Характер пространствен-

Т а б л и ц а 25

Типоморфные разновидности метаморфогенного кальцита рудопроявления Хасантепа (Каратюбинские горы)

Типоморфная разновидность кальцита	Величина зерна, мм	Микротвердость, кг/мм ²	Цвет	Цвет метаморфизма породы
Гигантокристаллические и „пластинчатые“	10	134 — 141	Молочно-белые, полупрозрачные	Многokrратно метаморфизов., возможен „стресс“
Крупнокристаллические „рассыпчатые“	2 — 10	142 — 155	Белые, иногда желтоватые	Многokrратно метаморфизов.
Крупнозернистые	1 — 3	150 — 163	Светло-серые, белые	Интенсивно метаморфизов.
Мелкозернистые	0,25 — 1	141 — 161	Светлые, светло-серые	Умеренно метаморфизов.
Тонкозернистые	0,25	133 — 145	Темно-серые, реже серые	Слабо метаморфизов.

ного размещения выделенных типоморфологических разновидностей метаморфогенного кальцита Хасантепы (рис. 91) отражает интенсивность термального (температурная зональность) и постмагматического метаморфизма карбонатных пород. Поэтому гигантокристаллические и крупнокристаллические разновидности метаморфогенных кальцитов служат надежными индикаторами скрытого редкометального оруденения. Эти типоморфологические особенности метаморфогенного кальцита можно использовать при оценке рудоносности всех рудопроявлений и месторождений Западного Узбекистана.

«Полосчатые» роговики как индикаторы скрытого оруденения. «Полосчатые» роговики, которые залегают на контакте осадочно-метаморфической толщи с гранитоидной интрузией вдоль Койташ—Угат, на Угате, на Восточном, Северном участках месторождения Койташ могут служить индикатором скрытого вольфрамового оруденения. Это утверждение основывается на ранее установленном нами положении о том, что возникновение таких роговиков синхронно с кварц-уралит-шеелитовой III стадией минерализации (Исмаилов, 1965; Кучукова, Исмаилов, Джамалетдинов, 1971). При этом не исключена возможность нахождения в более глубоких частях толщ полосчатых роговиков шеелит-молибденитового оруденения «роговикового» или «кварцитовидного» типов, аналогичного рудам месторождений Тырнаузского рудного поля и Кузнецкого Алатау.

На Восточном участке мощность этих роговиков доходит до 150 м и прослеживается на расстояние до 700—800 м от контакта интрузива.

При этом переход их в кварц-биотитовые ороговикованные сланцы постепенный. По мере удаления от контакта ширина серых полосок, сложенных амфибол-плагноклазовыми и другими роговиками постепенно уменьшается до полного исчезновения. Детальный осмотр материалов скважин Восточного участка свидетельствует о том, что с приближением к контакту интрузива ширина серых полосок увеличивается, а черных (т. е. биотитовых) уменьшается. Мощность полосок как серых, так и черных колеблется от 1—2 до 10—15 см (рис. 82).

А. Б. Баталов, З. А. Королева (1941), Н. Д. Ушаков, А. С. Федоренко (1941), Г. Ф. Шелковникова (1961), Ю. С. Шихин (1961) связывали происхождение «полосчатых» роговиков с литологическим составом песчано-сланцевых толщ. При этом предполагалось, что из пропластка

чистого песчаника в процессе термального метаморфизма образовались светлые полоски, а из песчанисто-глинистых и глинистых прослоек — темные.

Однако результаты наших многолетних минералого-геохимических исследований метаморфических и метасоматических пород вольфрамово-молибденовых месторождений позволяют рассматривать генезис полосчатых роговиков по-иному.

Следует отметить, что чаще всего, из-за тонкозернистости агрегатов минералов, входящих в состав светлых и темных полосок, макроскопически минералы трудно различать. Только лишь в перекристаллизованных разностях черного цвета становятся заметными отдельные удлиненные зерна амфибола, листочки биотита, а в некоторых светлых — плагноклазов, пироксенов, реже волластонита. Под микроскопом в черных полосках отмечаются полевой шпат, кварц, роговая обманка, биотит, графит и пелитоморфная масса. Последняя состоит из мелких кварц-полевошпатовых серых криптогенных масс, на фоне которых выделяются удлиненные агрегаты роговой обманки и мелкие редкие листоватые агрегаты биотита. Амфиболы (роговая обманка) развиваются по биотиту.

Как вытекает из вышеизложенного, черный цвет породы обуславливается в основном присутствием графита, биотита, роговой обманки и пелитоморфного вещества. Реже обнаруживаются отдельные зерна черного рудного минерала (пирротин, пирит), апатита и сфена.

Светлая полоска в свою очередь состоит из двух зон, макроскопически различающихся по цвету и по минералогическому составу (под микроскопом).

Первая зона серого цвета, мелкозернистого сложения, с роговиковой структурой. Под микроскопом основная масса состоит из кварца, полевого шпата, скаполита, реже роговой обманки. Скаполит в виде мелких зерен различной формы развивается по роговой обманке и полевым шпатам вплоть до образования полного псевдоморфоза по ним.

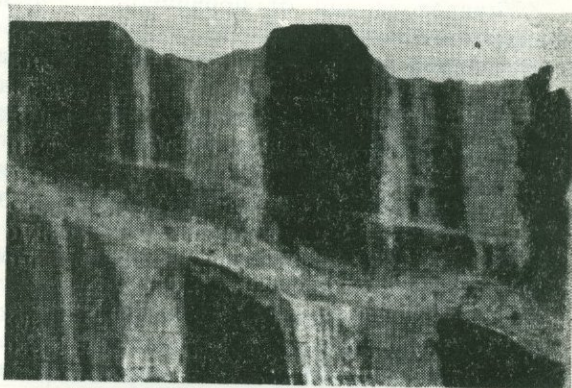


Рис. 82. «Полосчатый» роговик с пирротин-П-кальцитовым прожилком. Полированная поверхность обр. 286 (ум. в 1,5 раза).

Кварц развивается по полевым шпатам и роговой обманке. В отдельных случаях отмечаются мелкие зерна пироксена.

Вторая зона светло-серого цвета сложена пироксеном и кварцем, располагающимися в виде тонких прожилков мелкозернистого сложения. Кварца — незначительное количество и он более крупнозернистый, чем в первой зоне. Местами породы зоны пересекаются пироксен-кальцит-воластонитовыми и поздними кальцит-пирротиновыми прожилками небольшой мощности.

Таким образом, минералогический состав светлых роговиков резко отличается от состава черных и темно-серых роговиков. Замещение амфибола скаполитом, кварцем, полевым шпатом в светлых полосках свидетельствует о возникновении этих полосок путем постмагматических преобразований черных роговиков.

Унаследованная от первичной осадочной породы тонкослоистость в виде тонкополосчатой текстуры амфибол-кварц-плагноклазовых и биотит-кварц-плагноклазовых роговиков нарушается тектоническими подвижками. При этом создается благоприятная обстановка для формирования за счет роговиков вышеуказанного состава пород плагноклаз-пироксенового и кварц-плагноклазового парагенезисов. Эти кварц-плагноклазовые породы, видимо, являются одновременными с минерализацией уралит-кварц-шеелитовой III (Кучукова, Исмаилов, Джамалетдинов, 1971) стадии. Таким образом, резко выраженный «полосчатый» облик они приобретают в основном в постмагматическом этапе минералообразования.

В свете этих данных пироксен-плагноклазовые роговики Хаузбулака и Джайлау-Шаитской полосы, вероятно, также имеют постмагматическое происхождение. Индикаторные значения «полосчатых» роговиков могут быть использованы при поисках скрытого оруденения в пределах самого Койташского рудного поля, Лапаса, Джузумли, Шар-Шара и др.

Минерализация зоны гипергенеза как индикатор скрытого оруденения

Характерными особенностями минерализации зоны гипергенеза скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана являются локальное развитие и приуроченность в основном к выходам отдельных скарново-рудных тел, содержащих сульфиды железа, меди и молибдена. Основной облик зоны гипергенеза и образующихся при этом «железных шляп» определяется содержанием пирротина, как легко окисляющегося в поверхностных условиях, с одной стороны, и развитием пострудных нарушений (зоны дробления) — с другой. Надо подчеркнуть, что изучению проявлений зоны гипергенеза не уделялось достаточного внимания, в особенности как возможному индикатору скрытых скарново-редкометалльных рудных тел. Некоторые сведения о минеральном и вещественном составе пород зоны гипергенеза вне зависимости от их индикаторной роли приводятся в работах З. А. Королевой (1941), Х. М. Абдуллаева (1947), В. С. Мясникова (1951), О. М. Римской-Корсаковой (1956). Далеко не полная характеристика минералов зоны гипергенеза содержится в отчетах М. И. Исмаилова (1961, 1965).

Материалы, имеющиеся в нашем распоряжении, позволяют выделить несколько типов образований зон гипергенеза изучаемых месторождений.

Нонтронит-бурожелезняковая зона окисления состоит главным образом из нонтронита, бурых железняков (гётита и гидрогётита), реже сепиолита, галлуазита, халцедона, монтмориллонита, хризоколлы, алло-

фана, повеллита, тунгстита, молибдита, ферримолибдита, пиролюзита, псиломелана и опала. Они образуются в результате разложения скарновых минералов (пироксена, амфибола, волластонита и др.), обогащенных сульфидами.

Этот тип широко распространен на Центральном участке месторождения Койташ, Дунётепа, реже на полосе Койташ—Угат, в месторождениях Лянгар (Восточный, Главное рудное поле), Ингичка (3, 13, 18, 19 рудных телах), Тым, Мулла-Бурхан, Чуюн и др.

Бурожелезняково-язрозитовые железные шляпы, состоящие в основном из гётита, гидрогётита, лимонита, ярозита, реже псиломелана, пиролюзита, повеллита, малахита, хризоколлы, азурита и церуссита, образующихся при разложении мономинеральных прожилков сульфидов с флогопитом, вермикулитом (Лянгар), а также сульфидсодержащих кварцевых и кварц-карбонатных жил и прожилков, имеют жилообразные и линзообразные формы залегания. В пределах Койташского и Лянгарского рудных полей данный тип «железной шляпы» распространен максимально.

Кроме ранее известных крупных бурожелезняковых тел мы обнаружили несколько выходов «железных шляп», находящихся в юго-западной части южного крыла Койташской мульды, на правом берегу Саганак-сая, в 200 м к восток-северо-востоку от топочки с отметкой 1250 м. Они представлены обычно серией тонких прожилков (0,5—2,0 см) плотной гётит-халцедоновой массы (обр. 5, 6, 5 а) в интенсивно мраморизованных известняках, а местами также мелкими линзами (50×20 см). В линзообразных раздувах установлены кварц, халцедон, кальцит, реликты пирротина и пирита. Химическим и рентгено-радиометрическими анализами в них выявлена трехокись вольфрама (0,54%), молибден (0,008%), цинк (0,01—0,05%), олово (0,01—0,05%), сурьма (0,01—0,05%), мышьяк (0,005—0,01%), медь (0,001—0,005%), серебро (0,001—0,005%), висмут (0,001—0,005%).

Формы нахождения вольфрама и молибдена не ясны. Однако отсутствие шеелита, молибденита и наличие желтовато-коричневой охристой массы позволяют предполагать, что вольфрам и молибден, вероятно, находятся здесь в виде гипергенных тунгстита, ферритунгстита и молибдита. Это указывает на возможность использования «железных шляп» в качестве прямого индикатора скрытого редкометалльного оруденения, расположенного на глубине 450—500 м.

Аналогичные тонкие прожилки бурых железняков с кальцитом и кварцем (трещинный тип) имеют площадное распространение в пределах Шуркундинского поднятия (Койташ). Прожилки весьма различного направления и пересекаются между собой. Вокруг таких прожилков мрамор или крупнокристаллический кальцит ожелезнены.

Кроме того, небольшие выходы бурых железняков отмечены вблизи кишл. Дженичка и Хаузбулак вдоль Хаузбулакского надвига. В отдельных местах в них встречаются малахит, хризоколла с мельчайшими реликтами халькопирита.

Широкое распространение «железных шляп» прожилкового типа с флогопитом и вермикулитом отмечается на Лянгарском рудном поле. Многочисленные прожилки гётита, гидрогётита, малахита с реликтами пирротина, халькопирита, в редких случаях молибденита обнаружены в карбонатных породах, в полосе между Янгаклинским и Водораздельным интрузивами, между Западным и Водораздельным участками, в районе шт. 29, 30, 32, 56, 36, а также возле древних выработок этих участков. Заслуживают упоминания отдельные участки гранитов, насыщенных вкрапленностью малахита, хризоколлы, гидроокислов железа,

реликтами пирротина, халькопирита в северо-западной части Водораздельного участка на Лянгаре.

Изучение типоморфных особенностей скарновых минералов, метаморфогенного кальцита, особенностей парагенезисов минералов жил, прожилков и их зональности, условий формирования «полосчатых» роговиков, а также «железных шляп» позволило выявить и охарактеризовать минералогические критерии (индикаторы) скрытого оруденения.

1. Наличие окварцованных, альбитизированных, амфиболизированных скарнов и перекристаллизованных индивидов и агрегатов (столбчатых, шестоватых, радиально-лучистых, веерообразных, «букетообразных» и др.) пироксена, везувиана, отдельных кристаллов и друз пироксена, граната, везувиана, образованных вследствие регенерации индивидов и агрегатов, являются индикаторами промышленного содержания вольфрама, молибдена в рудных телах. Это дает возможность отличить оруденелые скарны от безрудных еще до опробования.

2. Закономерность формирования минеральных парагенезисов жил, прожилков во времени и пространстве (вертикальная и горизонтальная зональность) обусловлена стадийной зональностью. При этом прожилки скарновых минералов ранней стадии (индикаторы первой группы) постмагматического процесса размещаются вблизи скарново-рудных тел, более поздние (индикаторы второй и третьей групп) — на некотором удалении, а завершающей стадии (индикаторы четвертой группы) — на самых внешних зонах ореолов контактового метаморфизма. Эта закономерность позволила выделить:

а) очень близкие индикаторы (пироксеновые, пироксен-плаггиоклазовые, пироксен-гранатовые с шеелитом I), свидетельствующие о наличии скарново-рудных тел на глубине от 2—3 до 80—100 м;

б) близкие индикаторы (кварц-амфиболовые, альбит-амфиболовые с шеелитами II, III), указывающие на нахождение скарново-рудных тел примерно на глубине от 10—20 до 300—400 м;

в) удаленные индикаторы (кварц-сульфидные, кварц-карбонатно-сульфидные и др.) скрытого скарново-рудного оруденения, встречающиеся в максимальном удалении от рудных тел как по вертикали, так и по горизонтали от 300—400 м до километра;

г) очень удаленные индикаторы (безрудные кварцевые, кварц-карбонатные, карбонатные, кальцит-флюоритовые и др.) скрытого скарново-рудного оруденения, вернее критерий оценки перспективности отдельных площадей или рудного поля в целом. Они встречаются в 1—2 км как по вертикали, так и по горизонтали от интрузивного контакта.

3. Зональное расположение разновидностей мраморов и типоморфные особенности (размер зерен, микротвердость, термолюминесценция) кальцитов из различных зон мраморов, в особенности наличие гигантскокристаллических, крупнокристаллических и «рассыпчатых» кальцитов, служат надежными индикаторами скрытого редкометального оруденения неглубокого залегания (20—80 м).

4. Детальное изучение зональности и минералогического состава «полосчатых» роговиков месторождения Койташ позволило связать их происхождение с деятельностью постмагматических процессов (скарнированием, альбитизацией и окварцеванием). Они синхронны с уралит-кварц-шеелитовой III стадией минерализации и их можно отнести к одному из индикаторов скрытого оруденения. Эти постмагматические роговики находятся в 100—400 м от скарново-рудных тел как по вертикали, так и по горизонтали.

5. Наличие зоны нонтронитизации с вторичными минералами железа, меди, марганца, с галлуазитом, аллофаном и др., а также выходы

«железных шляп» служат индикаторами скрытого оруденения, расположенного примерно в 450—500 м от них и глубже. В глубине они переходят в скарново-рудные или кварц-сульфидно-шеелитовые тела.

НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

Подводя итоги, попытаемся изложить некоторые практические рекомендации, основываясь на результатах изучения минералого-генетических и геохимических особенностей формирования скарново-редкометальных месторождений Западного Узбекистана. Рекомендации можно разбить на следующие группы.

I. Оценка перспектив рудоносности некоторых участков и площадей в пределах разрабатываемых месторождений на глубину для проведения поисково-разведочных работ и, соответственно, для расширения сырьевой базы действующих предприятий.

II. Применение минералого-химических особенностей главных скарновых минералов в качестве одного из критериев для установления характера эрозионного среза вольфрам-молибденовых месторождений.

III. Использование минералого-геохимических и кристаллохимических особенностей скарновых минералов для установления типа оруденения в скарновых проявлениях, выявляемых бурением на закрытых и полузакрытых площадях.

IV. Более полное комплексное использование минеральных ресурсов скарново-рудных объектов в народном хозяйстве. Здесь имеется в виду вовлечение в сферу добычи и использования (в керамической, фарфоровой и др. отраслях промышленности) залежей волластонитов и попутно извлечение из сульфидных руд Лянгара и Койташа и подобных месторождений висмута, селена, теллура, меди и др.

На основании минералого-петрографических индикаторов скрытого вольфрам-молибденового оруденения (см. гл. VII) с использованием данных предыдущих исследователей (Н. Д. Ушакова, И. Х. Хамрабаева, М. Д. Троянова, Ю. А. Чернявского, М. С. Кучуковой, Е. Ф. Смирновой, А. Е. Румянцева, Н. И. Крылова, Х. Н. Баймухамедова и др.) мы выявили перспективные участки в пределах Койташского, Лянгарского рудных полей и Каратюбинских гор.

В Койташском рудном поле нами совместно с И. Х. Хамрабаевым, М. С. Кучуковой, Н. К. Джамалетдиновым, З. М. Мурадовым (1971) выделяются следующие перспективные участки: полоса Койташ—Угат, Шаит-Джайлау и Хаузбулак.

Основой такого заключения для площади полосы Койташ—Угат служат следующие минералогические и некоторые геологические критерии:

широкое развитие амфибола по биотиту (амфиболизация) в породах эндоконтакта, интенсивное окварцевание и альбитизация гранитоидов и образование плагиоклаз-пироксеновых околосокарновых пород с шеелитом, наличие кварц-сульфидных и грейзеновых жил с шеелитом.

Во вмещающих роговиках и известняках южного экзоконтакта интрузива в пределах полосы Койташ—Угат близкими индикаторами скарново-шеелитового оруденения могут служить минерализованные зоны, жилы и прожилки кварц-пироксеновых, кварц-плагиоклаз-амфиболовых (гастингсит), гранат-пироксеновых с шеелитом, волластонит-пироксеновых, кварц-сульфидных, кварц-карбонатных парагенетических комплексов (см. гл. VII);

наличие амфибол-кварц-биотитовых, амфибол-плагноклаз-кварцевых, кварц-полевошпатовых и кварцитоподобных роговиков с полосчатой текстурой («ленточные» или «полосчатые» роговики). Под полосчатыми роговиками может находиться вольфрам-молибденовое оруденение «роговикового» или «кварцитоподобного» типов, аналогичное рудам месторождений Тырнаузского поля и Кузнецкого Алатау;

интенсивная перекристаллизация обломков карбонатных пород в конгломератах, а также пропластков и линз известняков в роговиках и ороговикованных породах полосы Койташ—Угат;

наличие «железных шляп», представленных бурым железняком, нонтронитом, малахитом, хризоколлой, полианитом, псиломеланом и др.) с сульфидными минералами (пирротин, пирит, халькопирит), встречающихся повсеместно вдоль полосы Койташ—Угат и на западной части южного крыла мульды (200 м к северо-востоку от топоточки с высотной отметкой 1250 м). В последнем случае в бурых железняках отмечается высокое (0,54%) содержание трехоксида вольфрама.

Для участка Хаузбулак минералогическими индикаторами его промышленного скарново-вольфрамового оруденения может служить следующее:

наличие выходов пироксен-амфиболовых скарнов с промышленным содержанием вольфрама, молибдена и меди (межпластовые и секущие тела с шеелитом, молибденитом, халькопиритом, пирротином и др.) и с элементами вертикальной зональности в распределении рудных минералов;

приуроченность скарново-рудных тел к пачке амфибол-полевошпатовых роговиков с маломощными пропластками и линзами (от 1—2 до 4—5 м) карбонатных пород общей мощностью около 100—150 м и протяженностью около 2 км;

наличие тонких прожилков и линз пироксена, амфибола, граната, волластонита, везувиана в пачке амфибол-полевошпатовых роговиков и сульфидной минерализации (пирротин, халькопирит, пирит, блеклые руды) в перекрывающих эту пачку кордиерит-биотитовых роговиках;

наличие тонких грейзеновых прожилков в роговиках, а также кварцевых жил и окварцованных зон со слабой сульфидной минерализацией; интенсивная перекристаллизация пропластков и линз известняков, проявившаяся жилородными зонами крупнокристаллического мрамора и «рассыпчатого» кальцита.

В гранодиоритах отмечаются многочисленные маломощные пегматитовые жилы и гидротермально измененные зоны, свидетельствующие об интенсивности проявления постмагматического процесса.

Полоса Шаит-Джайлау отнесена к числу перспективных на скарново-вольфрамовое оруденение на основании следующих благоприятных литолого-структурных позиций и минералого-петрографических индикаторов.

В структурном отношении участки Шаит и Джайлау приурочены к Западным и Северо-Западным крыльям антиклинальной структуры каледонского возраста (нижний структурный ярус).

Небольшие выходы линзообразных уралитизированных пироксен-плагноклазовых, гранат-пироксен-плагноклазовых скарнов с шеелитом, пирротином и реже халькопиритом приурочены к контакту продуктивной пачки (пироксен-полевошпатовых, амфибол-полевошпатовых роговиков с пропластками и линзами известняков) и гранодиоритов. Мощность этой пачки колеблется в пределах 80—120 м, протяженность 2—3 км; размещается она в песчано-сланцевой толще кембрия — ордовика.

Наличие в продуктивной пачке многочисленных амфибол (гастингит)-полевошпатовых и кварцевых прожилков и жил, рассматриваемых нами как индикаторы на скрытую скарново-рудную минерализацию.

Развитие зон альбитизации и грейзенизации гранитоидов с пиритом, марказитом, сфалеритом и галенитом. Проявлены они в этой части эндоконтакта так же интенсивно, как и в Койташском интрузиве, в полосе Койташ—Угат.

Интенсивная перекристаллизация известняков в продуктивной пачке с образованием среднекристаллических, реже крупнокристаллических мраморов и «рассыпчатых» кальцитов.

Вышеприведенные данные позволяют нам утверждать целесообразность постановки поисково-разведочных и ревизионных работ в Шаит-Джайлауской полосе. и особенно в ее погруженной под мульду части. В районе пионерского лагеря (правый борт сая), шахты «Капитальной» под продуктивной известняковой толщей среднего карбона (недалеко от контакта интрузивных пород) вероятно существование скарново-рудных тел нижнего структурного яруса с промышленным содержанием трехоксида вольфрама.

В пределах Лянгарского рудного поля на основании совокупности критериев наиболее перспективными можно считать следующие участки.

Площадь между Западным и Водораздельным участками. Здесь вокруг горы Тахку к западу и юго-западу от шт. 56 отмечаются многочисленные маломощные прожилки кварца с шеелитом, молибденитом, халькопиритом, пирротинном, малахитом, хризоколлой и бурыми железняками; флогопит-кальцитовые прожилки с вкрапленностью окисленных сульфидов; маломощные прожилки аплитовых и пегматитовых пород. Местами эти породы серицитизированы и содержат вкрапленность сульфидов. В эндоконтактной части вокруг кварц-сульфидных прожилков и жил наблюдается грейзенизация лейкократовых гранитов. Кроме того, известняки с пропластками доломитов превращены в крупнокристаллические и среднезернистые кальциты. В доломитовых пропластках отмечаются мельчайшие зерна флогопита и пироксена.

По данным М. Д. Троянова (1956), на Главном рудном поле следует ожидать продолжение скарновых залежей, аналогичных вскрытым в скважине 104 в юго-западном и южном направлениях под гору Тахку. Если это так, то весьма вероятно соединение на глубине скарново-рудных тел Главного поля с рудными телами западного фланга Водораздельного участка. Глубина залегания скарново-рудных тел приблизительно составляет 700—800 м, так как скважиной 183 на Водораздельном участке, на такой же глубине, вскрыты скарны мощностью 16 м со сравнительно высоким средним содержанием трехоксида вольфрама (0,29%), меди (0,24%), цинка (0,13%).

Вышеприведенные данные подтверждают предположение Ю. А. Чернявского и А. Б. Румянцева (1960), относивших эту площадь к числу перспективных на вольфрам-молибденовое и медное оруденение. В 50—150 м к юго-востоку и к югу от шт. 56 также наблюдаются многочисленные тонкие кальцит-флогопитовые, кальцит-кварцевые прожилки, свидетельствующие о проявлении постмагматической минерализации на данной площади. В этой части Водораздельного интрузива рудные тела залегают примерно на глубине 700—800 м от дневной поверхности.

На площади между Янгаклинским и Водораздельным интрузивами, включая восточную часть Водораздельного участка, И. Х. Хамрабаев, М. И. Исмаилов, М. Юсупов, А. А. Бабаджанов и др. (1972) выявили многочисленные минералогические индикаторы. К ним относятся преж-

де всего тонкие прожилки тремолита, реже пироксена, которые обнаруживаются в глубоких эрозионных срезах (по саю) карбонатной пачки, а также отдельные зоны флогопит-кальцитовых пород с пирротинном, халькопиритом и молибденитом. Местами наблюдаются жилообразные выходы крупнокристаллических, частично оталькованных флогопит-кальцитовых пород с окисленными сульфидами. Нередко обнаруживаются «железные шляпы» и тонкие кварц-кальцитовые прожилки. Кроме того, карбонатные породы интенсивно метаморфизованы и превращены в среднезернистые, местами (в зоне разломов) — крупнокристаллические мраморы. Глубина залегания предполагаемых скрытых рудных тел здесь может быть весьма различна и контролируется глубиной контактовой поверхности Водораздельного и Янгаклинского интрузивов. Из-за отсутствия достоверных данных о глубине контактовой поверхности интрузивов трудно установить глубину залегания скрытых скарново-рудных тел. Тем не менее, исходя из косвенных данных (прожилковой минерализации, интенсивности метаморфизации карбонатных пород) можно предполагать, что глубина скрытых скарново-рудных тел примерно равна 400—500 м.

Западный участок, включая площадь между Главным рудным полем и Западными участками. На этой площади имеются многочисленные выходы пироксен-гранатовых скарнов с низким содержанием трехокси вольфрама; жилы и прожилки кварца, зоны окварцевания в известково-силикатовых роговиках с шеелитом, молибденитом, пирротинном, арсенопиритом, самородным золотом, халькопиритом и дайки лейкократовых гранитов и аплитов. Карбонатные породы здесь превращены в средне- и крупнокристаллические мраморы, а продуктивная нижняя известняковая пачка погружается на запад. Поэтому скарново-рудные тела с промышленным содержанием вольфрама следует ожидать на глубине от 300 до 700 м от поверхности.

Перспективы Тутексайского участка на данном этапе изученности не совсем ясны, хотя там имеются крупные выходы гранатовых и пироксен-гранатовых, пироксен-гранат-везувиановых скарнов местами с промышленным содержанием трехокси вольфрама (Старательская штольня). Для их выяснения требуются дополнительные исследования.

В пределах Зирабулакских гор на основании минералогических индикаторов выявлены для постановки поисковых и поисково-разведочных работ следующие перспективные на вольфрамовое оруденение площади.

Мулла-Бурхан-Восточно-Бешталская площадь, расположенная на северо-западном контакте Зирабулакского интрузива. Хотя структурная позиция площади не благоприятна, перспективность ее доказывается наличием выходов стильномеланизированных пироксен-гранатовых скарнов с шеелитом, а также широким распространением средне- и крупнокристаллического мрамора, местами «рассыпчатого» кальцита и скарнированных древних лампрофировых даек, среди интенсивно перекристаллизованных известняков. Наиболее крупные скарново-рудные залежи можно ожидать на месте пересечения лампрофировой дайки с гранитоидными интрузивами в приконтактных частях интрузива.

Кальта (Кетменчинская)-Тымская полоса приурочена к юго-западному и южному экзоконтакту Зирабулакского интрузива. Перспективность этой площади устанавливается наличием многочисленных выходов «железных шляп», протягивающихся вдоль Шумхартанского разлома, а также кварц-кальцитовых и кальцитовых прожилков и жил в известняках. Над сел. Аймахал (у дороги Аймахал—Тым) в известняках проходит серия жил и прожилков ожелезненных, шестоватых и ра-

диально-лучистых кальцитов. В них очень часто наблюдаются небольшие скопления гётита, лимонита и арагонита.

В районе Кальта (Кетменчинский) обнаружены кальцитовые жилы и «железные шляпы». Среди бурых железняков встречаются реликты дисульфида железа. В 50 м к востоку от этого выхода «железной шляпы» залегают частично ожелезненные штокообразные тела крупнокристаллического полупрозрачного кальцита.

Наличие вышеотмеченных индикаторов, сетчатые прожилки амфиболов и серпентина в доломитах месторождения Тым (Мацокина-Воронич, 1954; Хамрабаев, 1958) указывают на присутствие скрытого оруденения на большой глубине, в 600—700 м от поверхности. Вероятно, значительные залежи скарново-рудных тел находятся на стыке Кетменчинского и Зирабулакского интрузивов.

На Джин-Деванасайской площади распространены средне- и крупнокристаллические кальциты, прожилки близких и отдаленных групп индикаторов (см. гл. V), в частности в известняках присутствуют амфиболовые и амфибол-кварцевые прожилки.

На участке Деванасай имеются зоны хлоритизации с галенитом, халькопиритом, малахитом и бурыми железняками. Кроме того, встречаются многочисленные прожилки кварца, содержащие сульфиды. Таким образом, перспективность этой площади, обоснованная литолого-структурными признаками и другими критериями предыдущими исследователями (Ушаков, Смирнова, 1949, 1958, 1965; Хамрабаев, 1958; Баймухамедов, 1960; Кучукова, 1965 и др.), подтверждается и нашими данными.

Хасантепинская площадь в Каратюбинских горах, вслед за Н. Д. Зленко (1948—1949), И. Х. Хамрабаевым (1952, 1969), М. С. Кучуковой и Н. Д. Ушаковым (1965) нами (Исмаилов, Бабаджанов, Балакина, 1968, 1970, 1972) выделяется как перспективная, так как на этой площади обнажаются многочисленные мелкие выходы пироксеновых, пироксен-гранатовых и гранатовых скарнов, а также развиты крупнокристаллические, «пластинчатые» и «рассыпчатые» метаморфогенные кальциты-индикаторы. Эти индикаторы указывают на наличие неглубоко (20—80 м) залегающих скарново-рудных тел. Поэтому на участках, где распространены подобные разновидности метаморфогенного кальцита, рекомендуется проведение разведочных работ.

Заканчивая характеристику перспектив рудоносности отдельных участков и площадей региона, следует заметить, что перспективность выделенных площадей имеет разную степень обоснованности. Поэтому мы выделенные площади разделяем на две группы.

Первая — детально обоснованные перспективные участки и площади, в пределах которых можно провести предварительную разведку: полоса Койташ—Угат, Хаузулак; полоса Шаит—Джайлау в Койташском рудном поле; участок Водораздельный, площадь между Западным и Водораздельным участками на месторождении Лянгар; площадь Восточно-Бештал-Мулла-Бурханская в Зирабулакских горах; Хасантепа в Каратюбинских горах.

Вторая группа — менее обоснованные площади. Здесь мы рекомендуем провести поисковые и поисково-разведочные работы. К ним относятся: полоса Шаит—Джайлау, Южное крыло Койташской мульды, Тутексайский участок, площадь между Янгаклинским и Водораздельным интрузивами в Лянгарском рудном поле; Кальта (Кетменчинская)-Тымская, Джин-Деванасайская площади в Зирабулакских горах. На всех этих площадях следует провести также дополнительные минералогические и литолого-структурные исследования.

Зональное расположение постмагматической минерализации и другие минералого-геохимические особенности главнейших магматических и постмагматических минералов следует использовать в качестве критериев для установления относительной глубины формирования (эрозионного среза) гранитоидных интрузивных массивов и связанных с ними вольфрам-молибденового оруденения. Такими критериями являются увеличение с глубиной содержания альмандиновой и пироповой молекул в гранатах, степень окисленности железа в пироксенах и гранатах, содержание молибденита в рудных телах. На основании этих критериев месторождение Лянгар отнесено к менее глубинным, Койташ — к средним, а Ингичка — к более глубинным. Главные породообразующие и рудные минералы вышеотмеченных месторождений содержат разные акцессорные элементы, по которым также можно установить глубину образования этих месторождений.

Минералого-геохимические и кристаллические критерии позволяют установить тип оруденения в скарновых проявлениях. Различным скарново-рудным формациям соответствуют пироксены определенного состава: скарново-редкометалльной — геденберgit — незначительной примесь йохансенитовой и акмитовой молекул; железорудной — диопсид с небольшим количеством геденбергита; полиметаллической — диопсид с геденбергитом и йохансенитом. Кроме того, пироксены резко различаются по содержанию FeO, MgO и MnO, по значениям f'' , ω , а также по показателям преломления и параметрам кристаллической ячейки.

Для гранатов скарново-редкометалльных месторождений характерно преобладание гроссуляровой молекулы (72, 94); железорудных — андрадитовой (до 81,9%); гранаты полиметаллических месторождений занимают промежуточное положение. Коэффициент корреляции Fe_2O_3/Al_2O_3 для гранатов скарново-редкометалльных месторождений соответственно равен 0,23; а для скарново-железорудных — 6,63.

Волластонит, рекомендованный нами еще в 1957—1960 гг. для использования в народном хозяйстве республики, успешно внедряется.

В настоящее время детально изучен минералогический, химический состав и генетические особенности волластонитов месторождений Накпай, Лянгар, Койташ, Чангаллы, Тасказган и др. Зарафшанской ГГРЭ завершена окончательная разведка волластонитов месторождений Койташ. Утвержденные ВКЗ в 1972 г. запасы волластонитового концентрата составляют около 3,8 млн. т. Разработаны методы обогащения волластонита, технология производства облицовочной и радиотехнической керамики (на Ангреном керамическом комбинате, Московском НИИ стройкерамики, Ташкентском НИИ стройпроекта, Ленинградском заводе электротехнических изделий, а также высококачественных керамических фильтров (Московский институт НИИ стройкерамики) на волластонитовой основе. Доказана возможность применения волластонита в абразивном производстве (на Челябинском электрометаллургическом заводе), при изготовлении электросварочных электродов (в Институте электросварки им. Е. О. Патона АН УССР) и в лакокрасочном деле (на Ташкентском лакокрасочном заводе) в качестве наполнителя в производстве красок.

Результаты полупромышленного испытания волластонита Койташского месторождения в производстве облицовочных плит на Ангреном керамическом комбинате показали повышение белизны, прочности плит и соответственно уменьшения брака на 50%.

За рубежом волластонит используется в керамической промышленности (фаянс, фарфор и другие керамические изделия) при производстве образцов и облицовочных плит, абразивных материалов; при об-

мазке сварочных электродов, как пламень для регулирования вязкости шлаков; в качестве наполнителя при производстве бумаги, теплоизоляторов, красок и лаков, минеральной ваты и специальных фильтров, а также заменителя асбеста; в сельском хозяйстве для гипсования кислых почв. Сведения о применении его в целях обогащения имеются в работах В. П. Петрова (1956), Л. А. Липшица (1959), В. Г. Аветикова и др. (1960), М. И. Исмаилова (1957, 1958, 1961), И. Н. Сангира, Б. Л. Давыдовской (1958), К. А. Смирновой, Т. И. Родиной (1961), Я. С. Эшпулатова (1964^{1, 2}), В. Я. Швецова и Н. Т. Цапкова (1964), З. П. Нуруллаева, М. А. Матвеева (1967, 1968^{1, 2, 3}) и др.

Систематическое изучение волластонита в Узбекистане началось в 1957 г. Экспедиция «Химгеолнеруд» по нашей заявке (1957) провела предварительные геолого-разведочные работы (1957, 1962 гг.) на рудопроявлении Накпай и в Алмалыкском рудном поле (Вашетко, Неклюдов, 1962).

В 1961 г. мы опубликовали результаты региональных исследований волластонитовых проявлений Узбекистана. Позднее нами было установлено, что в Узбекистане насчитывается около 50 месторождений и рудопроявлений волластонита, связанных с тремя разновозрастными петрогенетическими типами интрузивных пород, которые размещаются в различных структурных этажах палеозойского фундамента (Исмаилов, Эшпулатов, 1968, 1970). Запасы волластонитовой руды Узбекистана представляются практически неисчерпаемыми.

В результате сравнительного изучения геологии и генетических особенностей волластонитовых месторождений мира С. Д. Дмитриев, А. В. Бабошина, Н. В. Серебрицкий (1964) пришли к выводу, что наиболее перспективный регион на волластонитовое сырье в СССР — Средняя Азия, в частности Узбекистан, что подтверждает наши выводы.

На основании проведенных работ рекомендуется также попутное извлечение Bi, Se, Te и других редких элементов из сульфидов месторождений Койташ, Ингичка (Исмаилов, 1964, 1965). Содержание висмута в сфалерите составляет 400—1600 г/т, в пирротине 20—150 г/т, в молибдените 2400 г/т, в арсенопирите 70—1250 г/т; содержание селена в пирит-марказите 4—130 г/т, в халькопирите 20—90 г/т, в пирротине 3—350 г/т, в молибдените 50—195 г/т; теллура в пирит-марказите 50 г/т, в халькопирите 30, в пирротине теллура 160 г/т, в молибдените 20—90 г/т.

Дальнейшая проверка перспектив известных участков, рудопроявлений в пределах Койташского, Лянгарского рудных полей и Зирабулакских гор поможет раскрыть их потенциальные возможности. Проведенная силами сотрудников Койташского рудоуправления первая проверка подтвердила правильность сделанных прогнозов, вскрыв в глубоких горизонтах шахты «Разведочная» на площади между участками Угат и Саганаксай новую скарново-рудную залежь. Реализация утвержденных ВКЗ запасов койташского волластонита и осуществление подсчета запасов редких и рассеянных элементов в сульфидных минералах Койташ и Лянгар позволят комплексно использовать природные ресурсы этих месторождений и значительно повысят рентабельность Койташского рудника. Для подсчета запасов редких и рассеянных элементов (Bi, Se, Te) в сульфидах необходимо провести дополнительное опробование и минералого-геохимическое изучение скарново-редкометальных руд этих месторождений.

Все рекомендации, основанные на минералого-геохимических особенностях скарновых минералов, могут повысить экономическую эффективность поисковых и геологоразведочных работ.

ВЫВОДЫ

1. Формирование и размещение редкометалльных месторождений обусловлено магматическими, литолого-структурными, физико-химическими и другими факторами. Преобладающая часть месторождений генетически связана с формациями гранодиоритов, меньшая — гранитов (Абдуллаев, 1947, 1954; Хамрабаев, 1958). Об этом свидетельствует обогащенность молибденом и вольфрамом гранитоидных пород Зирабулакского, Акбайджуманского, Устукского, Акчопского и Актауского интрузивов, обусловившая их геохимическую специализацию на вышеотмеченные элементы, а также расположение скарново-редкометалльных месторождений вокруг этих гранитоидных массивов. Скарново-редкометалльные месторождения приурочены к контактам Актауского (Лянгар), Койташского (Койташ, Угат, Хаузбулак, Джайлау и др.), Зирабулакского (Ингичка, Муллабурхан, Шар-Шар и др.), Кудукчинского (Тым) гранитоидных интрузивов с осадочно-метаморфической толщей (известняки, доломиты, сланцы, роговики и др.) кембрия, ордовика, силура, девона (нижний структурный ярус) и карбона (верхний структурный ярус).

2. Для изучаемых скарново-редкометалльных месторождений нами выявлен ряд типоморфных особенностей (морфологические, химические, минералого-химические, физические свойства, кристаллохимические и др.) главнейших минералов и теоретически обоснована возможность их применения в качестве минералогических, геохимических и кристаллохимических индикаторов скрытого скарново-редкометалльного оруденения.

На примере детального изучения пироксенов и гранатов из различных типов скарново-рудных месторождений Узбекистана доказана тесная функциональная связь между условиями образования минералов и их химическими, физическими и кристаллохимическими свойствами.

В распределении содержания FeO в пироксенах скарново-железорудных, редкометалльных формаций наблюдается определенная полярность, выраженная в том, что пироксены железорудных месторождений беднее закисным железом ($\text{FeO} = 3,60\%$) почти в 6—7 раз по сравнению с пироксенами из скарново-редкометалльных месторождений ($\text{FeO} = 22,32—25,58\%$) и в 3—3,5 раза по сравнению с пироксенами из скарново-полиметаллических.

Гранаты гроссуляр-пиральспитового состава со значениями $a = 11,701 \text{ \AA}—11,875 \text{ \AA}$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,23$; $f'' = 66,30$ — носители редкометальной минерализации, андрадит-гроссулярового состава со значениями $a = 11,9644—12,065 \text{ \AA}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 = 6,63$; $f'' = 95,54$ — железорудного оруденения. Эти же параметры гранатов скарново-полиметаллических месторождений имеют промежуточные значения между редкометалльными и железорудными. Уменьшение с глубиной параметров кристаллической решетки гранатов обусловлено принадлежностью скарнов к различным формациям, а также глубиной формирования этих месторождений.

3. Предложена наиболее полная из существующих схема процессов минералообразования для вольфрам-молибденовых месторождений и рудопроявлений Западного Узбекистана. В ряде случаев выделены новые стадии, принципиально отличающиеся от описанных в литературе подразделений. Многостадийность постмагматического процесса свидетельствует о том, что растворы поступали порциями и по составу отли-

чались друг от друга. Смена высокотемпературных парагенных комплексов более низкотемпературными обусловлена последовательным проявлением дорудных, внутрирудных и пострудных тектонических подвижек, изменением режима щелочности и кислотности постмагматических растворов, инертностью и подвижностью химических элементов.

4. На основе проведенного минералого-морфологического анализа выяснен механизм замещения карбонатных и алюмосиликатных минералов, вмещающих пород волластонитом, пироксеном и гранатом, формирование агрегатов которых обусловлено в основном направлениями спайности кальцита, доломита и др. Процесс скарнообразования мы рассматриваем как ряд псевдоморфных замещений одних минералов другими. При этом новообразования возникают на конкретном субстрате-подложке (кальцит, доломит, полевые шпаты, биотит и др.), химический состав, физические свойства, кристаллохимические, структурно-текстурные особенности которого активно влияют на развитие зародышей, морфологию индивидов, агрегатов новообразований. Статистическим анализом химического и литологического составов первичных пород, по которым развиваются новообразования, установлено, что подложки бывают активными (кальцит, доломит) и пассивными (полевой шпат, биотит и др.). Активные подложки — карбонатные минералы — легко замещают скарновые минералы и контролируют их морфологию, так как замещение осуществляется по трещинам спайности кальцита и доломита. Поэтому наиболее мощные скарново-редкометалльные тела возникают на контакте чистых известняков с алюмосиликатной породой. При равных условиях мощность скарновых зон, образованных за счет карбонатов, в 2—3, а иногда в 5—6 раз больше, чем мощность скарна, сформированного за счет алюмосиликатных пород. Одним из главных факторов, способствующих диффузионному метасоматозу, являются микротрещины и субмикротрещины по спайности, плоскостям двойникования карбонатов и других минералов.

Физико-химические основы процесса подробно изложены в теории скарнообразования Д. С. Коржинского, В. А. Жарикова, Л. И. Шабынина.

В данной работе более детально рассмотрен лишь механизм замещения кальцита, доломита, полевого шпата и биотита волластонитом, пироксеном, гранатом, а также возникновение и эволюция зародышей скарновых новообразований в кальцитовом субстрате. Морфология различных агрегатов и индивидов волластонита и пироксена контролируется трещинами спайности кальцита. При этом некоторые кристаллохимические свойства кальцита (координационное число катиона, тип связи и соединения, углы между направлениями спайности и т. д.) наследуются волластонитом и пироксеном.

5. Установлено широкое распространение процессов перекристаллизации и регенерации индивидов и агрегатов волластонита, пироксена, граната; рассмотрен механизм образования различных индивидов, агрегатов этих минералов (столбчатых, параллельно-шестоватых, радиально-лучистых, «веерообразных», «букетообразных», «ёлкообразных»), а также отдельных кристаллов и друз. Основы морфологического разнообразия агрегатов закладываются в момент роста зародыша индивида в подложке. Кристаллы и друзы пироксена и граната образуются в завершающей стадии процессов перекристаллизации и регенерации. Эти процессы нередко сопровождаются изменением химического состава и физических свойств пироксенов, гранатов и появлением различных новообразований.

6. Установлена региональная минералого-геохимическая зональность скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана, увеличение содержания в гранатах пиральспитовой молекулы с глубиной, одновременное уменьшение степени окисленности железа, содержание молибдена в рудных телах, изменение распределения редких и рассеянных элементов в минералах и породах и др., обусловленное фацией глубинности интрузивных массивов и связанными с ними месторождениями.

Установлено, что месторождение Лянгар располагается в верхней части (малозеродированной), Койташ — в средней, Ингичка — в более глубокой (глубоко эродированное). Такое зональное размещение этих месторождений соответствует металлогеническим построениям предыдущих исследователей (Хамрабаев, 1958).

Промежуточная зональность выражается в размещении скарново-пироксен-амфибол-альбит-кварц-шеелитовой формации (Ингичка) в более глубоких частях и скарново-(пироксен-гранат-амфибол)-кварц-молибденит-шеелитовой (Койташ, Лянгар) — в относительно верхних.

Локальная зональность устанавливается в пределах отдельных рудных полей, месторождений, скарново-рудных тел и жил.

7. Изучение взаимоотношений между скарнообразующими и рудообразующими минералами дало возможность выделить три типа вольфрамового оруденения, соответствующих трем генерациям шеелита: одновременный, сопутствующий и наложенный типы оруденения (по отношению к скарнам). При этом твердо установлено, что отложение всех генераций шеелита происходит до отложения сульфидов (арсенопирит, пирротин, халькопирит и др.). Молибденовое оруденение (частично шеелит IV) связано с отложением сульфидов.

8. На основании сравнительного изучения типоморфных особенностей отдельных минералов и их парагенезисов установлены минералогические индикаторы, которые могут быть использованы для оценки оруденелости скарнов, глубинных перспектив известных рудопроявлений, а также выявления скрытых рудных тел.

В размещении прожилков и жил индикаторных минералов различного состава устанавливается как вертикальная, так и горизонтальная стадийная зональность. При этом прожилки минералов ранней стадии (скарновых минералов — индикаторы первой группы) постмагматического процесса размещаются вблизи скарново-рудных тел, более поздние (индикаторы второй и третьей групп) — на некотором удалении, а завершающей стадии (индикаторы четвертой группы) — в отдаленных внешних зонах ореолов контактового метаморфизма. Такая закономерность структуры размещения жил и прожилков позволила выделить 4 группы индикаторов скрытого оруденения: 1) очень близкие; 2) близкие; 3) удаленные; 4) очень удаленные.

9. В завершающей главе приводятся некоторые практические рекомендации, вытекающие из минералого-генетических и геохимических особенностей формирования скарново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана, которые можно разбить на пять групп.

С помощью минералогических индикаторов скрытого оруденения с учетом других факторов выделены следующие перспективные на вольфрамовое оруденение площади: полоса Койташ—Угат, Хаузбулак, Шаит-Джайлау на Койташском рудном поле; площадь между Западным и Водораздельным участками; площадь к западу, юго-западу и югу от шт. 56 Водораздельного участка; площадь между Янгаклинским и Во-

дораздельным интрузивами; Западный участок, включая площадь между Главным рудным полем и Западным участком в Лянгарском рудном поле; Мулла-Бурхан-Восточно-Бешталская, Кальта (Кетменчинская)-Тымская, Джин-Деванасайская площади в Зирабулакских горах; Саятсай-Хасантепа-Аякчинская полоса (в особенности Хасантепинская площадь) в Каратюбинских горах. На всех этих площадях рекомендуется проведение соответственно поисковых, поисково-разведочных и разведочных работ.

Рекомендуется использовать выявленную зональность расположения постмагматической минерализации и минералого-геохимические особенности главнейших магматических и постмагматических минералов в качестве критериев для установления относительной глубины формирования (эрозионного среза) гранитоидных интрузивных массивов и связанного с ними вольфрам-молибденового оруденения.

Минералого-геохимические и кристаллохимические критерии, при помощи которых можно установить тип оруденения в скарнах: различным скарново-рудным формациям соответствуют пироксены и гранаты определенного состава: скарново-редкометальной — геденберgit с незначительной примесью йохансенитовой и акмитовой молекул и гроссуляр (72,94%) с незначительной примесью андрадита; железорудной — диопсид с небольшим количеством геденбергита и андрадит (81,9%); полиметаллический — диопсид с йохансенитом, геденбергитом, андрадит-гроссуляр-спессартиновые гранаты. Перечисленные пироксены и гранаты резко различаются по содержанию FeO , MgO , MnO , а также величине f'' , ω , Fe_2O_3/Al_2O_3 , показателям преломления и параметрам кристаллической решетки.

Рекомендуется использовать ценное нерудное минеральное сырье — волластонит в народном хозяйстве республики.

Работниками Зарафшанской ГГРЭ окончательно разведано месторождение Койташ. Утверждены запасы ВКЗ (от 23 мая 1972 г.) волластонитового концентрата в количестве 3,8 млн. т.

Результаты полупромышленных испытаний койташского волластонита в производстве облицовочных плиток на Ангренском комбинате показали, что применение его позволит комбинату уменьшить брак на 50%, повысить прочность и белизну плиток и в целом получить ежегодную экономию 380 000 руб.

Проведенное на Ташкентском лакокрасочном заводе экспериментальное изготовление белил и красок на волластонитовой основе показало, что завод может сэкономить 100 тыс. руб. в год за счет улучшения качества и стойкости выпускаемой продукции.

Учитывая комплексный характер скарново-редкометальных руд, рекомендовано попутно извлекать Bi , Se , Te из сульфидов месторождений Койташ и Ингичка.

10. В дальнейшем детальные минералого-геохимические и генетические исследования необходимо сосредоточить прежде всего на выделенных перспективных площадях, затем в Каратюбинских и Чапылкаянских горах. Для выяснения рудоносности и формационной принадлежности скарновых образований магматического (магнезиальные скарны), постмагматического (известковые и апомагнезиально-известковые скарны) этапов необходимо тщательно исследовать типоморфные особенности скарновых и рудных минералов, равновесные состояния сосуществующих пар минералов и онтогению минералов постмагматического генезиса (в первую очередь шеелита, амфибола, везувиана, молибденита, кварца, халькопирита, висмутовых минералов и др.).

Целесообразно конкретизировать индикаторное значение минералов для выявления скрытого редкометального оруденения и составления крупномасштабных прогнозных карт этих индикаторов; необходимо продолжить исследование минералого-геохимических зональностей отдельных месторождений и рудных полей, а также исследовательские работы по геохимии вольфрама, молибдена и других редких элементов.

В целом возможности скарново-редкометалльных формаций Западного Узбекистана как важнейшей сырьевой базы социалистической индустрии далеко не исчерпаны. В результате минералого-геохимических исследований месторождений этой формации резко увеличатся потенциальные ресурсы их руд, что обусловит прирост запасов и комплексное использование в промышленности этих весьма интересных и геологически сложных образований.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. 2-е изд., М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Абдуллаев Х. М. Геология шешелитовых скарнов Средней Азии, Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1947.
- Абдуллаев Х. М. Собрание сочинений. Т. 1, Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1964.
- Абдуллаев Х. М., Баталов А. Б., Хамрабаев И. Х. Некоторые итоги изучения постмагматических формаций Средней Азии. Сб. «Физико-хим. проблемы формирования горных пород и руд», т. II, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Абрамович Ю. М. Псевдоморфозы в осадочном минералообразовании. В сб. «Вопросы минералогии осадочных образований». Кн. 3—4, Изд. Львовск. ун-та, Львов, 1956.
- Аветиков В. Г., Зиньков Э. И., Заседателева Н. А. Высокочастотная керамика на основе волластонита. «Стекло и керамика», 1960, № 3.
- Агафонова Т. Н., Свистуненко В. Ф. Везувиан Джамского месторождения, ДАН СССР, 1949, т. 68, № 2.
- Азимов П. О количественных соотношениях редкометалльных и кальциевых акцессориев в Актауском массиве. Сб. «Вопросы геологии Узбекистана», Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1962.
- Алиев Р. М., Беседин Э. В. Эпитаксическое нарастание магнетита на кальцит, Минер. сборник № 20, вып. 4, изд. Львов. ун-та, Львов, 1966.
- Алферов Г. Ю. [и др.]. Тектоническая карта Узбекской ССР, Изд-во «Фан» УзССР, Ташкент, 1967.
- Аншелес О. М. Начало кристаллографии. Изд. ЛГУ, Л., 1952.
- Аренс Л. Х. Использование потенциалов ионизации в геохимии. Юбил. сб. «Проблемы геохимии», посвящ. 70-летию П. А. Виноградова, Изд-во «Наука» АН СССР, М., 1963.
- Афанасьев И. И., Мокиевский В. А. Симметрия и морфология пластически деформированных кристаллов. Минер. сборник № 20, вып. 3, Львовский ун-т, Львов, 1966.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Состав и строение палеозойского фундамента Узбекистана, т. I, 1967. Изд-во «Фан» УзССР, Ташкент.
- Бабаджанов А. А. Микротвердость типоморфологических разновидностей метаморфогенного кальцита как один из индикаторов скрытого скарново-редкометалльного оруденения (на примере месторождений Койташ и Лянгар) ДАН УзССР, 1974, № 5.
- Бабаев К. Л. Некоторые генетические особенности скарнов Койташа (Зап. Узбекистан), Зап. Узб. отд. ВМО, вып. I, Ташкент, 1952.
- Бабаев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Внутреннее строение и морфология, Ташкент, 1960.
- Бадалов С. Т. О ванадиевом гранате. ДАН УзССР, 1951, № 6.
- Бадалов С. Т. Исследование жильного оловосодержащего граната. ДАН УзССР, 1957, № 7.
- Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района. Изд-во «Наука» УзССР, Ташкент, 1963.

- Баймухамедов Х. Н. Особенности металлогении олова Зирабулак-Зияятдинских гор (Зап. Узб.). Тр. СазПИ, вып. 6, Нов. сер., Ташкент, 1959.
- Баймухамедов Х. Н. Магматизм Зирабулак-Зияятдинских гор в связи с рудоносностью. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Госгеолтехиздат, 1960.
- Баратов Р. Б., Блохина Н. А. Скарново-рудные образования южного склона Гиссарского хребта. Тр. АН ТаджССР, Душанбе, вып. II, 1957.
- Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд. ЛГУ, Л., 1961.
- Барабанов В. Ф. Геохимия вольфрама. В сб. «Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождения», Изд. ЛГУ, Л., 1971.
- Барабанов А. В. Минералогия и геохимия грейзеновых образований шеелитового месторождения Восток-2 (Приморье). Тезисы докладов совещаний по вольфраму. Изд. ЛГУ, Л., 1971.
- Барсанов Г. П. Везувиан из Кадабекского месторождения в Закавказье (Азерб. ССР). Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 1, М., 1949.
- Барсанов Г. П. О нахождении олова в ливзрите. ДАН СССР, т. 31, 1941, № 6.
- Бартошинский З. В. Кристалломорфология алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы. Минер. сборник № 20, вып. 3, изд. Львовск. ун-та, Львов, 1966.
- Баскин Б. А., Мясников В. С., Флоренский В. П. Геология и полезные ископаемые Нуратинских хребтов, М.—Л., Изд. ТПЭ, 1934.
- Бекмухамедов А. Е. Формирование скарново-рудных зон магнетитовых месторождений Тургай, Алма-Ата, Изд-во «Наука», 1970.
- Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд. АН СССР, М., 1947.
- Белов Н. В. Гранная морфология кристаллов в свете их тонкой структуры. «Кристаллография», т. 3, вып. 2, 1958.
- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. X минер. сборник Львовск. геол. об-ва, № 13, 1959.
- Белов Н. В. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Бетехтин А. Г. О генерациях рудных минералов. Зап. ВМО, вып. 4, 1949.
- Бетехтин А. Г. Минералогия, М., Госгеоллиздат, 1950.
- Бетехтин А. Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. В сб. «Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях», М., 1954.
- Бетехтин [и др.] Текстуры и структуры руд, М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Блохина Н. А. Минералогия, геохимия и условия формирования оловянно-вольфрамового месторождения Майхура в Центральном Таджикистане. Тезисы докладов III совещания по вольфраму. Изд. ЛГУ, Л., 1971.
- Боголюбов Л. К., Фоминых В. Г. Гранаты из пегматитовой жилы Блюмовской копи Ильменьских гор. Тр. Горно-геол. ин-та УФАН, вып. 35, Минерал. сб., 1960, № 4.
- Богомолов М. А. Об известковых скарнах магматической стадии. В сб. «Очерки физико-химической петрологии», М., Изд-во «Наука», 1970.
- Бокий Г. В. Введение в кристаллохимию. М., Изд. МГУ.
- Болдырева М. М. Некоторые генетические особенности скарново-полиметаллического месторождения Перевальное (Средний Таджикистан). Вопросы геологии и генезиса полезных ископаемых, Тр. ЛГУ, Л., 1966.
- Брызгалин О. В. О генезисе шеелитов в месторождениях скарнового типа. «Геохимия», 1958, № 3.
- Брызгалин О. В. Вольфрам и молибден в постмагматических процессах. В сб. «Геохимия молибдена и вольфрама», М., Изд. «Наука», 1971.
- Василенко В. Б., Литвиновский Л. Д. Использование метода термолуменесценции при исследовании контактов магматических пород на примере Тучинского массива, «Геология и геофизика», 1970, № 2.
- Василевский Б. Ф. Эволюция кристаллографических форм исландского шпата в эпитепальных месторождениях Таджикистана. Тр. Узб. ун-та, т. 14, 1939.
- Васильев В. И., Драгунов В. И., Рундквист Д. В. Понятия «парагенезис минералов» и «формация» с позиций уровней организации минеральных образований. «Краткие тезисы докладов к съезду Всесоюзного Минералогического общества», Л., 1971.
- Вернадский В. И. Избранные сочинения, т. IV, кн. 1, М., Изд. АН СССР, 1959.
- Вернадский В. И. Избранные сочинения, т. V, М., Изд. АН СССР, 1960.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры «Геохимия», М., 1962, № 7.
- Власова Д. К. Скарны Ингичка. В сб. «Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии», Изд-во «Наука», М., 1968.

- Вольфсон Ф. И., Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 1.
- Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. К вопросу о зональности эндогенного оруденения. Тр. конф. по пробл. постмагм. рудообраз. Изд. АН ЧССР, т. I, Прага, 1963.
- Кристаллохимия гранатов, Рефер. журн. «Геология», М., 1968, № 9.
- Гинзбург А. С., Дилактовский Н. Л. Реакция в твердом состоянии. Труды 4-го Совещ. по экспер. минералогии и петрографии, вып. I, изд. М., АН СССР, 1951.
- Гинзбург И. В. Оптические свойства амфиболов и пироксенов — показатели особенностей их кристаллического строения. В кн. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения», М., Госгеолтехиздат, 1953.
- Гинзбург И. В. Современное состояние изученности пироксенов. Бюлл. МОИП, отд. геол., М., 1963.
- Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А. Некоторые особенности кристаллохимии пироксенов, выявленные при их диагностике по дебаграммам. В сб. «Минералы СССР», Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 15, М., 1962.
- Гинзбург И. В. О структурном типоморфизме пироксенов (исходя из объема элементарной ячейки). Сбор. «Новые данные о минералах СССР», М., Изд-во «Наука», 1973.
- Гневушев М. А. [и др.]. Изменение размеров ячейки гранатов в зависимости от состава. Зап. ВМО, 1956, № 4.
- Годовиков А. А., Птицын А. Б. О морфологии кристаллов искусственного гидротермального сфалерита, Минер. сборник № 20, вып. 4, изд. Львовск. ун-та, Львов, 1966.
- Годовиков А. А. Введение в минералогию. Новосибирск, Изд. «Наука» 1973.
- Голубкова Ю. М. Редкая разновидность шеелита. Зап. Узб. отд., ВМО, вып. 2, 1951.
- Горбунов Л. В., Нефедов Н. К. Закономерности распределения вольфрамовой и молибденовой минерализации в главном скарновом теле Тырнаузского месторождения. «Цветные металлы», № 5, 1963.
- Горжевский Д. И., Козоренко В. Н. О проблеме глубинности постмагматических месторождений. «Геология рудных месторождений», 1966, № 6.
- Григорьев Д. П. Генерации и зарождения минералов. Минер. сборник, Львов, геол. об-ва, Львов, 1949, № 3.
- Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов, ЗапВМО, ч. XVVV, 1956.
- Григорьев Д. П. О проявлении спайности кварца в природе. ЗапВМО, ч. 87, 1958, № 4.
- Григорьев Д. П., Генезис кварца в жилах альпийского типа на территории СССР, Тр. ВНИИП, т. IV, вып. I, М., 1960.
- Григорьев Д. П. Онтогения минералов. Изд. Львовск. ун-та, Львов, 1961.
- Григорьев Д. П. Основы конституции минералов, М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Далимов Т. Н., Айзенштат В. И. Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана. Ташкент, Изд-во «Фан», 1972.
- Джамалетдинов Н. К., Кучукова М. С., Исмаилов М. И. О некоторых особенностях размещения и формирования скарново-шеелитовых месторождений Западного Узбекистана. Тез. докл. III-го сов. по вольфраму, Л., Изд. ЛГУ, 1971.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, М., Изд. «Мир», т. 2, 1965.
- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Куталин В. А. Породообразующие пироксены, М., Изд. «Наука», 1971.
- Дуин-Барковская Э. А. Некоторые особенности везувианов, Зап. Узб. отд. ВМО, вып. X, 1956.
- Дуин-Барковская Э. А. Таллий в рудах и минералах Лачин-Ханы (Зап. Тянь-Шань, Угамский хребет), «Геохимия», 1961, № 8.
- Дуин-Барковская Э. А. Парагенезис шеелита и висмута в рудах мышьяковом-висмутового месторождения в Узбекистане, «Узб. геол. ж.», 1966, № 7.
- Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск, Изд. «Наука», 1966.
- Дымков Ю. М. Одновременный совместный рост кристаллов и сферолитов. Тр. Мин. музея АН СССР, вып. 8, М., 1957.
- Евзикова Н. З. О структурных плотностях минералов. Минер. сборник, № 20, вып. 3, Львов, изд. Львовск. ун-та, 1966.
- Евзикова Н. З. Дивергентные замещения и правила полярности Лодочникова. Зап. ВМО, 1973, № 6.
- Евфименко И. М. О скарновых породах Средней Азии. «Разведка недр», 1938, № 8, 9.

- Евфименко И. М., Петров В. М. Основные черты магматизма и металлогении Зирабулак-Заятдинских гор Западного Узбекистана. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I, М., Изд-во «Недра», 1962.
- Жабин А. Г. Морфология и генезис параллельно-шестоватых агрегатов минералов. Зап. ВМО, 1958, № 5.
- Жабин А. Г. Границы зерен в агрегатах. В сб. «Онтогенетические методы изучения минералов», М., Изд-во «Наука», 1970.
- Жабин А. Г., Русинов В. Л. Классификации и генезис псевдоморфоз. Зап. ВМО, часть 102, вып. 3, 1973.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические процессы скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 14, М., 1959.
- Жариков В. А. Кварцево-полевошпатовые метасоматиты в скарновом месторождении. ДАН СССР, т. 138, 1961, № 3.
- Жариков В. А., Власова Д. К. Контактные роговики и скарны месторождения Майхура. Сб. «Физ. хим. пробл. формирования горных пород и руд», М., Изд. «Наука», т. I, 1961.
- Жариков В. А., Власова Д. К. Диаграмма состав — свойства для пироксенов изоморфной серии диопсид-геденбергит-йохансенит. ДАН СССР, том. 105, 1965, № 4.
- Жариков В. А. К развитию теории процессов скариобразования, «Геология рудных месторождений», 1965, № 5.
- Жариков В. А. Соответствие составов сосуществующих пироксена и граната известковых скарнов. ДАН СССР, т. 170, 1966, № 2.
- Жариков В. А. Скарновые месторождения. В сборн. «Генезис эндогенных рудных месторождений», М., Изд-во «Недра», 1968.
- Заревич И. П. Скарны и оруденение в контактах гранитоидов с доломитами некоторых месторождений в Чаткальском и Зарафшанском хребтах (УзССР), Автореф. канд. дисс., 1967.
- Зленко Б. Ф., Губанов А. М. Изменения пород, вмещающих молибденит-шеелитовое оруденение из месторождений Чорух-Дайрон (Северный Таджикистан). В кн. «Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений», Л., Изд-во ЛГУ, 1971.
- Иванов О. Н. Некоторые замечания к определению понятий «парагенезис», «генерация минерала» и «стадия» минерализации. Зап. ВМО, ч. 101, вып. 5, 1972.
- Иванова Г. Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений, М., Изд-во «Наука», 1972.
- Исамухамедов И. М. Петрология нуратинского батолита, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1955.
- Исамухамедов И. М. К петрологии интрузивов Западного Узбекистана. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 2, Ташкент, 1948.
- Исмаилов М. И. Заметки об исследовании крупнокристаллического волластонита. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 7, 1956.
- Исмаилов М. И. О флоголите месторождения Накпай (Алмалыкский рудный район). Зап. Узб. ВМО, 1959, № 13.
- Исмаилов М. И. Минералого-петрографическая характеристика и условия образования месторождения Накпай, «Узб. геол. ж.», 1959, № 6.
- Исмаилов М. И. Волластонит — ценное техническое сырье для промышленности Узбекистана. Ученые зап. САИГИМСа, вып. V, 1961.
- Исмаилов М. И. Волластонитовые месторождения Узбекистана. «Узб. геол. ж.», 1961, № 1.
- Исмаилов М. И. Стильпомелан из месторождения Койташ, «Узб. геол. ж.», 1962, № 1.
- Исмаилов М. И., Эшпулатов Я. С. О вольфрамите из месторождения Лянгар. ДАН УзССР, 1962, № 4.
- Исмаилов М. И., Суконкина Т. И. Распределение галлия в породах и минералах месторождения Койташ, «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 15, 1963.
- Исмаилов М. И. Распределение селена и теллура в сульфидах вольфрамово-молибденовых месторождений Зирабулакских и Нуратинских гор. «Геохимия», 1964, № 10.
- Исмаилов М. И., Прасалова В. В. Распределение таллия в породах и минералах вольфрамово-молибденовых месторождений Зирабулакских и Нуратинских гор. В кн. «Минералогия и геохимия», 1964.
- Исмаилов М. И., Плаксина А. Б. О структурном преобразовании кальцита в пироксен в метасоматических процессах Западного Узбекистана, «Узб. геол. ж.», 1967, № 2.
- Исмаилов М. И. Минералого-геохимическая характеристика шеелитов скарново-рудных месторождений Зирабулакских и Нуратинских гор. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 20, 1967.

- Исмаилов М. И., Эшпулатов Я. С. Волластонитовая формация Узбекистана. В кн. «Эндогенные рудные формации Узбекистана», т. II, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
- Исмаилов М. И. Влияние фаціальности скарново-редкометалльных месторождений на характер распределения редких металлов. Тез. докл. совещ. «Критерии рудоносности метасоматитов», изд. ОНТИ, ҚазИМС, Алма-Ата, 1968.
- Исмаилов М. И. О псевдоморфных рядах минералов главнейших скарново-рудных месторождений Западного Узбекистана. ДАН УзССР, 1969, № 1.
- Исмаилов М. И. [и др.] Коэффициенты железистости и степень окисленности железа магматических и постмагматических месторождений Западного Узбекистана как критерии установления их фаціальности. В кн. «Геология, минералогия и геохимия рудных полей Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
- Исмаилов М. И., Кучукова М. С. Минералогические и геохимические индикаторы скрытых скарново-редкометалльных месторождений (на примере Западного Узбекистана). В кн. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня», Фрунзе, Изд-во «Илим», 1970.
- Исмаилов М. И., Скачкова Л. А. Корреляционная связь между химическим составом и некоторыми кристаллохимическими и физическими свойствами гранатов месторождений Лянгар, Койташ, «Узб. геол. ж.», 1971, № 1.
- Исмаилов М. И., Скачкова Л. А., Балакина А. С. Минералого-химические и кристаллохимические особенности гранатов как индикатор для установления типа оруденения в скарнах Узбекистана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 25, 1972.
- Исмаилов М. И., Плаксина А. Б. Минералого-химические и кристаллохимические особенности пироксенов скарново-рудных формаций Узбекистана. В кн. «Итоги петрометаллогенических исследований», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
- Исмаилов М. И., Бабаджанов А. А., Волков Ю. А. Типоморфные особенности метаморфического кальцита как индикатор для выявления скрытого скарново-редкометалльного оруденения на примере рудопроявления Хасантепе (Караюбинские горы). «Узб. геол. ж.», 1972, № 2.
- Исмаилов М. И. Известковые скарны магматического этапа замещения в Западном Узбекистане. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 26, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1973.
- Карасик М. А. Об условиях образования псевдоморфоз минералов в скарновых зонах. ДАН СССР, т. 65, 1949, № 1.
- Кантор М. З. О волластонитовых породах Северного Таджикистана и возможном их практическом использовании. ДАН ТаджССР, 15, 1956.
- Кантор М. З. Некоторые особенности скарнов Забайкалья и общие вопросы глубины формирования скарнов. «Геология рудных месторождений», 1965, № 5.
- Кантор М. З. Типы зональности скарнов Турнинских месторождений меди. В кн. «Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала», Свердловск 1965.
- Кашкай М. А., Махмудов С. А. К рентгенометрической характеристике гранатов Дашкесана. «Мэрузэлэр» АзССР Елимлэр Акад., 1970, 26, № 8.
- Кепежинская К. Б., Хлестов В. В. Статистический анализ минералов группы эпидота, М., Изд-во «Наука», 1971.
- Козеренко В. Н. О первичной горизонтальной зональности эндогенных месторождений, Тр. конф. по пробл. постмаг. рудообразований. Изд. АН ЧССР, т. I, Прага, 1963.
- Коляго С. С. Гранаты Инского месторождения железа. В кн. «Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края», Изд. Томского ун-та, Томск, 1965.
- Кононова М. М. Сравнительная характеристика пироксенов из чарнокитовых пород Украинского щита. Мин. сб. Львовского гос. ун-та, № 22, вып. 3, Львов, 1968.
- Кононова М. М. Параметры элементарной ячейки пироксенов из горных пород чарнокитовой серии. Сб. «Конституция и свойства минералов», Киев, Изд-во «Наукова думка», 1967.
- Конькова Е. А., Савельев В. Ф. О новом таллиевом минерале авиценните. Зап. ВМО, ч. IXXXIX, вып. 3.
- Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород, М., Изд-во «Наука», 1970.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. ин-та геол. АН СССР, вып. 12, М., 1940.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в изучении магматогенного рудообразования», М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Коржинский Д. С. Кислотность, щелочность как главнейшие факторы магматических и постмагматических процессов. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании.

- Королев А. В. Избранные сочинения, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963.
- Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд, М., Изд-во «Недра», 1965.
- ✓ Кравченко Г. Г. Пример пластической деформации известняков в зонах тектонических разломов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1958.
- ✓ Красилова Н. С. Прочность связи между кристаллами мономинеральных пород. Вестник Моск. ун-та, сер. геол., 1971, № 2.
- Крейтер В. М., и Резвой Д. П. Шеелит в скарнах Средней Азии. В кн. «Геология и полезные ископаемые Средней Азии», М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Кристалый Б. В. О стадийности процесса эндогенного минералообразования в рудоносных зонах Чорух-Дайронского рудного поля, «Геология рудных местор.» 1963, № 1.
- Культясов С. Б. Нуратинское месторождение молибденового блеска и повеллита. «Разведка недр», 1933, № 11.
- ✓ Куршакова Л. Д. Влияние щелочности-кислотности растворов на гидротермальный синтез геденбергита. В сб. «Фазовые равновесия и процессы минералообразования», М., Изд-во «Наука», 1973.
- Кухаренко А. А., Багдасаров Э. А. Парагенезис и кристаллохимические особенности титановых гранатов из щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова. Ученые записки ЛГУ, № 312, вып. 13, 1962.
- Кучукова М. С. Закономерности распределения минералов в зонах скарнов Каратубе (Зап. Узбекистан). Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 1, 1952.
- Кучукова М. С. Везувиан из гор Каратубе. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 3, 1955.
- Кучукова М. С., Исмаилов М. И., Рахмедов У. Эндогенные формации вольфрама. В кн. «Эндогенные рудные формации Узбекистана», том I, Ташкент, «Фан» УзССР, 1966.
- Кучукова М. С., Исмаилов М. И., Джамалетдинов Н. К. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Зап. Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- ✓ Куцев Ю. С. О некоторых сторонах петрогенетической роли отношений $Fe_2O_3: FeO$ в магматических горных породах. Изв. АН СССР, сер. геол. 1963, № 11.
- Лазаренко Е. К., Бартошинский З. В. Роль кристалломорфологии в практике геологических исследований и при оценке минерального сырья. Минерал. сб. № 20, вып. 4, Львов, 1966.
- Лазаренко Е. К. Основы генетической минералогии. Изд. Львовского гос. ун-та, Львов, 1962.
- Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В., Чернышева В. Ф. К вопросу о зависимости свойств гранатов от их химического состава. Зап. ВМО, 2 сер., ч. 96, вып. 2, 1967.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения. Вып. III, ОНТИ, НКТП, 1935.
- Литвин А. Л., Егорова Л. Н., Остапенко С. С., Тепикин В. Е. Сравнительная характеристика роговых обманок из амфиболитовой и гранулитовой фации метаморфических пород (Украинский щит). В кн. «Конституция и свойства минералов», вып. 6, Киев, 1972.
- Лифшиц Л. А. Керамические массы в США. «Стекло и керамика», 1959, № 11.
- Лицарев М. А. Гроссуляр-воластонитовые скарны Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия). Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 3.
- Лиценмайер Н. В. О находке минерала из группы гельвина-даналита в скарнах Средней Азии. Зап. ВМО, 2 сер., вып. 4, 1960.
- Лиценмайер Н. В. Характер распределения и типы ассоциаций шеелита на одном из месторождений Зирабулакских гор. В кн. «Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в Узбекистане», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- ✓ Лукьянов А. В. Пластические деформации известняков в зонах дробления, сопровождающих разломы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959.
- Ляхов Л. Л., Соловьев Г. А., Кауверов И. Н. О геолого-геофизических критериях при поисках скрытого вольфрамово-молибденового и оловянно-вольфрамового оруденения, Изв. высш. учеб. зав. «Геология и разведка», 1964, № 8.
- Ляхович В. В., Баланова Т. Т. О некоторых особенностях акцессорного циркона в различных генерациях. Минерал. сб., № 20, вып. 4, Львов, 1966.
- Магакьян И. Г. Металлоносность скарновых зон Зарафшано-Гиссарской горной области, М., Изд. АН СССР, вып. 2, 1941.
- Магакьян И. Г. О первичной зональности в расположении отдельных рудных формаций на территории Армянской ССР. Тр. конф. по пробл. постмагматических рудообразований. Изд. АН ЧССР, т. I, Прага, 1963.
- Малеев М. Н. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов, М., Изд-во «Наука», 1971.

- Малахов А. А. Развитие основных принципов в генетических систематиках эндогенных полезных ископаемых. В кн. «Эндогенные рудные формации Узбекистана», т. I, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Материалы по геологии волластонитовых месторождений. Сб. статей, Л., 1964.
- Матковский О. И. Значение и задачи кристалломорфологических исследований акцессорных минералов. Мин. сб. № 20, вып. 4, Львов, 1966.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических горных пород, М., Изд-во «Наука», 1965.
- Мацокина-Воронич Т. М. О некоторых закономерностях строения скарновых зон Средней Азии. ДАН УзССР, 1953, № 2.
- Мацокина-Воронич Т. М. О находке франккита. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 6, 1954.
- Минералы. Справочник, том III, вып. I, М., Изд-во «Наука», 1972.
- Минцер Э. Ф., Нечелюстов Г. Н. Ассоциация висмутовых минералов в вольфрамовых месторождениях. Тезисы докладов третьего совещания по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Изд. Ленинградского ун-та, 1971.
- Мирошниченко Л. А. К вопросу локализации скарновых месторождений Центрального Казахстана. Изд. АН КазССР, сер. геол., вып. 4 (29), 1957.
- Мирошниченко Л. А., Гуляев А. П. Известковые скарны магматического этапа и связь их с оруденением (на примере скарно-грейзенового месторождения). Тр. симпозиума «Критерии рудоносности метасоматитов», Алма-Ата, 1972.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов, М., Гос. научн. техн. изд-во литер. по геологии и охране недр, 1957.
- Миловский А. В. Генезис скарнов Ингички. В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Мозгова Н. Н. Гипогенное изменение геденбергита в скарно-полиметаллических месторождениях Верхнего рудника (Тетюхе). В кн. «Материалы по геологии рудных месторожд., петрографии, минералогии и геохимии», М., 1959.
- Мокиевский В. А. Влияние внешних условий на форму кристаллов. «Кристаллография», вып. 4, 1955.
- Моисеева М. И. Минералогия Кураминского хребта, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Мясников В. С. Получение синтетического шеелита и некоторые соображения о его генезисе в природе. ДАН СССР, 1941, № 5.
- Мясников В. С. Минералы скарнов Лянгарского месторождения в Средней Азии, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1951.
- Наковник Н. И. О метасоматическом минералообразовании и законе равных объемов. Зап. ВМО, 2 сер., ч. 78, вып. 4, 1949.
- Наковник Н. И. Отношение к последовательности минералообразования среднего атомного объема и атомно-ионной упаковки. Зап. ВМО, 1972, ч. 101, вып. 6. ✓
- Некрасов И. Я. О причине возникновения пульсационной зональности на оловорудных месторождениях Северо-Восточной Якутии. Тр. конф. по пробл. постмаг. рудообр., Изд. АН ЧССР, т. I, Прага, 1963.
- Нематов А. Н. К вопросу о минералогическом составе пегматитовых образований юго-восточной части Зирабулакских гор. В кн. «Вопросы геологии Узбекистана», вып. 3, Изд. АН УзССР, Ташкент, 1962.
- Нефедов Н. К., Тараканов М. В. Тырнаузское вольфрамово-молибденовое месторождение, М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Нечелюстов Н. В. Месторождение шеелита в Средней Азии. «Советская геология», 1947.
- Нечелюстов Н. В. О стадиях процесса минерализации на месторождениях скарно-вольфрамовой формации Средней Азии. В кн. «Геохимия и геология некоторых рудных месторождений», М., Изд. «Наука», 1970.
- Нечелюстов Н. В. Геологические основы методики перспективной оценки скарно-шеелитовых месторождений Средней Азии. В кн. «Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений», Л., Изд. ЛГУ, 1971.
- Нечелюстов Н. В. Взаимоотношения скарнов и оруденения на примерах скарно-шеелитовых месторождений Средней Азии. Тезисы докладов третьего совещания по минер., геол., ген. и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР, Л., Изд. ЛГУ, 1971.
- Нечелюстов Г. Н. О проявлении висмутовой минерализации в скарно-шеелитовом месторождении Угат (Западный Узбекистан). В сб. «Геохимия и геология некоторых рудных месторождений», М., Изд-во «Наука», 1970.
- Никитин Е. Н., Сотников В. И. О типоморфных особенностях шеелита из месторождений различного генезиса (по данным ЭПР). Тезисы докладов «Третье совещание по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Изд. ЛГУ, 1971.

- Никольская Ж. Д. Стадия формирования шеелитоносного штокверка Урзарского месторождения в горном Алтае. Тр. Всесоюз. научн. исслед. геол. ин-та, т. 60, 1961.
- Нуруллаев З. П., Матвеев М. А., Кашкаев И. С. Высокопрочная облицовочная керамика на основе волластонита. «Строительные материалы», 1967, № 9.
- Нуруллаев З. П., Матвеев М. А. Разработка технологии производства фасадной облицовочной керамики на основе природного волластонита. Техн. информ. сер. «Керамическая промышленность», вып. 7, М., ЦНИИТЭ, 1968.
- Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Тр. горно-геол. ин-та, вып. 39, АН СССР, Свердловск, 1960.
- Овчинников Л. Н. Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. Сб. «Химия земной коры», М., Изд. АН СССР, 1964.
- Овчинников Л. Н., Максенов В. Г. Об использовании термолюминесценции в геологии. В кн. «Пробл. геохимии», М., Изд-во «Наука», 1965.
- Овчинников Л. Н. Некоторые примеры селективного метасоматоза. В сб. «Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала». Свердловск, Изд. Уральской АН СССР, 1965.
- Онтоев Д. О. Сульфидно-вольфрамовые рудные формации и их генетические особенности. В кн. «Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений». Ленинград, Изд. ЛГУ, 1971.
- Онтоев Д. О., Щеглов А. Д. Локальная зональность вольфрамовых месторождений и ее использование для прогноза оруденения. Тезисы докладов и сообщений к совещанию «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений», М., 1972.
- Отакузнев Э. О. О псевдоморфозе серицита по андалузиту из рудопроявления Лапас (Зирабулакские горы). ДАН УзССР, 1965, № 5.
- Перцев Н. Н. Парагенезисы при последовательном минералообразовании. В сб. «Очерки физико-химической петрологии», М., Изд-во «Наука», 1970.
- Перчук Л. Л. Парагенезис ромбического пироксена с гранатом в метасоматических породах. В кн. «Очерки физико-хим. петрологии», М., Изд. «Наука», 1969.
- Петрография Узбекистана. Под ред. И. Х. Хамрабаева, т. 2, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1965.
- Петров В. П. Новые виды неметаллических полезных ископаемых «Разведка и охрана недр», 1955, № 3.
- Петров В. П. Волластонит — сырье для керамической промышленности. «Стекло и керамика», 1959, № 11.
- Петровская Н. В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. «Геология рудных месторождений», 1965, № 1.
- Поваренных А. С. Некоторые вопросы теории координационного числа атомов в кристаллах. Зап. ВМО, 2 сер., ч. 88, 1959.
- Поваренных А. С. Основные законы кристаллохимии. Мин. сборн. геол. об-ва, 1962, № 16.
- Поваренных А. С. Об использовании электроотрицательности элементов в кристаллохимии и в минералогии. Зап. Украин. отд. ВМО, 1962.
- Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1966.
- Погодин Ю. В., Сергеев В. М. Некоторые вопросы морфологии и оптические свойства монокристаллов искусственного кальцита. Сб. «Рост кристаллов», т. VII, М., Изд. «Наука», 1967.
- Полтавец Ю. А. Скаполитовые метасоматиты и оруденение в магнетитовых месторождениях Северной части Тургая. Автореф. канд. дисс., Свердловск, 1972.
- Покалов В. Т. Условия образования эндогенных месторождений молибдена, М., Изд-во «Недра», 1964.
- ✓ Покровский П. В., Григорьев Н. А. О механизме образования ритмично-полосчатых текстур в процессе диффузионного метасоматоза. В кн. «Минералы рудных месторожд. и пегматитов Урала». Свердловск, 1965.
- Попов А. А. О кислотности, щелочности гидротермальных растворов. В кн. «Химия земной коры», т. 1, М., Изд. АН СССР, 1963.
- Попов В. А. и Попова В. И. К определению понятий «парагенезис», «генерация минералов» и «стадия минерализации», Зап. ВМО, часть СII, 1973, вып. 6.
- ✓ Поспелов Г. Л. О природе границ метасоматических тел и роли гидротермального промачивания при их образовании. Сб. «Физико-хим. проблемы формирования горных пород и руд», т. II, Изд. АН СССР.
- Протодьяконова З. М. Некоторые данные о пирите юго-западных отрогов Кураминских гор. Узб. отд. ВМО, вып. XIII, изд. АН УзССР, Ташкент, 1959.
- Радкевич Е. А. К вопросу о типах зональности в оловянных и полиметаллических месторождениях Тихоокеанского рудного пояса. «Конференция по проблеме пост-

- магматических рудообразований», том I, Изд. АН ЧССР, Прага, 1963.
- Разумовский Н. К. Облик кристаллического зерна и его связь с внутренним строением. Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, № 14, 1964.
- Ракчеев А. Д. Термолюминесценция минералов и горных пород и ее значение для геологии. «Геология рудных месторождений», 1962, № 5.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания, М., Изд. ИЛ, 1962.
- Рафиевко Н. И., Золотарев В. Г. Шеелитоносные кварциты — новый генетический тип вольфрамового оруденения в Кузнецком Алатау. ДАН ССР, том 153, 1963, № 5.
- Рафиевко Н. И., Демидова Л. С. Метасоматическая зональность реакционно-контактных зон восточного склона Кузнецкого Алатау, «Геология рудных месторождений», т. VII, № 1, 1965.
- Ревердатто В. В. К проблеме генезиса скарнов. Сб. «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. I, М., Изд-во «Наука», 1969.
- Резвой Д. П. [и др.] Скарновые зоны Зарафшанского хребта. Сб. «Геология и полезные ископаемые Зарафшано-Гиссарской горной системы», М.—Л., 1940.
- Рехарский В. И. О связи молибденита и шеелита с полевошпатово-кварцевой минерализацией на некоторых скарново-редкометалльных месторождениях. ДАН СССР, т. 139, 1961, № 4.
- Рехарский В. И. О месте молибденита в процессе образования месторождения. Лянгар. Тр. Ин-та геол. рудных м-ний, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 70, 1962.
- Римская-Корсакова О. М., Троянов М. Д. Новые данные о тунгстените. Зап. ВМО, ч. XXXV, 1959, № 3.
- Римская-Корсакова О. М., Сахоненок В. В. О концентрически зональных телах в Лянгарском месторождении. В кн. «К минералогии постмагматических пород», Изд. ЛГУ, 1959.
- Рундквист Д. В., Сырицо Л. Ф. Совещание по минералогии, геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Геол. руд. месторож., 1966, № 2.
- Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения, М., Изд. «Недра», 1971.
- Рундквист Д. В., Нежинский И. А. Структура зональности рудных формаций и место вольфрамового оруденения в сводном ряду зональности. Тезисы докл. совещ. по вольфраму, Л., Изд. ЛГУ, 1971.
- Сахоненок В. В., Римская-Корсакова О. М. Об изменении формы кристаллов граната в процессе роста. Сб. «Минералогия и геохимия», вып. I, Л., Изд. ЛГУ, 1964.
- Сахоненок В. В. К минералогии магnezияльных скарнов Лянгарского месторождения. Сб. «Минералогия и геохимия», вып. II, Изд. ЛГУ, 1967.
- Селла К., Дейша Г. Морфологические эффекты последовательного образования кристаллических зародышей при формировании кристаллов в пересыщенных растворах. В кн. «Рост кристаллов», т. VIII, М., Изд. «Наука», 1967.
- Семенов И. В. Влияние химического состава пироксенов на параметры их элементарной ячейки в зависимости от энергетической характеристики элементов. ДАН СССР, т. 192, 1970.
- Синяков В. И. Особенности формирования магnezияльно-скарновых магнетитовых месторождений Горной Шории, Новосибирск, Изд-во «Наука», 1967.
- Смирнов В. И. Рудные пояса. Сб. Моск. геол. разв. ин-та, 1947, № 1.
- Смирнов В. И. Порядок эндогенной зональности. Тр. конф. проблемы постмагматического рудообразования. Изд. АН ЧССР, т. II, Прага, 1963.
- Смирнов С. С. Избранные труды, М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Смирнов К. А., Родина Т. И. Перспективы использования волластонита для производства фильтрующей керамики. Тр. НИИстройкерамика, вып. 21, 1963.
- Смолянинов Н. А. Шеелит в Средней Азии. «Минер. сырьё», т. VII, 1932, № 56.
- Смолянинов Н. А. Нуратинские горы и их полезные ископаемые. Сб. ТПЭ, Изд-во АН СССР, 1935.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов, Львов, Изд. ЛГУ, 1949.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов, М., Изд. «Наука», 1964.
- Соловьева М. Н., Чехович В. Д. Очерк стратиграфии и геологического строения горы Миришкар (хр. Нуратау). Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел. геол., 1958, № 22.
- Сперр Дж., Линдгрэн В., Фогт И. О рудной магме. Сер. «Новые идеи в учении о рудных месторождениях», ГОНТИ, 1933.
- Сребродольский Б. М. Сравнительная кристалломорфологическая характери-

- стика самородной серы Роздольского и Гаурдакского месторождений. Минерал. сб. № 20, вып. 3, Львов, Изд. ЛГУ.
- Султанмуратов Ш. С., Сорокин Э. С. О стратиграфолитологической позиции ртутно-сурьмяного оруденения юго-восточного окончания Зирабулакских гор. «Узб. геол. ж.», 1967, № 2.
- Твалчрелидзе Г. А. К вопросу о региональной зональности рудных месторождений. Тр. конф. по проблеме постмагматич. рудообраз. Изд. АН ЧССР, т. I, Прага, 1963.
- Тимофеева В. А. Некоторые особенности роста кристаллов ферритов гранатовой структуры. «Кристаллография», т. 5, вып. 3, 1960.
- Туговик Г. И. Стадии гидротермальной минерализации и генезис молибдено-вольфрамовых месторождений Джидинского рудного узла. «Геология и геофизика», 1965, № 2.
- Тюлюпо Б. М. Гранаты из скарнов Чекабковской группы железорудных месторождений (Кузнецкий Алатау). Сб. «Матер. по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири и Красноярского края», Томск, Изд. Томск. ун-та, 1965.
- Уклонский А. С. Минералогия, М., Гостоптехиздат, 1940.
- Уклонский А. С. Классификация естественных минералов кремния. Изд. АН УзССР. Юбил. сборн., посвящ. 25-летию УзССР, Ташкент, 1950.
- Уклонский А. С. Задачи минералогии и геохимии. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. II, изд. АН УзССР, 1951.
- Уклонский А. С. К вопросу о перемещенных минералах в полиметаллических месторождениях. Тр. СазПИ, вып. 4, 1955.
- Уклонский А. С. О сингенезисе и эпигенезисе минералов. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. XIII, 1959.
- Уклонский А. С. Минералогические провинции Узбекистана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. XIV, Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1962.
- Уразаев Б. Х. К вопросу об образовании скарнов в районе Зирабулакских гор. Тр. СазПИ, вып. 12, нов. сер., 1961.
- Ушаков Н. Д. К вопросу о поисковых признаках шеелитовых месторождений скарного типа. Уч. зап. САИГИМСа, вып. 7, 1962.
- Ушаков В. Н. О роли доломитизации в формировании скарнов шеелитового месторождения Ингичка (Западный Узбекистан), «Узб. геол. ж.», 1971, № 3.
- Ушаков Н. Д., Федоренко А. С. Койташское скарное поле. Тр. Уз ФАН СССР, сер. 3, вып. 6, Ташкент, 1941.
- Ушаков Н. Д. О методике поисков «слепых» скарных и рудных тел. «Охрана недр», № 1958.
- Ушаков Н. Д. Особенности размещения скарно-рудных тел на месторождении Ингичка. В сб. «Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Фекличев В. Г. Микрокристалломорфологические исследования. М. Изд-во «Наука», 1970.
- Ферсман А. Е. Избранные труды, т. VII, М., Изд. АН СССР.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 1—4, Л., ОНТИ, Госхимтехиздат.
- Франк-Каменецкий В. Д. Природа структурных примесей в минералах, Л., Изд. ЛГУ, 1964.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Ташкент, Изд. АН УзССР, 1958.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Характер проявления постмагматизма в Западном Узбекистане и Чаткало-Кураминском регионе. Зап. Узб. отд. ВМО, XIV, 1962.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Распределение малых и редких элементов в некоторых магматических массивах Западного Узбекистана, В кн. «Вопросы геологии и минералогии». Труды ИГГ АН УзССР, Ташкент, 1961₂.
- Хамрабаев И. Х. Первичная зональность на некоторых высокотемпературных месторождениях Средней Азии и возможные причины этого явления. Тр. конф. по пробл. постмагматич. рудообразования, т. I, Изд. АН ЧССР, Прага, 1963₁.
- Хамрабаев И. Х., Аскарлов Ф. А., Магдиев Р. Абсолютный возраст некоторых массивов Западного Узбекистана по данным предварительных определений калий-аргоновым методом. Сессия комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, М., 1963₂.
- Хамрабаев И. Х., Азимов П. Т. О редкоземельных и ниобо-танталовых акцессориях в гранитоидах и пегматитах Актауского интрузива (Зап. Узбекистан). В кн. «Вопросы минералогии и геохимии». Изд. АН УзССР, Ташкент, 1964.
- Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Изд. «Фан» УзССР, Ташкент, 1969.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. Минералогические индикаторы и опыт оценки глубинных перспектив скарно-редкометалльных оруденений на примере месторождений Западного Узбекистана. Тез. докл. III совещ. по вольфраму, Л. Изд. ЛГУ, 1971,

- Хамрабаев И. Х., Исмаилов М. И., Рахматуллаев Х. Р. Скарново-редкометалльные и золоторудные формации Узбекистана. «Геол. журн. Украины», 1971, том XXI, вып. 5.
- Хамрабаев И. Х. О новых типах вольфрамовых руд в Западном Узбекистане. «Узб. геол. ж.», 1972, № 4.
- Хамрабаев И. Х. [и др.]. К характеристике вольфрамовой минерализации на золоторудном месторождении Чармитом в Западном Узбекистане. «Узб. геол. ж.», 1973, № 1.
- Хаджи В. Е. Образование дислокации в процессе роста кристаллов кварца. Минерал. сборник, № 20, вып. 3, Львов, Изд. Львовск. ун-та, 1966.
- Хартман П. Зависимость морфологии кристаллов от кристаллической структуры. В кн. «Рост кристаллов», т. VII, М. Изд. «Наука», 1967.
- Хоппе Г. Проблема морфологии акцессорного циркона. Минерал. сборник, № 20, Львов. Изд. Львов. ун-та, вып. 4, 1966.
- Хрущев Н. А. Примеры вертикальной зональности молибденовых месторождений. Тр. конф. по пробл. постмаг. рудообраз., Изд. АН ЧССР, т. I, Прага, 1963.
- Цветков А. И. Синтез глиноземистых пироксенов и зависимость их оптики от состава. Зап. ВМО, сер. 2, ч. 74, вып. 3, 1945.
- Целлер Э. Термолюминесценция карбонатных отложений. «Ядерная геология». М., ИЛ, 1956.
- Чередниченко А. И. Тектоно-физические условия минеральных преобразований. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1964.
- Чесноков Б. В. Морфологический метод определения относительного возраста минералов. В кн. «Генезис минеральных индивидов и агрегатов (онтогенез минералов)». М. Изд-во «Наука», 1966.
- Чухров В. П. Типоморфизм — важнейшая проблема современной минералогии. В кн. «Типоморфизм минералов». М. Изд-во «Наука», 1969.
- Шабьнин Л. И. Еще раз о значении железистости фемических минералов. Минерал. сборник, № 12, Львов, 1952.
- Шабьнин Л. И. Магнезиальные скарны и связанные с ними оруденения. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. «Генетические проблемы руд», 1960.
- Шабьнин Л. И. О находке брусита с включениями бората в доломитовом мраморе. «Геология и геофизика», 1966, № 6.
- Шабьнин Л. И. О магнезиально-скарновой формации. В кн. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». М., Изд-во «Наука», 1966.
- Шабьнин Л. И., Заревич И. П. Об относительной роли доломитов в формировании гипобиссальных скарново-рудных месторождений. «Геология рудных месторождений», 1967, № 6.
- Шабьнин Л. И. О геохимических условиях образования везувiana в скарнах. «Геохимия», 1968, № 10.
- Шабьнин Л. И. Некоторые вопросы послемагматического скарнообразования в доломитовых контактах гипобиссальной фации. В кн. «Очерки физико-химической петрологии». М. Изд-во «Наука», 1970.
- Шабьнин Л. И. Формация магнезиальных скарнов. М. Изд-во «Наука», 1973.
- Шадлун Т. Н. [и др.]. Особенности сфалеритов свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах (Вост. Забайкалье). В кн. «Типоморфизм минералов». М. Изд-во «Наука», 1969.
- Шарапов В. И., Голубев В. С., Калинин Д. В. К вопросу о динамике формирования биметасоматических известковых скарнов. ДАН СССР, том 191, 1970, № 4.
- Шахов Ф. Н. К теории контактовых месторождений. Тр. горно-геол. ин-та. Зап. Сиб. филиал АН СССР, вып. 1, 1947.
- Шафрановский И. И. К вопросу о путях развития кристалломорфологии минералов. Минерал. сборник, № 20, вып. 3, Львов. Изд. Львовск. ун-та, 1966.
- Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии минералов. Львов. Изд. Львовск. ун-та, 1960.
- Шепель А. Б. Пироксены известковых скарнов магнетитовых месторождений Ташелгино-Майзасской рудной зоны. «Геология и геофизика», 1971, № 7.
- Штейнберг Д. С., Малахова Л. В. О генетическом значении степени окисления железа в биотите в магматических горных породах. В кн. «Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала». Свердловск, 1965.
- Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1960.
- Щербаков Д. И. Мышьяк, редкие и малые элементы Средней Азии. Лг. ОНТИ, химгеология, 1935.
- Щербина В. В. О химических реакциях земной коры. Минерал. сборник, № 16, 1962.

✓ Щербина В. В. О разделении изоморфных элементов. В кн. «Проблемы геохимии». М., Изд-во «Наука», 1965.

✓ Щербина В. В. О влиянии давления на изоморфные замещения. В кн. «Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования». Л. «Изд-во «Наука», 1967.

✓ Щубников А. В. Как растут кристаллы. М. Изд. АН СССР, 1935.

Щукин С. И. О возможности применения коэффициента окисленности железа для классификации вулканогенных пород, «Геохимия», 1963, № 8.

Шур А. С. О механизме образования фильтрационного эффекта, В кн. «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала», т. VI, Свердловск, 1968.

Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л. Изд-во «Наука», 1968.

Юшкин Н. П. Механические свойства минералов. Л. Изд-во «Наука», 1971.

Novak J. A. and Gibbs J. V. The crustal chemistry of the Silicate Garnets. The American Mineralogist, vol. 56, May-June, 1971.

Sabynin L. J. Über die Fassaite der Magnesium-Skarnkontakte, Geologie Jahrgang, 19, Hefts. 1970.

Schubert O. Die Bestimmung der intrakristallinen magnesium-Eisen-Verteilung in orthopyroxenen mit röntgenstruktur analytischen Mitteln. „Kristall and Technik“, 1972, 7, 1-3.

Klepper M. R. The Sangdong Tungsten Deposits, Southern Korea, Econ. Geol., vol. 52, 1947, № 5.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава I. Геолого-петрографическая характеристика Западного Узбекистана и скарново-редкометалльных месторождений	9
Основные черты геологического строения региона	9
Минералого-петрографическая характеристика метаморфических и мета- соматических пород, связанных с гранитоидными интрузивами верх- него карбона и нижней перми	12
Породы магматического этапа замещения	13
Породы постмагматического этапа замещения	14
Геологическая характеристика скарново-редкометалльных месторождений	17
Глава II. Минералогические, генетические и геохимические особенности скар- ново-редкометалльных месторождений Западного Узбекистана	21
Типоморфные особенности главнейших минералов скарново-редкометалль- ных месторождений	21
Онтогенез главнейших скарновых минералов редкометалльных месторож- дений	81
О псевдоморфных рядах минералов скарново-редкометалльных место- рождений	81
Краткий обзор существующих теорий роста кристаллов и минералов. Состояние кальцитового субстрата перед замещением скарновыми минералами	83
Возникновение зародыша, индивида и агрегата главнейших скарновых минералов (воластонита, пироксена, граната) в различных суб- стратах	86
Глава III. Этапность, стадийность и зональность постмагматических минера- лизаций в скарново-редкометалльных месторождениях Западного Уз- бекистана	88
Этапы и стадии минералообразования	119
Зональности постмагматических минерализаций	119
Региональная зональность	127
Промежуточная зональность	127
Локальная зональность	140
	140

Глава IV. Отложение шеелита и молибденита в постмагматическом процессе.	144
Одновременный тип вольфрамового оруденения	145
Сопряженный тип вольфрамового оруденения	146
Наложный тип вольфрамового оруденения	148
Место молибденита в постмагматическом процессе	156
Глава V. Минералогические индикаторы скрытого вольфрам-молибденового оруденения и их практическое значение	159
Минералогические индикаторы скрытого вольфрам-молибденового оруденения	159
Типоморфные особенности минералов и их парагенезисы как индикаторы промышленного содержания вольфрама и молибдена в скарново-рудных телах	159
Особенности минеральных парагенезисов жил, прожилков и их зональность как индикаторы скрытого оруденения	160
Типоморфные особенности метаморфогенных кальцитов из мраморов как индикаторы скрытого оруденения	166
Минерализация зоны гипергенеза как индикатор скрытого оруденения.	170
Некоторые практические рекомендации	173
Выводы	180
Литература	185

Исмаилов М. И.

Минералого-генетические и геохимические особенности скарново-редкометалльных месторождений западного Узбекистана. Отв. ред. акад. И. Х. Хамрабаев. Т., «Фан», 1975.

200 с. с рис., табл. (АН УзССР.

Ин-т геол. и геофиз. им. Х. М. Абдуллаева). Список лит.; с.р —196.

552 (С52) +553

М. И. Исмаилов

**МИНЕРАЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
СКАРНОВО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА**

Редактор *Р. Якубович*
Художник П. Н. Хапилин
Технический редактор *Р. Рузиева*
Корректор *А. Петренко*

Р05454. Сдано в набор 29/VI-1975 г. Подписано к печати 11/IX-1975 г. Формат 70×108^{1/16}.
Бумага типографская № 1. Бум. л. 6,25. Печ. л. 17,5. Уч.-изд. л. 15,9. Изд. № 1219.
Тираж 1000. Цена 1. р. 72 к. Заказ 172.

Типография издательства «Фан» УзССР, г. Ташкент, проспект М. Горького . 79.

Адрес издательства: г. Ташкент, ул. Гоголя, 70.

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «ФАН» УЗССР ВЫШЛА
В СВЕТ КОЛЛЕКТИВНАЯ МОНОГРАФИЯ
«АНАЛИЗ ДИНАМИКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД
АНАЛИТИЧЕСКИМИ И ЧИСЛЕННЫМИ
МЕТОДАМИ»**

В монографии даны аналитические решения класса задач неустановившейся фильтрации в многослойных пластах. Построены приближенные аналитические решения многомерных задач теории фильтрации. Для решения задач неустановившейся фильтрации в многослойных пластах с произвольной формой границы на дневной поверхности применяются численные методы, основанные на конечноразностных схемах с применением ЭВМ. Для иллюстрации предлагаемых методов приведены примеры расчетов конкретных гидрогеологических объектов.

Монография предназначена для специалистов проектно-изыскательских и научно-исследовательских учреждений, занимающихся гидрогеологическим обоснованием проектирования освоения новых земель. Она может быть использована специалистами по прикладной математике и гидромеханике, а также студентами и аспирантами.

1348

Цена 1р. 72 к.