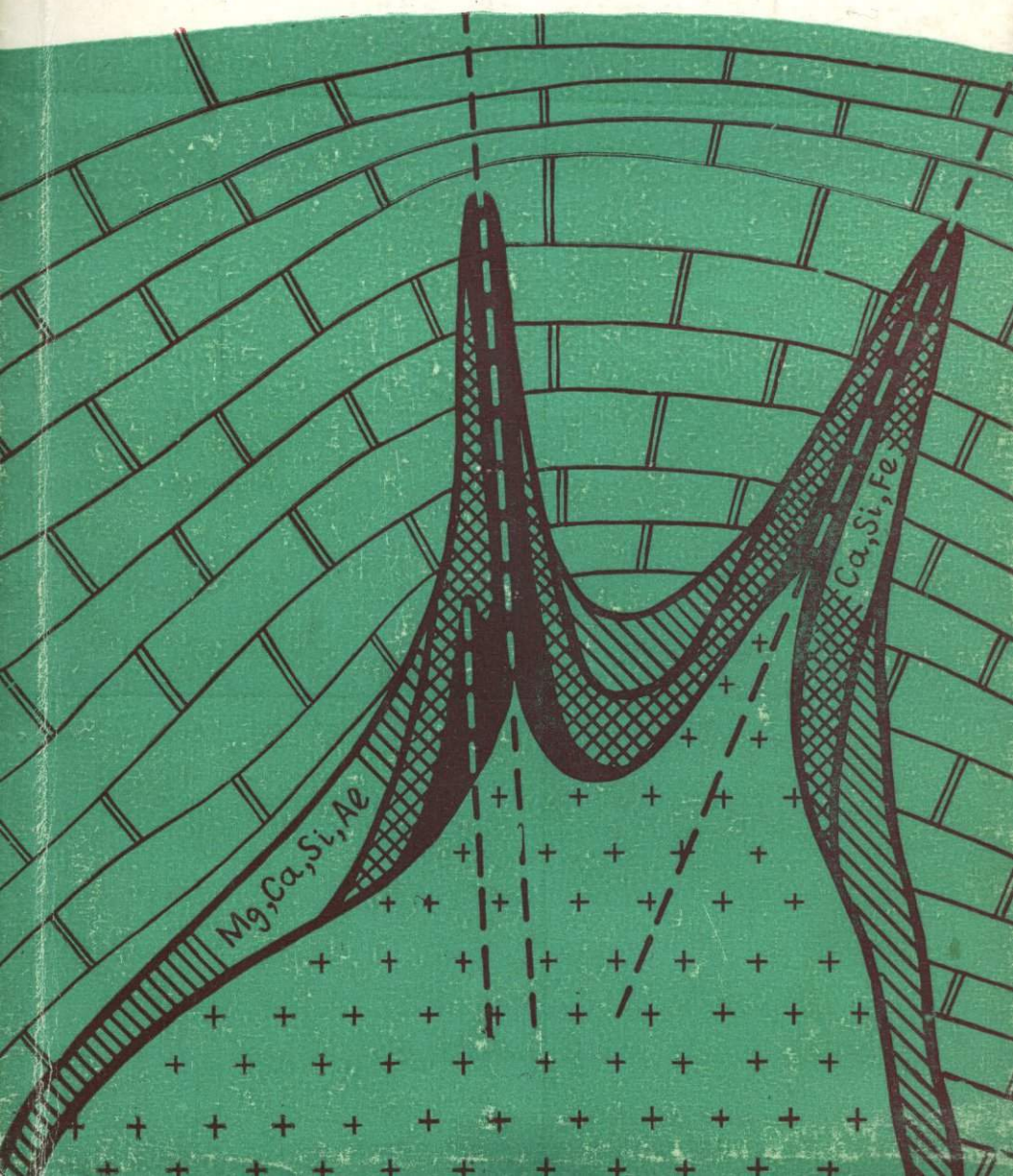


МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛОВ

В СКАРНАХ
ДОЛОМИТОВЫХ КОНТАКТОВ



АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
Институт геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева

Л. И. Шабынин, Т. Ш. Хаджиев, Р. А. Мусин, Л. Н. Еникеева

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛОВ
В СКАРНАХ ДОЛОМИТОВЫХ КОНТАКТОВ

5078

Ташкент. Издательство "Фан" Узбекской ССР. 1983



УДК 553.44:553.064.32

Месторождения полиметаллов в скарнах доломитовых контактов.
Коллектив. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1983

В монографии приведены результаты изучения условий образования и закономерностей размещения скарновых месторождений гипабиссальной формации глубинности на примере скарново-полиметаллических месторождений Чаткало-Кураминских гор. Установлена значительная роль магнезиальных скарнов и их производных в образовании и локализации руд полиметаллов. Выявлены специфические особенности полиметаллических месторождений в скарнах доломитовых контактов, которые необходимо учитывать при поисково-разведочных работах. Показана более высокая продуктивность скарнов, размещенных на контакте гранитоидов с доломитовыми породами, но при условии, когда магнезиальные скарны магматического этапа подвергнуты интенсивному известково-скарновому замещению и процессам стадии кислотного выщелачивания. Рассмотрены особенности изменения состава гранитоидов на контакте с карбонатными породами.

Для специалистов, занимающихся вопросами образования скарнов и руд и их размещения.

Лит. 123 назв., ил. 27, табл. 8.

Ответственный редактор
докт. геол.-мин. наук С.Т. Бадалов

Рецензенты:
докт. геол.-мин. наук М.П. Баскаков,
канд. геол.-мин. наук А.Д. Шмулевич

М 190 40 50000-2293 I72-83 С Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1983г.
М355 (04)-83

Предисловие

В монографии рассматриваются условия образования месторождений цветных и редких металлов в формировании магнезиальных скарнов, в частности, полиметаллические месторождения Срединного Тянь-Шаня. Выбор этих объектов определялся тем, что доломитовые пачки в некоторых рудных участках региона, в частности в Кансайском рудном поле, оказались преобладающими в составе карбонатных пород, вмещающих скарно-рудные тела (79). Между тем скарны магнезиальной формации характеризовались как мало распространенные образования, и промышленное полиметаллическое оруденение с ними не связывалось (7, 10, 23, 55). Исследования 1975-1980 гг. проводились нами с целью установления роли магнезиальных скарнов и их производных в формировании скарно-рудных тел Кансайского, Курусайского и некоторых других рудных полей и специфических особенностей этой части рудоносных скарнов, требующих принятия их во внимание при прогнозировании и поисковых работах.

Для главных месторождений Кансайского и Курусайского рудных полей, тела которых сложной столбообразной формы, доступ в горные выработки отработанных горизонтов оказался невозможным. В этих условиях кроме результатов изучения скарно-рудных тел и вмещающих их пород на еще работавших горизонтах эксплуатационных шахт (XV-XVI горизонты месторождения Центральный Кансай и X-XI - месторождения Промежуточное) широко использованы данные по керну разведочных буровых скважин Кайраккумской экспедиции Управления геологии при СМ ТаджССР и многочисленных скважин подземного бурения Кансайского рудоуправления, а также материалы изучения поверхностных обнажений и горных выработок.

Первоначальные сведения о природе рудоносных скарнов месторождений Кансайского рудного поля, намеченных к изучению, сулили более равномерное распределение ожидавшегося материала по форма-

циям вмещающих оруденение скарнов. В процессе исследований выяснилось, что большая часть скарново-рудных тел и месторождений, представлявшихся, по данным предшественников, известковоскарновыми, в действительности апомagneзиальные. Замена этих объектов другими в иной геологической обстановке (например, полиметаллическим месторождением Алтынтопкан) не позволяла получить сведения, пригодные для сопоставления с имеющимися по магнезиально-скарновым объектам. Для этого можно было бы использовать лишь данные по содержащим минерализацию высокотемпературным биметасоматическим скарнам известковой формации, тогда как в полиметаллических месторождениях региона, удобных в техническом отношении для изучения, основное оруденение заключено в сравнительно низкотемпературных инфильтрационных и диффузионных скарнах.

Это обстоятельство сделало необходимым привлечение в сопоставительных целях соответствующих характеристик из литературных источников. При использовании последних как отечественные, так и зарубежные объекты, освещенные в сводной работе Л.И.Шабынина (71), повторно в деталях не затрагивались. В частности, не рассматривались месторождения полиметаллов в абиссальной фации, охарактеризованные в указанной работе. Ниже обсуждаются только гипабиссальные месторождения.

Принятая в книге терминология соответствует применяемой школой Д.С.Коржинского.

В геологических разрезах скарново-рудных тел и контактов и в схемах строения метасоматических колонок зоны различных пород разделены между собой вертикальными линиями. Главные минералы скарнов местами обозначены сокращенно символами этих минералов. Цифры около символов внизу означают общую железистость феррических минералов ($f_m = \frac{Fe}{Fe + Mg} \cdot 100$), основность плагиоклазов, или гроссуляровость (соответственно андрадитовость) гранатов (например, Пи₁₀, Пл₃₀, Гр₇₀, Андр₉₅). Стрелка между двумя символами минералов означает наличие отношений замещения между минералами (Пи + Шп) Фл (т.е. пироксен и шпинель замещаются флогопитом). Цифра у символа сверху Пи¹² показывает количество минерала в породе (в объеме $\frac{1}{4}$ %).

Принятые сокращения названий минералов.

Актинолит	Акт	Монтichelлит	Монт
Ангидрат	Ан	Ортоклаз	Орт

Андрадит	Андр	Паргасит	Парг
Амезит	Ат	Периклаз	Пер
Амфибол	Амф	Пироксен	Пи
Биотит	Би	Пирит	Пир
Брусит	Бр	Пирротин	Пврр
Везувиян	Вез	Плагиоклаз	Пл
Воластонит	Вл	Пренит	Пр
Гранат	Гр	Салит	Сал
Гроссулярь	Грос	Сапонит	Сап
Диопсид	Ди	Серпентин	Сп
Доломит	Дол	Тальк	Тк
Кальцит	Ка	Тремолит	Тр
Кварц	Кв	Фассаит	Фас
Клиногумит	Кгт	Флогопит	Фл
Кюстерит	Кюст	Форстерит	Фор
Людвигит	Лдв	Халькопирит	Хлпр
Магнетит	Мгт	Хлорит	Хл
Мелилит	Мел	Хондродит	Хондр
		Шпинель	Шп
		Эпидот	Эп

При написании книги авторы пользовались консультациями И.Х.Хамрабаева, помощь оказывали В.С.Попов, В.П.Ворожейкин, Т.И.Чернов и А.И.Рукин.

Часть фактического материала любезно предоставили В.М.Бабенко, В.Н.Титов и Ш.Х.Рахимов. Всем им авторы приносят благодарность.

Глава I. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ Структурно-фациальные условия

Имеющиеся в нашем распоряжении данные по Чаткало-Кураминской, Карпато-Балканской и Японской металлогеническим провинциям коротко сводятся к следующему.

Чаткало-Кураминские горы относятся к Срединному Тянь-Шаню, который является составной частью Урало-Монгольского складчатого пояса. В пределах Срединного Тянь-Шаня выделяются структурно-фациальные зоны и подзоны. Последние в свою очередь делятся на тектонические районы, фиксирующие конседиментационные прогибы и поднятия. Скарново-полиметаллические месторождения сосредоточены в Кураминской подзоне с обильными гранитоидными интрузиями и палеозойскими вулканитами среднего и кислого состава.

Скарново-полиметаллические месторождения в регионе размещены в краевых частях поднятий, сложенных гранитоидами преимущественно среднекарбонového возраста, в зонах, контролируемых крупными разломами, отделяющими поднятия от депрессионных структур с осадочно-вулканогенным выполнением. Месторождения располагаются в контактовых ореолах крупных плутонов, но более тесно ассоциируют со штоко- и дайкообразными телами гранитоидов, с которыми связаны генетически. Большинство исследователей в настоящее время рассматривают эти мелкие тела гранитоидов как дайки второго этапа среднекарбонových интрузий (18, 19, 37, 81-83). Нашими исследованиями в Кансайском рудном поле установлены мощные геленит-монтichelитовые магнезиальные скарны в контактах с порфиroidными гранодиоритами Кизылчекянского массива, которые в эндоконтакте приобретают повышенную щелочность. Такие же изменения состава интрузивных пород широко проявлены и в малых телах гранитоидов, сопровождающихся скарновым оруденением в связи с эффектом отраженной волны щелочности, возникавшей при образовании магнезиальных скарнов. Возможно, что часть этих малых тел гранитоидов представляет собой апофизарные выступы кровли крупных плутонов, разместившиеся в местах сочленения и пересечения тектонических нарушений, оперяющих крупные разломы.

Карбонатные породы палеозоя в регионе широко распространены,

имеют значительную мощность и в разрезе девона представлены преимущественно доломитами (5).

Скарново-полиметаллические месторождения Румынии располагаются в обширной дуге складчатой системы Карпат и Балканид. Пространственно размещение месторождений контролируется разломами по границам зон поднятий с депрессиями, выполненными меловыми осадками и пирокластами. Вдоль этих разломов проявлен интенсивный плутонический магматизм палеоцен-эоценового времени. Интрузивы формировались с интенсивным замещением вмещающих толщ. В ларамийской интрузивной деятельности выделяются четыре фазы. Главная - вторая, продуктами которой являются гранодиориты, граниты и кварцевые диориты. Сочетание разломов обусловило блоковое строение региона, и движение блоков по этим разломам породило сложные структуры скарново-рудных полей.

В пределах Японской островной дуги скарново-полиметаллические месторождения имеются как в эвгеосинклинальной части внутренней зоны юго-запада страны, так и в ее северо-восточной части, отделенной от первой региональной внутриокеанической тектонической линией, носящей название "Тектоническая линия Танакуры". Направления и скорости движений обеих частей Японской островной дуги, в частности по отношению друг к другу, определяли имеющиеся между ними различия в мезозойском и последующем магматизме и металлогении (104).

Скарново-полиметаллические месторождения пространственно входят в так называемую молибденовую металлогеническую провинцию, занимающую северную (эвгеосинклинальную) часть внутренней зоны Юго-Западной Японии. Молибденовые месторождения представлены здесь жильным типом и генетически связываются с кислыми малоглубинными гранитоидами магнетитосодержащей серии, обладающими повышенным отношением $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ и имеющими возраст 60-40 млн. лет.

Скарново-полиметаллические месторождения, находясь в пределах молибденовой провинции, генетически связаны с другим магматическим комплексом, представленным в шеелитовой провинции, прикасающейся с юга к молибденовой. В шеелитовой провинции широко развиты плутонические и вулканические проявления серии ильменитсодержащих гранитоидов возрастом 95-60 млн. лет. Кварцевые диориты и гранодиориты, формировавшиеся на относительно большей глубине, сопровождаются здесь шеелитовым оруденением и оловом. С гипабис-

сальными, порфировыми и более кислыми разностями этих гранитоидов, главным образом состава кварцевых порфиров, выступающими среди более молодых образований северной части региона, генетически связаны скарново-полиметаллические месторождения.

В западных штатах Северной Америки имеется значительное число скарново-полиметаллических месторождений, связанных с мезозойским магматизмом (71).

Судить о возможных источниках рудного вещества скарново-полиметаллических месторождений в различных регионах по имеющимся данным нельзя, поскольку они скудны и односторонни. Для Чаткало-Кураминской подзоны многие исследователи (18, 19, 37, 39, 59) разделяют представление о существовании прямой связи между продуктивностью с выраженной металлогенической специализацией интрузивов и повышенными содержаниями рудного вещества (в данном случае свинца и цинка) в породах вмещающего комплекса, подвергавшихся магматическому замещению. Для месторождений Румынии мы не имеем соответствующих данных по свинцу и цинку, хотя С. Стойчи (120) подчеркивает, что в доломитах района Бэйцы Бихор, подвергшихся замещению магнезиальными скарнами с полиметаллической и борной минерализацией, бор отсутствует, а содержание свинца и цинка в ореоле этих скарново-рудных тел находится на уровне 0,011 %.

Для японских месторождений полиметаллов источник рудного вещества — магматические породы нижней коры — верхней мантии, подвергшиеся плавлению на глубине в процессе субдукции (104).

Данные по региону Калифорния и Невады, приводимые П. Гилдом, (101) свидетельствуют о том, что из трех источников свинца с различными изотопическими характеристиками более 90% кордильерской продукции приходится на свинец, связанный с кристаллическими породами нижней коры — верхней мантии. Доля свинца из океанической коры ничтожна.

Фашии глубинности.

Большинство рассматриваемых ниже месторождений образовалось в условиях периклазовой и геленит-монтичеллитовой фашии глубинности Д.С. Коржинского.

Фактор глубинности (т.е. давления углекислоты в флюиде) имеет существенное значение лишь в отношении месторождений в формировании магнезиальных скарнов. Это обусловлено тем, что в абиссальной фашии известняки вообще не скарнируются, а известковые скарны

магматического этапа, возникающие в условиях небольших глубин, сложенные безводными силикатами кальция и продуктами их постмагматического преобразования (ларнит, ранкинит, спуррит, тиллеит, рустумит, деллаит, скоутит, фюшагит и др.), не несут какой-либо рудной минерализации и получили название "пустых"скарнов (II9). Скарнирование доломитов в условиях властснитовой и периклазовой фаций приводит к образованию кальцит-форстеритовых магнезиальных скарнов, не отличающихся от возникающих в абиссальной фации. Однако дальнейшее уменьшение глубинности вызывает замену кальцит-форстеритовых скарнов геленит-монтichelлитовыми при сохранении шпинель-фасаятовых, слагающих смежную, более тыловую зону метасоматической колонки.

В неизменных геленит-монтichelлитовых скарнах магматического этапа рудная минерализация не отмечалась, однако в продуктах их постмагматического преобразования, представленных существенно гранат-пироксен-везувиановыми скарнами, она установлена, например, в месторождениях Кансайского рудного поля.

Следует заметить, что геленит-монтichelлитовые скарны значительно легче и полнее, чем кальцит-форстеритовые, замещаются послемагматическими известковыми скарнами, развитие и последующее изменение которых сопровождается процессами рудообразования. Различия в отношении оруденения между скарнами кальцит-форстеритовой и геленит-монтichelлитовой фаций выражаются иногда косвенно. Как известно (74), магнетитовое оруденение преимущественно располагается в скарнах форстеритовой зоны метасоматической колонки. В ряде месторождений (например, Солонго в Бурятии) эти магнетитовые массы заключают промышленную офалеритовую минерализацию. Аналогично экономически ценные концентрации магнетита в геленит-монтichelлитовых скарнах не известны, хотя магнетит в них не редкость.

Возраст и состав карбонатных пород, подвергшихся скарнированию

Состав карбонатных пород, на месте которых возникали скарны, варьирует от известняков до доломитов. Меру приближения к доломитам пород, за счет которых образовались некоторые типично магнезиальные скарны (с форстеритом), определить трудно, поскольку исследования на каждом месторождении в этом направлении не проводились, а встречающиеся в литературе определения содержания магния в мраморах, прилежащих к скарново-рудным телам, или заключенным

в них, различны. Например, для месторождений Айрон Спрингс приводятся содержания 9,4 - 8,16 - 6,36 % MgO (86), однако известно, что проявленная практически во всех магнезиально-скарновых месторождениях гипабиссальной фации кальцитизация доломитов (раздоломичивание, по П.П.Смолину (53), настолько неравномерна, что судить о природе кальцитовых пород с малым или небольшим содержанием магния практически невозможно (70-72). В результате тщательного изучения минеральных парагенезисов скарнов ряда месторождений в различных регионах выявлена бесспорная принадлежность к магнезиальной формации заключающих оруденение скарнов при кальцитовом составе мраморов и слабо выраженных признаках их вторичности. Разделение рудоносных скарнов по формациям имеет научное и практическое значение. "Маскировка" кальцитизацией первичной природы мраморов, подвергшихся скарновому замещению, проявлена не только в отдельных месторождениях, но характерна для таких больших территорий, как Тянь-Шань, или штаты Калифорния, Невада и Юта США с их обильными скарновыми месторождениями. В американской литературе и в настоящее время названия карбонатных пород слишком общие, например, термин "известняки" (*limestones*), хотя минеральные парагенезисы скарновых пород того или иного месторождения свидетельствуют об образовании этих пород на месте доломитов. Здесь имеются в виду парагенезисы с участием форстерита, гумитовых минералов, магнезиальной шпинели, флогопита, магнезиальных боратов и других типоморфных минералов магнезиальных скарнов. Во многих случаях доломитовая природа мраморов в таких месторождениях подтверждалась данными других авторов.

На основании сказанного можно сделать вывод, что наступило время, когда о составе исходных карбонатных пород следует судить не только по химическим анализам этих пород, но главным образом на основании типоморфных минералов скарнов, их ассоциаций и положения в разрезе контакта.

Другая распространенная неточность в обозначениях исходных для скарнирования карбонатных пород, - когда они называются доломитизированными известняками. Различие между доломитовыми и доломитизированными известняками очевидно, и его необходимо учитывать уже по одному тому, что на месте доломитизированных известняков невозможно образование магнезиальных скарнов, если эти процессы не разделены между собой значительным геологическим временем, хо-

тя доломитизация, как послескарновый (более низкотемпературный) процесс, известна в ряде полиметаллических месторождений (94) и др.

Установленное в последние годы значительное распространение месторождений с самым различным составом оруденения в формации магнезиальных скарнов привело к заключению о значительно более широком развитии доломитов в карбонатных толщах различных возрастов. Так, известное для отдельных районов Средней Азии преимущественное развитие доломитов в самых низах палеозоя, а также в девонских толщах карбонатных пород дополнилось наличием доломитов и в других частях сводного стратиграфического разреза. В других местах подобные уточнения затронули состав юрских толщ.

По поводу относительной чистоты исходных карбонатных пород от примесей терригенного материала, можно заметить следующее.

Большинство исследователей отмечают, что скарны замещают преимущественно известняки и доломиты, чистые от терригенных примесей. Имеется много примеров, как чистые мраморы в контактах с интрузиями интенсивно скарнируются, а мраморы с прослоями кремней не изменяются (месторождения Яхтон, Курутегерек и другие в Тянь-Шане). Наряду с этим известно распространение известково-силикатовых роговиков и скарноидов в некоторых скарновых месторождениях. Скарноидные мраморы местами подвергаются скарнированию с образованием пироксей-везувиановых с гранатом скарнов, в которых сохраняются реликты минералов исходных скарноидов.

Кальцитовый (и манган-кальцитовый) состав карбонатной части таких образований не позволяет судить о том, какова была магнезиальность исходной породы, подвергшейся метаморфизму. Как справедливо замечает В.А. Шариков (23), количество магния в таких породах обусловлено не его первичным содержанием, а объемом кремнезема и глинозема, с которыми он вступает в соединение. Избыток его выносится в процессе кальцитизации.

Процессы образования и замещения скарноидов инфильтрационными скарнами магматического и постмагматического этапов детально не изучены, однако доказано, что они существуют и будут рассмотрены на примере скарноидных мраморов месторождения Центральный Кансай. Следует заметить лишь, что преобразование магнезиальных разностей карбонатных пород, загрязненных терригенным материалом, в отличие от известковых скарноидов является инфильтра-

ционным и протекает на магматическом этапе, заканчиваясь появлением магнезиальных скарнов, соответствующих тыловой зоне метасоматической колонки. В свежем виде такие скарны мы не наблюдали, однако по продуктам их преобразования можно предположить, что их минеральный состав и текстура не отличались от соответствующих скарнов по чистым доломитам.

Переслаивание доломитов с известняками и с аллюмосиликатными породами — довольно распространенное явление. Особенности скарнообразования в подобных условиях рассмотрены ранее (70).

В скарно-полиметаллических месторождениях представлены докембрийские (85, IIC, III), палеозойские, а также трапсовые и юрские карбонатные породы с преимущественным развитием тех или иных в различных регионах. В некоторых месторождениях одновременно скарнируются и несут оруденение карбонатные породы различного возраста и состава с разнообразными геохимическими характеристиками.

Структурно-тектонические условия

Общих, присущих всем месторождениям рассматриваемого типа, структурно-тектонических особенностей, по-видимому, не существует. Для скарно-полиметаллических месторождений по сравнению с другими типами характерна более интенсивная разрывная тектоника.

Все месторождения можно разделить по формациям, заключающим оруденение скарнов.

Месторождения формации магнезиальных скарнов. В силу значительно большей хрупкости доломитов по сравнению с известняками, главное значение имеют доинтрузивные разрывные нарушения, контролировавшие внедрение магмы. Это крутопадающие различные (том числе долгоживущие) разломы и оперяющие их разрывы, в пересечениях и сочленениях которых часто располагаются апофизы крупных интрузивных тел. В местах, где эти апофизы заключены в доломитах, они сопровождаются магнезиальными скарнами. Последние образуют не только контактовые залежи, но часто ответвляются от них в различных направлениях и формируют различные столбообразные тела. Некоторые из них соединяются между собой, образуя сложные древовидные формы. Часть нарушений, имеющих субгоризонтальную ориентировку, играет роль своеобразных экранов для потоков трансмагматических флюидов. Кроме того, перемещения пород по таким нарушениям местами, на пути просачивавшихся потоков флюидов, обуславливают их смену, что может привести к прекращению про-

песса скарнообразования магматического этапа (например, при замене доломитов известняками).

В послемагматическом этапе нарушения раннего заложения частично обновляются и обеспечивают просачивание потоков остаточных растворов, под воздействием которых происходит изменение скарнов, сопровождающееся рудообразованием. Во многих случаях наряду с главными нарушениями развиваются системы более мелких трещин, вдоль которых скарнообразование под воздействием флюидов протекает в доломитах с образованием штокверковых зон жильных скарнов. Однако микротрещиноватости, какая наблюдается в скарново-грейзеновых месторождениях (71, 76), здесь нет.

Кроме нарушений раннего заложения, в месторождениях устанавливается и трещиноватость периода постмагматического скарно- и рудообразования. Она проявляется с различной интенсивностью, как и пострудная тектоника.

Месторождения в скарнах по известнякам. Вследствие значительной пластичности известняков в скарновых месторождениях среди кальцитовых мраморов разрывные нарушения раннего возраста реализуются (используются) лишь при длительном их обновлении. Только при активной жизни этих нарушений в конце скарновой стадии послемагматического этапа в них формируются более низкотемпературные инфильтрационные известковые скарны в столбообразных и линзовидных телах. В остальном остаточные растворы используют для просачивания главным образом поверхности контактов или мелкие трещины, вследствие чего формируются биметасоматические контактовые или жильные формы обменно-диффузионных тел.

Особенно наглядны различия в трещинной тектонике известняков и доломитов в тех случаях, когда контакт какого-либо интрузива сечет те и другие породы, находящиеся в одной пачке или контактирующие между собой. В этих случаях между магнезиальными скарнами контакта и доломитовыми мраморами часто развивается зона высокотемпературных трещинных скарнов, не возникающая в известняках.

Следует сказать, что связь формы скарново-рудных тел с тектонической обстановкой в последнее время привлекает внимание геологов в новых аспектах (73). В частности, часть трещинных тел могут являться не инфильтрационными, а обменно-диффузионными.

Таким образом, магнезиальные скарны и их производные располагаются в разрывных нарушениях доинтрузивного заложения, а в

известняках такие нарушения вмещают скарновые тела лишь в случаях незначительного обновления этих нарушений на низкотемпературной ступени скарновой стадии.

Возраст активных гранитоидов и их характеристика

При установлении генетической связи оруденения с тем или иным конкретным интрузивом существуют сложности. Часть их заключается в необходимости выяснения взаимоотношений между плутоном и располагающимися над ним мелкими телами — штоками, дайками, силлами интрузивных пород, в контактах которых находятся скарново-рудные массы. Нередко эти интрузивные породы отличаются от пород плутона и их принимают за отдельные фазы или даже магматические комплексы, с которыми и утверждается генетическая связь скарно- и рудообразования. Между тем, часто малые интрузивные тела являются лишь апофизами крупных плутонов, отличаются от них основностью, щелочностью и структурами, что в свою очередь обусловлено различиями в составе боковых пород, в характере процесса магматического замещения последних, а также в объемах магматических масс и др.

Вследствие этого во многих случаях вопросы связи интрузивного магматизма, скарно- и рудообразования являются дискуссионными. Лишь генетическая связь контактовых тел магнезиальных скарнов с гранитоидами, в эндоконтакте которых наблюдаются явления повышения щелочности, не требует доказательств. Но поскольку во многих месторождениях наряду с рудоносными скарнами по известнякам развиты и магнезиальные, представляется возможным использовать их при определении возраста и генетических связей скарнов с теми или другими интрузивами. Кроме того, существуют трудности, связанные с явлениями наложения оруденения, когда возраст скарнов и заключенной в них минерализации существенно различаются.

Описываемые магматические образования представлены интрузиями от каледонских (нижнедевонских) до раннетретичных. Петрология и петрохимия гранитоидов, с которыми связаны обсуждаемые месторождения, для Средней Азии приведены в большом числе публикаций (6, 23, 30, 35, 40, 55, 65, 81-83 и др.). Магматические комплексы Средней Азии и Румынии представлены контрастными или слабо контрастными сериями, по Э.П.Изоху (27), с незначительным преобладанием кварцевых диоритов в районе Бейцы Бихор и более кислых

гранитоидов Японии. Эти серии незавершенные, без лейкогранитовых окончаний. В Чаткало-Кураминском регионе гранитоидам свойственна стабильность кальция, содержание которого слабо меняется с изменением кремнекислотности пород. Во всех трех регионах породы обладают нормальной щелочностью натрового характера. В румьинских месторождениях распространены дайки базальтоидных и андезитовых порфиритов, подвергнутые скарнированию и оруденению.

В северной части внутренней зоны Юго-Западной Японии материнские гранитоиды полиметаллических месторождений представлены преимущественно кварцевыми порфирами ильменитосодержащей серии, которые сопровождаются эффузивными фациями. Эти гранитоиды обладают порфировой структурой и считается, что они образовались на небольшой глубине (II7, II8). По щелочности ее породы относятся к нормальным с натровым характером. Серия незавершена и слабо-контрастна.

Скарново-полиметаллические месторождения западных штатов США располагаются в контактовых ореолах плутонов, различных по размерам и степени дифференциации. Некоторые из них как фазы связаны с огромными и сложными батолитами типа Айдахо и Боулдер, для других такая связь не установлена. Имеющийся в нашем распоряжении объем химических анализов по интрузивным породам месторождений в штатах Монтана, Юта, Аризона свидетельствует о преимущественно гранодиоритовом и кварц-диоритовом составе продуктивных интрузивов. Более редки кварцевые монзониты. Серии пород охарактеризованы химическими анализами неполно, из петрографических же описаний следует, что они неконтрастные, незавершенные, с нормальной щелочностью натрового характера. Отношения даек меланократовых пород со скарноворудными образованиями освещены крайне скудно. Значительно больше доказательств приводится в пользу принадлежности небольших интрузивных тел, с которыми связаны месторождения, к апофизам более крупных.

Геохимические черты гранитоидов выявлены для незначительной части скарново-полиметаллических месторождений. Можно лишь сказать, что прямые устойчивые связи между особенностями интрузивных пород и наличием и составом оруденения в их контактах отсутствуют.

Морфология и размеры скарново-рудных тел

В зависимости от способа образования морфология и размеры скарновых тел существенно меняются. Целесообразно рассмотреть

эти характеристики для инфильтрационных тел фронтального, трещинного и межпластового типов магнезиальных и диффузионных известковых скарнов, разделив последние на биметасоматические в контактах с активными гранитоидами и межпластовые. Кроме того, нужно выделить скарны обменно-диффузионного типа. Приняв такое деление, можно отметить следующее.

Инфильтрационными являются практически все магнезиальные скарны магматического этапа. На контактах доломитов с активными интрузивами (фронтальная часть) непрерывно вдоль всей поверхности интрузива они образуют линзовидные тела. Мощность этих скарнов значительно меняется в зависимости от крутизны контакта и характера его поверхности. Наибольшие мощности — десятки метров — свойственны скарнам в участках прогибов кровли и в более пологих контактах. Над апофизарными выступами кровли в местах пересечений или сочленений разрывных нарушений формируются столбообразные тела, которые распространены в основном в месторождениях, слабо затронутых эрозией. Размеры их измеряются сотнями метров по протяжению и единицами и десятками — в поперечных сечениях. Обычно эти скарново-рудные столбы имеют более или менее крутое падение, однако встречаются наклонные и даже практически горизонтально залегающие. Примером такого столба является выработанное скарново-рудное тело Пьябик длиной 180 м и погружавшееся под углом 10° . Примерно через 50 м с разных сторон от него отходят ответвления также на расстояние до 50 м. (34).

Как правило, в плане столбообразные тела располагаются на некотором удалении от выходов интрузивных пород, однако в вертикальных сечениях они нередко демонстрируют "телесное" единство со скарнами непосредственных интрузивных контактов (фронтальными), или с пологими межпластовыми залежами магнезиальных скарнов, как, например, в месторождениях района Бейца Бихор в Румынии (рис. I). Столбообразные тела, объединенные одним питающим каналом, но разместившиеся в пересечениях систем различного относительно направления трещин, образуют подчас сложные древовидные формы, примером которых может служить скарново-рудное тело Центрального Кансая (см. ниже).

Столбообразные тела иногда меняют очертания и падение и на отдельных интервалах образуют группы тесно оближенных линзообразных тел, которые в глубину снова объединяются в одно, как, например, в месторождении Курусай I.

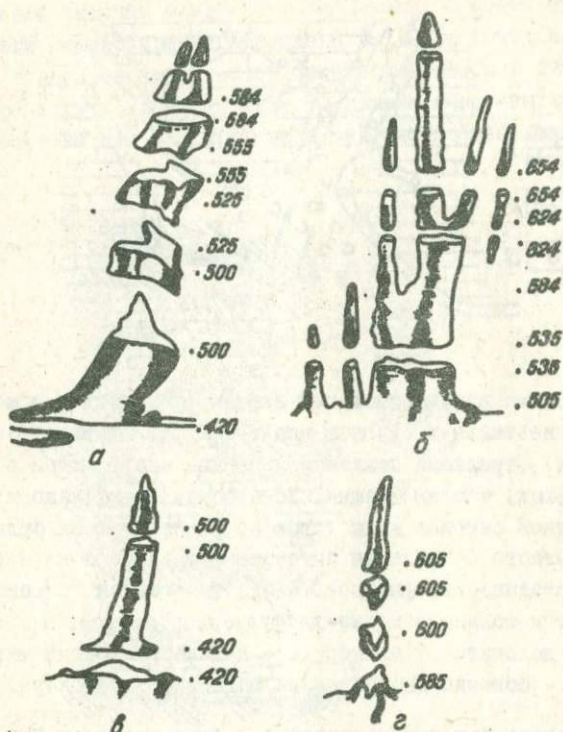


Рис. 1. Морфология главных магнезиально-скарновых столбов района Бейца Бихор. По Ж.Чиофлика и др. (92).

а - месторождение Антониу, б - Байя Роши, в - Стурцу, г - Марта.

При рассмотрении формы тел рудоносных известковых скарнов, образовавшихся на месте магнезиальных, обращает на себя внимание, что эти обменно-диффузионные скарны лишь иногда занимают весь объем исходного тела, образуя в нем гнездообразные и жилообразные участки. Поскольку оруденение также занимает лишь часть этих известково-скарновых масс, неоднородность состава таких рудных тел очевидна.

Обменно-диффузионные скарны образуются при диффузии вещества в растворах, заполнивших трещину в карбонатных породах того или



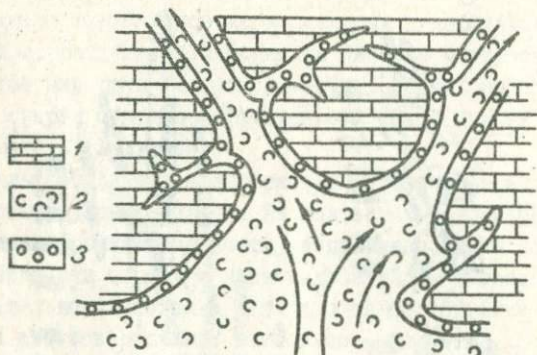


Рис. 2. Схема взаимоотношений инфильтрационных и обменно-диффузионных магнезиальных скарнов при трещинном скарнообразовании и доломитах. Стрелками показано просачивание флюидов в створовых (центральных) частях трещин. Зоны обменно-диффузионных скарнов в поперечном сечении жилы (столба) располагаются билатерально у границ резкого ослабления интенсивности потока на переходе к поперечному просачиванию флюидов. В ответвляющихся "слепых" трещинах формируются только обменно-диффузионные скарны.

1 - доломитовый мрамор, 2 - инфильтрационный магнезиальный скарн, 3 - обменно-диффузионный магнезиальный скарн.

иного состава без интенсивного просачивания по ней растворов. Эти скарны также как в доломитах и известняках имеют непосредственную "телесную" связь со скарновыми телами других типов. В доломитовой среде обменно-диффузионные скарны служат билатеральной оторочкой у трещинных (жильных и столбообразных) тел, образуя иногда короткие ответвления (рис.2). В известняках обменно-диффузионные скарны появляются только как жилородные, быстро выклинивающиеся ответвления от залежей биметасоматических скарнов. Эти не характерные для диффузионных скарнов жильные формы были отмечены Д.С.Коржинским (31) среди скарново-рудных тел Турьинского рудника на Урале. Он объяснял их появление быстрой диффузией вещества в растворах, заполнявших недраенирующиеся короткие трещины, отходящие в известняки от поверхности контакта с интрузивом, на которой формировалось биметасоматическое тело

скарнов. К таким скарнам следует, по-видимому, отнести ту часть скарнивого тела месторождения Акемидани I (I05), которая в виде двух рукавов соединяет между собой биметасоматические скарны в контактах роговиков и ираморов (рис.3). Возможны, по-видимому, также и штокверковидные массы скарнов подобного происхождения (73).

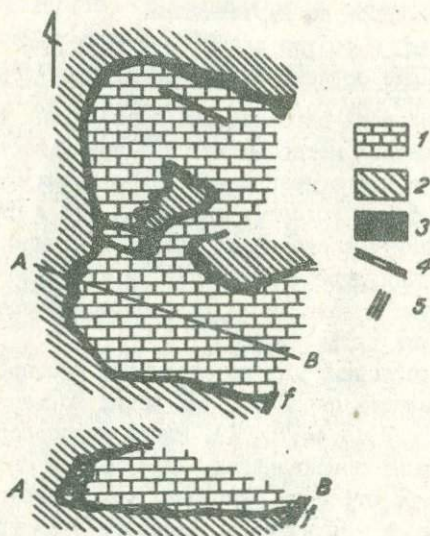


Рис. 3. Геологическая карта месторождения Акемидани, по К.Ито (I05).

1 - известняк, 2 - кордиерит-биотитовый роговик, 3 - скарн, 4 - дайка кварцевого порфира и скарны по ней, 5 - нарушения.

Таким образом, главные различия между рудоносными известковыми скарнами разных формаций заключаются в следующем.

Фронтальные магнезиальные скарны, на месте которых развивается часть известковых скарнов (на границе доломитов с магматическим расплавом), образуют на контактах с интрузивами в пределах протяженности доломитового контакта непрерывную прокладку переменной мощности практически независимо от глубины контакта. Фронтальные же экзоскарны по известнякам возникают только в участках контактов, доступных промывке их постмагматическими растворами.

В силу этих различий, при прочих равных условиях, апомagneзиальные известковые скарны образуют значительно более мощные и выдержанные тела, которые наибольшей мощностью обладают в пологих интрузивных контактах, скарны же по известнякам - в крутых.

Столбообразные и межпластовые тела у апомagneзиальных известковых скарнов также, как правило, более крупные и встречаются гораздо чаще, чем у скарнов по известнякам.

Строение и состав скарново-рудных тел
и положение оруденения в пространстве и во времени

Основные особенности строения скарново-рудных тел заключаются в наличии в скарнах метасоматической зональности, различные проявления которой в апомagneзиальных известковых скарнах зависят от характера и формы исходных скарновых тел и степени их постмагматических изменений в скарновой стадии и стадии кислотного выщелачивания, включая рудное замещение. В известковых скарнах особенности зональности зависят от характера процесса замещения (инфильтрационное или диффузионное).

В литературе последних лет по скарновым месторождениям метасоматическая зональность скарновых тел обеих формаций рассмотрена обстоятельно (23, 24, 43, 44, 70, 71). Здесь целесообразно ограничиться лишь некоторыми дополнениями, касающимися особенностей морфологии и внутреннего строения скарновых тел, связанных с геологическими условиями их образования. Наиболее существенными представляются значительные изменения мощностей отдельных зон метасоматической колонки магнезиальных скарнов магматического этапа в зависимости от формы тел. Для фронтальных скарнов, развивающихся на контактах с активными интрузивами, мощность отдельных зон колонки зависит в основном от физико-химических факторов и формы поверхности интрузива. В трещинных (столбообразных и жильных) телах ограниченность площади фронта замещения при круто выпуклой в сторону мрамора его форме (70), обусловленной градиентом скоростей просачивания флюида в поперечных сечениях столба (или жилы), влечет очень малую мощность внешней (форстеритовой) зоны метасоматической колонки и преобладание зоны пироксенового скарна. Соотношения мощностей этих зон на примерах скарновых столбов Бэйцы Бихор и Холь Гола выглядят как 500-700 : 1.

Второй важный элемент в строении тел трещинных магнезиальных скарнов - появление вокруг них "рубашек" обменно-диффузион-

ного скарна (73). В поперечных сечениях этих тел обменно-диффузионные зоны располагаются у столбообразных тел кольцевидно, а у жильных - билатерально. Состав слагающих их скарнов кальцит-форстеритовый с содержанием форстерита, определяющимся количеством магния в доломите (чаще всего 40-50% объема породы). Между этим скарном и главной массой мономинерального инфильтрационного диопсидового скарна располагается скарн того же состава с небольшим количеством форстерита, образовавшегося вследствие обменной диффузии между флюидом и доломитом.

Характеристика строения трещинных тел магнезиальных скарнов должны учитываться в практике поисков оруденения того или иного состава, поскольку для скарновых месторождений обычна селективность в распределении различного оруденения в скарнах различного состава (70, 71). Пироксеновые скарны трещинных тел бесперспективны на железо и бор, но перспективны на вольфрамовое, медно-золотое и полиметаллическое оруденение.

Следует заметить, что в силу особенностей поведения глинозема в конкретных условиях формирования трещинных тел (23, 75) пироксеновые скарны сложены в основном диопсидом, а не фассаитом, и лишены шпинели. Эта особенность исключает возможность развития на их месте известковых скарнов с участием промежуточных гранатов, везувиана, ксантифиллита и других глиноземсодержащих скарновых минералов. Постмагматические изменения скарновой стадии в таких телах обычно заключаются в появлении в массе скарна более железистых, чем салит, пироксенов и поздних андрадитовых гранатов. Существует, однако, группа магнезиально-скарновых тел столбообразной формы, постмагматическое известковое преобразование в которых проявлено также, как и во фронтальных разностях. К ним относятся, в частности, фрагменты "скарново-рудного дерева" Центрального Кансая. Особенность этих столбообразных скарнов, отличающая их, скажем, от скарновых тел Бэйцы Бихор или Нового тела Холь Гола состоит в том, что на всем их протяжении по вертикали в поперечных сечениях присутствуют материнские интрузивные породы, около которых магнезиальные скарны образовывали "чехол" и, по сути дела, являлись фронтальными скарнами с нормальной зональностью, но своеобразной грубоцилиндрической формы.

Условия развития трещинных скарнов в некоторых отношениях аналогичны условиям образования межпластовых магнезиальных. И в

том, и в другом случае поток инфильтрирующихся трансмагматических флюидов распространяется вдоль ослабленной зоны. Сходство в строении той и другой группы скарновых тел, заключается еще и в том, что, как и в трещинных телах, в межпластовых скарнах границы инфильтрационных зон располагаются перпендикулярно к направлению потока флюидов, оказываясь таким образом перпендикулярными к контактам пластов, между которыми располагается скарновое тело. Отсюда и пироксеновый исходный состав межпластовых скарнов практически на протяжении всей залежи, а также наличие обменно-диффузионного кальцит-форстеритового скарна небольшой мощности на границах с мрамором в поперечных сечениях залежи.

Минеральный состав скарнов различных типов в процессе оруденения изменяется неодинаково, что по-разному отражается на их зональности. Учитывая это, скарны можно разделить на три группы. В первую входят магнезиальные скарны и их производные. Если они имеют четкую зональность, т.е. подвержены слабым постмагматическим преобразованиям, то в них отсутствует полиметаллическое оруденение. Скарны, заключающие промышленные руды, как правило, лишены четкой зональности из-за значительных изменений в их минеральном составе.

Во второй группе - инфильтрационные известковые (по известнякам) экзоскарны, сложенные относительно низкотемпературными марганцовистыми и железистыми силикатами кальция, метасоматическая зональность которых формировалась почти одновременно с рудоотложением, и изменения в минеральном составе рудоносных скарнов по сравнению с безрудными невелики. В силу этого первоначальная зональность в таких скарново-рудных телах обычно довольно отчетливая.

В третьей группе - высокотемпературные скарны фронтального и симетасоматические известковые межпластового типов, в которых скарновые минералы на стадии кислотного выщелачивания замещаются ассоциациями околорудного комплекса минералов, что приводит к почти полному уничтожению их метасоматической зональности.

Резкая контрастность составов пород в поперечных сечениях фронтальных магнезиально-скарновых тел - от кварцсодержащей интрузивной породы до форстеритового скарна или кальцит-периклазового мрамора является характерной их особенностью. Эта контрастность значительно превосходит существующую в аналогичных сечениях

скарновых тел на контактах с известняками. Инфильтрационные тела известковых скарнов нередко сложены пироксенами, и зональность в них выражается различной железистостью пироксенов по зонам метасоматической колонки. Резкое различие составов сосуществующих в одном теле магнезиальных скарнов обуславливает их высокую реагентную способность по отношению к послемагматическим растворам как ранней щелочной стадии, с которой связано образование известковых скарнов, так и стадии кислотного выщелачивания. Таким образом, изменения тел процессами постмагматического преобразования в магнезиальных скарнах более значительные.

Пятнистость в строении скарново-рудных тел в полиметаллических месторождениях — почти единственный текстурный результат обменно-диффузионного процесса замещения известковыми скарнами магнезиальноскарновой массы как в столбообразных телах, так и в контактных залежах. Лишь изредка в результате этого процесса возникает новая метасоматическая зональность, для которой характерно развитие существенно волластонитового скарна в тыловой зоне (или в эндоконтакте), и везувианового на внутренней границе шпинель-форстеритовой зоны, а при ее отсутствии — непосредственно у мрамора. Везувиан в этом скарне иногда ассоциирует с волластонитом, но чаще с гранатом и магнезиальным пироксеном. Примеры зональности в апомагнезиальных известковых скарнах полиметаллических месторождений имеются в месторождениях Румынии и Средней Азии (см. ниже). В отдельных случаях кроме везувиановой зоны во внешних частях метасоматической колонки в эндоконтакте появляется узкая, измеряемая несколькими сантиметрами, существенно везувиановая зона. К сожалению, различия в везувианах той и другой зон еще не прослежены.

В процессе рудоотложения пятнистость в строении скарновой массы обычно значительно усиливается в силу избирательного замещения рудными минералами неоднородной скарновой массы. Если в месторождениях Швеции и Румынии галенитовая минерализация часто концентрируется во внешней форстеритовой зоне метасоматической колонки, то в Средней Азии галенит развивается преимущественно в пироксеновых скарнах. Такое распределение (по веществу скарна) нередко совпадает с пространственным, поскольку гранатовые скарны часто оказываются на более глубоких горизонтах скарновых тел (I09, II5 и др.):

Рудные концентрации образуют в массе скарна гнезда, жилы, столбы более или менее массивных руд, нередко объединяемые зонами вкрапленников. В распределении рудной минерализации между скарновыми (силикатными) и карбонатными массами нет единообразия. В одних месторождениях руда развивается именно по силикатным массам, избегая мраморов (Средняя Азия, США (85,86), Румыния и Япония (109,118)), в других же, встречаясь в скарнах, образует массивные руды преимущественно в жилах, трубах и гнездах замещения среди доломитов вблизи скарновых тел (106,111,121), или перемещается из карбонатных пород (доломитов) в скарны при следовании от нижних горизонтов месторождения в верхние (61).

Следует отметить, что в скарно-рудных телах наблюдается значительно большее разнообразие минеральных видов и ассоциаций в скарнах магнезиальной формации, чем известковых. Для апомагнезиальных скарновых руд характерны минералы четырех групп (70): I - скарнов магматического этапа (монтичеллит, форстерит, фэссайт, диопсид, шпинель, тельюнит), 2 - преобразованных магнезиальных скарнов (салит, гумитовые минералы, флогопит, паргасит, магнетит) 3 - известковых скарнов, заместивших магнезиальные (ксантофиллит, гроссуляр, везувиян, салит-авгит, волластонит, куспидин, некоторые водные кальциевые силикаты), 4 - комплекс минералов стадии кислотно-выщелачивания (андрадит, геденбертит, амфиболы, амезит, серпентин, тальк, карбонаты, кварц), к которым добавляются различные рудные минералы от высокотемпературных - магнетита, пирротина и халькопирита - до минералов свинца, сурьмы, висмута и др.

В части высокотемпературных биметасоматических контактовых залежей экзоскарнов по известнякам салиты замещаются марганцево-железистыми пироксенами, амфиболом, растет железистость и марганцовистость граната, волластонита, развиваются бустамит и другие минералы (23), сопровождаемые сульфидами и кварцем. В инфильтрационных скарнах среди известняков рудоносными оказываются исходные разности, сложенные марганцево-железистыми пироксенами, волластонитом, родонитом, бустамитом и другими минералами, свойственными известковым скаернам этой температурной фации (23). Оруденение в них часто сопровождается появлением кварца и карбонатов, количества которых, как правило, далеко превосходят их содержание в рудах среди апомагнезиальных известковых скарнов, для которых кварц мало характерен.

Если исключить реликты магнезиально-скарновых минералов (таких, как флогопит, гумитовые минералы, амезит и др.) в массе замесивших их известковых скарнов, то отличие последних от скарнов по известнякам возможно еще уловить по присутствию в экзоскарне таких типоморфных минералов, как магнезиальные везувиан и пироксен, гроссуляр, более редкий ксантофиллит, особенно во внешних зонах скарнового тела, или волластонит в тыловой. В ряде случаев определить различия между теми и другими скарнами будет невозможно без привлечения других геологических данных. Если изменение исходных магнезиальных скарнов произошло до образования на их месте марганцево-железистых, то часто единственным свидетельством возможной принадлежности экзоскарна к апомагнезиальным разностям становится совместное присутствие в нем пироксенов существенно различной железистости (включая магнезиальные разности) и реликтов везувиана.

Заканчивая на этом краткую характеристику состава, строения и размещения скарново-полиметаллических месторождений в гипабиссальных условиях, перейдем к более детальному рассмотрению особенностей некоторых скарново-рудных полей и месторождений.

ГЛАВА II. ХАРАКТЕРИСТИКА СКАРНОВО-РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Скарново-полиметаллические месторождения Чаткало-Кураминских гор

Структурно-фациальное и металлогеническое районирование Чаткало-Кураминских гор

Геология, рудоносность и вопросы районирования Чаткало-Кураминских гор освещены в многочисленных работах (1, 5, 8, 9, 18, 33, 37, 39, 41, 42, 45, 49, 58, 59, 65-68, 82, 83 и др.). В данном разделе в основу положены сведения по структурно-фациальному и металлогеническому районированию Чаткало-Кураминского региона, приведенные в монографии "Региональная металлогения центральной части Средней Азии" (37).

Чаткало-Кураминские горы относятся к Срединному Тянь-Шаню, который является составной частью Урало-Монгольского (Урало-Тяньшаньского) складчатого пояса. На прилегающей к Северному Тянь-Шаню части Срединного расположена полоса герцинских эпилатформенных мигеосинклиналией, которая выделяется как Каратау-(Чаткало)-Нарынская структурно-формационная (структурно-фациальная) или структурно-металлогеническая зона. Южный край Срединного Тянь-Шаня, испытавший существенное влияние Южно-Тяньшаньской герцинской геосинклинали, выделяется под названием Учкулач-Гузанской структурно-формационной (структурно-фациальная) или структурно-металлогенической зоны. Остальная часть Срединного Тянь-Шаня по мнению большинства исследователей представляет собой относительно устойчивый обломок карельско-гренвилльской платформы и называется Курамино-Ферганской структурно-формационной (структурно-фациальной) или структурно-металлогенической зоной. Эти структурно-фациальные зоны подразделяются на ряд подзон. Северо-восточная часть Чаткальского хребта вместе с Угамским, Пскемским и Сандалашским составляют Северо-Чаткальскую подзону Каратау Чаткало-Нарынской зоны. Хребты Кураминский, Каржантау, Моголтау и юго-западные строги Чаткальского входят в Кураминоскую подзону Курамино-Ферганской зоны. К ней относится и Кассаянская

подзоны, охватывающая южный склон Центральной части Чаткальского хребта (в основном, бассейн р.Кассана).

Северо-Чаткальская подзона в рифе развивалась в эвгеосинклинальном режиме. В геосинклинальную стадию здесь образовались основные вулканы. Инверсионная стадия сопровождалась внедрением средне-верхнерифейских интрузий гранитоидов, которые обнажаются в центральной и северо-восточной частях подзоны.

В течение каледонского цикла описываемая подзона была частью передового прогиба каледонской геосинклинали Северного Тянь-Шаня, а в течение герцинского — тыловым прогибом герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня. Эту эпиплатформенную структуру прогибов исследователи называют по-разному: лептогеосинклиналью, парагеосинклиналью и др.

Эндогенная металлогения Северо-Чаткальской подзоны обусловлена в основном процессами герцинского цикла, в начале которого здесь образуется песчаниково-алевролитовый комплекс верхнего девона. Затем формируются карбонатные отложения верхнего девона — нижнего карбона общей мощностью до 300 м. Они объединяются в два комплекса: известняково-доломитовый (D_3-C_1) и кремнисто-известняковый (C_1).

Фаменские отложения мощностью до 800 м, составляющие нижнюю часть разреза известняково-доломитового комплекса, представлены песчанистыми известняками с прослоями песчаников, толстослоистыми битуминозными известняками, известняками с прослоями известковистых алевролитов, алевролитистых мергелей и доломитов, слоистыми глинистыми известняками.

Отложения раннего турне мощностью до 400 м составляют верхнюю часть известняково-доломитового комплекса. Состоят они из доломитов тонкослоистых мергелистых известняков, доломитистых известняков. Некоторые исследователи (5,58 и др.) относят эти образования к фаменскому ярусу.

Отложения кремнисто-известнякового комплекса широко распространены в Северо-Чаткальской подзоне. Их общая мощность достигает 1700 м. Фациальная изменчивость разрезов карбонатных пород комплекса относительно слабая.

Комплексы сложены разнообразными известняками с кремнистыми желваками, стяжениями, прослоями позднеурнейского, визейского и намурского возрастов. Только в визейском ярусе встречаются

доломитистые известняки, в которых местах отмечается чередование тонкослоистых доломитов и детритусовых известняков.

Инверсионная стадия^I, Северо-Чаткальской многоосинклинали начинается с образования базальт-андезит-диабритового (минбулакская свита) и габбро-монзонит-сyenитового комплексов. Для этой стадии характерно довольно мощное развитие среднекарбового гранит-адамеллитового комплекса. К контактам гранит-адамеллитовых интрузий с карбонатными породами D_3-C_1 приурочены скарново-магнетитовые (Сусиянган, Караарча и др.), скарново-золото-молибденово-медные (Куруттегерек, Майдантал, Ташкерган и др.) и скарново-полиметаллические (Мискан, Соловьёвсай и др.) месторождения и рудопоявления. Скарново-полиметаллические месторождения в Северо-Чаткальской подзоне относительно редки и незначительны по масштабам. Сравнительно крупным было скарново-полиметаллическое месторождение Кошмаясай (к настоящему времени основная часть его руд разрушена эрозией), находящееся в Угам-Кумбельской полосе глубинных разломов. Необходимо отметить, что эта полоса по истории геологического развития и металлогении сходна с Северо-Чаткальской и Кураминской подзонами и является как бы "переходной полосой" между ними.

В Северо-Чаткальской подзоне широко развиты и позднегерцинские интрузии пермского гранитового комплекса и, в виде единичных мелких интрузивов, гранит-алаякитового комплекса. С ними связаны небольшие рудопоявления скарново-полиметаллической формации (Текешсай, Сарайсай и др.).

Кураминская подзона значительно отличается от соседней Северо-Чаткальской. Наличие в ней метаморфических архей-протерозойских отложений только предполагается на основании присутствия их в низах разреза более западных подзон Курамино-Ферганской зоны. Разрез подзоны начинается с ордовик-силурийских метаморфизованных сланцев и песчаников, мощность которых достигает 3900 м. После небольшого перерыва образовалась толща песчаников и кварцевых порфиров нижнедевонского (точнее верхи верхнего силура - нижний девон) возраста мощностью до 1500 м.

^I Термин "инверсия" здесь несколько условен, так как она не характерна для жестких структур.

Райнегерцинская стадия характеризуется формированием мощной (более 3000 м) толщи карбонатных отложений. Она подразделяется на два комплекса - терригенно-известняково-доломитовый (D_2-C_1) и кремнисто-известняковый (C_1). Ими сложены небольшие поля и полосы в горах Моголтау, Барактынтау, Окуртау, Такели, Акташкан, Каратагата, Калканата, Сюреньгата, в районах месторождений Курусай, Джангалык, Алтытопкан, Кургашикан, в Сукок-Кайнарском массиве и в районе устья Каракияса. Эти поля и полосы по существу являются останцами широко распространенных карбонатных отложений, основная масса которых уничтожена интрузивной деятельностью и эрозией.

Разрезы терригенно-известняково-доломитового комплекса обычно начинаются конгломератами, которые кверху сменяются аркозовыми песчаниками, алавролитами. Эти терригенные отложения в Моголтау, Барактынтау, Окуртау, Такели, Курусае и Джангалыке образовались в эйфельском веке, а в Ташбулаке, Чалате, Алтытопкане, Шорбулаке, Джарбулаке, Таганасае, Каракиясае, Акташкане, Алмалыке в живетском, что отвечает направлению трансгрессии девонского моря с юго-юго-запада на север-северо-восток.

Выше по разрезу терригенные образования постепенно сменяются мергелями, доломитами и известняками верхнего девона и нижнего карбона. В низах разреза местами (Алмалыкский район; Сукок) встречаются прослойки и пачки ангидритов и гипсов.

Для отложений комплекса характерны фациальная изменчивость, обогащенность карбонатных пород терригенными примесями, широкое, часто преобладающее развитие доломитов.

Отложения кремнисто-известнякового комплекса в Кураминской подзоне развиты фрагментарно. Образовались они в верхнетурнейско-средневизейское время. Мощность их редко достигает 300 м.

В среднегерцинской стадии резко усиливаются тектоническая и магматическая активность подзоны, образуются базальт-андезит-липаритовый и гранодиорит-адамеллитовый комплексы. С этой вулканоплутонической ассоциацией связаны месторождения Рв, Zn , Fe, Си, Мо, В и других металлов.

Свинцово-цинковое оруденение локализуется в основном в скарпах. Закономерности размещения скарно-полиметаллических месторождений в Кураминской подзоне описаны в следующем разделе.

Здесь необходимо отметить, что скарно-полиметаллические место-

рождения приурочены к зонам широкого развития даек и штоков гранит, гранодиорит и граносиенит-порфиров, находящихся в контактовых ореолах крупных среднегерцинских интрузивов. Видимо, дайки и штоки порфировых пород представляют собой неотъемлемую часть (дайки второго этапа, апофизы) этих среднегерцинских интрузивов.

Позднегерцинская стадия характеризуется широким развитием вулкано-тектонических депрессий с ограничивающими их кольцевыми разломами, а также северо-восточных структур (проявления трансзонального северо-восточного пояса), играющих решающую роль в распределении оруденения данной стадии.

В позднегерцинскую стадию активизируется и магматическая деятельность подзоны, продуктами которой являются трахибазальт-липарит-трахилипаритовый вулканический комплекс, многочисленные "малые интрузии" пестрого состава, гранит-аляскитовые интрузии и дайковый диабаз-гранитовый "комплекс".

Позднегерцинское оруденение Кураминской подзоны более низкотемпературное по сравнению со среднегерцинским, в основном гидротермально-жильного типа. По значимости полезные компоненты и их ассоциации можно расположить в следующий ряд: флюорит, висмут, свинец-цинк-серебро, золото-серебро, редкие щелочи, олово-свинец-цинк-серебро и т.д. Только в одном случае цинково-свинцовое с серебром оруденение образует месторождение скарнового типа, точнее переходного от скарнового к жильно-метасоматическому в карбонатных породах. Это месторождение Кумышкан, находящееся в юго-западных отрогах Чаткальского хребта, приуроченное к Кызылнуринской вулкано-тектонической депрессии.

Кассанская подзона занимает промежуточное положение между Каратау-(Чаткало)-Нарынской и Курамино-Ферганской зонами. Нижняя досидурийская часть ее разреза сходна с разрезом первой, верхняя - с разрезом второй зоны. Для Кассанской подзоны главным является золото-сурьмяное оруденение. Сколько-нибудь заметные скарново-полиметаллические проявления отсутствуют, поэтому нет необходимости приводить здесь ее подробную характеристику.

Скарново-полиметаллические месторождения Чаткало-Кураминского региона расположены главным образом в контактовых ореолах Кураминского и Чаткало-Ангренского батолитов и сопряженных с ними малых интрузивных тел. Батолитовые массивы среднего карбона

оложены в основном диоритами и гранодиоритами, малые же тела - порфировыми разностями гранитов, гранодиоритов, сиенитов, сиенит-диоритов, а также диорит-порфиритами. В телах гранитоидов, контактирующих с доломитами, часто наблюдаются эндоконтактные изменения, которые в рудном поле Кансае выглядят обычно так (с приближением к контакту): граниты, гранодиориты-граносиениты-кварцевые сиениты-сиенодиориты-сиениты (40). В месторождении Туранглы почти все тело исходных диоритов, к которому приурочены скарны и магнетитовые руды, сложено кварцевыми сиенит-порфирами. Гранодиориты Кураминского массива на контакте с монтчеллитовыми скарнами на месторождении Камаркутан превращены в сиенодиориты, и т.д. Этого рода (с повышением щелочности) эндоконтактные изменения гранитоидов в контактах с доломитами обусловлены эффектом отраженной волны щелочности, по Д.С.Коржинскому.

Статистико-петрохимические диаграммы гранитоидов отдельных скарново-полиметаллических рудных полей Чаткало-Кураминских гор, построенные по методу Э.П.Изоха (27), представлены на рис.4-6. Из диаграмм следует, что для этой серии продуктивных интрузивных пород региона характерны низкая и нормальная, преимущественно калиевая щелочность, малая контрастность и незавершенность. Эти характеристики сближают ее с аналогичными сериями ряда других регионов.

Особенности размещения скарново-полиметаллических месторождений в Чаткало-Кураминском регионе

Скарново-полиметаллические и другие месторождения, определяющие специфику металлогении Среднего Тянь-Шаня, размещаются в Кураминской подзоне и в ее пограничной полосе с Чаткальской.

Эта полоса, названная нами (1976) переходной зоной, в существующих схемах тектонического районирования значителен как Южно-Чаткальский (Ниже-Чаткальский) подрайон, а по существу должна быть объединена с Курамино-Ферганской зоной. Граница ее с Чаткальской (Северо-Чаткальской) подзоной очерчена Нижнечаткальским и Сандаляшским разломами, проходящими почти по север-

ному и северо-восточному контакту крупного Чаткальского гранитоидного массива. Эти разломы проходят по долине р.Чаткала, а в устье ее притока Угам круто поворачивают на север.

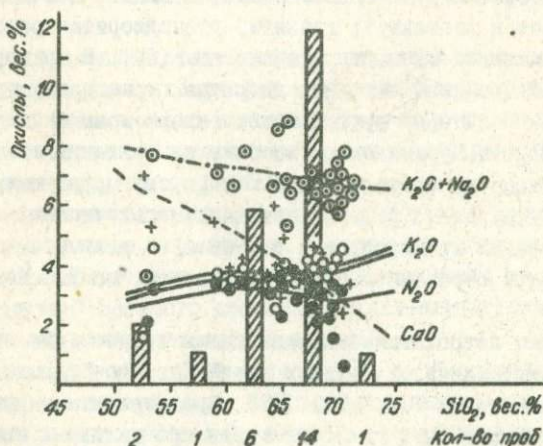


Рис. 4. Вариационная статистико-петрохимическая диаграмма, по Э.П.Изоху (27), гранитоидов Кансайского рудного поля.

В пределах предлагаемого контура Курамино-Ферганской зоны, включая и Кассанский блок, имеются не только скарново-полиметаллические, но и алунитовые, медно-порфировые, скарново-медные, флюоритовые, сурьмяные и другие месторождения, типоморфные только для данной зоны.

Наиболее благоприятными для концентрации полиметаллов оказались площади, на которых распространены карбонатные породы девона, перекрытые вулканитами карбона и прорванные крупными раннегерцинскими гранитоидными интрузивами, слагающими приподнятые блоки.

Скарново-полиметаллические месторождения локализованы в юго-западной части подзоны, именуемой Кармазаром, где размещено несколько крупных узлов (полей): Алмалыкский, Курганшкан-Кульчулаковский, Кансайский, Курусай-Джангалыкский, Тутлы-Алмасу-

лакский, Такелдйский, Алтытопкан-Ташбулакский. Кумышкан-Кульпаксайский и Терекли-Кошмансайский рудные узлы размещены в северной части подзоны.

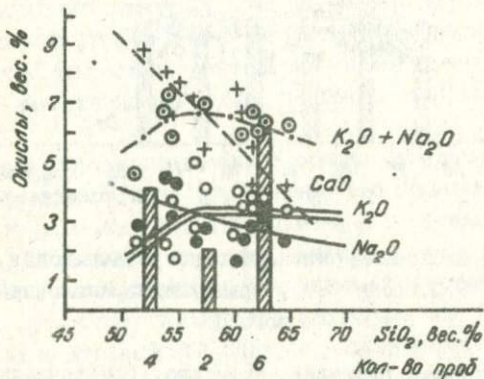


Рис. 5. Вариационная статистико-петрохимическая диаграмма, по Э.П.Изоху (27), гранитоидов Курусайского рудного поля.

В пределах указанных узлов скарновый тип полиметаллического оруденения сопряжен со свинцово-цинковой минерализацией, заключенной в близлежащих вулканогенных породах, интрузивных телах, терригенных и карбонатных толщах, возраст которых здесь не моложе среднего карбона.

В формировании промышленных скарново-полиметаллических месторождений определенную роль играли и раннегерцинские гранитоиды. Такие месторождения как Кургашиякан, Кошмансай, Шамырсай, Кызата, отдельные тела месторождений Кансай, Курусай, Туранглы размещены непосредственно на контактах указанных гранитоидов, другие же, за исключением Кумышкана, находятся на контакте малых интрузий и даек, но в непосредственной близости от крупных массивов и их сателлитов, контакты которых, по видимому, служили путями проникновения поздних интрузий и рудоносных растворов (Алты-Топкан, Чалата, Пайбулак и др.). Рудоконтролирующее значение крупных раннегерцинских мезоэо-

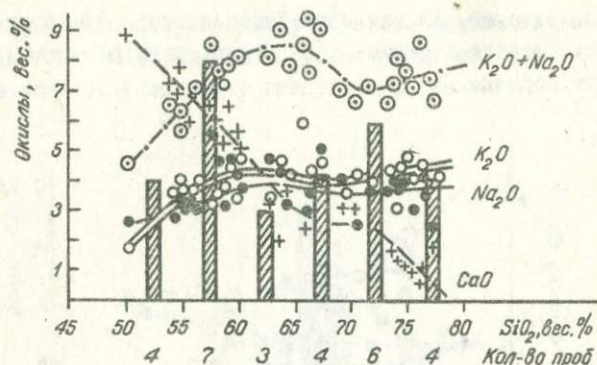


Рис. 6. Вариационная статистико-петрохимическая диаграмма, по Э.П.Изоху (27), гранитоидов Кошмансайского рудного поля.

сальных гранитоидных интрузий, возможно, обусловлены еще и тем, что они в большей степени, чем малые интрузии могли соприкасаться с нижними горизонтами карбонатной толщи среднего палеозоя, сложенными в основном доломитами, и с подстилающими их красноцветами, вулканитами D_1 - D_2 . Это обстоятельство неизбежно приводило к формированию магнезиальных скарнов и могло способствовать усвоению магмой части рудного вещества, которое содержится в повышенных количествах в указанных осадочных и вулканогенных толщах. Ранние магнезиальные скарны оказались благоприятной средой для интенсивного развития по ним известковых скарнов и руд в поздние стадии минерализации.

Отмеченная выше сопряженность скарново-полиметаллических месторождений с другими типами свинцово-цинкового оруденения четко проявлена во многих рудных полях. В частности, в Кургашикан-Кульчулакском и Курусай-Джангалыкском даже в пределах одного месторождения контактные скарново-рудные залежи сменяются столбообразными и согласными телами в карбонатных породах, или вкрапленно-прожилковой минерализацией в эндоконтакте интрузивов, а также и в вулканитах нижнего и среднего карбона, перекрывающих карбонатную толщу среднего девона — нижнего карбона.

Из факторов, контролирующих промышленное полиметаллическое оруденение, значительная роль отводится вулканитам. По данным ряда исследователей (6,59,84), в вулканитах региона заметно повышено содержание рудных элементов и сульфидной серы, заключенной в пирите и необходимой для фиксации сульфидов свинца, цинка и других рудных компонентов. Крупные залежи полиметаллов в скарнах возникают и независимо от возраста карбонатных пород. Они имеются как в девонских карбонатных толщах с пачками доломитов, так и в известняковых толщах карбона, чаще встречаясь в доломитах.

Разнообразие металлогенического облика отдельных площадей Чаткало-Кураминского региона обусловлено его мозаично-блоковым строением. Блоки-поднятия разного размера и очертаний (чаще изометрические), сложенные породами нижнего и среднего палеозоя, перемежаются с депрессиями, выполненными верхнепалеозойскими осадками. По составу и возрасту слагающих эти блоки палеозойских толщ мы в Кураминской подзоне выделяем шесть типов поднятий, четыре депрессий и блоки с промежуточными свойствами с неконтрастно и слабо выраженной рудной специализацией. Границы блоков фиксируются зонами крупных и мелких пограничных разломов, контактными полосами, а также контурами крупных интрузивных массивов и экстрезий.

Господствующие в Кураминской подзоне скарново-полиметаллические месторождения приурочены к поднятиям, ассоциирующим пространственно с депрессиями, сложенными вулканитами карбона и отделяющимися от поднятий пограничными разломами. В депрессиях сосредоточены залежи алунигов и оруденение, сопровождающееся низкотемпературными метасоматитами.

Региональные разломы контролируют размещение в регионе большинства месторождений полиметаллических и других руд (рис. 7, I-12). Разломы северо-восточного простирания с их более мелкими ответвлениями считаются позднегерцисскими. Они контролируют многие, в том числе полиметаллические месторождения. Это Кошмансайский, Железный (Дашкерекский), Алтытопканский (Мисканский), Джангалыкский, Канжольский, Чебаргатинский разломы, которые по простиранию совпадают с Северо-Ферганским - региональным и, видимо, с ним одновозрастны. Куакольский, Кумбельский, Кенкольский и Арашанский разломы, расположенные на

востоке района, параллельны региональному Таласо-Ферганскому северо-западного направления.

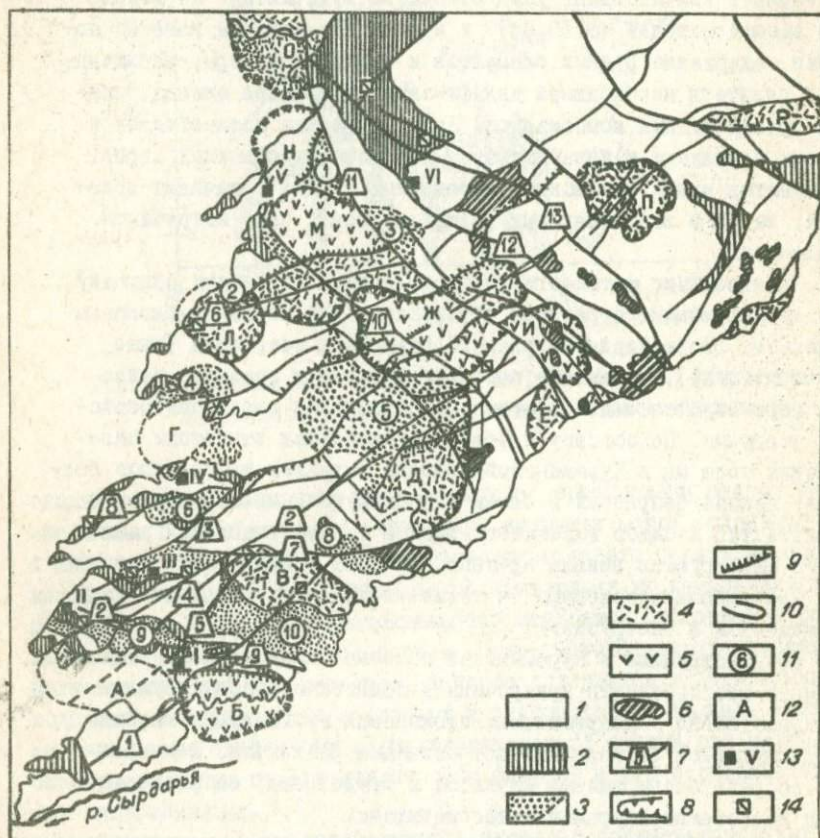


Рис. 7. Схема размещения скарново-полиметаллических рудных полей в Чаткало-Кураминском регионе. Геологическая основа по В.И.Калинкину, А.Е.Толкунову (28).

Поднятия, сложенные формациями нижнего структурного яруса: крупные массивы раннегерцинских гранитоидов, осадочно-вулканогенные (I) и карбонатные (2) отложения нижнего и среднего палеозоя, прорванные позднегерцинскими малыми интрузиями и дайками; 3 - вулканогенные депрессии раннего заложения, сложенные

вулканитами C_1-C_2 . Цифры в кружках - их названия: I - Аксакинская, 2 - Невзская, 3 - Тереклинская, 4 - Шавазская, 5 - Дашкерекская, 6 - Верхнеалмалыкская, 7 - Алтытопканская; 8 - Доганинская, 9 - Курусай-Джангалыкская, 10 - Восточно-Карамазарская; поздние вулканито-тектонические структуры, сложенные преимущественно вулканитами C_3-P_1 и P_2-T : 4 - кальдерные депрессии, 5 - вулкано-купольные; названия структур: а - Такедлийская, б - Ташкескенская, в - Адрасманская, г - Алмалыкская, д - Акшуранская, е - Сарвакская, ж - Наугарзанская, з - Сардалинская, и - Актепинская, к - Чилтенская, л - Карабашская, м - Кызылкурунская, н - Майгамканская, о - Каржантауская, п - Кугалинская, р - Касоанская, с - Гавасайская; 6 - интрузии наиболее поздних аляскитовых гранитов Шайданского типа (P-T); 7 - региональные разломы. Цифры в треугольниках соответствуют тексту: I - Канмансурский, 2 - Железный (Дашкерекский), 3 - Алтытопканский (Мисканский), 4 - Джангалыкский, 5 - Канджольский, 6 - Чабаргатинский, 7 - Баштавакский, 8 - Бургундинский, 9 - Окурдаванский, 10 - Куакольский, II - Кумбельский, I2 - Арашанский; 8 - кольцевые разломы; 9 - альпийские надвиги; 10 - границы выходов палеозоя; II - номера вулканогенных депрессий раннего заложения; I2 - номера поздних вулканито-тектонических структур; I3 - скарново-полиметаллические рудные поля: I - Кансайское, II - Курусай-Джангалыкское, III - Алтытопкан-Чалатинское, IV - Кургашикан-Кульчулакское, V - Кумышкан-Кульпаксайское, VI - Кошмансайское; I4 - прочие свинцово-цинковые рудопроявления.

Три субширотных региональных разлома - Баштавакский, Бургундинский и Окурдаванский - более ранние. В пограничной зоне Окурдаванского со стороны поднятия находится ряд изучавшихся нами скарново-рудных месторождений. Они располагаются в локальном блоке между Окурдаванским разломом и его субпараллельными ветвями, сопрягающимися, по-видимому, на глубине. Окурдаванский разлом фиксирует с юга контакт карбонатной толщи среднего девона - нижнего карбона с Кураминским массивом. В северном контакте последнего находятся месторождения Алтытопканского рудного поля. Следует подчеркнуть, что этот разлом с его двумя субпараллельными ветвями относится к так называемым "парным разломам". В качестве примера в регионе описан Куру-

сай-Окуртауский парный разлом (II). Заложение Окурдаванского разлома предшествовало внедрению крупных интрузивов, и движения по разлому неоднократно подновлялись (I5-I7). Время заложения Южно-Дарбазинского надвига датируется лишь сверху до внедрения малых интрузивных тел. Считаясь с тем, что часть этих гранитоидных тел может являться апофизами Кураминского (среднекарбонатового) массива, следует признать, что этот разлом образовался до внедрения гранодиоритов Кураминского массива. Это положение согласуется с представлением, высказанным в отношении всех крупных нарушений хребта Окуртау (I5-I7), многие из которых заключают в себе апофизы гранодиоритов и штоки порфириновых гранитоидов.

Для региона в целом, касаясь роли разломов, контролировавших скарно- и рудообразование, также можно указать синхронность нарушений с внедрением гранодиоритовых массивов. Их сателлиты, проникали в места сопряжения, пересечения и оперения разломов, в толщу карбонатных, в частности доломитовых пород. Разломы были активны в последующие этапы тектогенеза. С внедрением гранитоидных магм связано образование в доломитах магнезиальных скарнов, которые в постмагматическом этапе выступали в качестве среды, особенно благоприятной для формирования на их месте известковых скарнов с последующим рудоотложением.

Следует отметить, что молодые депрессии, особенно послепалеозойские, резко отличаются от ранних. Они часто развиваются на поднятиях, к которым тяготеют рудные поля. Например, выходы палеозойских толщ с благоприятным сочетанием карбонатных пород, гранитоидов и раннегерцинских вулканитов, слагающих Курсай-Туранглинское рудное поле, на северо-западе полого погружаются под четвертичный покров Дальверзинской депрессии. Бурение на этой площади нескольких скважин не дало положительных результатов, однако возможность нахождения здесь скарново-полиметаллических месторождений не исключено. Установлены, в частности, тела магнезиальных скарнов в доломитовых мраморах, серпентинизация доломитов, наличие прослоев и гнезд ангидрита и др. Вскрытые скважинами магнезиальные скарны здесь слабо изменены постмагматическими процессами, однако участки с наиболее интенсивным их проявлением могут оказаться перспективными на полиметаллическое оруденение.

Скарново-полиметаллические месторождения Кансайского рудного поля

Общие сведения

Отдельные месторождения рудного поля известны с середины прошлого столетия, систематическое же изучение его началось в 20-е годы, а наиболее интенсивное - в 40-е и 50-е (7, II-I4, I7, 20, 22, 23, 29, 32, 36, 38, 4I, 42, 46, 47, 56, 57, 77-80).

Изучались в основном вопросы общей геологии, магматизма, и особенно структурно-тектонических условий месторождений, меньше - состав скарнов и распределение в них оруденения. Новые данные 70-х годов о роли апомагнезиальных известковых скарнов как носителей разнообразного по составу металлического оруденения побудили по-иному рассматривать нахождение магнезиально-скарновых минералов (7, 23, 56) в рудных массах ряда месторождений Западного Карамазара. К этому времени было установлено часто ошибочное отнесение шеелитоносных апомагнезиальных известковых скарнов Тянь-Шаня и других регионов к образовавшимся по известнякам. Поскольку возможности изучения скарново-рудных тел Кансайских месторождений даже на глубоких горизонтах в связи с эксплуатацией месторождений быстро сокращались, были приняты исследования. Из 8 известных в рудном поле месторождений и рудопроявлений (рис. 8) исследовались в основном месторождения Центральный Кансай и Актеш, в меньшей мере - Западный Кансай, Шевчуковское и Камаркутан. В Центральном Кансае материал получен из выработок XV, XVI и XVII горизонтов шахты и керна числа более 900 скважин, пробуренных от IV по XVI горизонт. Значительное число образцов из выработок верхних горизонтов получено от В.М.Бабенко и Ш.Х.Рахимова.

Главная задача исследований - установление формационной принадлежности рудоносных скарнов в месторождениях рудного поля. Она сильно осложнялась тем, что в Центральном Кансае кроме рудоносных скарнов, считавшихся заместившими известняки, известны магнезиальные, не содержащие промышленного оруденения (23).

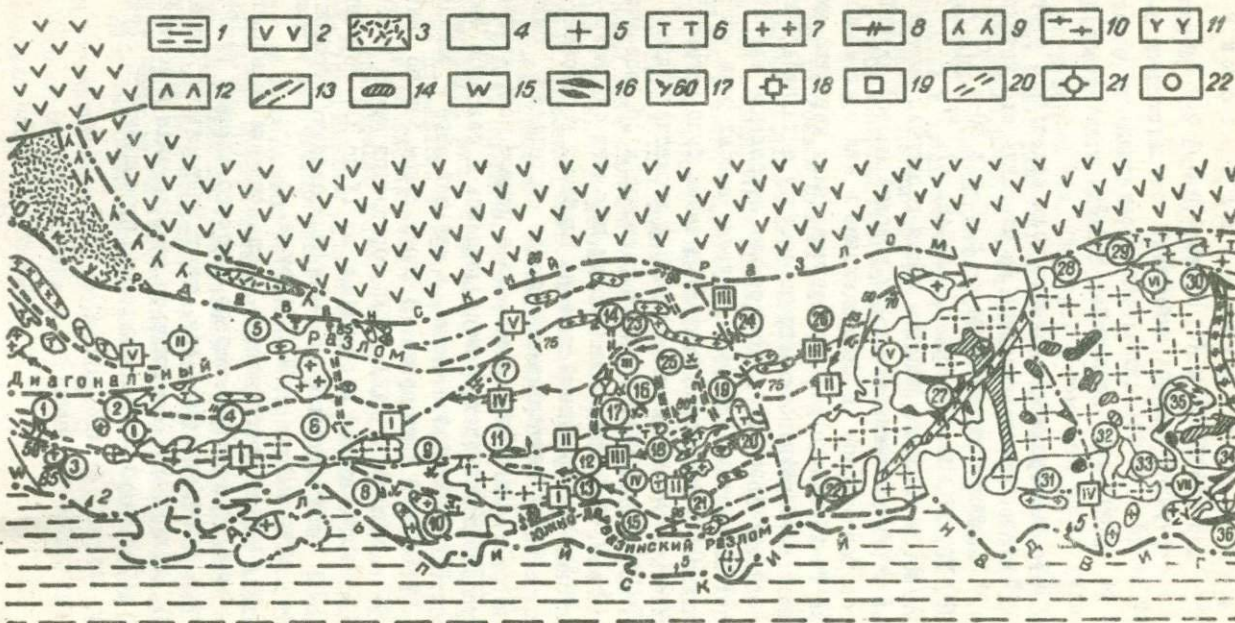


Рис. 8. Геолого-структурная схема строения Кансайского рудного поля. Составлена В.М.Бабенко с использованием материалов Ф.И. Вольфсона, В.А.Невского, В.Н.Титова, В.Ф.Чернышева, геологов Кансайского рудника, Карамазарской ГРП и личных наблюдений.

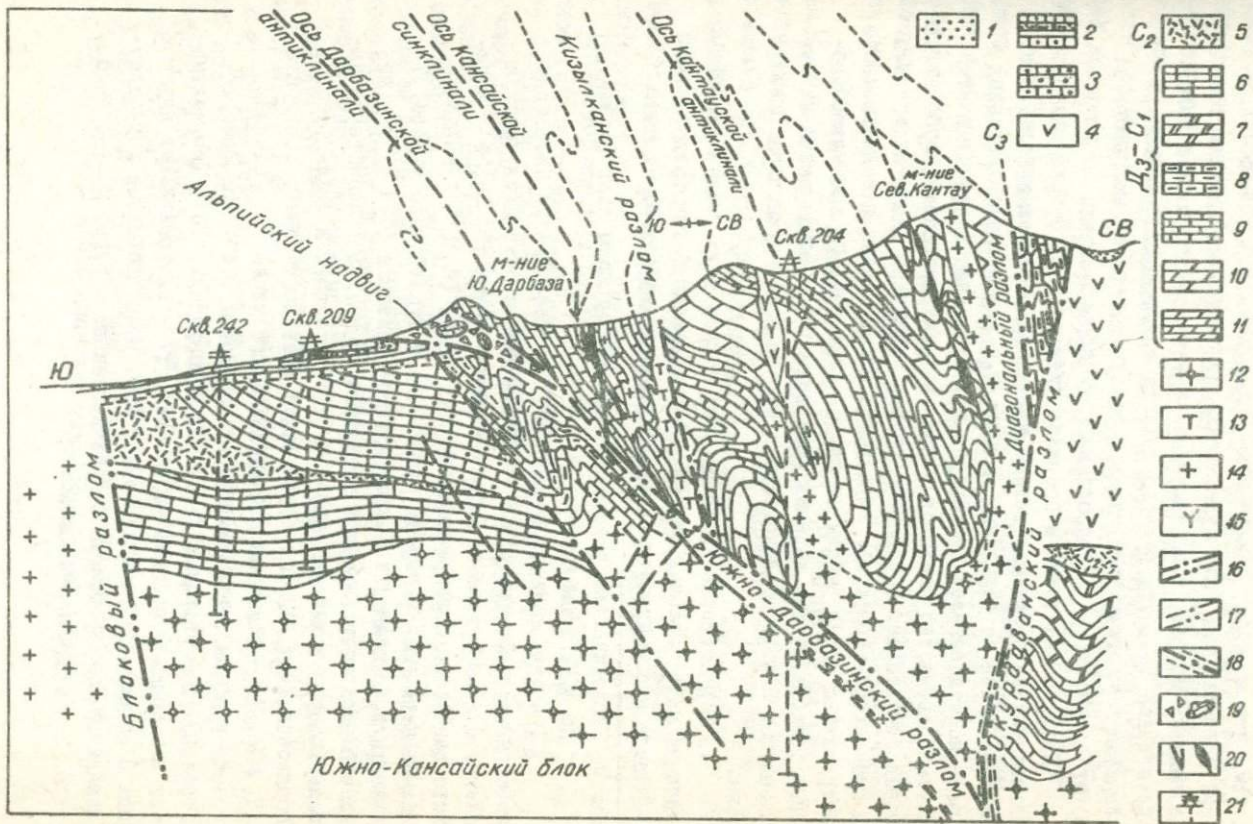
I - известковистые песчаники, известняки, глины (P_9); 2 - кварцевые порфиры оясайской свиты (C_{2-3}); 3 - андезито-дацитовые порфиры минбулакской свиты (C_2); 4 - доломиты, доломитовые известняки (D_2-C_1); 5 - гранодиориты (кураминского типа); 6 - сиениты, сиенит-порфиры, сиенито-диоритовые порфиры; 7 - гранодиорит-порфиры; 8 - гранит-порфиры розовые; 9 - гранит-порфиры черные; 10 - кварцевые порфиры; II - кварцевые диоритовые порфириты; 12 - диабазовые порфириты; 13 - дизъюнктивные нарушения; 14 - скарны; 15 - окварцевание; 16 - рудные тела; 17 - элементы залегания; 18 - складчатые структуры субширотного направления: I - Дарбазинская антиклиналь, II - Кансайская антиклиналь, III - Кансайская синклиналь, IV - Кантауская антиклиналь, V - Акурдаванская антиклиналь; 19 - межблоковые разрывы: I - Восточно-Кызылканский разлом, II - Кызылканский разлом, III - Кантауский разлом, IV - Акташский разлом; 20 - складчатые структуры север-северо-западного направления; 21 - тектонические блоки хребта Окуртау: I - Королевский, II - Окурдаванский, III - Кантауский, IV - Кансайский, V - Камарсайский, VI - Шевчуковский, VII - Акташский; 22 - месторождения и рудопроявления: I - Джамаккудук, 2 - Зарамура, 3 - Королево, 4 - Кюйган, 5 - Окурдаван, 6 - Кызылкан, 7 - Восточный Кызылкан, 8 - Кызыл-Турпак, 9 - Северный Джакинкан, 10 - Джакинкан, 11 - Западная Дарбаза, 12 - Северная Дарбаза, 13 - Южная Дарбаза, 14 - Западный Кургашинтау, 15 - Якшикан, 16 - Средний Кантау, 17 - Западный Кантау, 18 - Западный Кансай, 19 - Северный Кансай, 20 - Центральный Кансай, 21 - Вульфенитовая жила, 22 - Кан-Тобе, 23 - Северный Кантау, 24 - Новый Курганшинтау, 25 - Новый Кантау, 26 - Новый Камарсай, 27 - Камаркутау, 28 - Придорожное, 29 - Восточный Камарсай, 30 - Шевчуковское, 31 - Западный Акташ, 32 - Новый Акташ, 33 - Акташ, 34 - средняя зона Акташа, 35 - северная зона Акташа, 36 - южная зона Акташа.

Геологическое строение Кансай-ского рудного поля

Поле расположено в южной части Западно-Кураминского рудного района. Палеозойский комплекс пород, заключающий его, представлен осадочными, вулканическими и интрузивными образованиями. Серия различно направленных тектонических нарушений обуславливает сложную блоковую структуру рудного поля. С севера оно ограничено Окурдаванским разломом, с юга — Южно-Дарбазинским (рис. 9). Восточная часть площади сложена массивом гранодиоритов кураминского типа (рис. 8). На запад этот массив погружается под толщу карбонатных пород верхнего девона — нижнего карбона, среди которых обнажаются его апофизарные выступы.

В работе П.А.Шехтмана, А.В.Поварова и И.М.Уразаева (80) дается подробная стратиграфо-литологическая характеристика карбонатной толщи, сложенной известняками и доломитами.

Последние почти целиком слагают тамнопоровый горизонт франского, амфиоровый фаменского и циртоспириферовый турнейского яруса. Преобладающая часть оруденения, по данным этих авторов, заключена в калькаратусовом горизонте мощностью 200 м, о котором сообщается, что он состоит из пяти слоев известняков, различающихся главным образом окраской и текстурными особенностями. В связи с тем, что состав карбонатных пород, подвергшихся скарнированию, имел важное значение в наших исследованиях, приведенные данные дополнительно проверялись, результаты нами опубликованы (79). Как выяснилось, к моменту проявления скарнообразовательных процессов в тех частях рудного поля, где расположены месторождения Центральный и Западный Кансай, Северный Кантау, Южная и Западная Дарбаза, Новый Камарсай, Камаркутан, Акташ и Шевчуковское, в составе карбонатных пород калькаратусового горизонта преобладали магнезиальные разновидности и, кроме того, доломиты других горизонтов также вмещают скарново-рудные тела. Исследования мраморов показали, что кальцитовые мраморы вблизи скарново-рудных тел, как правило, являются вторичными, и по их составу нельзя судить о составе исходных мраморов, подвергшихся скарнированию. Почти все авторы отмечают отчетливо проявленную дедоломитизацию мраморов, вмещающих скарновые тела. Наблюдавшиеся нами остатки таких мраморов свидетельствуют



о том, что мраморы, заключающие скарновые трубы, были представлены доломитовыми (или существенно доломитовыми) разностями. Выделявшиеся многими исследованиями в качестве гидротермальных образований доломиты рудного поля замещаются магнезиальными скарнами магматического этапа и в силу одного только этого не могут причисляться к гидротермальным образованиям.

Карбонатная толща в пределах рудного поля прорвана многочисленными интрузивными телами различных размеров и форм. В отношении возраста отдельных разностей и тел интрузивных пород среди исследователей существуют некоторые расхождения. Вместе с тем большинство сходится в том, что скарнирование карбонатных пород обусловлено небольшими телами сиенитов, сиенито-диоритов и гранодиорит-порфиров, образующих штоки, дайки и др. Эта часть интрузивных пород района считается пермской. Со среднекарбоневыми гранодиоритами кураминского типа скарнообразование не связывалось. В ходе исследований в рудном поле установлено следующее.

I. В месторождении Камаркутан мощное тело геленит-монтицеллитовых магнезиальных скарнов располагается в непосредственном контакте с порфиоровидными гранодиоритами кураминского типа

Рис. 9. Геологический разрез Кансайского рудного поля (схема), по В.М.Бабенко.

I - четвертичные отложения, 2 - известковые песчаники, известняки, глины (P_8), 3 - карбонатные образования уинской свиты, 4 - кварцевые порфиры оясайской свиты (C_{2-3}), 5 - андезит-дацитовые порфиры минбулакской свиты (C_2), 6 - нерасчлененные карбонатные породы визейского и турнейского ярусов, 7 - известняки и доломиты надискристого горизонта ($C_1 t$), 8 - доломиты ширтоспириферового горизонта ($C_1 t$), 9 - известняки аквиллиновского горизонта ($D_3 \text{ } \& m$), 10 - доломиты амфиорового горизонта ($D_3 \text{ } \& m$), 11 - известняки калькаратусового горизонта ($D_3 \text{ } \& m$), 12 - гранодиориты кураминского типа, 13 - сиениты, сиенит-порфиры, сиено-диоритовые порфириты, 14 - гранодиорит-порфиры, 15 - кварцевые диоритовые порфириты, 16 - дизъюнктивные нарушения I порядка (блоковые), 17 - дизъюнктивные нарушения II порядка (внутриблоковые), 18 - зоны дробления и расслаивания, 19 - дробленные и брекчированные породы, 20 - рудные тела, 21 - буровые скважины.

(рис. 8), магма которых в эндоконтакте испытала действие отраженной волны щелочности и раскристаллизовалась в виде сиенита. В Шавчуковском месторождении в нижней части внешней стороны северного склона провального карьера имеется контакт порфириовидного гранодиорита со шпинель-пироксеновым скарном, внешней зоной которого со стороны карьера является тело геленит-монтichelитового скарна.

2. Тела сиенитов и сиенит-порфириов, образующие штоковидные массы, пронизывающие магнезиальные скарны и окруженные ими, в нижних частях не прослежены до вхождения их в гранодиоритовое тело, и не исключено, что большинство из них — лишь апофизарные выступы кровли тела, магма которых также испытала сильное действие отраженной волны щелочности.

3. Какие-либо данные о наложенности оруденения на скарны для Кансайского рудного поля отсутствуют, и процесс рудообразования необходимо рассматривать как часть единого петро-рудогенетического процесса в определенных границах физико-химических параметров.

Р. Ахунджанов изучал взаимоотношения рудоносных скарнов и гранитоидных тел различного состава и возраста Кансайского рудного поля и получил следующие результаты.

На месторождениях рудного поля и в регионе развиты в основном тела двух или трех фаз среднегерцинского (C_2) гранитоидного комплекса — диоритов, гранодиоритов (адамеллитов) и лейкократовых гранитов и несколько разновидностей малых тел и даек порфириовых гранитоидов, относимых к позднегерцинским (C_3-P). В гранодиоритах части ксенолиты диоритов, однозначно определяющие порядок внедрения. Распространены эндоконтактовые изменения пород с повышением щелочности и результаты их выразились в появлении сиенитов, кварцевых сиенитов, граносиенитов и их порфириовых разновидностей. Образование этих пород связано с действием отраженной волны щелочности при магматическом замещении доломитов с их скарнированием. Это явление — весьма характерный для района признак исходно магнезиально-скарновой природы рудоносных известковых скарнов, находящихся в контактах с щелочными породами эндоконтактов. Подобные изменения состава интрузивных пород в контактах с известняками отсутствуют. В дайкообразных телах, мелких штоках и апофизах действие отраженной волны ще-

лочки распространяется на всю мощность тел. В Курусай-Туранглинском рудном поле, например, сиенитизация гранодиоритов наблюдалась в зоне до 300-500 м от контакта со скарнированными доломитами.

Петрохимически диориты и гранодиориты Кансайского рудного поля весьма сходны с аналогичными породами Курусай-Туранглинского рудного поля и региона в целом. Что касается элементов-примесей, то в среднекарбовом комплексе гранитоидов наблюдаются повышенные против кларковых величин содержания свинца, цинка, мышьяка, молибдена и бериллия. По данным С.М.Бабаходжаева (6), интрузивные породы среднекарбового возраста в рудном поле содержат повышенные количества цинка и меди (диориты), меди, серебра, молибдена и висмута (гранодиориты). Породы второго магматического комплекса (G_3-P) также характеризуются повышенными содержаниями свинца, цинка, меди, серебра, мышьяка и молибдена.

Большинство исследователей рудное поле рисуют горстом антиклинального строения. С севера этот горст ограничен Окурдаванским разломом (рис.9), который круто падает на юг, а с юга - Южно-Дарбазинским взбросом, падающим на север. Предполагают, что на глубине оба эти нарушения, образующие "парный разлом" (II) сливаются в одну зону. По этой зоне и оперяющим крутопадающим трещинным нарушениям двигались, по-видимому, трансмагматические флюиды, внедрялись магматические массы, и проникали постмагматические (рудоносные) растворы. Вдоль Южно-Дарбазинского разлома и многих оперяющих его трещин в центральной части рудного поля расположены многочисленные тела сиенит-порфиров и других интрузивных пород, а также скарновые тела с оруденением.

Сложность структуры рудного поля лучше всего выступает в схеме строения месторождения Центральный Кансай, расположенного в висячем боку Южно-Дарбазинского разлома. Месторождение это состоит из 13 промышленных и нескольких мелких скарнорудных тел, каждое из которых в отдельности имеет линзовидную или столбообразную, нередко уплощенную в сечении форму. Они располагаются в искривлениях, сопряжениях и пересечениях сколовых трещин, главным образом северо-восточного и северо-западного направлений. Нередко изгибаются, пережимаются, замещаются новыми телами, различно сочленяются одно с другим и об-

разуют, по выражению Ф.И.Вольфсона (12), "скарново-рудное дерево" (рис.10). В поперечных (горизонтальных) сечениях ветвей и ствола этого "дерева" рудная часть занимает ту или иную площадь сечения. По вертикали скарново-рудные тела оказываются обычно в непосредственном контакте с сиенито-диоритами и сиенит-порфирами, которые образуют сложную "интрузивную сеть", но нередко отделены от них массами магнезиальных скарнов различных размеров, уцелевших от интенсивного известково-скарнового замещения и околорудных изменений стадии кислотного выщелачивания. Местами скарноворудные тела отходят от контактов и снова возвращаются к ним по восстанию (или паданию) и в промежутках выглядят жильно-трещинными. Такое положение скарново-рудных тел по отношению к интрузивным породам отражено на схематической блок-диаграмме (рис.10). На этой же диаграмме отчетливо виден доломитовый характер мраморов, заключающих скарново-рудные тела по крайней мере западной части месторождения². В самом деле, мощная "рубашка" магнезиальных скарнов, образовавшихся около тела сиенитов, распространяется в основном в вертикальном направлении, хотя и продолжается к востоку. Если допустить в этих условиях известняковый состав карбонатных пород, вмещающих рудные тела, то необходимо принять трубообразную форму доломитового тела, замещенного магнезиальными скарнами.

Строение месторождений Акташ и Шевчуковское, видимо, более простое, о чем дают представление разрезы по разведочным скважинам месторождения Акташ (рис.11). Тела исходных доломитовых мраморов почти полностью замещены магнезиальными скарнами, размеры, положение в пространстве и формы тел которых унаследованы развившимися на их месте известковыми рудоносными скарнами. Так же обстоит дело и в других разрезах Акташского месторождения.

Прежде чем перейти к рассмотрению особенностей отдельных скарново-рудных тел, остановимся на минералого-петрографических характеристиках скарново-рудных образований и пород вмещающего комплекса.

² Блок-диаграмма не преследует цель показать разные составы скарнов, контуры рудных тел на ней не геологические, а технологические (по содержанию рудного компонента).

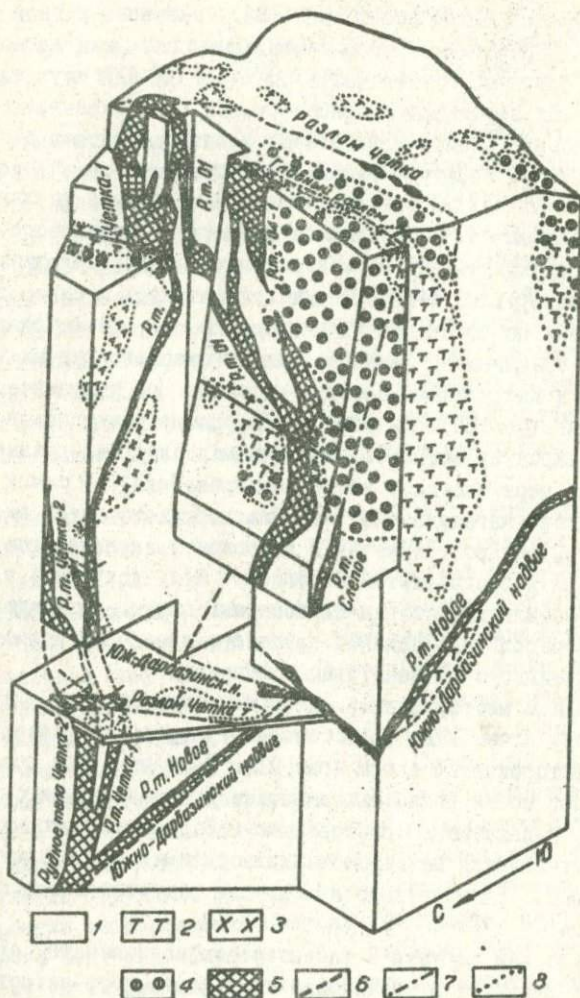


Рис. 10. Блок-диаграмма месторождения Центральный Кансай, по В.М.Бабенко, Ф.И.Вольфону, В.Н.Титову (7).

1 - известняки, 2 - слениты, 3 - гранодиорит-порфиры, 4 - флогопитовые скарны, 5 - сульфидные руды, 6 - след рудных тел в пространстве, 7 - разрывные нарушения, 8 - границы пород.

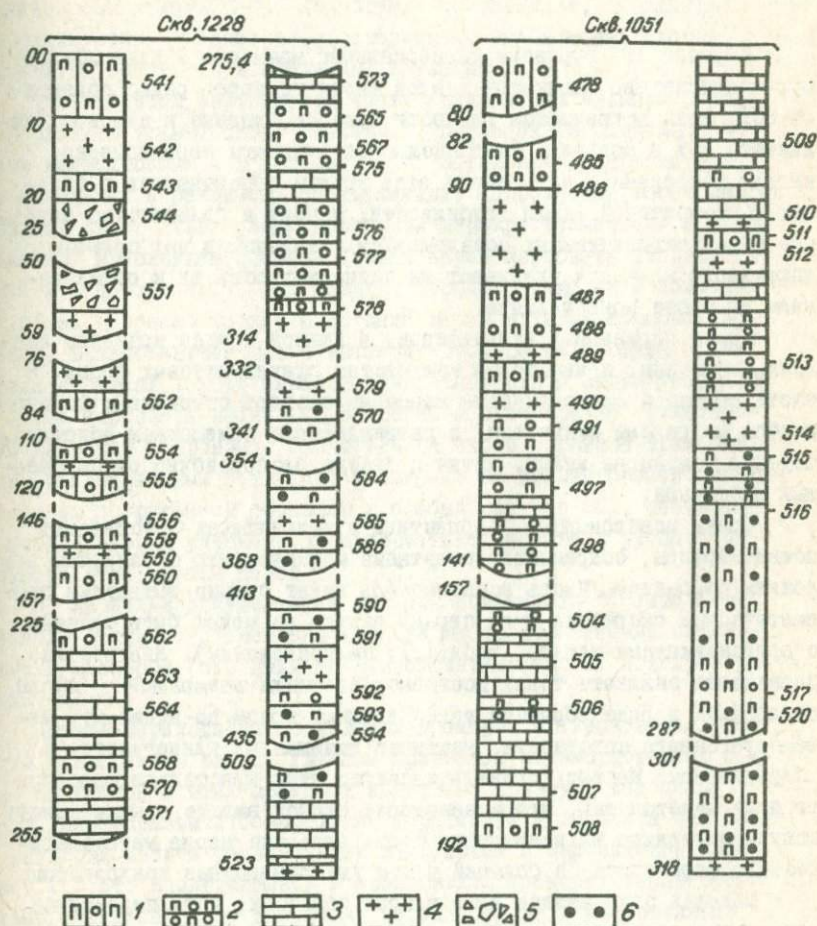


Рис. II. Колонки скважин Акташского месторождения.

1 - шпинель-пироксеновые скарны, частично замещаемые известковыми скарнами, 2 - апомонтичеллитовые известняковые (существенно везувияновые) скарны, 3 - мрамор доломитовый, 4 - сиенит-порфир, 5 - брекчия скарна, 6 - магнетитовое оруденение.

Минералогическая характеристика пород

Изучено 195 образцов магнезиальных мраморов и кальцифиров. Общее количество силикатов в этой части мраморов редко превышает 30%, хотя встречаются разности, уже переходные к скарнам (силикатов 50% и больше). Распределяются силикаты неравномерно, иногда полосками. Часть пород этой группы образовалась в кальцит-форстеритовой фации глубинности, однако в большинстве образцов формы серпентиновых псевдоморфоз и наличие в них примеси диффузного кальцита указывают на принадлежность их к образованиям на месте монтичеллита.

Кроме нормальных кальцифиров, в данной группе мраморов имеется, возможно, и некоторое количество офикальцитовых пород. В части образцов серпентиновые массы не слагают отчетливых псевдоморфоз по ранним силикатам, а развиваются с замещением доломита, образуя в мраморе жилки, пятна и гнезда беспорядочно расположенных листочков.

Среди псевдоморфоз серпентина в кальцифирах преобладают псевдоморфозы, сохранившие очертания монтичеллита с типичным внутренним строением. Часть псевдоморфоз имеет сильно вытянутые призматические очертания и на первый взгляд не может быть связана с ортосиликатами магния (табл. I, I; см. приложение). Диагностика первичного силиката таких псевдоморфоз стала возможной после наблюдения в ряде образцов узких длинных призм, по-видимому, метаморфогенного форстерита, частично замещенных клиногумитом и серпентином. Метаморфогенный характер этих кристаллов форстерита доказывается тем, что в некоторых шлифах вместе с ними присутствуют отчетливо их замещающие изометрические зерна метасоматического форстерита, в большей части уже замещенные хондродитом.

Шпинель сохранилась лишь в трех образцах, хотя переменные количества разных размеров листочков флогопита отмечены в одной трети образцов. В ряде других образцов флогопит замещен амезитом, метасоматический характер которого, также как и флогопита, в этих породах обычно не вызывает сомнений.

Гораздо реже встречаются брусит-кальцитовые мраморы с характерными псевдоморфозами брусита по периклазу, вместе с которыми изредка наблюдаются и псевдоморфозы серпентина по форстериту.

Вне связи с периклазом брусит в лейстах временами появляется в значительных количествах. Клиногумит со шпинелью, окруженной гидроталькитом, а также апофорстеритовые зерна с разложившимся ливидитом встречены в единичных образцах.

Что касается карбонатной части обсуждаемых мраморов, то в подвергшихся термическому анализу 47 образцах 16 оказалось целиком кальцитовыми и 9 доломитовыми, остальные содержали доломит и кальцит в различных соотношениях. Карбонатная масса многих образцов несет явные следы повторной перекристаллизации с одновременным изменением состава (часть зерен карбоната становится бурой и непрозрачной). Это придает породе пятнистый и полосчатый облик. Нередко четкие очертания зерен в таких мраморах исчезают, и карбонатная масса выглядит бесформенной. Лишь в немногих образцах хорошо выражена директивность в структуре, когда зерна карбоната несколько удлинены и однообразно ориентированы длинными сторонами. Значительное число образцов мраморов, кроме исследованных в шлифах, проверено на доломитовость кратковременным погружением образцов в слабый раствор HCl, результаты этой проверки учтены в характеристике состава и распространенности этой группы пород.

По журналам документации скважин подземного бурения Кансайского рудника установлены большие массы существенно серпентиновых мраморов, что принято как свидетельство их исходной доломитовости.

Прямые переходы магнезиальных мраморов в скарноидные разности наблюдаются редко. Главным признаком метаморфогенной природы силикатов в этих мраморах является, пожалуй, необычная тонко- и длиннопризматическая форма форстерита и диопсида при крайне неупорядоченном расположении этих призм в карбонатной массе (табл. I, 1, 2). Наблюдающиеся в скарноидных мраморах характерные метаморфогенные зерна диопсида, ассоциирующие с шнуровидными обособлениями везувиана (\pm гранат), в рассматриваемой группе пород отсутствуют, хотя псевдоморфные зерна серпентина и флогопит имеются и тут, и там. Мраморы с сохранившимися зернами монтичеллита не встречены.

Рассмотрение характеристик карбонатных пород рудного поля позволило сделать заключение, что в значительной части представленного здесь разреза преобладали магнезиальные разности,

которые вмещают большую часть скарново-рудных тел. В частности, амфиболовый горизонт в разрезе рудного поля весь доломитовый, как и циртоспириферный. Наиболее изменили наши исследования характеристику калькаратусового горизонта, который до последних лет рассматривался известняковым. Установлено (79), что в различных его частях, в частности заключающих Центральный Кансай, Акташ, Шевчуковское и другие месторождения, он сложен магнезиальными карбонатными породами различной чистоты, которые около интрузивных тел в больших массах превращены в магнезиальные скарны и своеобразные "скарноиды", а затем претерпели послемагматические преобразования, закончившиеся выносом из некоторых магния.

Скарноидные мраморы и "скарноиды" в литолого-стратиграфическом разрезе рудного поля ранее не выделялись. Указывалось, что часть карбонатных пород загрязнена терригенным материалом. Переходы между контактово-метаморфизованными разностями этих пород, с одной стороны, и доломитами или кальцифирами в контактовом ореоле интрузивов с другой, не описаны. Как уже говорилось, в отличие от кальцифиров, в составе скарноидных мраморов всегда наблюдаются силикаты (пироксен, форстерит, флогопит) с явными признаками метаморфогенного происхождения (табл. I, 2, 3). К этим силикатам, возможно, следует относить часть граната и везувина, которые в кальцифирах не встречаются.

Изучение скарноидных мраморов во многом было затруднительно из-за отсутствия возможности наблюдать в достаточно полных пересечениях скарново-рудных тел взаимоотношения их с кальцифирами, с одной стороны, и скарнами различного состава, с другой. Большинство изученных нами представителей этих пород (163 образца) относится к Центральному Кансаю, где они наблюдались в обнажениях и выработках с поверхности, на нижних горизонтах месторождения у рудного тела Четка и в сокращенном керне скважин подземного бурения, а также к месторождениям Камаркутан и Шевчуковское.

На поверхности участка Центрального Кансаю скарноидные мраморы образуют полосу около 100 м шириной, протягивающуюся в восток-юго-восточном направлении с крутым (70-80°) южным падением. Трещинные нарушения (Главный разлом и разлом Четка), контролирующие скарново-рудные тела ОI, О2 и О4-2, занимают се-

хшее положение по отношению к простиранию мраморов. Полоса их располагается в основном в контактовом ороле сиенито-джоритов, обнажения которых на участке многочисленны. В южной стенке провального карьера 04-2 скарноидные мраморы располагаются во внешней части зональных тел магнезиальных скарнов (в том числе геленит-монтichelлитовых).

Внешний облик скарноидных мраморов примечателен шнуровидными обособлениями силикатов малой (редко более 3-5 см) мощности. В большей своей части они не прямолинейны, искривляются, выклиниваются, нередко ветвятся, пересекаются (табл. I, 4) и соединяются друг с другом с образованием местами уплощенной неправильной сетки. На выветрелых поверхностях эти силикатные части породы выступают над карбонатной частью в виде гребней или "шнуров" и создают впечатление полосчатости.

Если типичный образец "скарноида" данной группы разделить так, чтобы в одной части оказалась в основном карбонатная масса, а в другой - силикатная, то первую следовало бы обозначить контактово-метаморфизованным слабо загрязненным мрамором, а вторую - скарном. Шлифы, приготовленные из "шнуров", мало чем отличаются от шлифов апомагнезиальных известковых скарнов пироксен-гранат-везувианового состава. В обнажениях южного борта провального карьера Четки выступают живообразные ответвления скарноворудного тела в виде гранат-пироксеновых скарнов с рудной минерализацией. Это тело залегает в "ребристых" (с силикатными "шнурками") породах скарноидного облика. В контактах последних с массивными скарнами безупречно видно материальное единство вещества силикатных "шнуров" мрамора и вещества скарна (табл. I, 5). Эти "шнуры" часто располагаются под различными углами к скарновой жиле и ветвятся в мраморе, который представлен скарноидной разностью (табл. I, 6). В краевых частях скарновой массы наблюдаются реликты скарноидных мраморов. Ответвления "шнуров" скарнового состава от более крупных жилородных скарновых масс довольно многочисленны. Метасоматическая природа "шнуров" устанавливается также в продольных их сечениях (табл. II, 1а) и в сечениях узлов (табл. II, 1б). В то же время карбонатная часть этих образцов - типичный скарноидный мрамор и иногда сближается с некоторыми кальцифирами. Поскольку главная часть массы породы является карбонатной, порода, на первый взгляд, воспринимается как скарноид на месте нечистого известняка.

Т а б л и ц а 1

Анализы минералов скарноидных мраморов

Номер образ- ца	Минерал (и ассоциация)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O	Сумма
94г	Геленит (Монт, Вез, Гр)	39,8	15,5	5,66	-	2,6	37,10	-	99,0
	То же	28,5	19,5	5,00	-	1,0	38,5	8,0	99,90
	Гранат	36,8	8,0	18,5	0,10	0,27	34,2	-	98,39
	То же	37,0	8,7	18,0	0,05	0,21	34,2	-	98,26
94а	Везувиян (Пи, Гр, Монт)	40,2	16,2	2,2	0,06	3,80	35,5	?	97,96
	То же	40,7	13,6	4,2	0,06	4,5	35,0	?	98,06
	Гранат	41,0	16,0	2,4	0,06	3,7	35,6	-	98,78
317	Везувиян (апо- Гел бурая масса)	37,0	15,5	3,0	0,08	4,0	36,2	?	95,78
	То же	36,0	15,78	1,4	-	4,73	36,0	?	94,34
	Бурая масса	51,5	1,0	3,5	0,4	35,50	1,0	?	92,90
	То же	51,5	4,0	3,0	-	28,0	3,0	?	89,50
		48,50	4,0	2,5	0,05	26,5	3,5	?	85,05
		41,	3,5	4,4	0,4	35,7	1,5	?	86,6
	Ксонотлит	49,5	-	-	-	-	46,5	3,0	99,50

Продолжение табл. I

Номер образца	Минерал (и ассоциация)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O	Сумма
464к	Гранат (Пи,Эп)	39,23	15,09	9,58	0,54	0,34	35,84	-	100,87
	То же	37,31	10,41	17,63	1,65	0,36	34,57	-	101,97
	Пироксен	55,27	0,54	2,30	0,44	17,28	25,76	-	101,41
	Эпидот	37,68	22,78	14,89	0,38	0,15	22,65	?	96,51
275	Пироксен (Вез, Гр)	54,12	0,42	3,3	0,46	16,75	25,89	-	100,67
	То же	53,95	1,09	1,0	0,61	18,04	25,65	-	100,20
275	Везувиан	38,84	16,70	2,48	0,09	4,31	36,97	?	99,39
	То же	38,48	15,09	4,59	0,16	4,40	36,86	?	99,71
45	Пироксен (Гр)	50,25	0,81	12,50	8,20	7,35	22,99	-	100,41
	Гранат	37,25	4,76	20,00	3,22	0,32	31,80	-	98,66
747	Гидромеллит (Сп)	28,99	19,16	2,07	0,13	2,28	36,82	11,0	100,45
	То же	28,36	28,55	2,73	0,26	1,97	37,87	11,0	100,50
	Серпентин	44,91	0,91	3,41	0,40	36,61	1,36	12,0	99,60
	То же			Fe ₂ O ₃	TiO ₂				
506	Гидрогранат (Ка, бурая масса)	28,69	0,13	21,62	4,56	4,89	31,74	8,0	91,63
	То же	32,29	0,47	21,46	4,30	3,30	32,29	?	89,59

Продолжение табл. I

Номер образ- ца	Минерал (и ассоциация)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O	Сумма
				FeO	MnO				
703	Галенит (Ка,Пи)	38,32	16,47	1,34	0,03	4,35	37,96	-	98,47
	То же	38,38	15,69	1,90	0,03	4,49	37,71	-	98,20
	Пироксен	53,29	0,89	0,53	0,13	16,90	29,78	-	100,60
677	Везувиан (Ка,Сп, бурая масса)	35,37	14,84	3,40	-	4,31	35,98	-	94,05
	То же	36,0	14,83	3,70	0,98	4,20	36,17	-	95,88
	Серпентин	45,26	0,81	0,24	0,19	43,82	0,91	13,0	100,33
	То же	42,15	0,78	0,29	0,15	42,45	1,0	13,0	99,82
926	Везувиан (Монт, Пи; бурая масса)	35,39	11,47	5,08	TiO ₂ 2,18	4,34	34,80	?	93,76
	То же	36,91	16,86	3,24	0,06	3,44	36,06	?	96,37
928	Везувиан (Монт, Пи, бурая масса)	38,26	12,13	3,75	3,57	5,88	34,21	?	95,80
	То же	37,18	12,94	3,69	0,51	7,21	34,96	?	98,45
	То же	37,41	13,52	3,64	3,22	4,27	35,90	?	97,96
	Пироксен	54,61	1,94	0,37	0,33	18,16	25,83	-	101,24
	То же	55,01	1,65	0,69	0,05	18,39	25,89	-	101,68
	—"	54,17	0,94	0,49	0,25	17,95	25,94	-	99,76

Номер образ- ца	Минерал (и ассоциация)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O	Сумма
	Монтичеллит	37,24	0,28	4,23	0,04	21,71	36,42	-	100,01
	Рустумит	32,64	0,30	0,32	0,08	2,11	58,63	5,0	99,07
	То же	32,04	0,18	0,07	-	0,68	60,87	5,0	98,87
	То же				P ₂ O ₅			(ОН,СI)	
	Апатит	7,47	0,19	0,12	26,23	0,83	54,57	3,0	99,85 ¹⁾
	То же				MnO			H ₂ O	
	Серпентины в бу- рой массе	42,12	0,48	6,26	0,23	32,88	4,91	12,3	99,92 ²⁾
	То же				K ₂ O				
	Гидрослюда в бурой массе	38,82	16,46	2,23	9,34	26,12	2,65	4,2	100,19 ³⁾

Примечание. Аналитики: Г.Н.Муравицкая, Е.Е.Абрамова, С.Е.Борисрвский ИГЕМ АН СССР.

1) в сумме анализа 5,31% SO₃ и, по предположению, 1,8% CO₂;

2) Ti O₂- 0,03; 3) Ti O₂-0,37.

Места взятия образцов: 94а, г - месторождение Акташ, скв.1093, 330 м; 317 - Центральный Кансай, скв.1170 59-66 м; 464к, 275 и 45 - шахта Центрального Кансая, XVI горизонт, около рудного тела Четка; 747 - месторождение Камаркутан; 703 и 677 - Центральный Кансай, провальный карьер рудного тела 04-2; 928 - Центральный Кансай, скв. 1663; 69 м.

Для большинства "шнуров" границы их с массой мрамора, заключающей хаотически ориентированные микропризмочки диопсида, а временами и обильные листочки флогопита и зерна серпентина, выглядят резкими, секущими массу мрамора. Лишь в микроскопически узкой зоне контакта выражено развитие вещества "шнура" (везувиана, реже граната) с четким замещением карбонатной массы и пироксена. При этом везувиан проникает между зернами карбоната, расчленяет их на округлые, одновременно угасающие части и замещает. В большинстве случаев состав "шнуров" — жилок мономинеральный (везувиан или гранат), реже дополнительно появляется пироксен в таблитчатых зернах, резко отличных от представленных в карбонатной массе. Местами этот пироксен концентрируется по периферии "шнура". Часто обильные листочки флогопита, рассеянные в массе мрамора, оказываются включенными в виде тонких реликтов в зерна везувиана.

Перечисленные особенности морфологии и состава "шнуров" скарноидных мраморов хорошо согласуются с представлением о метасоматической природе этих образований. Об этом говорит и увеличение количества силикатного материала в скарноидных мраморах по мере приближения к скарново-рудным телам. Участие пород данной группы в образовании скарново-рудных тел несомненно. В рудоносных скарнах время от времени отмечаются характерные формы пироксена, свойственные метаморфогенным его индивидам в карбонатной части скарноидных мраморов (табл. II, 2, 3, 5).

В ряде мест провального карьера Четки можно наблюдать нерезко выраженную брекчированность скарноидных мраморов, заключающих силикатные "шнуры" (табл. II, 4). Их положение в этих случаях сходно с широко распространенным в доломитовых контактах других месторождений при развитии в них метасоматических жил магнезиальных скарнов.

Пространственная связь "скарноидов" с магнезиальными скарнами в Центральном Кансае осталась слабо изученной. В южной стенке провального карьера 04-2 имеется рудное тело, залегающее в восточной контактовой зоне жильной массы сиенита, расположившееся восточным боком в контакте доломитов со скарноидными мраморами. Этот контакт ныне прослеживается геленит-монтичеллитовыми скарнами, замещенными везувианом, пироксеном, амезитом и серпентином, и граничащими со скарноидными мраморами в восточной

стенке карьера. В западном контакте жилы сиенита находятся шпидель-фассаитовые скарны, существенно замещенные гранатом, пироксеном, везувианом, за которыми дальше к западу следуют апогеленит-монтichelлитовые известковые.

Минеральный состав "скарноидов" в их современном виде складывается из минералов двух комплексов: магнезиального пироксена, форстерита, зернистого серпентина в псевдоморфозах по монтichelлиту и форстериту, везувиана, граната, флогопита, брусита в псевдоморфозах по периклазу (?) в первом комплексе, и монтichelлита, пироксена, везувиана, граната, болластонита, амезита, серпентина в псевдоморфозах по монтichelлиту и форстериту, брусита в псевдоморфозах по периклазу (?), бурых масс в псевдоморфозах по гелениту, тремолита, карбонатов и сапонита во втором. Первый из этих комплексов связывается с контактовым метаморфизмом загрязненных магнезиальных мраморов, второй же - с метасоматическими преобразованиями этих пород, метаморфизованных в контактах с интрузивами. В магматическом этапе метасоматические процессы, по-видимому, обусловили появление на месте скарноидных мраморов части скарнов (в том числе магнезиальных), которые впоследствии подверглись постмагматическим преобразованиям и оруденению.

Карбонатная часть описываемых пород отчетливо обособляется от продуктов изменения доломитов - кальцифиров и кальцит-бруситовых мраморов, сугубо силикатная же часть лишь с трудом отличается от апомагнезиальных известковых скарнов.

Различия в составе одноименных минералов обоих комплексов изучены недостаточно, и разделение их произведено лишь приблизительно. Приведем имеющиеся данные.

Пироксены. В первом комплексе минералы этой группы представлены своеобразными узкими микропризмами, похожими на игольчатые кристаллы тремолита. Длинные оси этих микропризм в карбонатной массе располагаются в полном беспорядке. Они нередко изогнуты, или имеют овсовидную форму, нередко расчленены на части по длине и часто сильно замещены карбонатами (табл. II, 6).

Кроме этих пироксенов в "шнурах" скарнового состава распространены еще две формы минерала, одна из которых представлена сравнительно крупными таблитчато-призматическими зернами,

по-видимому, одновременными с везувианом и гранатом, или более поздними.

Другая разновидность появляется в тончайших изометрически- (или короткопризматически)-зернистых агрегатах, иногда в смеси с карбонатами, окружающими зерна везувиана и граната, или проникающими в них по трещинкам (табл. III, 1 а, б). Судя по тому, что участки мрамора, заключающие различно ориентированные тонкие призмы диоксида, встречаются в петлях сетки, образованной метасоматическими пироксен-гранат-везувиановыми агрегатами (табл. II, 5), вторая и третья генерации пироксенов в "скарноидах" принадлежат уже к метасоматическим образованиям, возникая, в частности, в результате разложения везувиана на гранат и пироксен, а также с замещением карбонатов (табл. III, 2).

Везувиан - главный минерал скарновой части обсуждаемой группы пород. В крупных зернах с различным совершенством граней он присутствует обычно в значительных количествах в большинстве "скарноидов". Метасоматический характер развития его зерен часто нагляден: они образуют сетку по стыкам зерен кальцита на границах силикатных "шнуров" с карбонатной массой. Зерна его обычно разбиты трещинами, по которым развивается пироксен в таблитчатых формах и в тонкокристаллических агрегатах, которые, кроме того, как и волластонит, окружают крупные зерна везувиана. Часто эти зерна имеют кристаллические ограничения не только на внешних (обращенных к мрамору) частях, но и внутри "шнура". Обычно это наблюдается в мономинеральных (+кальцит), т.е. мало измененных "шнурах".

Везувиан "скарноидов" внешне отчетливо отличается от везувиана известковых скарнов по геленит-монтichelлитовым и шпинель-фассаитовым породам. В шлифах он образует сравнительно изометрические, обычно с хорошими гранями зерна, нередко с ясной зональностью в угасании. Ни в одном случае не наблюдались брусковидные призматические формы, характерные для везувианов на месте геленита (см. ниже), а также развитие его зерен с замещением изометрических или таблитчато-призматических зерен пироксена, как в шпинель-фассаитовых скарнах. Везувиан почти всегда присутствует и в разностях пород, где карбонатная часть заключает множество флогопитовых листочков, расположенных директивно. Граница между этими частями породы всегда ясная, хотя везувиан нередко замещает флогопит.

В характерной позиции везувиановый скарн заключает реликты скарноидной массы мрамора, легко устанавливаемые по характерным формам пироксена в карбонатной массе (табл. П, 5), а также множество микрореликтов листочков флогопита.

Химический состав везувиана, определенный в обр. 275 в двух зернах (табл. I), показал его высокую магнезиальность (более 4% вес, MgO), что согласуется с представлением о значительной исходной магнезиальности скарноидных мраморов.

В пироксеновом скарне обр. 928 на микрозонде в оптически однородных зернах везувиана обнаружены сильно различающиеся содержания титана. Учитывая высокую инертность этого компонента в метасоматических процессах без участия хлора, можно предположить принадлежность титанистых частей везувиановых агрегатов к метаморфогенной части породы, подвергшейся в последующем скарнированию. Этому противоречит, правда, жилкообразный вид везувианового обособления в массе скарна, однако не исключается, что это обособление первоначально являлось "шнуром" метаморфогенного материала в массе мрамора, заместившегося пироксеном. При этом могло происходить переотложение везувиана. Судя по ассоциации последнего с бурьми массами и наличию среди них в четких уже жилках водных силикатов кальция, первоначально в породе могли присутствовать геленит и безводные силикаты кальция. Обращает на себя внимание, что везувиан с наибольшим содержанием титана оказался наиболее магнезиальным (7,21% вес MgO).

Г р а н а т в большинстве образцов выглядит более поздним по отношению к везувиану и чаще него развивается из стыков карбонатных зерен. В отдельных случаях отмечались массивные гранатовые скарны с хорошо сохранившимися в них призмами пироксена, габитус которых указывает на их первоначальное вхождение в "скарноиды". Редко гранат присутствует в породе без везувиана, ассоциируя с одним пироксеном и временами с флогопитом и зернистым серпентином. В отдельных образцах гранат образует жилки, прихотливо изогнутые и рассекающие скопления призматических индивидов диопсида. Состав гранатов в "скарноидах" изучен мало. Имеющееся определение его α_c в обр. 275 показало 12,056 А, что отвечает андрадиту.

Ф л о г о п и т встречается нередко (16 образцов) и почти во всех случаях выглядит метаморфогенным, образуя слегка округлые неравномерно рассеянные в карбонатной массе листочки, иногда сла-

божелтоватые (табл. I, 3). В одних случаях эти листочки располагаются ориентированно, в других - беспорядочно. Количество их временами велико, замещается флогопит везувианом.

В о л л а с т о н и т встречен в нескольких образцах в агрегатах различной величины призматических зерен, развивающихся между зернами граната и везувиана с обрастанием и замещением карбоната, а также в микрожилках, т.е. как бесспорно метасоматический минерал (табл. III, 3).

С е р п е н т и н в данной группе пород обычен и чаще всего встречается в контурах псевдоморфоз по монтчеллиту, реже по форстериту (табл. III, 4) и диопсиду в участках, не содержащих гранат и везувиан. Обильный серпентин в псевдоморфозах по монтчеллиту местами сопровождается листочками флогопита и содержит диффузный карбонат. Одновременно в мраморе многочисленны тонкие призмы диопсида, сильно замещенные вторичными карбонатами. Нередко встречаются значительные количества серпентина в нехарактерных для этого минерала формах - в виде бурых масс, напоминающих продукты разложения геленита. Однако эти массы внешне отличаются от псевдоморфоз по гелениту (табл. III, 5), образуя жилки, гнезда и пятна. (табл. I).

Б р у с и т в карбонатной части ряда образцов присутствует в виде вкрапленности клубеньков, реже встречаются его листоватые агрегаты. Минерал подтвержден термическим анализом в обр. 243B и др.

К а р б о н а т ы в шнурках-жилках скарновых силикатов представлены крупными прозрачными зернами, тогда как в мраморе они обычно сильно передавлены, перекристаллизованы, мало прозрачны, зерна различных поколений, потерявшие четкость границ и изменившие состав. Не изучены.

Содержание магнезии и глинозема в скарноидных мраморах довольно низкое, как в силикатной части (обр. 309), так и в преобладающей карбонатной (табл. 2).

В обр. 306 силикаты представлены пироксенем, 309 - гранатом, в обр. 310 преобладает везувиан, в обр. 727 главные - везувиан и гранат, заметен флогопит. В обр. 690 - флогопит, серпентин, в обр. 703 - пироксен, гранат, везувиан, в обр. 1091 - пироксен, гранат, в обр. 48 - пироксен, гранат. Все породы узловатые, скарноидного облика.

Таблица 2

Химический анализ скарноидных мраморов, %

Номер образ- ца	Место взятия	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O	CO ₂	Сумма
306	Скв. I252	16,35	0,14	3,00	1,24	0,14	0,23	2,65	46,50	1,45	27,75	99,55
309		37,95	0,20	6,65	3,47	0,28	0,08	3,85	39,70	1,42	5,76	99,46
310		13,30	0,19	4,63	1,58	0,12	0,05	1,67	48,10	0,31	29,46	99,41
727	р.т.Четка ХУП гор.	26,93	0,37	6,50	2,32	0,17	0,06	3,40	42,70	1,94	15,60	99,99
690	Карьер 04-2	7,20	-	1,18	-	-	0,07	8,15	43,96	-	-	-
703		12,15	-	3,93	-	-	0,04	1,74	48,64	-	-	-
1091	Карьер 01	7,90	-	1,45	-	-	0,18	2,30	48,05	-	-	-
48		20,00	-	2,96	-	-	0,60	7,14	37,01	-	-	-

Аналитики: Н.В.Королева, М.В.Черкасова, Е.П.Фролова, Г.С.Есикова.
ЦХЛ ИГЕМ АН СССР.

Невысокие содержания магния в обсуждаемых породах при наличии в них значительных количеств различных высокомагнезиальных минералов в их первоначальном виде (форстерит, флогопит, диоксид) или в псевдоморфозах, сложенных магнезиальными же минералами (серпентин, брусит, амезит), очевидно, свидетельствует о том, что эти карбонатные в своей основе породы подверглись изменениям, результатом которых явился вынос из них магния. В данном случае таким процессом явилось, скорее всего, раздоломичивание (кальцитизация) этих пород, хорошо изученное для доломитов и кальцифиоров в других месторождениях. Почти постоянное наличие в серпентинсодержащих разностях скарноидных мраморов четких псевдоморфоз серпентина по монтичеллиту (также по форстериту) говорит о том, что скарнирование исходных нечистых магнезиальных мраморов происходило еще в магматическом этапе при участии трансмагматических флюидов, поставлявших кремнезем в количествах, значительно превосходивших имевшиеся в исходных породах. В ряде случаев в шлифах представлены две формы зерен форстерита: - игольчатые призмь, свойственные скарноидным мраморам (табл. I, I), и почти изометрические зерна, обычные для скарнов. При этом отчетливо выражено более позднее развитие зерен второй группы, частично замещенных клиногумитом (табл. III, 6).

Под воздействием флюидов в обстановке интенсивного образования трещиноватости сравнительно хрупкие доломиты, в местах наибольшей промывки флюидами подвергались замещению магнезиальными скарнами (в основном шпинель-фассаитовыми и геленит-монтичеллитовыми), и обеспечивали проникание флюидов (и вещества) на значительные расстояния в стороны от скарновых тел вдоль микротрещин и полосчатости исходных мраморов, или в процессе формирования В-тектонитов с участием минералов магнезиально-скарнового комплекса, как в Шевчуковском месторождении (56).

Характеристики скарноидных мраморов, имеющиеся в нашем распоряжении, не позволяют считать достаточно изученной эту группу пород и их роль в формировании рудоносных скарнов. Вопрос о наличии среди них нормальных известково-силикатовых роговиков не может считаться решенным. По данным предыдущих исследователей в рудном поле отсутствуют тактиты и им подобные образования. Несколько отличающиеся внешне от рассмотренных скарноидных мраморов более правильно полосчатые В-тектониты Шевчуковского место-

рождения тем не менее близки им по существу. В.Н.Титов относил их к скарновым образованиям, и с этим следует согласиться, хотя в них также вероятно присутствие некоторого количества метаморфогенных силикатов.

Если предположить наличие среди обсуждаемых мраморов известково-силикатных роговиков или скарноидов, то придется заключить, что особенности, отличающие эти две группы пород от объединенных нами под названием скарноидных мраморов в Кансайском рудном поле, остались неизвестными. Во всяком случае силикатные минералы изученных нами скарноидных мраморов четко делятся на две части, из которых одна, бесспорно, относится к метаморфогенному материалу (рассеянные в карбонатной массе пироксен, форстерит, часть зерен серпентина, предположительно относимая к апомонтichelлитовой, своеобразные бурые массы, как псевдоморфозы по гелениту, отчасти флогопит и гранат), а другая, сконцентрированная в "шнурах"-жилках, - к метасоматическим образованиям скарнового типа (везувиан, пироксен, гранат, волластонит). Вместе с тем остается не решенным вопрос о времени образования тех и других минералов. Принимаемое нами образование метаморфогенных силикатов в прогрессивном этапе нужно считать лишь наиболее вероятным. Образование минералов, составляющих "шнуры", являющиеся по существу скарновыми жилками, происходит в два этапа (по условиям привноса кремнезема и глинозема). В прогрессивном этапе возникли форстерит, монтichelлит и геленит (впоследствии замещаемые везувианом), и возможно, часть везувиана (в дальнейшем замещаемого пироксеном, гранатом и волластонитом).

Нужно заметить, что признаки, которые указывали бы на наличие высокотемпературного разложения везувиана (на ассоциацию геленит + волластонит + монтichelлит) в "скарноидных" отсутствуют. Псевдоморфозы серпентина апомонтichelлитового облика отмечались в карбонатной массе вне "шнуров". Псевдоморфозы бурых масс по гелениту (табл. III, 5) в некоторых образцах также наблюдались не в "шнурах". Появление везувиана вместо граната и пироксена в процессе контактового метаморфизма нечистых магnezияльных мраморов в условиях геленит-монтichelлитовой фации глубинности (т.е. малого давления углекислоты) вполне возможно (44). В послемагматическом этапе также правмерно отчетливо выраженное замещение везувиана гранатом, пироксеном и волластонитом.

По положению в пространстве в сечениях контактовых скарных тел скарноидные мраморы напоминают хорошо известные трещино-жильные магнезиальные скарны, образующие в шеелитовых месторождениях Южного Тянь-Шаня мощные (свыше 150 м) ореолы штокверковидных тел в кальцитизированных мраморах между компактными скарнами и массивными доломитовыми мраморами. От магнезиально-скарновых штокверковых тел скарноидные мраморы Кансайского рудного поля отличаются известковоскарновым составом жильной массы и отсутствием обменно-диффузионной билатеральной зональности у подавляющего большинства "шнуров". Объясняются эти особенности, по-видимому, различиями подвергавшейся скарнированию массы (доломит в одном случае и известково-силикатовый мрамор умеренной магнезиальности в другом). Поскольку везувиан и пироксен химически равновесны с кальцитом, ожидать наличия какой-либо зональности около "шнуров", сложенных этими силикатами, нет оснований.

В какой мере материал "шнуров" относится к апомагнезиально-скарновому не ясно, и данный вопрос заслуживает дальнейшего изучения, однако скарновая природа шнуров большинства изученных нами образцов, как нам кажется, сомнений не вызывает³.

Щипель-пироксеновые скарны распространены на поверхности Центрального Кансая и Дарбазы. Они слагают зоны различной мощности в непосредственных контактах интрузивов. В сторону доломитовых мраморов в большинстве случаев (точной статистики нет) сменяются монтичеллитовыми скарнами и кальцифирами, а не форстеритовыми скарнами, особенно на месторождении Акташ. Такое же строение контакта и в обнажении гранодиоритов к северу от северного борта карьера на Шавчуковском месторождении, а также в скважинах подземного бурения. В единичных случаях (обр. 2736) криптозернистый пироксеновый скарн с жилками, сложенными каль-

³ По мнению Т.Ш.Хаджиева, подавляющее большинство "шнуров" возникло в результате контактового метаморфизма прослоек карбонатных пород, богатых кремнеземом. Эти прослойки характеризовались умеренной глиноземистостью и магнезиальностью. Вблизи скарно-рудных тел многочисленны жилки и прожилки, состоящие из граната и везувиана, секущие как карбонатную часть скарноидных мраморов, так и "шнуры". Большинство их - метасоматические, остальная часть - жилы выполнения.

цятю с более крупнозернистым пироксеном, наблюдался в контакте с чистым доломитовым мрамором. Здесь же присутствует кальцит-серпентиновая (с зернистым серпентином) микрозонка, вдоль которой выделился пылевидный магнетит, а со стороны мрамора - бурый диффузного строения поздний карбонат, который широко распространен в месторождениях швелита Средней Азии. Такого рода контакты соответствуют телам жильных пироксеновых скарнов в доломитах (72,75).

Контакт шпинель-фассаитового скарна с содержащей сфен-пироксен-плаггиоклазовой околоскарновой породой эндоконтакта отмечен в обр.297. Исходный скарн здесь сильно замещен ксантофиллитом, флогопитом, гранатом. Околоскарновая порода экзоконтакта в начальной стадии развития, когда вокруг зерен шпинели появляются колечки плаггиоклаза, представлена в обр.304.

В свежем виде эти скарны сложены фассаитом с переменными количествами шпинели и кальцита. Послемагматические преобразования в них выражаются в появлении флогопита и паргасита, обычно в сопровождении уже комплекса известковоскарновых минералов (табл.IV,I). Последние местами преобладают и практически полностью вытесняют не только шпинель и фассаит, но и флогопит. В этой части породы меняют окраску и сложены гранатом, везувианом, пироксеном ряда салит - геданбергит и другими минералами. В образцах, подвергшихся оруденению, пироксен приобретает буроватую окраску и нередко микроволокнистое строение, появляются минералы группы эпидота и амфиболы ряда тремолит - актинолит. Часть несущих рудную минерализацию скарнов почти не содержит граната и везувиана, и пироксеновая масса в них сильно замещается эпидотовыми минералами и тремолитом.

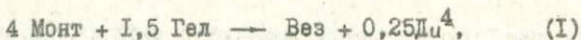
Особенности минералов и их парагенезисов в известковых скарнах, сформировавшихся на месте исходных шпинель-фассаитовых пород, выглядят следующими.

Пироксены, развивающиеся на месте фассаита, представлены в слабооруденелых скарнах светлыми магнезиальными разновидностями ряда диопсид - салит, светопреломление которых составляет по N_g I.70I-I.703. В рудных массах пироксен имеет большую железистость (N_g =I.72I). На рентгеновском микроанализаторе определены составы пироксена и ассоциирующих с ним гранатов в обр.464 (табл.I). Как видно, пироксен скарна является диопсидом.

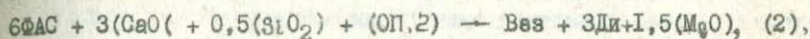
При интенсивном замещении шпинель-фассаитовой массы гранатами и везувианом возникают разности пород, в которых пироксен сохраняется уже только в реликтах, сульфиды же откладываются в основном в пироксеновых массах, что сопровождается изменением состава пироксена, внешне выражающимся в побурении и потере им свежести, с развитием в его массе существенно марганцевистых разностей и эпидотов. Различия в размерах и формах зерен пироксенов в обсуждаемых известковых скарнах выражены не всегда ясно. Для фассаитовой части и пироксенов, развивающихся с ее замещением, чаще всего эти различия заключаются в изометричности зерен фассаита, при так или иначе подчеркнутом призматическом габитусе более поздних пироксенов. Само по себе наличие в скарне двух пироксенов, различающихся по составу и четко разделенных в последовательности развития (обр. 488, 637 и др.) как известно - один из признаков принадлежности известкового скарна к формации магnezидальных. Появление сопровождающих сульфидное оруденение масс марганцевистых пироксенов в результате замещения ими более ранних диопсид-салитов также отличает данные скарны от экзоскарнов по известнякам. Для последних типично развитие марганцевистых разностей пироксенов в первой генерации скарновых минералов. И.В. Дуброва и В.Н. Титов (22), изучавшие рудоносные скарны в выработках верхних горизонтов, указывают, что марганцевистые салитовые скарны в Центральном Кавказе секут содержащие магнетит и гроссуляр диопсид-геденбергитовые скарны и корродируют их.

Спектральными анализами в пироксеновых разностях известковых скарнов данной группы содержания марганца определены в сотых долях процента. Эти содержания резко увеличиваются в разностях скарна, подвергшихся околорудным изменениям, и достигают 2-4%, т.е. оказываются на уровне, характерном для рудных скарнов пироксенового состава.

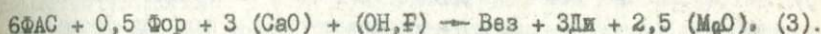
Везувиан распространен широко и является одним из главных минералов обсуждаемых скарнов. Он встречается в 25% образцов. Хорошо выражено в шлифах развитие везувиана с замещением фассаита и шпинели, а также ксантофиллита. При развитии его по геленит-монтichelлитовым породам приноса кремнезема не требуется:



при замещении же фассаитового скарна реакция может протекать двояко, в зависимости от наличия или отсутствия в скарне небольших количеств форстерита. В скарнах рудного поля обычно его примесь (10–15 об.%). Соответственно, в одном случае для осуществления реакции требуется небольшое количество кремнезема:

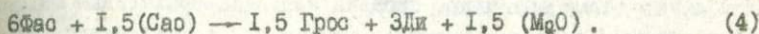


а в другом оно обеспечивается наличием форстерита:



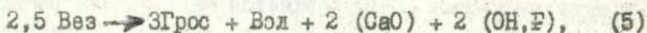
Вместе с везувианом по реакциям 2 и 3 образуется безглиноземистый пироксен, что соответствует наблюдаемым парагенезисам.

Фассаит замещается гроссуляром без привноса кремнезема:



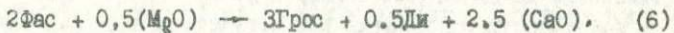
Замер показателя преломления граната из такого скарна (обр. 219) показал его гроссуляровый характер ($N = 1,747$).

Внешне обращает на себя внимание то, что зерна везувиана в породах данной группы имеют неправильную форму, они гораздо крупнее, чем в апомонтichelлитовых скарнах, и не сопровождаются апогеленитовыми бурями массами. Наиболее характерными ассоциациями везувиана здесь являются его ассоциации со шпинелью, гроссуляровым гранатом, фассаитом и флогопитом. Однако некоторые из этих минералов, или сочетания их могут отсутствовать, а вместо них могут появляться ксантофиллит, амезит, серпентин. В отличие от монтichelлитовых скарнов ассоциация везувиана с волластонитом здесь редка. Там, где она наблюдалась, волластонит развивается отчетливо позже везувиана и обычно сопровождается гранатом. Соответствующая реакция такова:



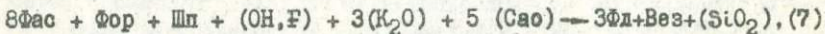
⁴ Принятые химические формулы минералов: фассаит - $\text{CaMg}_{0,75}\text{Al}_{0,5}\text{Si}_{1,75}\text{O}_6$, везувиан - $\text{Ca}_6\text{Al}(\text{ОН, F})\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_5$, шпинель - MgAl_2O_4 ; флогопит - $\text{KMg}_3(\text{ОН, F})\text{Al}(\text{SiO}_4)_3$

обычно же агрегаты везувиана замещаются ассоциацией граната с салитом:



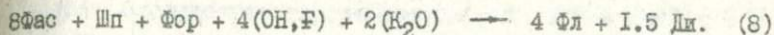
Эта реакция протекает в условиях снижения температуры и помогает понять преимущественно пироксен-гранатовый состав (с реликтами везувиана) скарнов, подвергшихся оруденению и связанным с ним изменениям (появление существенно марганцевистых разностей пироксена, эпидота и др.). Можно лишь подчеркнуть, что такие рудные скарны, несомненно, развивались за счет везувиановых, возникавших на месте геленит-монтчеллитовых и шпинель-фассаитовых магнезиальных скарнов. В качестве примера можно привести характеристику одного из сечений скарново-рудного тела 04-2 (на IУ горизонте, по В.Ф.Чернышеву и Ю.Г.Сафонову (69)). Центральная часть тела, по этому описанию, сложена везувиан-гранатовым скарном, замещаемым эпидотом и пиритом. Вокруг нее располагается салит-гранатовый скарн, а ближе к мраморам — марганцевый салит с галенитом, сфалеритом, актинолитом и другими минералами. На контакте пироксенового скарна с мрамором развит андредитовый скарн. С глубиной гранат-везувиановое ядро исчезает, а тело сложено марганцевым салитом. Отмечается, что редкие реликты везувиана и граната имеются во внешней пироксеновой зоне, секущей по отношению к гранат-везувиановой части.

Наряду с замещением фассаита везувиан в рассматриваемых породах мог развиваться и в связи с процессом флогопитизации, например, по реакции:



в результате которой, при участии в ней форстерита, освобождается кремнезем, а при отсутствии этого минерала в скарне в левой части уравнения (7) добавляется магний. Эта реакция типична для шпинель-фассаитовых скарнов, поскольку ассоциация везувиана с флогопитом распространена широко, а соотношения шпинели и пироксена в левой части уравнения (7) соответствуют наиболее обычным в этой группе пород (I : 8-20).

Вместе с тем преобладающе распространено замещение шпинель-фассаитового скарна флогопитом и безглиноземистым магнезиальным пироксеном без сопровождения известково-скарновыми минералами. Уравнение этой реакции:



О возможных масштабах этой реакции, несомненно, говорят широкое распространение и крупные размеры тел флогопитовых скарнов в Центральном Кансае и на Шевчуковском месторождении.

Г р а н а т отчетливо развит с замещением шпинель-фассаитовой массы. Наблюдается несколько его генераций, из которых более поздние не всегда занимают новое пространство за счет пироксена, а развиваются на месте граната ранней генерации с его перекристаллизацией и изменением состава. Последнее прослеживается по изменению окраски, изотропности и часто в совершенстве кристаллических форм (лучше развиты у поздних генераций). Среди ранних гранатов преобладают, по-видимому, гроссуляры. Замеры в трех образцах показали $N = 1.770$ (ассоциация со шпинелью, флогопитом и пироксеном) и $N = 1.747$ (ассоциация с флогопитом и бурм пироксеном). В ассоциации с везувианом a_0 граната составляет 11.903, что соответствует примерно 65% гроссуляровой составляющей. Среди более поздних генераций чаще наблюдаются окрашенные в шлифах анизотропные разности. У граната рудного скарна (обр.169) $a_0 = 12.048$, следовательно, в его составе примерно 95% андрадитовой молекулы. О значительных различиях в составе последовательно развивающихся генераций граната с нарастанием железистости свидетельствуют анализы двух зерен в обр.464к (табл.1). Сравнительно редок гибшит, появляющийся обычно венчиком около зерен пироксена, иногда вокруг шпинели, реже в неправильных обособлениях вместе с флогопитом. Отмечено более позднее развитие части андрадита против пирита и амезита (размещается по их стыкам с другими минералами).

Флогопит и замещающий его амезит (в том числе дымчато-плекрохритная, характерная для магнезиальных скарнов его разность) в данной группе скарнов весьма распространены. В различных количествах они встречены в 25% изученных образцов. Наличие их в составе известковых скарнов и заключенных в последних рудных масс свидетельствует о принадлежности этих скарнов к магнезиальной формации. Величина светопреломления флогопита в одном из образцов $N_m = 1.596$ показывает, что в процессе известково-скарнового замещения исходного (шпинель-фассаитового) скарна флогопит увеличивает свою железистость аналогично флогопитам скарново-шеелитовых месторождений (6).

С е р п е н т и н . в отличие от апомонтичеллитовых образований в обсуждаемых известковых скарнах отмечается сравнительно редко и не образует значительных скоплений. Он развивается как по форстериту, зерна которого встречаются местами в пироксеновой массе, так и с ее замещением.

Сапонит и другие глинистые минералы в свежих шпинель-фэссаитовых скарнах редки. Только в подвергшихся окислительным изменениям, преимущественно пироксеновых по составу разностях скарнов данной группы глинистые минералы достигают значительного развития. Эти разности пород образуют своего рода переходы к рудоносным скарнам и рудам. Именно в них начинают встречаться заметные количества микрокристаллического бесцветного тремолита.

В связи с большой неравномерностью проявления процесса известковоскарнового замещения и окислительных изменений отдельные участки скарновых тел (и, или зон) имеют различный минеральный состав. При этом в отдельных из них минералы магнезиально-скарнового комплекса сохранились хотя бы в реликтах, а в других они полностью замещены. Среди часто встречающихся разностей кальцит-пироксенового состава с гранатом (а также в сугубо гранатовых) и рудной минерализацией имеется большое количество таких, в которых отмечается один или более из указанных выше минералов, позволяющих думать, что эти скарны формировались за счет шпинель-фэссаитовых разностей. Такого рода переходы или связи намечаются через шпинель, везувиан, гроссуляровый гранат, флогопит, амезит, и через наличие в скарне двух и более пироксенов, из которых ранний более магнезиальный. Поскольку в большинстве случаев устанавливается вхождение различных из перечисленных скарнов в тот или иной общий контур скарнового тела или его части (в виде зоны), налицо возможность констатировать принадлежность всех их к одной магнезиально-скарновой формации.

Широкое развитие в Кансайском рудном поле монтичеллитовых магнезиальных скарнов и их производных установлено нашими исследованиями (77). До этого имелось лишь краткое сообщение (47) о находке монтичеллита в скарнах Шевчуковского месторождения. Приводимое ниже описание монтичеллитовых скарнов и продуктов их преобразования показывает лишь их роль в качестве носителей полиметаллического и магнетитового оруденения, поэтому ряд деталей их минералого-петрографических характеристик опускается.

Широкое распространение геленит-монтichelлитовых скарнов установлено в скарново-рудных телах Центрального Кансае, Камаркутана, Шевчуковского и Акташского месторождений.

В Центральном Кансае эти породы изучались главным образом в ядрах скважин подземного бурения и в обнажениях у провальных карьеров, в остальных же месторождениях — в ядрах разведочных скважин, в поверхностных обнажениях и в материале эксплуатационных горных выработок.

Мощность тел, сложенных монтichelлитовыми скарнами, ориентировочно достигает 70–80 м, протяженность — сотни метров. Судя по имеющимся геологическим картам указанных выше месторождений, при геологических съемках безрудная часть этих скарнов картировалась как известняки, а в рудоносной их части на протяжении более 40 лет многие исследователи принимали их за обычные скарны по известнякам. Следует подчеркнуть, что монтichelлитовые скарны, как рудоносные ягиде в других местах не описаны, и четкие их различия с близкими по составу роговиками не рассматривались. В качестве заключающих полиметаллическое оруденение эта группа скарнов изучалась во всех указанных выше месторождениях, для магнетитовой же минерализации такие наблюдения проведены на месторождениях Камаркутан и Шевчуковском.

Как известно, монтichelлитовые скарны установлены как аподоломитовые образования магматического и постмагматического этапов, соответственно, как собственно магнезиальные и как известковые магнезиальноскарновой формации (70). В месторождениях Кансайского рудного поля они относятся к магнезиальным скарнам магматического этапа. Кальцит-шпинель-форстеритовые скарны встречаются не во всех месторождениях рудного поля (не известны в Камаркутане и в Шевчуковском) и развиты более ограниченно. В разведочных скважинах Акташского месторождения и в обнажениях на внешнем северном склоне провального карьера Шевчуковского месторождения устанавливается, что геленит-монтichelлитовые скарны образуют зону метасоматической колонки, расположенную между зонами шпинель-фассаитового скарна и кальцифира (или периклазового мрамора). В ряде мест внешний по отношению к интрузиву край тел, сложенных этими скарнами, непосредственно контактирует с различными скарноидами, занимая по отношению к ним секущее положение (как в западном карьере Центрального Кансае и по северному борту карьера на Шевчуковском месторождении).

В рудном поле имеются существенно геленитовые монтичеллитовые скарны и скарны монтичеллитовые без геленита (включая продукты его замещения). Преобладают скарны с содержанием карбонатов не более 10-15%, однако нередки разности безгеленитовых монтичеллитовых пород, в которых карбонатная часть так или иначе преобладает над силикатной, и породы приобретают характер кальцифира (или скарноидного мрамора). Положение в пространстве всех этих разностей монтичеллитовых пород одинаково. Их свежие представители сравнительно редки, как правило, они в той или иной мере (часто целиком замещены известковыми скарнами и дополнительно изменены околорудными процессами).

В геленитсодержащих разностях известковоскарновое замещение приводит к развитию везувиана (резко преобладает), гроссуляра, пироксена, изредка флогопита, к которым с переходом к стадии кислотного выщелачивания добавляются волластонит, куспидин, андрадитовый гранат, ксонотлит, амезит, серпентин. Замещение этими минералами геленита и монтичеллита выражено отчетливо и сомнений не вызывает (табл. IV, 2, 3, 4, 5).

Сульфидная минерализация (галенит, сфалерит и др.) становится существенной лишь там, где известковоскарновые изменения и кислотное выщелачивание исходных монтичеллитовых скарнов проявлены достаточно интенсивно.

Минеральный состав геленит-монтичеллитовых скарнов в их наиболее свежих разностях исчерпывается геленитом и монтичеллитом с подчиненным кальцитом (табл. IV, 6). Как правило, геленитовая часть породы в шлифах не сохраняется даже там, где реликты монтичеллита еще значительны. В подавляющей части образцов геленит замещен агрегатами везувиана с примесью бурой или коричневатой неполяризуемой массы - характерного продукта разложения геленита. Химический состав геленита определен с помощью рентгеновского микроанализатора в обр. 94 из Акташского месторождения (см. табл. I). Содержание акерманитовой составляющей в минерале невелико.

Характерная черта структуры монтичеллитовых скарнов - резко выраженный идиоморфизм монтичеллита и интерстиционное в большинстве случаев положение геленита, кристаллы которого, несмотря на это, часто оказываются также идиоморфными (табл. V, 1). Монтичеллитовая часть породы представлена обычно довольно хорошими

кристаллами в комбинациях граней основной призмы и тех или иных пинакоидов, образующих характерные формы. Последние легко распознаются в различных псевдоморфозах серпентина, амезита и карбоната (по-видимому, кальцита) с незначительными остатками монтичеллита. Эти формы серпентиновых псевдоморфоз (табл.У, 1,2, 3,4,5; табл.І,1), их внутреннее строение и почти постоянное присутствие в них амезита и диффузных выделений карбоната позволяют уже при отсутствии в них реликтов монтичеллита отличать их от зернистых псевдоморфоз серпентина по форстериту. Кристаллические формы для серпентиновых псевдоморфоз по форстериту никем из исследователей не отмечены. Обычно эти псевдоморфозы имеют боченковидную форму. Иным представляется и внутреннее строение таких псевдоморфоз. В отдельных случаях заключенные в везувиановом скарне псевдоморфозы по монтичеллиту оказываются сложными смесью зерен пироксена с карбонатом или волластонитом (соответственно ксонотлитом) с кальцитом. Это способствует установлению первоначального присутствия монтичеллита в мраморах и скарнах на всех ступенях его замещения серпентином, амезитом и карбонатами.

В скарновую стадию постмагматического этапа геленит-монтичеллитовые породы замещаются известковыми скарнами. Неполные химические анализы показали, что содержания отдельных окислов в них колеблются в широких пределах (табл.3). Химические анализы обр. 315, 318, 758 свидетельствуют о том, что в типичных апомгнезиальных известковых скарнах содержание магнезии может быть очень низким. Необходимо отметить следующие особенности отдельных минералов данной группы известковых скарнов.

Везувиан - наиболее характерный минерал этих скарнов. Он не только широко в них распространен, но часто и господствует. Это обусловлено преобладанием в породе геленита определенного (благоприятного) состава, поскольку в безгеленитовых разностях скарнов везувиан отсутствует. Имеющиеся в литературе по Кансайскому рудному полю указания на малую распространенность везувиана в скарнах объясняется тем, что при документации везувиан ошибочно описывался как гранат. Там, где еще сохранились апогеленитовые бурные массы, везувиан чаще всего содержит их остатки в своих кристаллических агрегатах (табл. УІ, 2,3,4). Формы кристаллов везувиана довольно разнообразны.

Т а б л и ц а 3

Химические анализы известковых скарнов по геленит-монтichelлитовым породам

Номер образ-ца	Место взятия	Минеральная ассоциация	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO
315	Скв. I250	Гр.Пи, апоГел, Ка	-	11,0	2,04	39,38
317	II70	Вез, Пи, апоГел, Сп, Ка	-	4,30	11,27	33,81
318	II70	Вез, апоГел, Вол, Ка	-	6,75	2,82	40,09
334	I205	Вез, Пи, апоГел, Сп, Ка	-	12,60	32,81	2,07
358	Бункер	Гр, Пи, апоГел, Сп, Ка	-	2,90	6,58	27,83
747	Камар-	Вез, Монт, Сп, Ка	29,55	9,20	15,12	25,27
753	кутан	Вез, апоГел, Сп, Ка	29,20	9,60	13,11	28,32
754	То	Вез, апоГел, Сп, Ка	29,05	8,85	14,53	27,35
758	же	Вез, апоГел, Сп, Ка	39,65	10,30	2,74	38,31
1001а	Шавчу-	Вез, апоГел, Гр, Сп, Ка	25,90	3,04	17,26	24,58
1003	ковское	Вез, Монт, апоГел, Сп, Ка	37,95	8,05	29,50	9,33

П р и м е ч а н и е. Аналитики Т.А.Прилуцкая, Г.С.Рожкова (ЦХЛ ИГЕМ АН СССР).

Перечень минералов апомонтichelлитовых известковых скарнов (в порядке распространенности): кальцит (130), везувиан (80), кальцит с серпентином по монтichelлиту (72), апогеленитовые бурные массы (69), гранат (57), пироксен (44), амезит (35), монтichelлит (34), флогопит (12), волластонит (12), ксонотлит (10), ангидрит (3), куспидин (2), скоутит (1), бульфонтейнит (1). Апофиллит, датолит, томсонит в немногих образцах. Содержание MgO колеблется от 0,08 до 0,92. В скобках - число образцов с данным минералом из 170 изученных.

Наиболее распространены близкие к дипирамидальным, а также брусковидные с прямоугольными и квадратными (табл. VI, 5) сечениями. Нередко в тонкокристаллической массе везувиана наблюдаются хорошо развитые, более крупные его зерна (табл. VI, 3). В ряде случаев криптозернистые агрегаты везувиана слагают своего рода сетку, петли которой заняты листоватыми массами серпентина и амезита с примесью диффузного карбоната (табл. V, 4; табл. VI, 6).

Содержание магнезии в составе везувианов из пород данной группы, как показало определение на микрозонде, колеблется от 3,8 до 4,73% (см. табл. I, обр. 94а и 3I7).

Во взаимоотношениях с пироксенами отмечается его замещение с появлением пироксеновых жилок в его агрегатах или каевок около отдельных зерен (табл. III, Ia, б; табл. УП, I). В начале замещения монтichelлитa и геденита отмечается появление "прокладок" пироксен-кальцитового, также амезитового состава, между монтichelлитом и везувианом. Обстоятельство, что везувиан в обсуждаемых скарнах нередко заменяется ассоциацией граната с пироксеном и кальцитом, указывает, по-видимому, на то, что давление углекислоты в этих случаях еще не успело упасть в связи со снижением температуры (44).

Апогеленитовые массы, с которыми в шлифах тесно связан везувиан, выглядят весьма характерно. Это различной плотности буро-коричневатые землистого облика неполяризующие массы, переполненные бесцветными микробрусочками с почти строго перпендикулярным расположением их длинных осей (табл. IV, 3). Принадлежность большей части этих брусочков к везувиану установлена на микрозонде. Везувиан развивается здесь по гедениту, остатки которого обнаружены в бурых массах обр. 94г. Микровондовые анализы бурых масс показывают их большую неоднородность. Так, в нескольких точках обр. 3I7 содержания компонентов в бурой массе колеблются в пределах:

SiO_2 48,9-51,5; Al_2O_3 0,0 - 4,0; MgO 0,55-35,5; CaO 1,0-46,5; MnO 0,0-0,4; FeO 0,0 - 3,5% вес. Главное железо идет с магнием и отчасти с алюминием, а не с кальцием. По анализам в двух точках вещество соответствует волластониту, а в четырех - близко к сапониту (см. табл. I).

Г р а н а т , распространенный в апомонтichelлитовых известковых скарнах, оказывается более поздним по отношению к монтichelлиту и обрастает с краев его отдельные зерна или образует сеть микрожилок в агрегатах зерен везувиана. Отмечено появление граната в ассоциации с магнетитом в интерстициях кальцит-серпентиновых псевдоморфов по монтichelлиту. Различная окраска, анизотропия и величина светопреломления позволяют допускать значительную разницу в составе гранатов. Чаще других встречается довольно ярко окрашенный оравжовато-бурый гранат, изотропные округлые зерна

которого рассеяны в пироксен-везувиановых массах (табл. VI, 5). Нередко в кальцит-серпентиновых псевдоморфозах по монтichelлиту рассеяны глобулевидные микрoзерна граната. По нескольким замерам величин светопреломления гранаты в ассоциациях с монтichelлитом, везувианом и пироксеном представлены как гроссуляровыми разностями с $N = 1,735-1,739-1,753$, так и андрадитами с $N = 1,784$. Нередко в скарне присутствуют одновременно два граната, из которых более поздний является более железистым. Химический состав граната в обр. 94г, полученный с помощью микросонда, соответствует промежуточной разности (см. табл. I), в обр. же 94а гранат представлен гроссуляром.

Пироксены апомонтichelлитовых известковых скарнов внешне различаются размерами и формами зерен и, по-видимому, составом, хотя с этой стороны они не изучены. Лишь основываясь на их светлой окраске в шлифах, можно говорить об их магнезиальности, которая подтверждается также замещением их амезитом и серпентином. Лишь в немногих образцах присутствуют одновременно по два пироксена, из которых тонко-изометрическизернистая разность подчас обростает кристаллы везувиана, или размещается в интерстициях зерен везувиана и граната, а крупные его индивиды выглядят более ранними. Именно тонкозернистые агрегаты пироксена развиваются с замещением монтichelлита. Судя по слабой дисперсии, эти пироксены представлены диопсидами и диопсид-салитами. Редко (обр. 769) пироксен обладает сильной дисперсией по оси В, как это свойственно фассайтам. В отдельных образцах пироксен представлен уже буроватой разностью, что может быть связано с появлением в скарне сульфидной минерализации. Ее интенсивность отчетливо возрастает в тех участках обсуждаемых скарнов, где преобладает пироксеновая масса. В шлифах пироксен этих масс обладает теми же особенностями, что и в некоторых рудах, где он представлен существенно марганцевистой разностью.

Воластонит в данной группе скарнов нередок. Характерно его развитие с ясным замещением монтichelлита, везувиана и граната, а также пироксена.

Ксонотлит в измененных геленит-монтichelлитовых скарнах образует характерные волокнистые агрегаты, в которых встречаются воластонит и кальцит. В ряде случаев ксонотлит является вместе с ангидритом.

Ф л о г о п и т и **а м е з и т** - характерные минералы известковых скарнов данной группы. Первый из них в значительных количествах довольно редок, замещается амезитом. Характерна ассоциация флогопита с монтichelлитом, гранатом и везувианом, а также с апогеленитовыми бурными массами и с волластонитом в рассматриваемой группе пород.

Значительно чаще флогопита встречается амезит, нередко обильный. Листочки его в шлифах с остатками монтichelлита и апогеленитовых масс плахсхроируют от бесцветного до темно- или черно-серого с биотитовой схемой абсорбции. Часто агрегаты листочков амезита участвуют в псевдоморфозах по монтichelлиту или переполняют зернистые массы везувиана с сохранившимися в них реликтами апогеленитовых образований. Амезит образуется после пироксена, везувиана и гроссуляра и относится уже к минералам стадии кислотного выщелачивания.

С е р п е н т и н распространен широко и почти исключительно в псевдоморфозах по монтichelлиту. Часть этих псевдоморфоз оказывается иногда уже в пироксеновом по существу скарне, в котором сам пироксен выглядит свежим. В псевдоморфозах по монтichelлиту нередко участвуют по меньшей мере два серпентиновых минерала, отчетливо различающихся величиной светопреломления. При этом более высокопреломляющий серпентин занимает краевые части псевдоморфоз. Их четкие кристаллические очертания, отсутствие клубневидного строения, а также ассоциация с обильным везувианом и апогеленитовыми бурными массами позволяют отличать эти образования от зернистых псевдоморфоз серпентина по форстериту. Среди последних особенно интересны наблюдавшиеся в шлифах из обр. 795, где хорошо видны частично еще свежие тонкие призмы форстерита, хаотически расположенные в зернистой массе карбоната и непосредственно соприкасающиеся по неясным границам с более или менее изометрическими, значительно более крупными зернами форстерита, замещенного клиногумитом. Формы зерен последнего и взаимоотношения их с кальцитом не оставляют сомнений в их метасоматической природе, и налицо переход в кальцифир нечистого (скарноидного) мрамора с полным стиранием его исходной структуры.

С к о у т и т. В обр. 317 (интервал 59-66 м скв. II70, IV горизонт Центрального Кансая) встречаются значительные количества

скоутита ($\text{Ca}_6\text{Si}_6\text{O}_{18} \cdot 2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{CaCO}_3$) в виде зернистых масс среди кальцит-везувияновой с серпентином части измененного геленит-монтichelлитового скарна. Скоутит местами слагает зернистые псевдоморфозы (табл. УП, 2) по неизвестному минералу, которым предположительно мог быть тилленит.

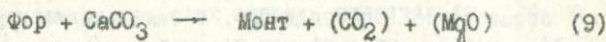
В породах данной группы установлены также и другие водные силикаты кальция - рустумит и будзтфонтейнит (табл. УП, 3). Химические составы этих минералов, определенные на микроанализаторе, их оптические свойства и рентгенометрические данные хорошо соответствуют эталонным. Это первая находка данных минералов в Советском Союзе.

Амфиболы ряда тремолит - актинолит в изученных образцах апомонтichelлитовых известковых скарнов появляются лишь в пироксеновых обособлениях, заключающих сульфидную минерализацию. Именно в них наиболее проявлены и супергенные изменения в виде замещения скарновых силикатов сапонитом.

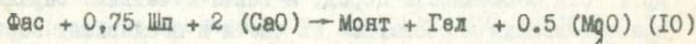
Рассматривая причины и условия широкого распространения монтichelлитовых магнезиальных скарнов в Кансайском рудном поле, необходимо принять во внимание наличие переходов скарнов этой группы в монтichelлитовые кальцифиры с одной стороны, и в "скарноиды" с ведущими в них везувияном, пироксеном, псевдоморфозами серпентина по монтichelлиту и флогопитом - с другой. Образование таких пород, в составе которых карбонаты играют существенную роль, на первый взгляд подтверждает высказанное В.А.Жариковым (23) положение, что содержание магния в метаморфизованных породах Кансайского рудного поля обусловлено не его первичным содержанием, а количеством кремнезема и глинозема, с которыми он вступает в соединения, и в случае отсутствия кремнезема и глинозема магний полностью уносится из породы. Однако наличие кальцит-периклазовых и доломитовых мраморов в составе пород рудного поля вызывает необходимость поправки приведенного выше высказывания. Она состоит в том, что вынос остатков (не связанного в силикатах) магния из карбонатных пород, подвергшихся метаморфизму, может быть осуществлен лишь с участием постмагматических растворов, и этот процесс имеет локальный характер.

В какой мере исходный состав мраморов (содержание в них доломитовой составляющей) мог определять фациальный состав возникающих магнезиальных скарнов в условиях кальцит-форстеритовой

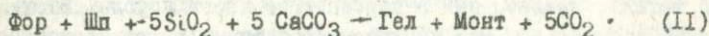
фаши глубинности? Известно, что при понижении давления углекислоты во флюидах и при повышенной температуре интрузивного контакта распространенная в магнезиальных скарнях ассоциация форстерита с кальцитом заменяется монтичеллитом по следующей схеме реакции:



Из этой реакции видно; что образование монтичеллита требует меньших содержаний магния в породе. При соответствующих температуре и давлении CO_2 образование монтичеллит-геленитовой зоны вместо шпинель-пироксеновой также требует меньше магния:



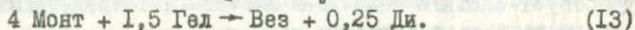
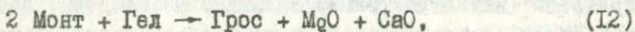
Таким образом, возможно, что в образовании монтичеллитовых кальцифиров и "скарноидов" участвовали мраморы с пониженными содержаниями магния против разностей, замещенных кальцит-шпинель-форстеритовыми скарнями, привнос же кремнезема флюидами (или наличие его в "скарноиде") в сочетании с повышенной температурой или пониженным давлением CO_2 обеспечивал образование ассоциации геленита с монтичеллитом, а не шпинели с форстеритом (по схеме реакции);



Вместе с тем обращает на себя внимание, что кальцит-форстеритовые разности скарнов в Центральном Кансае в целом развиты ограниченно, по-видимому, наиболее распространены в верхних частях месторождения. На глубине нами лишь иногда отмечались форстеритовые (клиногумитовые) кальцитовые мраморы, но не скарны. Существует слишком мало данных, чтобы утверждать метасоматическую, а не метаморфическую природу таких мраморов. Одновременно на глубоких горизонтах возросло количество "скарноидов" с апомонтичеллитовыми серпентиновыми псевдоморфозами и с обилием везувиана. Налицо переходы подобных "скарноидов" в скарны пироксен-гранатового (везувианового) состава, подвергавшиеся оруденению. Данное обстоятельство заставляет думать, что при значительном по вертикали размахе оруденения в скарнях, возникших на месте монтичеллитсодержащих пород, именно температура была главным фактором в распределении скарнов монтичеллитовой и кальцит-форстеритовой фаций. По-видимому, относительная уда-

ленность от интрузивов, их размеры и интенсивность потока флюидов непосредственно влияли на температурные условия скарнообразования в различных участках рудного поля.

Выше отмечалось, что геологические особенности скарново-рудных тел Кансайского рудного поля указывают на то, что часть этих тел образовалась, по-видимому, с замещением скарноидных мраморов, обладающих признаками исходной магнезиальности (зерна серпентина, флогопит, диопсидовый пироксен), в результате воздействия на них постмагматических растворов (развитие везувиана и второго пироксена, замещение того и другого волластонитом и др.). Эти особенности пород, а также отчетливо выраженная перекристаллизация карбонатной их части и позднейшая карбонатазация силикатов позволяют предполагать, что исходное содержание магния в них было значительно выше, чем устанавливаемое в настоящее время (см. табл.2). Часть магния, не связанная при метаморфизме с кремнеземом и глиноземом, имевшимися в исходном нечистом мраморе, должна была участвовать в магнезиально-скарновом замещении "скарноида" под воздействием флюидов. При постмагматическом (известковом) скарнообразовании выносился магний, содержавшийся в силикатах. В последующем удалялся и неиспользованный магний, заключенный в карбонатной части породы. Этот, последний процесс был уже низкотемпературным (после серпентинизации первичных силикатов) и тем более вероятен, что при известково-скарновом замещении магнезиальных скарнов и "скарноидов" привнос кремнезема, как обычно, отсутствовал. Последнее обстоятельство обуславливает реакции:



Наряду с этим часть реакций могла протекать и по схемам реакций флогопитизации и гранатового замещения шпинель-пироксеновых скарнов, приведенным выше (6,7,8).

Таким образом, исходный кремнезем "скарноидов" не играл существенной роли в процессах образования магнезиальных скарнов, поскольку привнос этого компонента осуществлялся флюидами. Недостаток же магния в "скарноидах" (по сравнению с доломитами) в соответствующих условиях температуры и давления углекислоты, по-видимому, лишь облегчал протекание реакций с образованием

монтчеллита, а не форстерита. В силу этого скарнирование "скарновидных" мраморов в монтчеллитовой фации в участках интрузивных контактов, благоприятных для доступа флюидов, могло иметь значительные масштабы.

Общей особенностью метасоматических образований группы руд и заключающих их известковых скарнов является то, что они встречаются, как правило, в одном и том же пространстве, как части единого скарнового тела, лишь местами подвергшегося оруденению. Это обстоятельство позволяет принять, что безрудная часть скарнов здесь та же (по ее веществу), что и в скарновых рудах. Изучение большого числа образцов и их расположения в объеме скарновых тел полностью подтверждает это предположение. Вместе с тем не всегда при изучении обособленных образцов рудных скарнов можно найти явные свидетельства принадлежности их к той или иной фации подвергшихся оруденению скарновых масс, и почти половина изученных нами образцов относится к таким разностям. В их числе как безрудные скарны, так и руды со всеми переходными между ними разностями.

Ниже будут рассмотрены лишь силикатные минералы для установления типа скарнов, подвергшихся оруденению, и выяснения предпочтительности для рудоотложения минеральных ассоциаций тех или иных исходных и синхронных с оруденением образований. Минералогия рудной части подробно охарактеризована в работах ряда исследователей (4, 22, 46, 47).

Главными минералами рассматриваемой группы пород являются пироксены, везувиты, гранаты, эпидот и продукты их изменения — тремолит, серпентины, глинистые минералы. Кроме перечисленных, в реликтах наблюдаются минералы преобразованных магнезиальных скарнов (фассаит, диопсид, флогопит, амезит).

П и р о к с е н ы нередко в рудоносных скарнах (и особенно в безрудных) присутствуют двух видов, различающихся оптическими свойствами, свежестью и формой зерен. В одних случаях отмечается ясная перекристаллизация микрозернистых масс пироксена в крупнопризматические зерна, которые замещаются гранатом. В других случаях бесцветные и прозрачные зерна минерала уже округлены и в массе буроватого пироксена выглядят реликтами. Отмечается отчетливое побурение без заметных изменений в структуре пироксена около жилок и гнезд сфалерита, иногда буроватая

окраска появляется и у тонкозернистых масс пироксена. Это побурение обычно отмечается в пироксеновых скарнах со значительной сульфидной минерализацией. Количественные спектральные анализы таких пироксеновых скарнов показали, что в отличие от светлых неизмененных диопсид-салитовых пироксеновых скарнов они содержат значительные количества марганца. По данным анализа 23 образцов, содержания марганца в этих скарнах колеблется от 0,7 до 4,0 вес.%, в среднем 1,6 вес.% марганца. Заметим, что в шпинель-фассаитовых скарнах, слабо затронутых известковоскарновым замещением, марганец составляет 0,2-0,4% (обр. 418к, 421к и др.). В анализированных навесках скарнов марганец частично мог входить в эпидоты и гранаты, однако главная его часть заключена в пироксенах. Спектральный анализ пироксена из рудной массы (обр. 3164Б) показал содержание марганца 1-3% (Al - 0,8 и Fe - 5-7%), а микронзондовые определения в обр. 45 - 8,2% MnO (табл. I). Железистость этого пироксена $f_m = 46,3\%$, и он ассоциирует с андрадитом и магнезиальным везувияном.

Ни в одном случае в богатых рудах нами не обнаружен фассаит, хотя диопсиды и шейффериты с $N_Q = 1,696-1,708$ наблюдались нередко. Более железистые, чем манган-ферросалит ($N_Q = 1,720-1,729$) разновидности пироксенов в составе руд нами не отмечены. Как правило, в безрудных скарнах пироксены не затронуты изменениями, и состав их, судя по величинам светопреломления и светлой внешней окраске, соответствует диопсиду и салиту. В образце 2II рудного скарна пироксен из ассоциации с везувияном и калцитом имеет $N_Q = 1,704$, а в светлом разложенном скарне (обр. 182) - $N_Q = 1,715$.

Таким образом, подтверждается отмечающаяся многими исследователями связь между появлением марганецсодержащих пироксенов и рудной минерализацией. Вместе с тем такие минералы, как родонит и бустамит, а также манган-геденбергит в скарнах Кансайского рудного поля нами не отмечены. Исходные мраморы содержат не больше 0,2% марганца. Следовательно, его происхождение здесь скорее всего магматическое.

Как в безрудных, так и в рудных скарнах пироксен представлен зернами различной величины и формы. Среди них чаще встречаются таблитчато-призматические, но нередки округлые и игольчатые в скарноидных агрегатах. В единичных случаях в рудах отмечены пироксены в характерных для скарноидных мраморов длинных,

тонких, часто изогнутых призмах, что позволяет утверждать образование части рудоносных скарнов по скарноидным мраморам. Как правило, пироксеновая масса до ее побурения замещается гранатами, эпидотом, тремолитом, а после — еще и сапонитом. Сульфиды развиваются в ней сетью жилков и гнездами.

Гранаты в рудоносных скарнах широко распространены. Их андрадитовые разновидности всегда развиваются с замещением пироксенов и раннего граната. Сравнительно редко и в ограниченных масштабах это замещение приводит к образованию практически мономинеральных гранатовых масс. Такие массы отмечены, в частности, на Камаркутане, где они образовались за счет геленит-монтичеллитовых скарнов и несут магнетитовую минерализацию. Гранат здесь представлен андрадитом, примерно с 20% гроссуляровой составляющей ($a_0=12,03$). Часто в шлифах устанавливается две генерации граната, рентгенометрические определения которых из ряда образцов руд и рудоносных скарнов показали значительное колебание в них соотношения гроссулярового и андрадитового компонентов (табл. 4).

Т а б л и ц а 4

Состав гранатов из руд и рудоносных скарнов Кансайского рудного поля

Номер образца	Минеральная ассоциация	a_0 граната	Гроссуляровая составляющая, %
163	Пи, Ка, Эп, Кв	12,024	20
169	Ка, Тр, Кв	12,048	10
185	Пи, Тр, Вез, Сап	11,903	60
188	Ка, Пи ₁ , Пи ₂	11,986	35
256	Тр, Ка, Сап	11,837	85
268	Пи, Тр, Ка	12,06	4
370	Пи, Тр, Вез, Ка	11,889	70
397	Пи, Ка, Сап	12,057	5
405к	Пи, Ка	11,884	70
488	Пи, Вез, Ка, Ат	11,870	75
67Iв	Пи, Тр, Пр, Сап	11,895	65

Примечание. Аналитик В.Г.Волкова, ЦХЛ ИГЕМ АН СССР.

По крайней мере 4 из II гранатов - гроссуляры, а в двух из них преобладает гроссуляровая составляющая⁵. Это, во всяком случае, не характерно для экзоскарнов по известнякам. Обращает на себя внимание, что в ассоциации с везувияном ранний гранат является гроссуляром. В подвергнувшемся анализу образце рудного скарна (250, табл.5) гранат заключен в массе сапонита. Часть его зерен имеет величину светопреломления между 1,762 и 1,783, часть - более 1,783. Пироксен в этом образце представлен диопсидом ($N_g = 1,696$), который вместе с гранатом замещается эпидотом и актинолитом ($N_g = 1,666$).

В образце рудного скарна 405к гроссуляровый гранат ассоциирует с пироксеном, железистость которого не превосходит 40% ($N_g = 1,720$). В двух образцах светлого рудного пироксенового скарна гранат оказался гроссуляром ($N = 1,757$). Еще более глиноземистым является гранат из апомонтичеллитового скарна, ассоциирующий с везувияном и пироксеном. Его $N = 1,735$ повторяется в гранате рудного скарна.

Вследствие значительных изменений в составе гранатов с понижением температуры, гранат не может быть положен в основу проведения формационных различий скарнов за исключением тех случаев, когда он представлен гроссуляром. В ассоциациях с везувияном в апомонтичеллитовых скарнах гранат является глиноземистым, а в той же ассоциации в "скарноидах" он андрадитовый. Наряду с этим ассоциация с диопсидом (или с заместившими его тремолитом, флогопитом, амезитом) уже довольно определенно указывает на апомagneзиальную природу скарна, подвергшегося оруденению.

Некоторые возможности ориентировки в формационной принадлежности подвергшегося оруденению экзоскарна заключены в анализе соответствия в распределении железа и алюминия в сосуществующих гранатах и эпидотах. По результатам химических анализов гранатов и эпидота обр. 464к (табл. I) рассчитаны коэффициенты их железистости по формуле

$$X_{Fe} = Fe:(Fe+Al),$$

⁵ Соотношения между a_0 и гроссуляровой составляющей взяты по кривой, отградуированной В.И.Иващенко.

Для первого (глиноземистого) граната $X_{Fe} = 0,31$, для второго $X_{Fe} = 0,55$ и для эпидота $X_{Fe} = 0,32$. По диаграмме Л.Я.Арановича (3) температура образования пары эпидот-второй гранат 500°C . Соответствие значения X_{Fe} первого граната и значения X_{Fe} эпидота не устанавливается, и это согласуется с тем, что этот гранат относится к более ранней (доэпидотовой) генерации. Нахождение в скарновых рудах гранатов такой глиноземистости (не подчиняющихся закономерности соответствия $X_{Fe}^{Гр} : X_{Fe}^{Эп}$) указывает на принадлежность экзокарна к апомагнезиальным.

В е з у в и а н в рудных скарнах распространен значительно меньше граната (отмечен в 15-20 образцах), это, по-видимому, обусловлено замещением его гранатом и пироксеном (см. выше), на что указывает неизменно реликтовая форма его зерен в этих породах.

В рудах распространен, местами в значительных количествах, а м ф и б о л ряда тремолит-актинолит. Судя по его почти полной или полной бесцветности, минерал представлен магнезиальной разновидью ($N_Q = 1,634-1,641-1,666$). Тремолит появляется преимущественно вместе с сульфидами. Обычно образует оторочки игольчатых кристалликов вокруг гнезд сульфидов, нередко проникая в зернистую массу последних. Это обстоятельство заставляет принять время тремолитизации в основном синхронным с оруденением. Интенсивное развитие магнезиального тремолита, особенно в ассоциации с амезитом, позволяет предполагать апомагнезиальный характер оруденевшего пироксен-гранатового скарна.

В обр. 4I рудоносного пироксен-гранатового скарна пироксен в характерных "скарноидных" формах замещен тремолитом (табл. VII, 4). Также, по-видимому, по магнезиальному пироксену развивается тремолит и среди везувиана в рудной массе обр. 945 (табл. VII, 5).

Э п и д о т. Развитие крупнозернистых агрегатов минералов группы эпидота (преобладают эпидот и клиноцоизит) в пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнах часто сопровождается появлением сульфидов. Примерно половина образцов с заметно выраженной эпидотизацией включает рудную минерализацию, по отношению к которой эпидотовые минералы оказываются более ранними, хотя отмечается развитие валиков их микрочерен вокруг зерен сфалерита.

В о л д а с т о н и т и к с о н о т л и т. Диагностическое значение этих минералов в решении вопроса о формационной принадлежности рудных скарнов неясно. Они почти не встречаются в рудах, будучи свойственны известковым скарнам по геленит-монтчеллитовым породам, и в небольших количествах появляются как явно метасоматические образования в части "скарноидов" (см. выше).

Глинистые минералы. Широко распространены в скарнях с рудной минерализацией. Среди них преобладает сапонит. Образование этих минералов - процесс явно послерудный, гипергенный. Он поражает не только рудоносную часть скарнов, но и магнезиальные скарны, в том числе и монтчеллитовые (табл. 5). Судя по тому, что в сапонитовых массах гранат сохраняется, сапонитом замещаются в основном пироксены. Нередко это замещение протекает с образованием тремолита (табл. УП, 6).

Т а б л и ц а 5

Химический состав скарнов, подвергшихся замещению сапонитом

Оксид	Номер образца							
	221	223	224	225	250	252	256	257
SiO ₂	96,99	32,40	26,00	28,51	42,25	15,70	32,45	30,55
Al ₂ O ₃	8,56	5,40	5,60	2,50	1,40	2,15	1,30	3,20
Fe ₂ O ₃ ^{общ}	9,96	9,45	21,80	4,60	11,20	28,40	12,35	10,85
MnO	9,30	18,42	11,36	14,52	13,52	5,56	19,04	16,08
П. п. п.	-	11,81	9,10	-	6,38	13,45	17,01	12,77
H ₂ O+	5,40	-	-	7,00	-	-	-	-
TiO ₂	0,35	-	-	0,08	-	-	-	-
FeO	6,91	-	-	6,03	-	-	-	-
MnO	0,93	-	-	1,97	-	-	-	-
CaO	11,99	-	-	4,47	-	-	-	-
Собщ.	3,15	-	-	8,36	-	-	-	-
Pb	1,24	-	-	7,58	-	-	-	-
Zn	3,53	-	-	13,74	-	-	-	-
Cu	1,16	-	-	0,094	-	-	-	-
	99,47			99,45				

Примечание. Аналитики Н. И. Степанов, Е. П. Фролова (ЦХЛ ИГЕМ СССР).

Содержание магния в большинстве образцов высокое для пироксенового состава скарна, подвергнувшегося изменению. Это позволяет предположить некоторый привнос магния вадозными водами. Резко повышенные содержания железа в обр. 224 и др. обусловлены наличием в рудах спекуларита. Содержание SiO_2 в обр. 266 - 36,38, Al_2O_3 - 3,34, MgO - 12,28.

Сапонит в составе глинистых масс был подтвержден рентгенометрически и в ряде образцов термически. Их колеблется от I,524 до I,530 (97).

Оруденение охватило как магнезиальные скарны, претерпевшие более или менее сильное замещение известковыми скарнами, так и преобразованные их разности, подвергнутые процессам кислотного выщелачивания. В рудах по преобразованным магнезиальным скарнам отсутствуют везувиан и гранат при наличии амезита, тремолита и эпидота. В тех случаях, когда в руде кроме тремолита значительны флогопит и замещающий его амезит, нет сомнений в апомагнезиальном характере рудного скарна. Сравнительно малая распространенность этих минералов в рудах свидетельствует, по-видимому, о том, что шпинель-пироксеновые скарны, затронутые известково-скарновым замещением, подвергались оруденению только при сильном проявлении кислотного выщелачивания. Вместе с тем в случаях появления в рудах низкотемпературного кварца местами отмечались листочки флогопита.

Таким образом, полиметаллическое оруденение Кансайского рудного поля заключено в основном в известковых скарнах магнезиальноскарновой формации. Рудоносные скарны здесь сложены диопсидами и салитами с переменными количествами везувиана и гроссуляра (или существенно глиноземистого граната). В стадии кислотного выщелачивания в них развиваются железисто-марганцевистые разности пироксенов, а также тремолит, эпидот и андрадитовый гранат. В одних месторождениях (Актап, Шевчуковское) преобладает оруденение в апогенит-монтichelлитовых скарнах (соответственно измененных), в других (Центральный Кансай, Дарбаза, Новый Камарсай и др.) - в скарнах, возникших на месте шпинель-пироксеновых масс и "скарноидов". Известково-скарновое преобразование всех этих исходных пород сильно сгладило их первоначальные различия.

Что касается биметасоматических скарнов по известнякам и инфильтрационных (сравнительно низкотемпературных) известковых экзоскарнов, то приведенные выше характеристики руд и скарнов позволяют утверждать, что в общем балансе скарновых руд Кансай эти разности рудных скарнов лишены реального значения. Мы не можем привести по изученным нами объектам этого рудного поля примеров, когда тела сложены рудоносными скарнами, рассматриваемыми в качестве экзоскарнов, для которых доказано образование по известнякам.

Эндоскарны, представленные в рудном поле почти исключительно биметасоматическими разностями, полностью лишены практической ценности.

О возможностях формационного и фациального различия рудоносных скарнов месторождений типа Кансайского рудного поля можно сказать следующее.

Поскольку в конкретных объемах скарновых тел рудная минерализация располагается неравномерно, и наряду с богатыми рудами имеются руды бедные, переходящие в безрудные скарны с таким же минеральным составом, что и силикатная часть богатых руд, в совокупности эти скарны могут быть названы рудоносными и рассматриваться совместно.

Среди упомянутых особенностей целесообразно учитывать ассоциации главных минералов высокотемпературной и низкотемпературной ступеней и реликтовые минералы. В пользу апомagneзиальной природы известковых скарнов свидетельствует следующее.

1. Наличие в скарне нескольких пироксенов, различающихся составом (и оптикой) и формой зерен. Наиболее ранние пироксены являются наиболее магнезиальными (также глиноземистыми). Марганцевистые пироксены отчетливо развиваются за счет и на месте более ранних пироксенов, а не карбонатной массы.

2. Распространенность везувиана и гроссулярового граната в главной массе или в реликтах среди пироксеновой массы скарна. При этом, если зерна пироксена, обладающего сильной дисперсией по оси В, замещаются везувианом, то следует поискать другие признаки, указывающие на принадлежность исходного скарна к шпинель-фассаитовым разностям. Такими признаками могут быть: наличие флогопита или амезита, особенно коантофиллита, замещение везувиана гроссуляровым гранатом и пироксеном диоксид-салитового состава.

Если же немарганцевистые пироксены развиваются в основном с отчетливым замещением везувиана, то следует попытаться найти дополнительные свидетельства принадлежности скарна к апомонтичеллитовым. Таким свидетельством чаще всего служат характерные бурые массы — продукты разложения геленита, а также серпечтин-амезитовые агрегаты на месте его и монтичеллита (в частности, в псевдоморфозах с очертаниями кристаллов монтичеллита). Кроме того, типично появление волластонита (и, или ксонотлита) с отчетливым более поздним развитием, чем везувиан, гроссуляр и пироксен. Почти во всех случаях в апомонтичеллитовых известковых скарнах отмечаются характерные формы кристаллов везувиана, связанные с наследованием части форм геленитовых агрегатов (табл. IY, 3; табл. VI, 2-5). Наконец, если в пироксеновой части шлифа встречаются формы пироксенов, характерные для "скарноидов", то скорее всего везувиановые массы скарна образованы по "скарноидным мраморам".

3. Наличие магнетитовой минерализации (или гематитовой по нему), более свойственной магниезальным скарнам, чем известковым, и форстеритовым и монтичеллитовым, чем шпинель-пироксеновым.

4. Почти постоянное отсутствие кварца в апомагнезиальных известковых скарнах и продуктах их изменений в рудном поле. Даже незначительные количества этого минерала в рудах и рудных скарнах редки по сравнению с сульфидными рудами в скарнах по известнякам, формирующимися в более низкотемпературной фации.

Общие особенности состава и строения скарново-рудных тел

Скарново-рудные тела Кансайского рудного поля могут быть разделены на две группы: тела, располагающиеся в непосредственных контактах относительно крупных интрузивных масс и их сателлитов с мраморами, и тела, залегающие вдоль тектонических нарушений или в их сочленениях и пересечениях. Тела второй группы также нередко оказываются в непосредственных контактах интрузивов, однако их массы в этих случаях невелики по размерам. В соответствии с различными искривлениями поверхностей трещинных нарушений, площади горизонтальных сечений скарновых и рудных тел с глубиной меняются. Материальное единство скарново-рудного

"деревя" Центрального Каяса не строгое. Отдельные его "ветви" на подходе друг к другу или к "стволу" обычно распадаются на ряд мелких тел или выклиниваются.

Если считать доказанной принадлежность к апомгнезиальным скарнам, слагающим какие-либо (верхние или нижние) части "скарнового дерева", то следует признать, что та или иная обсуждаемая "ветка" этого "дерева" скорее всего являлась нацело магнезиально-скарновой, и "дерево" составляют однородные (в формационном отношении) скарновые "ветки".

Как отмечалось (70, 71, 73), контактовые (фронтальные) инфильтрационные магнезиальные скарны и скарны в жильных и столбообразных телах в контактовых ореолах активных интрузивов с доломитами формируются одновременно, и минеральные ассоциации в них в основном однотипны. Вместе с тем в послемагматическом этапе судьбы тех и других тел магнезиальных скарнов могут складываться по-разному. Это, в первую очередь, касается интенсивности и равномерности их известково-скарнового преобразования, что связано с условиями просачивания в эти тела постмагматических растворов. По-видимому, не требует доказательств, что трещинная зона, вдоль которой сформировалось магнезиально-скарновое тело, окажется более доступной для постмагматических растворов, а однородность массы скарна в поперечных сечениях столбов будет благоприятствовать большей равномерности преобразования скарна в объеме тела, чем в зональных фронтальных телах скарнов. Вследствие этого магнезиальные скарны столбообразных и жильных тел изменены чаще более интенсивно и равномерно, чем фронтальных. В последних обычно сохраняются не только отдельные минералы магнезиальных скарнов, но и различной величины фрагменты самих скарнов. Вместе с тем в местах интенсивного постмагматического преобразования возникающие минеральные ассоциации фронтальных скарновых тел идентичны большинству скарнов, возникающих на месте шпинельсодержащих разностей в столбообразных телах. Следует напомнить, что образование известковых разностей на месте инфильтрационных магнезиальных скарнов не инфильтрационный процесс, а обменно-диффузионный, в чем и состоит одно из его отличий от процесса образования известковых скарнов непосредственно по известнякам.

Поскольку известково-скарновое преобразование и околоруд-

ные изменения масс магнезиальных скарнов протекают в условиях снижения температуры и сопровождаются сменой высокотемпературных минеральных ассоциаций более низкотемпературными, у некоторых исследователей, не изучавших вещественный состав рудоносных скарнов в деталях, сложилось впечатление о более позднем образовании столбообразных скарновых тел против скарнов непосредственных контактов. Применительно к формации магнезиальных скарнов это представление необходимо самым решительным образом отклонить, как не отвечающее действительности. Вместе с тем в отношении скарнов по известнякам оно справедливо.

„Слепое“ рудное тело Центрального Кансаля выклинивается в контакте с „нависающим“ телом магнезиальных скарнов. Это, по-видимому, связано с одновременным образованием трещиновой и приконтактной частей тела магнезиальных скарнов и развитием процессов известково-скарнового преобразования и оруденения только в трещиновой его части (в условиях просачивания растворов снизу). В других случаях растворы проникали вдоль подновленной питающей трещины в тело магнезиальных скарнов и вызвали в нем соответствующие изменения, сопровождающиеся оруденением. Это соответствует представлению о „наложении“ трещинных скарнов на контактовые скарновые тела.

Здесь следует заметить, что мнение В.А.Жарикова (23) о принадлежности рудоносных скарнов Кансайского рудного поля к пироксен-эпидотовой фации требует поправки. Как говорилось выше, рудоносные известковые скарны в изученных нами месторождениях рудного поля образовались не по известнякам, а на месте магнезиальных скарнов геленит-монтчеллитовой (и отчасти кальцит-форстеритовой) фации. Они представлены высокотемпературными гроссуляром (или везувианом) - салитовыми разностями. Комплекс же эпидот + железисто-марганцевистый пироксен относится уже к околорудным образованиям стадии кислотного выщелачивания и не отражает фациальные условия скарнообразования.

Оруденение размещается преимущественно в пироксеновых (+ гранат, везувиан) скарнах (реже в гранатовых), подвергшихся околорудным изменениям с развитием марганцевистых пироксенов, эпидота, тремолита, амезита.

Как показано в разделе минералогии, требует уточнения и представление (23) о том, что условия образования обсуждаемых

скарнов характеризуются полным отсутствием переноса глинозема. Это уточнение состоит в оговорке, что речь идет только о скарнах по известнякам.

Для большей части Курусайского и Алтын-Топканского месторождений характерна установленная В.А.Жариковым и К.В.Подлеским (25) зональность в скарново-рудных телах, обусловленная соотношением в растворах: $C_{Fe} : C_{Mn} : C_{Mg}$. При этой зональности в продольных и поперечных сечениях тела наблюдается закономерная смена пироксеновых масс различной железистости и марганцевистости. Подобная зональность, возникшая в скарнах по известнякам, в скарново-рудных телах Кансайского рудного поля нами не наблюдалась.

В соответствии со значительно большей проработанностью столбообразных тел постмагматическими растворами, главная масса полиметаллических руд заключена именно в этой части скарновых тел. При этом агрегативные руды встречаются обычно в центральных частях скарновых столбов, а вкрапленные - в краевых. Обоеднение руд с глубиной не наблюдается, хотя отмечается возрастание в них доли цинка, а также увеличение пирита и магнетита в скарнах. Интересны данные В.С.Попова (46) о содержании в рудах MgO (1,6-5,6%). К сожалению, не указывается число анализируемых проб.

Акташское месторождение - представитель более простых объектов рудного поля. Здесь в составе скарновых тел преобладают месторождения шпинель-фассаитовых и геленит-монтичеллитовых разновидностей вместе с замещающими их пироксен-гранатовыми и везувиановыми скарнами (см. рис. II). Метасоматическая зональность в контактах с интрузивными породами здесь не всегда отчетлива, и скарны малой мощности тыловых зон в керне сохраняются не везде. Однако расположение монтичеллитовой зоны между кальцифирами и шпинель-фассаитовыми скарнами закономерно устойчиво. Из взаимоотношений с гранодиорит-порфирами, которые местами переходят в сиениты, обращает на себя внимание нередкое появление в шпинель-фассаитовых скарнах тонких магматических инъекций. Большая часть мраморов, как правило, уже переведена в кальцифиры с обильным зернистым серпентином в псевдоморфозах по форстериту и монтичеллиту и, местами, в кальцит-бруситовые породы.

Положение оруденения отчетливо контролировалось не различиями в составе скарнов, а условиями просачивания растворов,

в частности микротрещинной тектоникой. В интервалах оруденения образование магнетита сопровождается главным образом серпентинизацией скарна, развитию же сульфидов часто (но не всегда) предшествует неравномерное известковоскарновое преобразование с переводом магнезиального скарна в пироксен-гранатовые (+везувиан) разности, связанные с исходными скарнами всеми переходами.

В скв. 1051 оруденение развивается не только в зоне геленит-монтчеллитового скарна, но также в зоне шпинель-пироксеновых пород с сохранением состава этого оруденения, в котором преобладают магнетит и сфалерит. Магнетит нередко образует сплошные массы.

Среди общих особенностей месторождений Кансайского рудного поля особенно большое значение имеет участие в скарнообразовании не только доломитов, но и загрязненных разностей мраморов умеренной магнезиальности, предположительно слегка глинистых. Эти разности подвергались скарнированию под воздействием трансмагматических флюидов, и возникшие на их месте магнезиальные скарны - в основном геленит-монтчеллитовой фации - в послемагматическом этапе прошли те же преобразования и изменения, что и скарны по доломитам. Такое представление о роли загрязненных разностей магнезиальных мраморов основывается на совокупности приведенных выше данных, среди которых главные: а - материальное единство силикатных "шнуров" скарноидных мраморов и массы скарново-рудного тела, ответвлениями которой эти "шнуры" являются; б - непосредственное замещение скарноидных мраморов последовательной серией скарнов, ранние из которых обладают признаками принадлежности их к геленит-монтчеллитовой фации, а замещающие их известковые разности однотипны с остальной частью заключающих рудную минерализацию апомагнезиальных известковых скарнов рудного поля, возникших на месте доломитов; в - хотя имеющиеся химические анализы "скарноидов" (в том числе и содержащих флогопит и серпентин), взятых из боковых пород скарново-рудных тел, показывают невысокую их магнезиальность, существуют четко выраженные высокая магнезиальность исходных минералов "скарноидов", а также особенности структур карбонатной части этих пород (см. выше), прямо указывающие на наличие послескарнового их раздольничивания и перекристаллизации, аналогично с доломитами вблизи скарново-рудных тел; г - отчетливо намечается переход между

"скарноидами" Центрального Кансая, содержащими магнезиальные минералы (брусит, флогопит, амезит, магнезиальный везувий), и В-тектонитами, описанными В.Н.Титовым (56) в Шавчуковском месторождении. Представляется, что некоторые отличия в текстурах тех и других пород вполне объясняются различными тектоническими условиями их формирования так же, как отличия в минеральном составе — различной интенсивностью известковоскарнового замещения. Во всяком случае, в Камаркутане, расположенном между участками Центральный Кансай и Шавчуковское, среди "скарноидов" представлены оба текстурных варианта расположения силикатной части — сложный уплощенно-сетчатый и субпараллельный. В Шавчуковском месторождении расположенные в зоне Северного разлома "скарноиды", заключающие геленит-монтichelлитовые скарны с магнетитом, имеют облик, полностью аналогичный "скарноидам" Центрального Кансая, в части же, заключающей главные скарново-рудные тела, представлены В-тектонитами. Сами монтichelлитовые скарны, подвергшиеся известковоскарновому преобразованию, в ряде мест карьера на месторождении Шавчуковское локализуют рудную минерализацию.

Вопрос о степени и формах участия исходного для "скарноидов" материала в процессах образования и изменения скарнов требует еще дальнейшего изучения в деталях. Высказанные же выше общие представления об их существовании следует считать достаточно обоснованными совокупностью фактических данных.

Позднее (послескарновое) раздоломичивание мраморов, вмещающих скарново-рудные тела Кансайского рудного поля, обращало на себя внимание многих исследователей. Учитывая роль этого процесса, следует поставить под сомнение возможность отнесения "скарноидов" к продуктам метаморфизма известняков, загрязненных примесями терригенного материала.

Особенности некоторых скарново-рудных тел

Структурные условия локализации рудных тел месторождений рудного поля подробно описаны в литературе (7, 12, 14, 41, 56, 57, 80).

Главными рудными телами месторождения Центральный Кансай являлись 04-2, Слепое, Четка. Кроме них значительны рудные те-

да Новое, Восточное, 3 и 6. По этим телам имеются следующие данные.

Рудное тело 04-2 локализовано в Главном разломе (см. рис. 10). Прослежено с поверхности до XI горизонта, имеет форму уплощенного столба, который книзу становится изометричным в сечении. Сочленяется с рудными телами 04-I и 01.

С поверхности вмещающими рудное тело породами являются монтичеллитовые кальцифиры и апогеленит-монтичеллитовые везувиан-пироксен-гроссуляровые скарны, контактирующие со шпинель-пироксеновыми скарнами, а также апомонтичеллитовые серпентиновые мраморы. Эти породы в восточной части карьера над рудным телом 04-2 сменяются флогопит-везувиановыми "скарноидами".

Из описания поперечного сечения тела 04-2 (69) на IY горизонте следует, что заключающие оруденение везувиановые и гранат-пироксеновые скарны образовались на месте геленит-монтичеллитовых скарнов. На XI горизонте в скв. 1034 вскрыты серпентинсодержащие мраморы, а в скв. 1035 - продукты преобразования геленит-монтичеллитовых скарнов. Юго-западнее рудного тела скважины 1509 и 1510 пересекли апофорстеритовые кальцифиры и серпентин-, брусит-, флогопитсодержащие мраморы.

Из рассмотрения блок-диаграммы (см. рис. 10) следует, что это тело в главной его части располагается между фронтальными телами магнезиальных скарнов, образующих рубашку вокруг штоков сиенитов, и вмещающие его мраморы логически не могут не быть доломитовыми.

Рудное тело Слепое обнаружено в широтной трещине, оперяющей Главный разлом, и имеет вид столба, выклинивающегося по восстанию в "месте перехода рудоконтролирующего нарушения в вышележащие магнезиальные скарны" (7). Прослежено с IY по X горизонт (рис. 10, 13, 14). Породы, вмещающие рудное тело, представлены флогопитсодержащими и тремолитизированными пироксеновыми скарнами, шпинель-пироксеновыми скарнами с флогопитом и ксантофиллитом, апомонтичеллитовыми везувиановыми скарнами, везувиановыми и флогопитовыми "скарноидами", доломитовыми мраморами, серпентин-флогопитовыми с амезитом кальцифирами. На VII горизонте, в 20-25 м западнее рудного тела имеется поле флогопит-пироксеновых скарнов шириной около 50 м.

Рудное тело Новое своей нижней частью располагается в Южно-Дарбазинском разломе, кверху же отходит от него по оперяющей сколовой трещине (рис. 10, 12, 14, 15). На разных уровнях тело оказывается в контактовом ореоле разных магматических тел - частей "интрузивной сети" сиенит-порфиров Кансай-Дарбазинского участка.

Вмещающими породами на разных горизонтах являются апофорс-теритовые и апомонтичеллитовые серпентиновые, иногда с бруситом кальцифиры, а также в различной мере серпентинизированные доломиты. Кальцитовые мраморы (по-видимому, вторичные) редки. В контактах с интрузивами наблюдаются апогеленит-монтичеллитовые везувиан-гранатовые скарны. В четырех образцах руд из VIII и IX горизонтов сфалерит находится в слабо тремолитизированном пироксеновом скарне, а в двух других - в массе руды существует серпентин.

Рудное тело 3 локализовано в Южно-Дарбазинском разломе (рис. 12, 15, 16, 17). Данные о составе рудоносных скарнов ограничены двумя образцами гранат-пироксеновых флогопито-содержащих разностей. Среди вмещающих пород - мраморы с переменными содержаниями флогопита, брусита, хондродита и серпентина, а также шпинельпироксеновые и апомонтичеллитовые скарны и везувиановые "скарноиды". Последние преобладают в образцах из XI горизонта.

На XIII горизонте среди вмещающих карбонатных пород встречены серпентиновая порода и мрамор с серпентином и бруситом (скв. 1754). В 40-45 м западнее рудного тела аподоломитовые метасоматиты перемежаются со "скарноидами". (скв. 1604).

Рудное тело 6 заключено в карбонатных породах в непосредственной близости от Южно-Дарбазинского разлома (рис. 12). Оно, по-видимому, на глубине служит продолжением рудного тела Восточное. С разных сторон близко к нему подходят тела сиенит-порфиров. В составе руд кроме пироксена распространены флогопит и тремолит. Среди вмещающих пород имеются флогопитовые и апомонтичеллитовые (?) серпентиновые кальцифиры, отмечены также "скарноиды" с флогопитом. На XII горизонте в скв. 1609 мраморы богаты флогопитом, а в 60-70 м восточнее имеют скарноидный облик. На XIII горизонте в скв. 1801 представлены как серпентинизированные доломиты, так и скарноидные мраморы.

Рудное тело 7 вскрыто на XIII горизонте. Предполагается оно в 10 м северо-восточнее рудного тела Четка

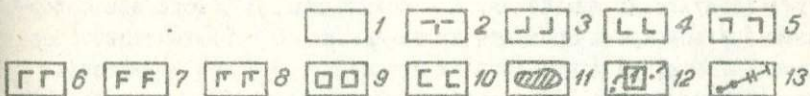
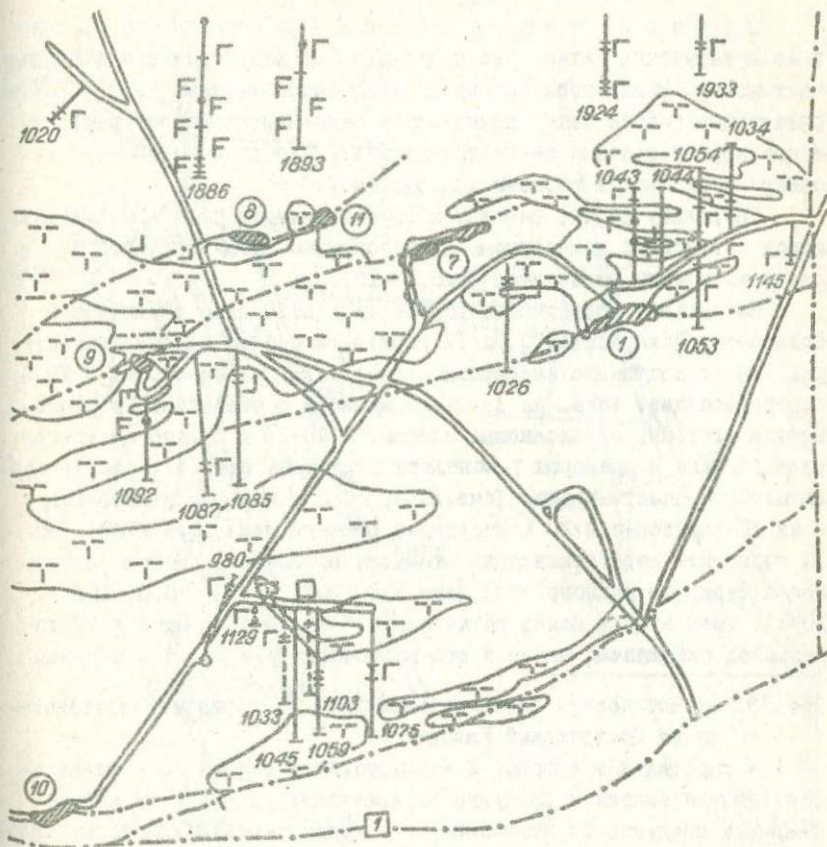
ные мраморы, по данным термического анализа, являются доломитовыми. Метасоматиты как вмещающие оруденение, так и наблюдающиеся вблизи рудного тела, в подавляющем большинстве случаев несут признаки аподоломитовости. Часто наблюдается замещение пироксена и других силикатов серпентином. В метасоматитах обычно вкрапленники флогопита, распространены тремолит и особенно везувиан. Встречаются также пироксен-форстеритовые кальцифиры и измененные геленит-монтичеллитовые скарны.

Скважиной, пересекающей восточный край рудного тела, вскрыты скарноидные мраморы, алюмосиликатные "шнур" которых сложены везувианом и гранатом. Руды этого явно аподоломитового рудного тела были богаты свинцом и цинком (среднее из 256 проб 8.08% и 9.06%).

Рудное тело 8 прослежено от XIV до XVI горизонта. Оно находится в 100-120 м север-северо-восточнее рудного тела Четка (рис. 18) и имеет лентообразную форму при ширине до 30 м и мощности до 0,8 м.

Рудовмещающие скарны сложены пироксеном, гранатом и везувианом. Пироксен мелкозернистый, представлен диоксидом ($N_d = 1.703$). Гранат существенно гроссуляровый ($N = 1.768$). Везувиан образует в скарне крупные таблички и тонкую вкрапленность, а также жилки. На XIV горизонте оруденение заключено в тремолитизированных пироксеновых и гранат-везувиановых скарнах, возникших за счет геленит-монтичеллитовых скарнов (скв. 1883). В некотором удалении от рудного тела также встречаются флогопит- и серпентинсодержащие кальцифиры. На XVI горизонте вмещающие породы представлены форстеритовыми кальцифирами, в которых форстерит замещен серпентином, а серпентин карбонатизируется.

Рудное тело Восточное представляет собой уплощенный в сечении столб, расположенный в плоскости Южно-Дарбазинского разлома (рис. 12). В трех имеющихся образцах руд скарновая часть представлена флогопитом, а также пироксеном, затронутым сапонитовым замещением. Среди вмещающих пород на IY горизонте северо-восточнее рудного тела преобладают аподоломитовые серпентинсодержащие и другие, в том числе кальцит-бруситовые мраморы. В одном из образцов последних содержание магнезии составляет 16,5%.



Рудное тело Четка на поверхности расположено в нарушении Четка. Оно прослежено до ХУП горизонта и уходит на глубину. Между горизонтами XII и XIII часть разлома Четка, контролирующая рудное тело, примыкает к Южно-Дарбазинскому разлому, и его крутое падение сменяется относительно пологим ($40-45^{\circ}$ на север) в плоскости разлома (см. рис. 10).

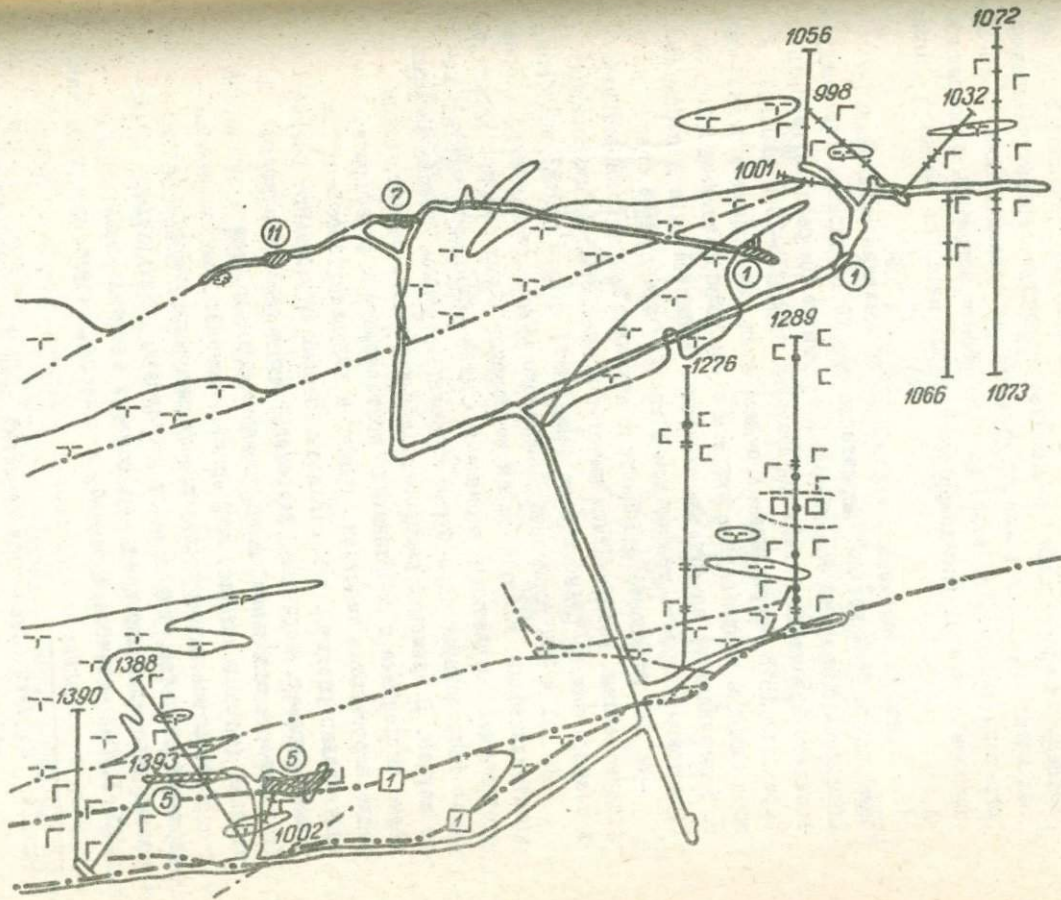
Поскольку форма, размеры и состав рудного тела и вмещающих пород с глубиной изменяются, целесообразно проследить эти характеристики по горизонтам (рис. 13-18).

На дневной поверхности рудное тело полностью заключено в полосчатых "скарноидах". На IV горизонте состав карбонатных пород, непосредственно вмещающих рудное тело, не известен. В 70 м северо-западнее тела, на контакте мрамора с сиенитами прослаиваются флогопит-пироксеновые скарны. В 40-50 м северо-восточнее рудного тела в мраморах у контакта с дайками сиенит-порфиров наблюдается серпентинизация (скв. 1044, 1053), которая отмечается и на VII горизонте в 20 м восточнее рудного тела (скв. 1148). На XIII горизонте серпентинизация отмечена восточнее, северо-восточнее и севернее рудного тела (скв. 998, 1001, 1032, 1056, 1065, 1072), хотя в 25 м южнее установлены "скарноиды". На X и XI горизонтах скважинами южнее и юго-восточнее рудного тела вскрыты

Рис. 13. Схематический геологический план IV горизонта месторождения Центральный Кансай.

I - карбонатные породы, 2 - интрузивные породы, 3 - шпинель-фассаитовые скарны и продукты их изменения, 4 - форстеритовые скарны и продукты их изменения, 5 - геленит-монтчеллитовые скарны и продукты их изменения, 6 - кальцифиры, 7 - форстеритсодержащие кальцифиры и продукты их изменения, 8 - монтчеллитсодержащие кальцифиры и продукты их изменения, 9 - апопериклазовые бруситовые мраморы, 10 - скарноидные мраморы, 11 - скарново-рудные тела, 12 - Южно-Дарбазинский разлом, 13 - скважины с местами наблюдений и номерами.

Номера рудных тел (цифры в кружках): I - рудное тело Четка, 2 - рудное тело 8, 3 - рудное тело 3, рудное тело 7, 5 - рудное тело Новое, 6 - рудное тело 6, 7 - рудное тело 04-2; 8 - рудное тело Северное, 9 - рудное тело Южное, 10 - рудное тело Восточное; 11 - рудное тело Слепое.



апомонтичеллитовые (?) везувиан-пироксеновые "скарноиды", а севернее, северо-западнее и западнее — участки серпентинизированных мраморов. Среди образцов мраморов из скважины I228 (в 25-30 м юго-западнее рудного тела) на X горизонте встречены скарноидные мраморы с четкими псевдоморфозами бурых масс по гелениту (табл. Ш, 5).

Такая же, примерно, картина распределения магнезиальных мраморов и "скарноидов" характерна для XII горизонта, где между аподоломитовыми метасоматитами и рудным телом располагается полоса неохарактеризованных карбонатных пород 15-20 м шириной. В керне скв. I575, пересекающей рудное тело, наблюдалась смена мрамора сливным везувиановым скарном с псевдоморфозами серпентина по монтичеллиту, за которым следует сульфидная руда в пироксен-гранатовом скарне с тремолитом и далее — гранатовый скарн.

На XIV горизонте рудное тело локализовано в "скарноидах". Аподоломитовые метасоматиты имеются в скв. I863. В "скарноидах" и скарнах вблизи рудного тела (скв. I829) широко развит везувиан.

На XVI и XVII горизонтах вмещающие рудное тело мраморы перекристаллизованы. Контуры зерен карбонатов в них стертые. Наряду с прозрачными бесцветными зернами кальцита часто появляются и нередко господствуют серо-бурые карбонатные массы, состав которых не изучен. В мраморах распространены флогопит, брусит, амезит, зерна серпентина с очертаниями монтичеллита и форстерита. Нередко встречаются пироксен, гранат и везувиан. Вместе с тем значительно развиты, а в отдельных забоях преобладают везувиановые (+гранат, пироксен, флогопит, серпентин) "скарноиды". До XV горизонта отдельные части скарново-рудного тела в различной степени (местами вообще) подверглись сапонитовому замещению.

В силикатной части скарново-рудных масс Четки в целом содержатся везувиан, гранаты (от гроссуляра до андрадита) и несколько генераций пироксена, из которых магнезиальный ($N_0 = I.700-I.704$) — наиболее ранний, а железисто-марганцевистый, ча-

Рис. I4. Схематический геологический план VIII горизонта месторождения Центральный Кансай. Усл. обозн. см. на рис. I3.

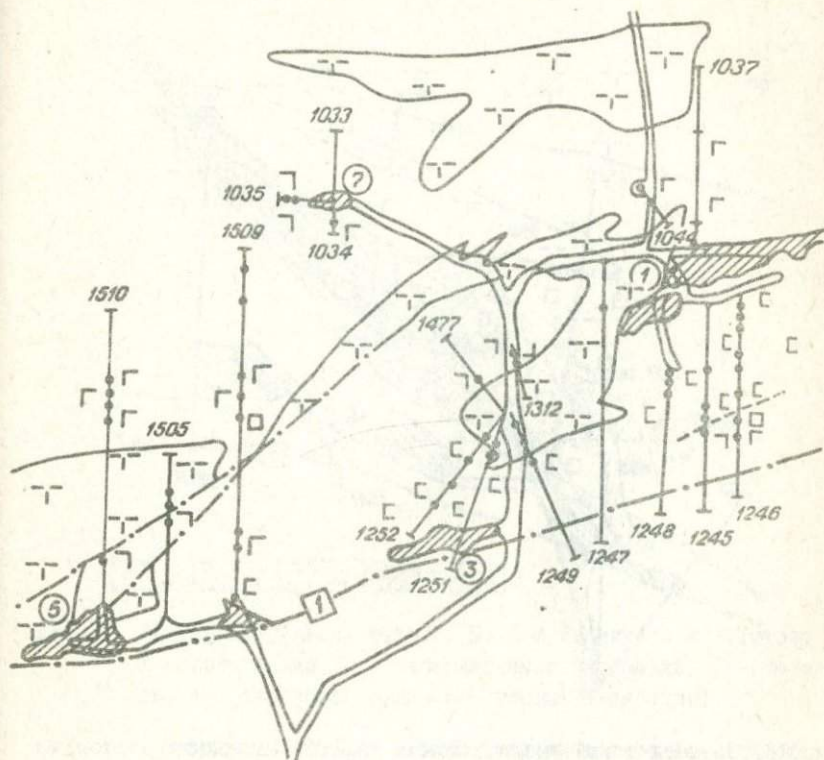


Рис. 15. Схематический геологический план XI горизонта месторождения Центральный Кансай. Усл. обозн. см. на рис. 13.

сто волокнистый – наиболее поздний. Промежуточная, вторая генерация пироксена представлена салитом ($Nq = 1.720$). Кроме этих минералов, в скарнах Четки встречается флогопит, распространены минералы группы эпидота и амфиболы ряда тремолит – актинолит. Среди последних отчетливо преобладают магниезиальные разновидности. Часто встречается амезит. Из гипергенных образований неравномерно обилён сапонит.

Ниже XII горизонта общий минеральный состав рудоносных скарнов Четки существенно не меняется. В корневой части скарно-рудного "дерева" (XVI и XVII горизонты) мы наблюдали неравномерное распределение оруденения и связанных с ним изменений в объеме скарного тела.

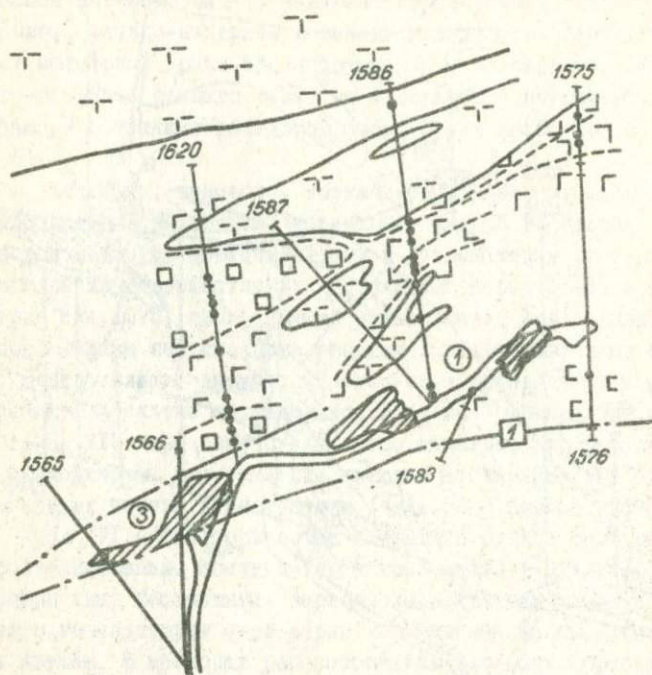


Рис.16. Схематический геологический план XII горизонта месторождения Центральный Кансай. Усл.обозн.см.на рис.13.

В результате изучения первичной документации керна скважин подземного бурения и исследования образцов из их керна во многом изменилась конфигурация интрузивных тел в некоторых погоризонтальных планах; установлено широкое развитие аподоломитовых метасоматитов и в ряде случаев выявлена метасоматическая зональность скарново-рудных тел. Так, на XII горизонте (рис.16) пироксеновые скарны или продукты их изменений располагаются вблизи интрузивных масс. К мраморам эти образования сменяются измененными форстеритовыми или геленит-монтичеллитовыми скарнами, а затем кальцифирами с флогопитом, амезитом и бруситовыми мраморами. Одно из важных наблюдений заключается в том, что,

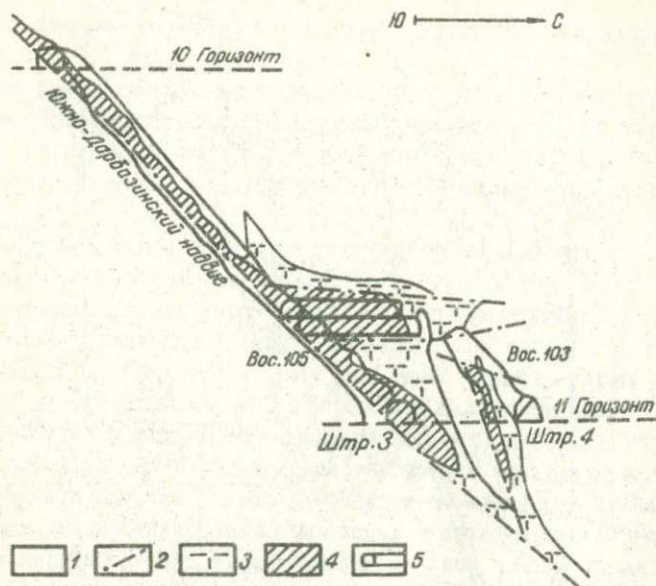


Рис. 17. Разрез по рудному телу 3. По В.М.Бабенко и В.Н.Титову
 1 - известняки, 2 - дизъюнктивные нарушения, 3 - сиениты, 4 - скарновая руда, 5 - горные выработки.

например, в десятом слое XII горизонта рудное тело Четка в восточной и северо-западной его частях заключено в "скарноидах" таким образом, что возникает картина образования рудоносных гранат-пироксеновых скарнов с замещением этих "скарноидов". В массивных гранатовых скарнах ряда образцов частично сохранились характерные для скарноидных мраморов формы кристалликов пироксена, подобные показанным на табл. II, 3, 5. Скарнирование магнетизальных скарноидных мраморов в контактовых ореолах рудных тел с появлением больших количеств магнетизального везувиана и граната достаточно отчетливо.

Таким образом, минеральный состав рудоносных скарнов Четки позволяет утверждать участие в строении этого тела как магнетизальных скарнов "чистого ряда" (аподомитовых) в геленит-монтичеллитовой, главным образом фации глубинности, так и магне-

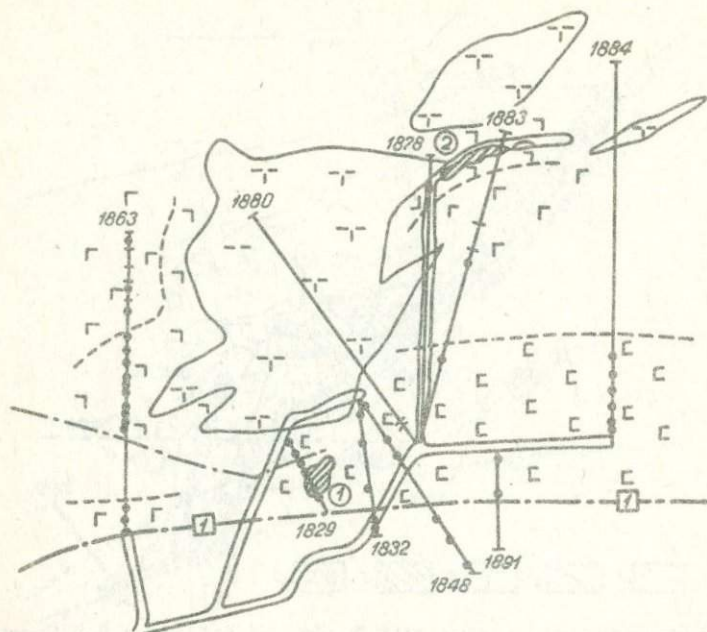


Рис. 18. Схематический геологический план XIV горизонта месторождения Центральный Кансай. Условн. обозн. см. на рис. 13.

зиальных скарноидных мраморов, на месте которых в магматическом этапе, по-видимому, также образовывались магнезиальные скарны (геленит-монтичеллитовой фации), преобразованные и измененные в постмагматический этап.

Обращаясь к другим месторождениям Кансайского рудного поля, следует отметить, что при большей простоте строения их скарново-рудных тел, последние однотипны с охарактеризованными выше для Центрального Кансая.

Рудные тела месторождения Южная Дарбаза, кроме более умеренных их размеров, принципиально не отличаются от рудных тел Центрального Кансая (см. рис. 12). Среди вмещающих пород здесь господствуют доломиты, и рудоносные скарны относятся к образованиям магнезиальной формации (79). Эти рудные тела мы не изу-

чали и имевшиеся в литературе скудные характеристики их состава и строения (23) не пополнились.

Для Шевчуковского месторождения имеется подробное описание (56), дополнением к которому является приведенная выше характеристика распространенных в нем геленит-монтчеллитовых скарнов и их взаимоотношений с оруденением и с породами вмещающего комплекса.

Скарново-рудные тела месторождений Северный Кантау и Новый Камарсай залегают среди доломитов (57). Рудные тела имеют уплощенную столбообразную форму и заключены в известковых, по-видимому, апомагнезиальных скарнах. Последнее подтверждается наличием в отвале штольни Новый Камарсай глыб шпинель-пироксеновых скарнов, пронизанных инъекциями сиенитов и подвергшихся известковоскарновому замещению и сфалеритовой минерализации. По большому числу образцов карна подземного бурения устанавливается очень широкое развитие слабо затронутых постмагматическими изменениями шпинель-фассаитовых и частью геленит-монтчеллитовых скарнов на участке между Центральным Кансаем и Новым Камарсаем, в зоне контакта интрузии гранодиоритов.

Рудные тела месторождения Камаркутан вскрыты лишь канавами. Нижнее из них сложено гранатовыми скарнами с магнетитом, которые непосредственно граничат (в сторону мраморов) с сильно выветрелыми геленит-монтчеллитовыми скарнами, быстро сменяющимися свежими разностями этих пород. В последних отмечены инъекции сиенитов.

Силикатная часть магнетитовых руд в нижнем рудном теле - андрадитовый гранат, в верхних же - минералы известковых скарнов, заместивших геленит-монтчеллитовые магнезиальные скарны. Верхние рудные тела лежат в породах скарноидного облика, которые в основной их части внешне не отличаются от развитых в районе провального карьера Четки. Здесь они слагают мелкие линзы, образованные на месте геленит-монтчеллитовых скарнов. Наряду с такими "скарноидами" встречаются разности с близким к субпараллельному расположением силикатных (везувияновых и гранатовых) "шнуров". В этой части "скарноиды" Камаркутана близки к полосчатым В-тектонитам Шевчуковского месторождения (56).

Подводя итог вышесказанному о скарново-рудных месторождениях Кансайского рудного поля, необходимо коротко остановиться

на некоторых сторонах проблемы генезиса подобного типа месторождений и практики их прогнозирования.

Основным в проблеме генезиса Кансайских месторождений является вопрос о формационной принадлежности рудоносных скарнов. Для ориентировки в этом вопросе наиболее важны следующие особенности месторождений.

Скарново-рудные тела расположены в контактовом ореоле градиодоритового массива, консолидировавшегося в условиях геленит-монтмичеллитовой фации глубинности.

Внедрение массива происходило в условиях проявления в районе интенсивных разрывных нарушений различного масштаба. Формировался массив с широко проявленным магматическим замещением пород вмещающего комплекса. Размещение апофиз интрузива (штоков и других малых тел) контролировалось преимущественно сколовыми нарушениями.

Обращают на себя внимание доломитовый состав значительной части разреза карбонатной толщи, преобладание среди доломитов чистых разностей и наличие магнезиальных мраморов, содержавших небольшую примесь терригенного материала.

Магнезиальные скарны магматического этапа встречаются в двух формах тел. В первой группе тела скарнов представлены фронтальными залежами в непосредственных контактах со штоками и дайками интрузивных пород, которые под воздействием отраженной волны щелочности приобрели повышенную щелочность. Такого рода тела скарнов образуют "рубашки" переменной мощности вокруг штоков сиенит-порфиров, сиенит-диоритов и других пород, как в Центральном Кансае, Дарбазе и Новом Камарсае, или слагают линзообразные тела, в большей мере (часто нацело) заместившие исходные массы доломитов, как в Акташе.

Степень замещенности известковыми скарнами этой части тел магнезиальных скарнов колеблется в широких пределах. В среднем для Центрального Кансае она несколько меньше, чем для месторождения Акташ и в Центральном Кансае возрастает с глубиной.

Промышленное сульфидное оруденение наблюдается только в разностях, сравнительно сильно замещенных известковыми скарнами.

Форма скарновых тел второй группы - столбообразная и жильная - не имеет представителей среди неизмененных магнезиальных скарнов. Многочисленные в рудном поле скарновые тела этой группы

сложены известковыми скарнами, особенности минерального состава которых (реликты в них высокотемпературных магнезиальных силикатов, высокая глиноземистость граната, распространенность магнезиального везувиана, а также магнезиальных гидросиликатов) довольно определенно указывают на апомагнезиальный характер этих известковых скарнов. Латеральная инфильтрационная метасоматическая зональность в столбообразных скарновых телах закономерно (70) отсутствует, в силу чего исходные строение и состав тел в каждом поперечном их сечении сравнительно однообразны. Судя по особенностям смены минерального состава столбообразных тел по вертикали, в скарнах одного и того же тела при следовании снизу вверх могла иметься разнофациальность по глубинности, проявившаяся в минеральных ассоциациях магматического этапа.

Столбообразные тела в Центральном Кансае располагаются по отношению интрузивных масс так, что на одних горизонтах подходят к ним вплотную, на других — существенно от них отклоняются и положение их в конечном счете контролируется сочленениями и пересечениями различно направленных трещин скалывания, оперяющих главные разломы, и этими последними. Другими словами, столбообразные скарново-рудные тела контролируются теми же разрывными нарушениями, которые контролируют внедрение апофиз интрузива гранодиоритов, причем оба процесса — образование магнезиальных скарнов под воздействием трансмагматических флюидов и внедрение магмы — происходили одновременно. Здесь следует подчеркнуть, что одновременно образовались фронтальные и трещинные (столбообразные) скарны, однако в силу пространственного положения разрастание фронтальных скарнов могло приводить к смыканию их тел со столбообразными телами, иногда с объединением одноименных зон, но чаще со срезанием жильных тел внешним краем фронтальных (70, 71). Внешние части столбообразных (и иных) скарновых тел местами представлены зонами скарноидных мраморов, частично скарнированных по сетке трещин. Эти образования по механизму формирования напоминают описанные ранее в магнезиальных скарнах месторождений шеелита (72, 75).

Инфильтрационные скарны по известнякам, подобные скарнам Курусая и Алтынтопкана, в изученной нами части рудного поля отсутствуют.

Месторождение Центральный Кансай почти не затронуто эрозией, и рудные тела здесь прослеживаются на глубину больше 800 м.

В Кансайском рудном поле существует зональность рудной минерализации (13,36), которая выражается в том, что в восточной части поля (месторождение Актас) вблизи контакта с гранодиоритами распространены скарны с обильным магнетитом и (или) халькопиритом. Этот парагенезис распространяется к западу в поясе (блоке?) в два километра шириной. Далее к западу он сменяется поясом в 2-2,5 км, в котором располагается главная часть промышленных тел Канса и Дарбазы с галенит-сфалеритовыми рудами, и еще западнее находится месторождение Королаво, галенитовые руды которого локализованы в серпентинизированных доломитах. Поверхность массива гранодиоритов здесь глубоко погружена. Каждому из этих поясов присущи свои минеральные ассоциации сульфидов и соотношения в них свинца и цинка. Наличие такой зональности — серьезный довод генетической связи скарнов и оруденения с массивом гранодиоритов, вскрытым эрозией на востоке.

Исходя из особенностей обсуждаемых месторождений, вырисовывается следующая схема их образования.

В среднем карбоне проявились складкообразование и связанные с ним разрывные нарушения. Эта тектоническая фаза сопровождалась внедрением значительных магматических масс, оформившихся в рудном поле в интрузивном теле гранодиоритов. Игравшие значительную роль в литологическом разрезе рудного поля различной чистоты магнезиальные карбонатные породы подверглись термальному контактовому метаморфизму и вслед за ним, практически одновременно, воздействию трансмагматических флюидов, выходящих из поднимавшегося магматического расплава гранодиоритов, кровля интрузивного тела которых после консолидации разместилась на глубине I-I,5 км. Наличие в мраморах минералов двух поколений — термально метаморфического и метасоматического прогрессивного этапа было показано выше.

В соответствии с тектонической обстановкой многочисленные апофизы интрузива проникли в магнезиальные карбонатные породы по разрывным нарушениям — главным разломам и оперяющим их склоновым трещинам. В тех же местах под воздействием флюидов магнезиальные карбонатные породы подверглись замещению магнезиальными скарнами в основном галенит-монтчеллитовой фации с образованием столбообразных и жильных тел в местах пересечений и сочленения трещин. Магнезиальные скарны возникли и вдоль всего

контакта магнезиальных карбонатных пород с главной частью гранодиоритовой магмы, как фронтальные тела, которые в процессе их разрастания объединялись со столбообразными и жильными телами. Защищаемая многими исследователями связь скарново-рудных образований Кансайского рудного поля с "малыми интрузиями", к которым отнесены штоки и дайки сиенит-порфиров, сиенито-диоритов и часть гранодиорит-порфиров, представляется нам обусловленной синхронностью образования в одном и том же, практически, пространстве тел магнезиальных скарнов и апофиз интрузива ("малых тел интрузивов"), когда интрузивная порода образует крайнюю тыловую зону скарнового тела.

На постмагматическом этапе магнезиальные скарны прошли стадию высокотемпературных преобразований и замещены известковыми скарнами. Эти процессы были выражены весьма неравномерно и довольно интенсивно в частях скарновых тел, ближе расположенных к интрузивным массивам и в местах, где был облегчен доступ остаточным растворам. Возникшие в результате этих процессов известковые скарны заняли в пространстве положение исходных магнезиальных скарнов магматического этапа и унаследовали формы и размеры их тел.

Вслед за завершением процессов скарновой стадии, в условиях понижающейся температуры и возрастающей кислотности растворов, начались процессы кислотного выщелачивания и околорудных изменений скарнов, которые продолжались и после прохождения растворами точки инверсии (после чего кислотность их начала уменьшаться). В этой, послескарновой стадии из растворов отлагалось рудное вещество с замещением скарнов. При этом в мало затронутых высокотемпературными изменениями магнезиальных скарнах минерализация, в основном, не имеет промышленного характера: оруденение концентрируется в местах интенсивной переработки исходных магнезиальных скарнов постмагматическими растворами. В тех местах, где эти изменения ограничились лишь их высокотемпературной частью (скарновой стадией), богатое оруденение, как правило, отсутствует. Оно размещается в участках воздействия на скарны (известковые и магнезиальные) растворов стадии кислотного выщелачивания. В таких местах околорудные изменения скарнов с появлением характерных минеральных ассоциаций (железисто-марганцевистых пироксенов, эпидота, андрадита, тремолита и др.) проявлены интенсивно.

В послескарновое время осуществлялись раздоломичивание (кальцитизация) доломитов и поздняя карбонатизация пород, которая происходила уже после серпентинизации магнезиальных ортосиликатов.

Эндоконтактовое скарнирование в месторождениях рудного поля проявлено слабо, как в магнезиальноскарновых месторождениях (70, 73), и оруденение в эндоскарнах практически отсутствует.

Возраст скарнов Кансайского рудного поля в изложенной выше схеме генезиса не является существенным, поскольку если доломит находится под воздействием трансмагматических флюидов гранитоидной магмы, закономерно и неизбежно будут возникать магнезиальные скарны.

Таким образом, при прогнозировании, оценке и поисках полиметаллических скарново-рудных месторождений Кансайского типа необходимо, кроме общих металлогенических характеристик региона и его структурно-фациальных особенностей, принимать во внимание совокупность приведенных выше главнейших особенностей месторождений Кансайского рудного поля.

К у р у с а й - Т у р а н г л и я с к о е с к а р н о в о - р у д н о е п о л е

О б щ и е с в е д е н и я

Месторождения рудного поля тяготеют к Курусайской гряде карбонатных пород в области ее контакта с карамазарскими гранодиоритами. Они расположились полосой, на северо-западе которой находится Курусай I, а на юго-востоке - Туранглы и Орлиная горка. Между ними разместились Юго-Западное, Промежуточное (Южное) Курусай II и Скарновая зона. За пределами Курусайской гряды находятся месторождения Тутлы III, Тутлы I и Курусай IV.

Исследования на рудном поле были ограничены, что обусловлено горно-техническими условиями (недоступностью главной части подземных горных выработок). Цель исследований в этих условиях - выяснить наличие среди рудоносных скарнов месторождений Промежуточное и Туранглы разновидностей скарнов, принадлежащих к магнезиальной формации. Ранее магнезиальные скарны были установлены Л.И. Шабныным в отвальных массах месторождений Тутлы III и

Туранглы. При постановке задачи учитывалось, что принимавшиеся ранее за биметасоматические скарны на контактах кальцитовых мраморов с интрузивами, якобы составляющие корневые части сложных (зверху инфильтрационных) тел экзоскарнов по известнякам, при проверке в некоторых месторождениях Кансайского рудного поля оказались постмагматическими обменно-диффузионными известковыми скарнами, заместившими фронтальные магнетитовые скарны.

Исследования проведены на части горизонтов месторождений Промежуточное (Южное) и Туранглы. Поскольку рудное поле и некоторые его месторождения неоднократно и детально освещались в печати (15, 16, 23, 48-50, 54, 55), ниже приводится лишь их краткая геологическая характеристика на основе данных Ф.И.Вольфсона, Ш.Х.Рахимова и В.Ф.Чернышева (15, 16), широко использовавших результаты исследований Е.Д.Карповой, М.Д.Капитонова, Е.П.Сонюшкина, О.И.Сергуньковой, М.И.Можсеевой, В.А.Тарасова, а также материалы Западно-Карамазарской ГРП и рудника Курусай. Эти сведения дополнены результатами исследований, проведенных нами, в частности по интрузивным образованиям, Р.Ахунджановым.

Рудное поле расположено на южном крыле Кураминского антиклинория, осложненного складками второго и более высоких порядков и расчлененного Алмабулакским разломом на два блока: северо-восточный Курусай-Туранглинский и юго-западный Барактынтауский. С юго-востока эти блоки ограничены крупным Железным разломом, а к северо-западу и югу погружаются под четвертичные отложения Дальверзинской и Мирзарабатской депрессий. В северо-восточной их части обнажаются раннегерцинские гранодиориты кураминского типа.

Оруденение в основном локализовано на площади Курусай-Туранглинского тектонического блока в тесной пространственной связи с долгоживущими разрывами. Структурно-тектоническая позиция этого блока определяется (49) развитием сложнопостроенной складки северо-западного направления, смявшей известняки среднего девона-нижнего карбона, и осложнивших ее нарушений северо-западного (Окурдаванский и другие разломы) и северо-восточного (Железный разлом) направлений.

Для блока характерно широкое развитие эффузивных образований и наличие дайко- и штокообразных тел гранитоидов основного и среднего состава, размещение которых контролируется

разломами. В Курусай-Туранглинским рудном поле месторождения размещены главным образом в контактах среднекарбонных диоритовых массивов, слагающих сравнительно небольшие с поверхности тела. Общая площадь их выходов в Курусай составляет 0,78 км². В контактах с гранодиоритами, заключающими ксенолиты диоритов, также наблюдается скарнирование и серпентинизация доломитов.

Состав диоритов в контактах со скарнами и мраморами в верхних горизонтах Курусайского месторождения не изменяется. Лишь на IX горизонте шахты Курусай I, с приближением к скарнам и мраморам в эндоконтакте появляются роговообманковые кварцевые слениты. Мощная (зона 0.5 км) сленитизация наблюдается и в приконтактных частях гранодиоритового батолита и прослеживается по всей площади массива в рудном поле. Наличие монтчеллита в составе скарнов, находящихся в контактах с диоритами, свидетельствует о небольших глубинах формирования массива.

Из постмагматических изменений диоритов следует отметить в месторождении Турангли преобразование этих пород в кварц-полевощпатовые метасоматиты.

Характерная особенность гранодиоритов Кураминского плутона — повышенные содержания железа, кальция и калия и пониженное магния (30,35). В эндоконтактной области состав пород нередко приближается к монцититам. Повышенная калиевая щелочность наблюдается в области эндоконтактов тел, залегающих среди доломитов и в контактах с магнезиальными скарнами. В таких разностях возрастает содержания свинца и серебра по сравнению с главной массой гранитоидов, для которой также характерны содержания свинца, мышьяка, молибдена, ванадия и кобальта и др. Пониженная щелочность наблюдается у гранитоидов месторождения Курусай (см. рис. 6).

Месторождения Курусай и Промежуточное (Южное)

Состав пород карбонатной толщи, вмещающей скарново-рудные тела, довольно пестрый. В верхней части разреза преобладают известняки, среди которых в месторождении Курусай I наблюдаются и подчиненные доломиты, и разности, содержащие примесь терригенного материала. В низах разреза окважины распространены девонские доломиты.

Скарнированию подверглись карбонатные породы различного состава, и в месторождении Промежуточном представлены скарны обеих формаций. Инфильтрационные скарны по известнякам в рудном поле развиты ограниченно, однако в Курусаяе они хорошо представлены в виде столбообразных тел, компактных или в сочетании со сближенными крутопадающими линзами. Структурные условия нахождения этих тел в месторождении и особенности заключающих оруденение скарнов описаны многими исследователями (23, 25, 48, 50, 55 и др.). Близкие к этим морфологические характеристики имеют и скарново-рудные тела месторождения Промежуточного. Исходя из наличия доломитов в составе подвергшихся скарнированию толщ, среди контактовых тел скарнов Курусая I, описанных как биметасоматические собственно известковые скарны (23, 48, 55), можно было встретить и фронтальные тела инфильтрационных магнезиальных скарнов, сильно замещенных известковыми скарнами, как в месторождениях Кансайской группы. При этом в условиях переслаивающихся известняков с доломитами не исключалась ситуация, когда в известняках гипсометрически выше фронтальных магнезиальных скарнов, подвергшихся известковому преобразованию и оруденению, могли сформироваться более низкотемпературные инфильтрационные известковые скарны, также заключающие оруденение. К сожалению, все эти тела оказались недоступными для наблюдений.

Метасоматическая зональность в скарновых столбах Курусая I проявлена в смене состава пироксенов скарна в вертикальных сечениях столбов (25). При этом сменяются пироксены различной железистости и марганцевистости, что указывает на обусловленность этой зональности изменениями в соотношении $C_{Fe} : C_{Ca} : C_{Mn}$ в растворах. Инфильтрационные скарны этой группы относятся к низкотемпературной фации. В них заключено богатое полиметаллическое оруденение. Скарново-рудные тела протягиваются в глубину свыше 700 м, где появляется медное оруденение. В верхней части (до УП горизонта) в рудах над цинком преобладает свинец, а ниже характерны обратные соотношения.

Месторождение Промежуточное расположено в 0,5 км юго-восточнее месторождения Курусая I и приурочено к контакту мраморов нижнего карбона со штоком диорита. Изучалось так называемое Южное рудное тело месторождения в составе скарново-рудных залежей, из которых одна вскрыта на X и IX, а вторая на УП и IX горизонтах. Месторождение было доступно на УП, IX и X горизонтах.

В составе оруденения в первом теле преобладает свинец, а во втором - цинк. С глубиной происходит общее уменьшение содержания свинца.

Скарны Южного рудного тела сложены в основном гранатом, пироксеном и магнетитом в различных сочетаниях и пропорциях. Довольно редки скарны волластонит-гранатового состава (практически безрудные) и пироксен-эпидотовые. Мощности безрудных скарнов колеблются от 20 до 30 м на X горизонте и до 80 м на УП горизонте. Распределение выделенных типов скарнов в рудном теле на каждом горизонте и между горизонтами по вертикали лишено какой-либо видовой закономерности.

Первое рудное тело вскрыто на IX горизонте в непосредственной (5-6 м) близости от Эффузивного разлома. Оно имеет сложную форму и располагается в сильно измененных (амфиболитизированных и окварцованных) пироксеновых скарнах и в гранатовых и гранат-пироксеновых с магнетитом скарнах. К контакту с мраморами количество рудного материала в скарнах уменьшается. В измененных пироксеновых скарнах встречаются флогопит-карбонат-кварцевые с сульфидами и шеедитом участки, в мраморах же - скопления флогопита и вкрапленность магнетита, а также тремолит, амезит и тальк. Галенит и сфалерит собираются в амфиболитизированных пироксен-гранатовых скарнах.

Второе рудное тело располагается в 40-45 м от Эффузивного разлома. На УП горизонте оно представляется сложной залежью с компактным ядром, от которого во вмещающие мраморы отходят различные по форме ответвления. Между УП и УШ горизонтами тело разделяется на ряд неправильных разобщенных между собой линз, однако к IX горизонту оно приобретает столбообразную в вертикальном сечении форму. На УП горизонте свинцово-цинковая минерализация заключена в гранатовых скарнах с магнетитом и другими сульфидами. В рудах 2,76% Pb и 0,13% Zn. В центральной части рудного тела на УП горизонте скарны сложены преимущественно пироксеном, гранатом и магнетитом с флогопитом различной железистости. Преобладают пироксен-магнетитовые местами с гранатом пироксеновые разности, иногда с амезитом и тальком. Гранатовые скарны без видимой закономерности сменяются пироксен-гранатовыми, местами также сильно окварцованными. В магнетит-содержащих гранат-пироксеновых скарнах обычно присутствуют мел-

кие листочки флогопита повышенной железистости. В восточной части первого тела (орты I6, I7 IX горизонта) вскрыты доломиты и скарноидного облика мраморы с обилием магнезиального пироксена с гранатом. Аналогичные скарноидные мраморы отмечены в виде реликтов среди гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов и на VII и X горизонтах.

Магнетитовые руды месторождения в основном разобщены с полиметаллическими, хотя наблюдаются на всех трех горизонтах в центральной части скарновой зоны. Среди них имеются массивные мономинеральные разности, а также с диопсидом, флогопитом, гранатом и сульфидами. Они слагают локальные массы, для них характерны низкие содержания свинца и цинка. Вкрапленность магнетита встречается как в гранатовых, так и в пироксеновых скарнах. Анализы магнетитов месторождения показали, что содержание элементов-примесей — MgO , TiO_2 , Al_2O_3 и MnO в них низкое.

Наиболее широко распространены в скарнах диопсид, сацит, гроссуляр, андрадит, кальцит, хлорит, кварц, галенит, сфалерит, магнетит. Значительно развиты тремолит, тальк, амезит, эпидот, волластонит, доломит и манган-кальцит. Сравнительно более редки флогопит, актинолит, серпентин, ангидрит, ильваит, сидерит, родонит, а из рудных — халькопирит, пирит, кобальтин, мартит. Редки — форстерит, монтичеллит, везувиян и др., а среди рудных — шеедит, висмутин и блеклые руды. Золото встречается очень редко, серебро же присутствует во всех разновидностях скарнов с минимальными содержаниями в безрудных и максимальными в рудных разностях.

Здесь обращает на себя внимание магнетит, появляющийся в скарновой стадии в ассоциациях магнезиально-скарновых минералов и отсутствующий в более низкотемпературных экзоскарнах по известнякам.

Из особенностей других скарновых минералов для месторождения следует отметить лишь относящиеся к апомагнезиальным разностям скарнов, поскольку минералы собственно известковых скарнов неоднократно описаны (23, 38, 55).

Гранат — главный породообразующий минерал. Ассоциирует с пироксеном, волластонитом и магнетитом. По многочисленным замерам светопреломления выделяются несколько разностей минерала. Реже других встречается гроссуляр с $N = 1.751 - 1.774$. Он

появляется в ассоциациях и с более железистым гранатом ($N = 1.868$) и с магнизальным пироксеном ($N_Q = 1,698$). Широко развиты различно окрашенные светлые гранаты промежуточного состава. Наиболее часто встречаются разновидности с A от 11.981 до 12.098 \AA . в ассоциации с магнетитом и сульфидами. Пироксен в ассоциациях с ними представлен диопсидом с железистостью до 16% ($N_Q = 1,696 - 1,705$).

Содержание марганца в гранатах варьирует, по данным спектрального анализа, от 0,3 до 0,7 % Мп. Андрадиты в крупнокристаллических перекристаллизованных агрегатах ($N = 1.864 - 1.877$, $a_0 = 12.00$) встречены в диопсидовых и волластонитовых скарных сульфидах (табл.6)

Т а б л и ц а 6

Состав гранатов из скарнов Промежуточного месторождения

Но- мер обр.	Компонент, вес. %											
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	nnn.	
55е	35,90	1,60	24,50	2,25	0,80	0,50	32,20	0,45	0,15	0,3	0,60	99,27
308	35,86	3,70	23,81	0,41	0,80	1,10	32,50	0,45	0,16	0,22	0,26	99,29
513	35,16	1,46	28,40	0,36	0,45	0,65	32,20	0,55	0,15	0,16	0,28	99,82
1187	35,12	1,30	29,37	0,36	0,80	-	32,00	0,45	0,12	сл.	0,30	99,78

П р и м е ч а н и е. Аналитик Р.Рустамова, ИГиГ АН УзССР.
В сумме всех анализов до 0,02 P_2O_5

Характеристика анализированных образцов: обр. 55-е - пироксен, гранат, место взятия УП горизонт; обр. 308 - пироксен, гранат, кальцит, офалерит, место взятия I орт IX горизонта; обр. 513 - гранат, сульфиды, место взятия УП горизонт, скв. I794; обр. 1187 - пироксен, магнетит, гранат, место взятия I9 орт IX горизонта.

Пироксен представлен агрегатами мелких зерен, неравномерно распределенных среди граната. Местами слагает крупнозернистые массы. Имеется несколько разновидностей пироксена. В скарноидных мраморах метаморфогенный, по-видимому, пироксен образует

тонкоигольчатые зерна, нередко сильно карбонатизированные. Ассоциирует с гранатом, флогопитом. В магнезиальных скарнах распространен диопсид в реликтах. В ассоциациях с сульфидами и в пироксен-гранат-магнетитовых скарнах распространены зеленые пироксены с 8-16% железистости ($N_Q=1.704-1.706$). Химический состав двух из этих пироксенов следующий: SiO_2 51.16-51.90; Al_2O_3 1.30-2.08; Fe_2O_3 0.7 - 1.00; FeO 1.90 - 2.15; MnO 0.65-0.75; MgO 16.0-17.25; CaO 23.80-24.84; Na_2O 0.2 - 0.3; K_2O 0.0 - сл.: H_2O и/опр. - 0.24; п.п.п. и/опр - 0.62; сумма 99.31 - 99.87. Аналитик Р.Рустамова (ИГиГ АН УзССР).

С учетом общих данных по скарновым пироксенам (70), анализированные разности минерала соответствуют пироксенам преобразованных магнезиальных скарнов. С ними ассоциирует гранат промежуточного состава, а также пироксен известковых скарнов с $N_Q=1.726-1.740$, в большей части замещенный амфиболом ряда тремолит - актинолит. В местах амфиболизации полиметаллическое огуденение обычно более интенсивно.

Широко распространены в скарнах Южного тела и более магнезиальные диопсиды ($N_Q=1.698-1.704$), для которых характерны длиннопризматические формы и свежесть. Они отчетливо замещаются гранатами, частично тальком и карбонатом. Распространенность ассоциации магнезиальных пироксенов с железистыми гранатами в месторождении свидетельствует, по-видимому, о пониженной кислотности растворов (24), однако это свидетельство неоднозначно, поскольку в ряде случаев, например, в месторождении Тсумо (см. ниже), с пироксеном той или иной железистости ассоциируют гранаты в очень широком диапазоне колебания андрадитовой составляющей. Очевидно необходимо дополнительно принимать во внимание свидетельства парагенности пироксена и граната.

Флогопит наблюдался в кальцифирах, скарноидных мраморах и в пироксеновых скарнах. В виде реликтов отмечается в магнетитовых обособлениях и гранатовых массах апомагнезиальных известковых скарнов. Железистость флогопита по оптическим данным колеблется в широких пределах ($N_m=1.570-1.590$). Однако в тех же скарнах появляется значительно более железистая коричневатокрасная разность с $N_m=1.616-1.618$. Эти слюды предположительно принимаются за образовавшиеся на месте исходных магнезиальных разностей при известково-скарновом замещении исходных магнезиальных скарнов.

Хлорит довольно часто встречается почти во всех типах скарнов. Представлен магнезиальными разновидностями. В пироксеновых скарнах с гранатом и вкрапленностью магнетита наблюдалась жила хлорита мощностью от 10 до 50 см в грубоблиставых и хрупких табличках, первоначально из-за их хрупкости принятых за слюду. Светопреломление минерала $N_m = 1.614$, и рентгенометрически он относится к хлоритам. Химический состав минерала в обр. 106 SiO_2 30.77, TiO_2 0.07, Al_2O_3 16.85, Fe_2O_3 2.87, FeO 1.20, MnO 0.41, MgO 33.75, CaO 0.15, MgO 0.0, K_2O 0.15, H_2O 0.50, H_2O+ 13.0, CO_2 0.3, сумма 99.52 (аналитик Н.В. Королева, ИГЕМ АН СССР). Термограмма образца соответствует хлоритам.

В одной из скважин подземного бурения (скв. 1791) в шлифах установлен монтчеллит, встреченный и в ряде скважин, пробуренных под Дальверзинскую депрессию. Монтчеллит замещается гранатом, и можно предположить, что гранатовый скарн в скважине образовался за счет монтчеллитового. В массе гранатов в шлифах наблюдаются реликты бурых масс, свойственные монтчеллитовым скарнам с геленитом.

Контактные известковые скарны (по известнякам) отчетливо наблюдались лишь на контактах с дайками авгитовых порфиритов (орт. 3 горизонт УП). В них отмечена следующая метасоматическая зональность: мрамор - волластонит - гранат - эпидозит (по дайке). На контакте с диоритом зональность выглядит так: эпидозит эндоконтакта | гранатовый скарн | пироксен-гранатовый скарн | мрамор.

Изучение вещественного состава скарнов Южного рудного тела показало, что, по-видимому, вся их масса, имеющая пироксен-гранатовый состав и в различной мере измененная процессами кислотного выщелачивания, относится к апомагнезиальным известковым разновидностям. Незакономерно в различных частях рудоносных и безрудных скарнов известкового состава обнаруживаются реликты характерных минералов: магнезиального пироксена, флогопита, магнетита, серпентина, изредка монтчеллита, гроссулярового граната, а среди вмещающих кальцитовых мраморов устанавливаются реликты доломитов.

Определение содержания магния в различных типах пород Южного рудного тела показало (табл. 7), что замещение магнезиальных скарнов известковыми проходит часто настолько полно, что

при гранатовом составе скарна содержания магния становятся незначительными, а при пироксен - гранатовом находятся на уровне того же состава эндоскарнов по известнякам. Только в скарнах с форстеритом из месторождения Туранглы содержания магния обращают на себя внимание. Вместе с тем реликты флогопита, например, в гранат-пироксеновом скарне с 0.73% MgO полностью удостоверяют его апомагнезиальную природу.

Т а б л и ц а 7

Содержание кальция и магния в скарнах Курусай-Туранглинского рудного поля

Минеральный состав скарна !	CaO	!	MgO
Месторождение Промежуточное			
Пироксен, магнетит	6.10 - 26.37 4(16.0)		5.16 - 12.90 4(7.7)
Пироксен, гранат, магнетит	4.3 - 21.47 6(11.7)		0.86 - 11.41 6(4.1)
Гранат	14.6 - 29.85 5(22.4)		1.36 - 6.02 5(3.9)
Пироксен, гранат	16.17 - 32.87 11(27.0)		0.60 - 4.53 11(2.3)
Пироксен, гранат, флогопит, магнетит	8.17		8.60
Месторождение Туранглы			
Пироксен, форстерит	10.97 - 29.65 2(20.31)		9.11 - 21.57 2(15.34)
Пироксен, гранат	20.20 - 30.62 5(25.6)		2.18 - 7.74 5(5.4)
Гранат	41.38		1.35
Гранат, пироксен, флогопит	30.90		0.73

П р и м е ч а н и е. Аналитик Р.Рустамова, ИГиГ АН УзССР.
В числителе - пределы колебания содержания, в знаменателе - число проб, в скобках - среднее содержание, вес. %

Представляет интерес распределение марганца в скарновых минералах рудного тела. Высокие его содержания ($> 3\%$ Mn) установлены в волластоните, андрадите и хлорите (2%). По данным В.А.Тарасова (55), в карбонатных породах Курусайского рудного поля в местах, где эти породы практически не подвергались действию постмагматических растворов, содержится лишь до 0.03% MnO. При этом в четырех образцах известняков турне, вмещающих марганцевистые скарны Курусая, марганец не установлен. Эти же известняки в контактах с пироксеновыми скарнами содержат 0.05% MnO.

М е с т о р о ж д е н и е Т у р а н г л и

Расположено в 2.5 км к юго-востоку от месторождения Курусай I, в средней части Курусай-Туранглинской гряды, у сопряжения Тутлинского и Эффузивного разломов. Сначала оно изучалось как железорудное, затем как полиметаллическое.

Район месторождения сложен карбонатными породами девона и нижнего карбона и интрузивным комплексом (диориты, гранодиориты, кварцевые порфиры), в котором широко представлена дайковая серия (гранодиорит- и граносиенит-порфиры, диабазовые и авгитовые порфириты). Месторождение располагается в контактовом ореоле массива диоритов с доломитами и доломитовыми известняками верхнего девона на северо-западе и известковыми мраморами нижнего карбона и эффузивными кварцевыми порфирами на юго-востоке. На всем протяжении контакта имеются скарны мощностью от I-2 до первых десятков метров. В эндоконтакте массива диорита наблюдается повышение щелочности с появлением сиенодиоритов. На контакте с ними встречаются пирротиновые руды.

Рудоносные скарны концентрируются преимущественно в области внешнего контакта диоритов и эффузивных кварцевых порфир с карбонатными породами. Рудные тела состоят из линз, разобщенных безрудными интервалами как по падению, так и по простиранию. Всего на месторождении установлено пять рудных тел в скарнах фронтального типа и лишь на участке III известно рудное тело в скарнах столбообразной формы, залегающих в доломитах фаменского яруса на контакте с эффузивами. В скарнах представлено полиметаллическое и магнетитовое оруденение. Эти типы руд пространственно в основном обособлены и локализируются

в различных геологических позициях. Магнетитовые тела имеют гнездовидную форму и приурочены к гранатовым скарнам, образовавшимся на контакте диоритов и граносиенитов с доломитовыми известняками. Магнетит образует руды вкрапленных, прожилковых и массивных текстур. Полиметаллическое оруденение тяготеет к пироксеновым разностям скарнов. Рудные массы образуют линзообразные в плане тела, приуроченные к выступам мраморов в изверженную породу. По падению эти тела иногда приобретают столбовообразную форму.

На северо-западном фланге полиметаллическое оруденение в гранатовых скарнах совмещается с магнетитовым. Сфалерит, здесь преобладает над галенитом. Кроме полиметаллических руд, на глубине вскрыта медная минерализация, располагающаяся в хлоритизированных диоритах и эпидот-гранатовых эндоскарнах.

Магнезиальные скарны с диопсидом, форстеритом, флогопитом, серпентином изучались в штольне 6 (рассечка 3), где они образуют тело мощностью до 1,5 м. Ранний пироксен в скарнах является магнезиальным и сопровождается скоплениями флогопита ($N_g = 1.606$). Наряду с этим имеются пироксеновые скарны без флогопита. Гранат в них отсутствует. Местами штольня пересекает кальцифиры, форстерит в которых полностью серпентинизирован, а рудные минералы представлены пирротином и магнетитом. Широко проявлено замещение магнезиальных скарнов известковыми с перекристаллизацией пироксена и развитием гранатов промежуточного состава и андрадита, а также железистого флогопита. Оптическая характеристика пироксена апомагнезиальных известковых скарнов ($N_g = 1.704$) указывает на его диопсидовый состав (10-12% железистости). В местах интенсивного известкового преобразования исходных магнезиальных скарнов образуются пироксен-гранатовые и гранатовые скарны, содержания магния в которых уже низкое (табл. 7).

Зональность в скарнах отсутствует, и общая их масса выглядит грубо пятнистой. В разрезе по штольне 7 наблюдалось обилие пироксен-гранатовых и гранатовых скарнов, переходящих в эпидозиты. Реликтовые листочки флогопита в них отсутствуют, широко развит кварц, сопровождаемый полиметаллической минерализацией.

В скарнах по известнякам в месторождении преобладают мангансалит и гранат андрадитового состава. Имеется обычная зональность: мрамор-пироксеновый скарн-гранат-пироксеновый

скарн-гранатовый скарн-эпидозит-кварцевый порфир (или диорит). Пироксен скарна замещается амфиболами ряда актинолит-тремолит; распространены в ассоциации с ними кварц, кальцит, пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклые руды, пирротин.

В свежих магнезиальных скарнах свинец отсутствует, цинк и медь отмечены в сотых долях процента. В безрудных апомагнезиальных известковых скарнах, опробованных нами, содержание свинца не превысило 0,1%, цинка и меди 0,03-1%. Аналогичны содержания этих элементов и в скарнах по известнякам.

Таким образом, для изучавшихся нами месторождений Курусай-Туранглинского рудного поля выяснено следующее. В месторождении Промежуточном имеется оруденение в скарнах магнезиальной формации. Сколь-нибудь отчетливая метасоматическая зональность в скарновых телах месторождения между горизонтами по вертикали и в горизонтальных сечениях отсутствует. Для строения тел характерна такситовость, возникшая в связи с весьма неравномерно проявленными обменно-диффузионными процессами преобразования инфильтрационных магнезиальных скарнов, их известковоскарновым замещением и последующим кислотным выщелачиванием с рудотолжением.

В противоположность этому, в биметасоматических экзоскарнах на контактах интрузивных пород с известняками наблюдается ясная метасоматическая зональность стандартного для региона образца (23).

В минеральном составе главной части рудоносных известковых скарнов характерны реликты минералов магнезиальных скарнов магматического этапа и преобразованных, а также минералы комплекса кислотного выщелачивания. Это свидетельствует о том, что часть рудоносных известковых скарнов формировалась не по известнякам, а на месте и за счет магнезиальных скарнов. В частности, пироксены различных генераций значительно менее железисты и марганцевисты, чем в месторождении Курусай I с его инфильтрационными скарнами по известнякам.

Оруденение заключено в подвергнутой кислотному выщелачиванию апомагнезиальных известковых скарнах пироксенового и гранатового состава в основном за пределами мест развития в них магнетитового оруденения, которое, тем не менее, имеет значение индикатора наличия в скарнах минерализации. Среди суль-

фидов отсутствуют парагенезисы с халькопиритом, что, возможно, обусловлено тем, что в месторождении не вскрыты глубокие горизонты.

Новые для Курусай-Туранглинского рудного поля факты убеждают в том, что магнезиальные скарны в месторождениях этого рудного поля распространены значительно шире, чем это известно сегодня. Исследователи рудного поля отмечали (55) образование гранатовых скарнов с магнетитом по доломитам на контакте с диоритами (юго-западный фланг Алмабулакского интрузива, Тутлы Ш, Акбель, Орлиная горка, площадь между Курусаем II и Туранглы). Эти рудоносные известковые скарны возникли, по-видимому, в результате замещения магнезиальных.

М е с т о р о ж д е н и е К о ш м а н с а й

Месторождение находится в Чаткальских горах в среднем течении р. Кошмансай, левого притока р. Акбулак. Геологию, минералогию и генезис месторождения изучали многие исследователи: В.Н. Пузиков, Ф.А. Усманов, З.А. Юдалевич, И.М. Харисов, А.К. Каххаров, В.Н. Апполонов, Т.М. Мацокина, Т.Ш. Хаджиев, А.В. Тарасов, В.Н. Ушаков и др., опубликованные же данные немногочисленны (2, 54, 64, 81-83).

Карбонатные породы месторождения относятся к нижнему карбону (рис. 19) и представлены (снизу вверх): верхней подсвитой ительгиуинской свиты, аксуйской свитой, нижней и средней подсвитами угамской свиты. Скарновые и скарново-рудные образования месторождения приурочены к контактам карбонатных пород верхней подсвиты ительгиуинской свиты и нижней подсвиты угамской свиты с интрузивными породами.

Магнезиальные скарны и их производные, обнаруженные нами в северной части Кошмансайского рудного поля, в 6 км северо-западнее месторождения, образовались на контакте карбонатных пород темирбастауской свиты (C_{1tI}) с тем же интрузивом. Главные скарново-рудные тела месторождения и находящегося в 4,5 км от него к северо-западу рудопроявления Нижний Кошмансай приурочены к верхней подсвите ительгиуинской свиты, о составе которой известно следующее. По данным И.М. Харисова и др., среднее содержание доломита в карбонатной части проб, отобранных из

пород подовиты по пяти разрезам, составленным в различных частях рудного поля, соответственно равно: 12,93, 2,60, 11,36, 18,24, 20,50%.

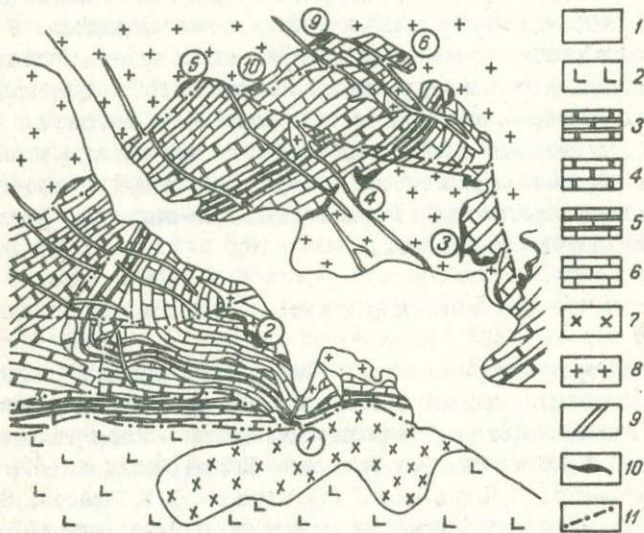


Рис. 19. Схематизированная геологическая карта Кошмансайского месторождения. По данным Чаткальской ГРЭ МинГео УзССР.

I - четвертичные отложения, 2 - фельзит-порфиры минбулакской свиты (C_2), 3 - известняки средней подсвиты угамской свиты (C_{I-3}), 4 - известняки и доломиты нижней подсвиты угамской свиты (C_{I-3}), 5 - известняки с кремнистыми прослоями и линзами аксуйской свиты (C_{I-3}), 6 - доломитистые известняки верхней подсвиты иртельгуинской свиты (C_{I-2}), 7 - граносиениты (P), 8 - граниты и гранодиориты (C_3), 9 - дайки гранит- и гранодиорит-порфиров, 10 - скарново-рудные тела, 11 - разломы. Цифры на рис. в кружках - номера рудных тел.

Месторождение локализовано в контактовой зоне Чаткальского батолита. В приконтактной полосе гранодиориты батолита сменяются адамеллитами, роговообманковыми гранитами и мелкозернистыми лейкократовыми гранитами. На площади месторождения широко развиты дайки преимущественно порфирового состава. Скарново-

рудные тела приурочены как к контактам батолита, так и даек.

Среди скарновых тел, развитых за счет карбонатных пород верхней подсвиты ительгиинской свиты, имеются магнезиально-скарновые тела (№ 9 и 10) и известковоскарновые с признаками апомагнезиальности (№ 2, 4, 6 и др.). Тела магнезиальных скарнов имеют небольшую мощность (не более 2-3 м), слабо изменены постмагматическими процессами и несут слабую рудную минерализацию.

Реставрированную первичную зональность магнезиальных скарнов можно представить в следующем виде: доломит — форстеритовый кальцифир (зона до 2,5 м) — (форстеритовый скарн (зона до 0,5 м) — (пироксеновый скарн (зона 0,4-1,0 м) — гранит.

Первая зона сложена доломитом и кальцитом; отмечаются чешуйки флогопита и хлорита. В зоне кальцифира карбонатная часть состоит из кальцита и доломита. При наличии последнего содержание форстерита не превышает 1%, а при его отсутствии достигает 30-40%. Форстерит замещается серпентином. Примесь чешуек флогопита в кальцифирах не превышает 1%.

Породы форстеритовой зоны представлены уже серпентиновыми или тальк-серпентиновыми массами, в которых реликты форстерита сохраняются в небольшом количестве. Серпентин частично замещается тальком.

Зона пироксеновых скарнов сложена пироксеном (85-95%), кальцитом и серпентином. Пироксен бесцветный, в таблитчатых зернах. Местами пироксен замещается бесцветным амфиболом, иногда волокнистым.

В пределах остальных скарново-рудных тел месторождения процессы ранней постмагматической стадии и, особенно, стадии кислотного выщелачивания проявились настолько интенсивно, что первичная природа скарнов затуманена полностью. Тем не менее в скарново-рудных телах 2, 4 и 6 установлены реликты магнезиальных скарнов вокруг останцов-кварцитов доломитосодержащих мраморов. Уцелевшие части колонки магнезиальных скарнов напоминают таковую скарноворудных тел 9 и 10.

Несмотря на доказанное распространение скарнов магнезиальной формации в месторождении, относить все скарново-рудные тела, приуроченные к верхам ительгиинской свиты, к магнезиально-скарновой формации было бы неправильно.

Карбонатные породы угамской свиты (пачка 8) характеризуются высоким содержанием доломита. По данным И.М.Харисова и др., содержание доломита в карбонатной части пород свиты в различных разрезах колеблется от 63 до 86%. Хотя эта свита прослежена по всему рудному полю, магнезиальные метасоматиты по ее породам образовались лишь в местах, где она контактирует с интрузивным телом. Магнезиальные метасоматиты обнаружены нами в северо-восточной части площади месторождения, где апофиза интрузива внедрилась в породы нижней подсвиты угамской свиты. Здесь непосредственно на контакте имеется зона пироксеновых скарнов (30-60 см), за которой располагается зона кальцифиров мощностью не менее 1,5 м. Высокотемпературные минералы скарнов и кальцифиров почти полностью замещены средне- и низкотемпературными. Первичный состав пироксеновой зоны восстановить трудно. Изучение шлифов позволило предположить, что ранний магнезиальный пироксен замещался пироксеном сапидового состава, а последний - тремолитом, кварцем и карбонатом. В кальцифирах, по-видимому, образовались и форстерит, и монтичеллит (серпентиновые и карбонат-серпентиновые псевдоморфозы). В отдельных шлифах встречаются пироксен (замещаемый тремолитом и тальком) и шпинель (замещаемая флогопитом).

По данным И.М.Харисова и др., карбонатные породы темирбастауской свиты (пачка а) представлены слабо доломитизированными (?) кальцитовыми мраморами, содержание доломита в которых составляет 3% (среднее по 4 пробам). Изучение шлифов, взятых нами близ рудного тела II, показало, что породы этой свиты представляют собой кальцитизированные доломитовые мраморы. Это подтверждается и развитием за счет них в контактовой зоне интрузива магнезиальных скарнов. Последние всюду в той или иной степени затронуты известковоскарновым процессом, а в скарновом теле II они полностью замещены известковыми. Незамещенной здесь осталась зона бывшего шпинель-форстеритового кальцифира мощностью в несколько сантиметров (форстерит замещен серпентином, шпинель флогопитом, а последний амезитом).

В скарновом теле II известковыми скарнами замещена его основная часть, находящаяся в контакте с гранитоидом. Незатронутыми остались только межпластовые жильные магнезиальные скарны, отходящие от основного контактового тела.

Самому слабому известковокарбонатному замещению подвергнуты магнезиальные скарны, вскрытые канавой 355, заданной вблизи карбонатного тела 12. Здесь почти полностью сохранилась метасоматическая колонка магматического этапа, если не считать частичного замещения шпинель-пироксеновой зоны известковыми скарнами. Зональность магматического этапа аналогична приводившейся выше.

В сохранившихся шпинель-пироксеновых скарнах Кошманская фэссайт составляет около 95%, а остальное — шпинель, карбонат и магнетит. Нередко присутствует примесь форстерита. В послемагматических условиях фэссайт замещается салит-авгитом, гранатом, везувияном, амезитом. Шпинель вместе с фэссайтом замещается флогопитом и амезитом, реже гидроталькитом.

Сульфидное (пирит-халькопиритовое) оруденение в магнезиальнокарбонатных телах приурочено к зонам серпентинизации и карбонатазации, имеющим мощность несколько дециметров.

Апомagneзиальные известковые скарны встречаются в скарноворудных телах II-IV и западнее южной части скарноворудного тела 17. Они сложены, в основном, гранатом, пироксеном и у контакта с интрузивом везувияном. Обычен и флогопит в количестве 10-15%. Гранат в этих скарнах нередко составляет около 90% массы и представлен глиноземистой разновидностью. В четырех пробах содержание гроссулярового минала колеблется от 63 до 73%. Пироксен представлен салит-авгитом, в центральных частях зерен которого иногда встречаются реликты фэссайта. Местами широко развит везувиян. Положение его в скарнах у контакта с интрузивом не совсем ясно. Не исключено, что он относится к образованиям эндоконтакта. Во всяком случае, в канавах 356 и 357 (на участке, лежащем в 6 км северо-западнее месторождения) наблюдались две зоны везувиянового состава: небольшой (10-15 см) мощности зона в эндоконтакте (?) и более мощная (свыше 1 м) в прилегающих к доломитовому мрамору частях скарновых тел. В сторону гранита эта мощная зона сменяется зоной флогопитсодержащих гранатовых скарнов и далее флогопит-пироксеновыми скарнами с гранатом, граничащими с эпидозитами эндоконтакта. В сторону доломита за везувияновым скарном располагаются серпентинизированные форстеритовые скарны, образующие и отдельные жилы в мраморе.

После проявления изменений стадии кислотного выщелачивания

разрезы через скарновые тела приобретают следующий вид: кальцитовые мраморы — пироксеновая порода — гранат-пироксеновая порода — гранатовая порода — кварц-эпидотовая порода — гранит (или гранодиорит). Пироксен в этих породах представлен уже мангангеденбергитом, а гранат — андрадитом.

На месторождении выделяются два основных типа руд: сфалерит-галенитовый и халькопирит-пирит-сфалеритовый (2). К пироксеновой зоне обычно приурочен первый тип, а к более внутренним зонам — второй. Гранатовая зона как правило безрудна.

Таким образом, среди рудоносных скарнов месторождения Кошмансай значительное место занимают образования обеих скарновых формаций.

М е с т о р о ж д е н и е К у м ы ш к а н

Месторождение находится в юго-западной части Чаткальского хребта. Его изучали Р.А.Мусин, В.Н.Горохова, С.Т.Бадалов, Н.И.Крылов, К.Т.Ленц, Т.Ш.Хаджиев, А.А.Землянов и др.

Среди карбонатных пород (D_3-C_I) месторождения значительны доломитовые фации. В северной и восточной частях месторождения они перекрыты эффузивами.

Интрузивные породы на месторождении представлены штоком преднижнепермских гранитоидов и дайкообразными телами кварцевых порфиров и гранит-порфиров-интрузивных аналогов эффузивной свиты, внедрившимися главным образом по разрывным нарушениям. На участках развития магмезиальных скарнов эндоконтактные части тел кварцевых порфиров и гранит-порфиров приобретают повышенную щелочность и сложены гранофирами, аляскитами и породами, почти целиком состоящими из калинатрового полевого шпата. В центральной части месторождения кварцевые порфиры и гранит-порфиры образуют Центральную дайку, от которой в доломиты турне отходят мощные апофизы.

Вдоль Северо-Восточного и Юго-Западного нарушений, в местах, где они проходят по контакту кварцевых порфиров с карбонатными породами, было размещено большинство рудных тел месторождения, которые уже отработаны. Главным рудопоглощающим нарушением считается Северо-Западный разлом (6I). Находящиеся висячем боку этого разлома и сочленяющиеся с ним нарушения

являются рудораспределяющими. К ним относится и Северо-Восточный разлом.

В.Н.Горохова (21) магнезиальные скарны, связанные с дайкообразными телами кварцевых порфиров и гранит-порфиров, рассматривала как послемагматические, однако Т.Ш.Хаджиев (60,61) установил их принадлежность к образованиям магматического этапа, указав на инъекции нескарнированных апофиз интрузивных тел в массу скарнов, существование эндоконтактных интрузивных пород повышенной щелочности, замещение этих скарнов известковыми, а также наличие типичной для магнезиальных скарнов магматического этапа метасоматической зональности в виде: гранит-порфир | пироксеновый скарн | форстеритовый скарн | форстеритовый кальцифир | периклазовый мрамор | доломит.

Известковоскарновое замещение магнезиальных скарнов с образованием гранат-везувияновых и пироксен-гранат-везувияновых разностей выражено обычно только в тыловых зонах метасоматической колонки, форстеритовые же скарны претерпевают лишь гистерогенные преобразования.

Скарны по известнякам в месторождении развиты в контактовой зоне тонкосложных кремнистых известняков с кварцевыми порфирами и гранит-порфирами. Мощность их редко достигает 1 м. Сложны они гранатом (до 60%). Мощность эндоконтактной скарнированной зоны не превышает 5-8 см.

В рудных телах месторождения в распределении сульфидов наблюдается вертикальная и горизонтальная (латеральная) зональность. В нижних частях рудных тел преобладающим, часто единственным рудным минералом является пирит. Кверху пиритовая минерализация постепенно сменяется офалерит-пирит-галенитовой, а затем пирит-галенит-офалеритовой. Такая же зональность существует и в направлении от кварцевых порфиров через рудное тело к мраморам. В пределах месторождения относительное содержание офалерита с глубиной уменьшается быстрее, чем галенита (63).

Снизу вверх в месторождении четко выражено смещение рудных концентраций от карбонатных пород в сторону алюмосиликатных. На горизонте штольни 8 оруденение заключено в кальцит-бруситовых мраморах и находится на некотором удалении от контакта, а в 80 м выше (штольня 2) концентрируется в породах экзоконтакта у самого контакта с интрузивом. Еще выше в 75 м (штольня 3) оруденение

проникает уже и в породы эндоконтакта. Эти особенности в распределении оруденения связываются (62) с повышением pH рудосносных растворов при их взаимодействии со средой.

Примерно 95% всех запасов руд месторождения находились в породах экзоконтакта. При этом из одиннадцати основных рудных тел восемь локализовалось в метасоматитах по доломитам, два - в метасоматитах по известнякам. Наиболее крупные тела богатых руд были заключены в кальцит-бруситовых ирамогах.

Глава III. СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗА РУБЕЖОМ¹

Месторождения Румынии

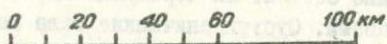
Геологические условия нахождения и общие особенности

Скарновые месторождения Румынии располагаются во многих различных рудных узлах, однако входят в одну ларамийскую металлогеническую провинцию, которая в пределах складчатой системы Карпат и Балканид образует обширную дугу, заключающую в себе значительные части территории Румынии, Югославии и Болгарии (рис.20). Приводим краткую характеристику румынской части провинции по данным румынских геологов (88-90, 97, 100).

Ларамийские интрузии, с которыми связаны скарновые месторождения, широко развиты в Балканских горах, Апусени, Пояна Руске. Они контролируются ларамийскими разломами на границах поднятий и депрессий. Последние состоят из чередующихся сенонских осадков и пирокластов с лавами. Субвулканические тела менее обычны и образуют силлы и лакколиты гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиров и др. Вулканизм завершился в различных частях региона в различное время. После этого сформировалась новая система ларамийских разломов, которые обусловили блоковое строение большей части площади региона. Движение этих блоков породило сложные структуры рудных полей. Основное количество магматических проявлений приходится на палеоцен до нижнего эоцена. Интрузии сопровождались магматическим замещением, перекристаллизацией и метасоматическими изменениями боковых пород с образованием роговиков и скарново-рудных месторождений железа, бора, молибдена, ванадия, вольфрама, меди, свинца, цинка, кобальта, никеля, золота, мышьяка, сурьмы и бария.

В Карпато-Балканской области выделяются четыре стадии ларамийского магматизма. В первую из них внедрялись тела диоритов, габбро и пироксенитов с преобладанием основных разностей в Бол-

¹ Приводятся сведения по месторождениям, не охваченным в предыдущих публикациях (52, 71 и др.).



1



3



2



4

5 Fe

9 Cu

6 B

10 Cu-Mo

7 Mo

11 Cu-Bi-W

8 Mo-Bi

12 Cu-Ni-Co

13 Pb-Zn

14 Pb-Zn-Cu



гарии, в Румынии же — промежуточных дифференциатов. Во второй — главной стадии формировались интрузии гранодиоритов, гранитов и кварцевых диоритов, монзонитов, сиенитов и др. Для румынских Карпат характерны гранодиориты и граниты, а для Болгарии — сиениты и монзониты. К образованиям третьей стадии относятся дайки различных интрузивных пород и к четвертой — лампрофиры (88-90). В интрузивах второй стадии выражена дифференциация (от кварцевых диоритов до гранитов), которая местами носит рудиментарный характер с чертами "шлировых" текстур. В составе некоторых тел отмечается последовательность интрузий (от основных к кислым). Дайки третьей стадии частично замещены скарнами, лампрофиры же четвертой стадии не изменены. Главная постмагматическая минерализация относится (88,89) к периоду между двумя дайковыми стадиями.

Скарны, связанные с ларамийским магматизмом, располагаются в основном в западной части Румынии и представлены главным образом магнезиальными разностями (89), хотя широко распространены и известковые скарны по алкмосиликатным породам.

Считается (88,89), что магнезиальные и известковые скарны магматического этапа связаны со второй стадией магматизма, а их постмагматические преобразования — с третьей. Данные изучения нами отечественных месторождений и ряд особенностей румынских месторождений заставляют нас поставить эту схему под сомнение и предложить рассматривать комплекс из гранитоидов второй стадии и дайковой серии третьей стадии как материнский. Об этом свидетельствует тот факт, что в контактах тех и других пород с доломитами описываются магнезиальные скарны, замещаемые известковыми с развитием и эндоскарнов, и несущие рудную минерализацию.

Мы приводим статистико-петрологическую характеристику совокупности этих пород на примере месторождений района Бейца Бихор (рис. 21). Представленная магматическая серия не отличается от серий Чаткало-Кураминского региона (см. рис. 4-6) по общей щелочнос-

Рис. 20. Размещение ларамийских магматических и металлогенических продуктов в Карпато-Балканском регионе, по Ж.Чиофликке и Ш.Владу (88): 1 — границы ларамийской металлогенической провинции, 2 — палеоценовые и нижнеэоценовые субвулканические и плутонические тела, 3 — сеонские вулканы, 4 — сеонские вулканогенные осадочные образования, 5 -12 — рудные месторождения.

ти и ее характеру (в главной части этих серий калий преобладает над натрием). Заметно меняется содержание кальция в зависимости от кремнекислотности в основном для пород дайковой серии. В целом комплекс мало контрастен и принадлежит к незавершенным. Обращает на себя внимание отсутствие в составе румынских гранитоидов щелочных разностей эндоконтактных пород (сиенит-порфиров и сиенодиоритов), распространенных, например, в Кансайском рудном поле. Видимо, это обусловлено особенностями процесса магматического замещения доломитов в румынском регионе, исключившими проявление эффекта отраженной волны щелочности.

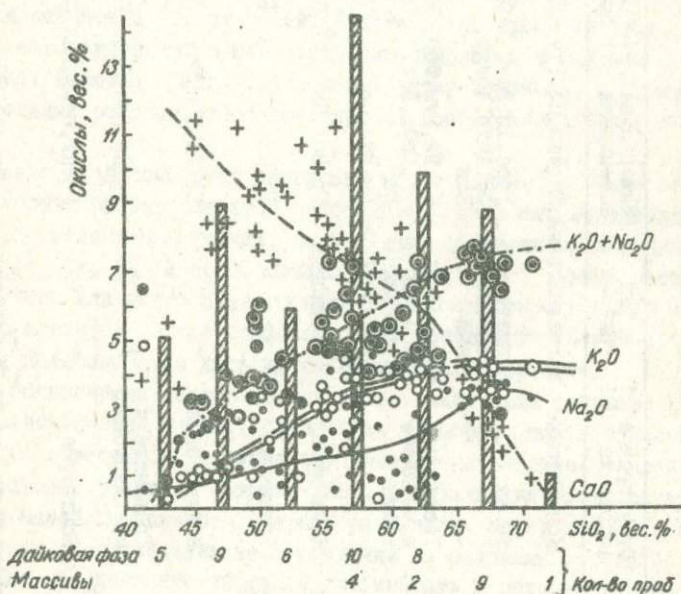


Рис. 21. Статистико-петрохимическая диаграмма интрузивных пород продуктивного скарново-полиметаллического комплекса района Бэйца Бихор (Румыния), по методу Э.П. Изоха (27).

В Карпато-Балканской металлогенической провинции интрузии и скарново-рудные месторождения распространены по двум главным меридиональным линиям: западной и восточной. В Румынии преобладает западная (от Пояна Руске через Окна де Фер, Догнечу до Молдовы

Т а б л и ц а 8

Перечень скариново-полиметаллических рудных полей Румынии

Район	Осадки	Структурное положение	Тип скарна	Минеральная ассоциация	Состав оруденения	Интрузив
Будуряса	Мезозойские доломиты	Контактные	Магнезиальный	Шп, Фор, Пи, Гум	В, Zп + Рв	Гранодиорит
Оравица	То же	То же	Апомagneзиальный, известковый	Грос, Ди, Вез, Фл, Андр, Хондр, Вол	Си, Zп	То же
Бэйца Бихор	Мезозойские доломиты и роговики	Трещинные и межпластовые	Магнезиальный и апомagneзиальный известковый	Шп, Пи, Гум, Фор, Фл, Грос, Вез, Пи, Гр, Вол, Пи, Вез	В, W, Вi, Мо, Си, Рв, Zп, W, Вi, Мо	Гранит То же
Валеа Сика	Мезозойские известняки	Контактные	Известковый	Гр, Вол, Пи	Си, Рв + Zп	Гранодиорит
Брустури	Домезозойские известняки	Трещинные	То же	Гр, Пи	Fe, Рв + Zп	Гранит
Тинкова-Надрак	То же	Контактные	"	Гр, Пи, Вез, Вол	Рв + Zп, Fe, Си, Мо	Гранодиорит
Рушица	То же и доломиты	Трещинные и межпластовые	"	Гр, Пи, Вез, Вол	Рв + Zп	То же
Догнеча	Мезозойские известняки	Контактные	"	Гр, Пи, Ильв, Вол	Fe, Рв + Zп	"

Примечание. Данные заимствованы из работы Ж. Зюфлики и Ш. Влада (90).

Ноуэ), восточная же представлена преимущественно в Югославии.

В скарнах северной части западной линии больше железа и меди, а свинец и цинк подчинены. В районе между Оревицей и Ниш преобладает медь с молибденом. Месторождения с полиметаллическим оруденением имеются на протяжении всей скарновой полосы от Кришул Негру на севере до Догнечи на юге (табл.8). В таблицу включено лишь восемь районов, поскольку в восьми других полиметаллическая минерализация не имеет промышленного значения. К сожалению, в литературе большинство приведенных месторождений по отдельности освещено неравномерно и в целом недостаточно. Преобладают характеристики районов и рудных полей. Вместе с тем представители районов с месторождениями в магнезиальных скарнах и в скарнах по известнякам имеются среди наиболее охарактеризованных. К таким представительным районам относятся, прежде всего, Бэйца Бихор и Догнеча.

Число исследователей скарновых месторождений региона велико. В их работах рассматриваются особенности скарновых месторождений не только полиметаллических, но и с иным составом оруденения (Mo, V, Fe, Si, V₂ и др.). Однако поскольку в отдельных месторождениях того или иного рудного поля спектр оруденения часто существенно меняется, общее описание особенностей рудоносных скарнов Румынии целесообразно дать по совокупности материалов.

В большинстве месторождений с магнезиальными скарнами имеются апотериклазовые кальцит-бруситовые мраморы, лишь в отдельных контактах известны не несущие оруденения меллитовые, тиллеитовые и спурритовые разности скарнов (89), определяющие соответственно условия малой глубинности скарнообразования. Какие либо закономерности в распределении месторождений со скарнами периклазовой и геленит-монтчеллитовой фации глубинности в регионе не прослеживаются.

Среди скарнов Румынии известны образовавшиеся на контактах с докембрийскими карбонатными породами, однако возраст главной части карбонатных пород в скарновых месторождениях региона мезозойский (триас, юра). В разрезе триасовых пород района Бэйца Бихор (бассейн р.Кришул Негру, рис.20) доломиты различной чистоты представлены в трех горизонтах. По 20 химическим анализам более чистых разностей (120) содержание MgO в них колеблется от 16,6 до 21,3% (среднее 19,9%), Al₂O₃ - от 0,3 до 3,9 (среднее 1,2%) и

SiO_2 от 0,08 до 2,6% (среднее 0,29%). Анализы трех образцов глинистых разностей показали: MgO - 10,05 - 12,77 - 11,13; Al_2O_3 9,97 - 9,03 - 9,50 и XO_2 1,23-2,22 - 1,73%. А. Кисслинг (107) приводит 16 анализов доломитов и известняков из разреза синклинали Езерш-Догнеча чистых по SiO_2 и Al_2O_3 (до 1% соответственно). Среди карбонатных пород района Оравица имеются доломиты как бедные, так и обогащенные кремнеземом (II2).

Д.Джеоржипеску (99) для района Вэрад (в зоне Саска - Флоримонда - Вале Маре) приводит анализы доломитов, известковых доломитов и чистых известняков. В месторождении Окна де Фер скарнированию подверглась сложного состава толща карбонатных пород юры - нижнего мела.

Карбонатные породы юры в регионе представлены известняками. Содержание кальцита в них по 9 пробам (120) в среднем составляет 95,31% и в меловых известняках (по 4 пробам) - 98,86%.

Приведенные данные показывают, что в скарновых месторождениях карбонатные породы Румынии представлены преимущественно доломитами и переходными к известнякам разностями, в различной мере (преимущественно слабо) загрязненными терригенным материалом.

В районах распространения триасовых карбонатных пород пространственное положение магнезиально-скарновых месторождений определяется размещением продуктивных ларамийских интрузивов. Месторождения группируются в контактовых ореолах и образуют некоторые зоны, каждая из которых состоит из значительного числа месторождений. Так, в верховьях р.Кришул Негру (рис.20) выделяется 9 зон, из которых в зоне Стурцу 10 месторождений, в зоне Гайя Роши - 9, в зоне Корлатул - 7, в зоне Кошуры - 10 и т.д. К перечисленным добавляются месторождения района Бэйца Бихор: Антониу, Хоанка Моцулуй, Болфу Тони, Сика Вале, Прегна, Фердинанд, Густав и др.

В структурно-тектоническом отношении скарново-рудные тела румынских месторождений находятся в трех позициях. Они контролируются: а - контактами плутонов с карбонатными породами, б - контактами субвулканических тел и роговиков с карбонатной средой и в - различными системами трещин в боковых породах интрузивов, в частности, заключающими дайки. Поскольку большое число тел магнезиальных скарнов являются трещинными, соответствующие разрывные нарушения относятся, очевидно, к системе, контролировавшей внедрение магматических масс. Столбообразные скарноворудные тела

встречаются на расстоянии до 1,5 км от плутонов.

Имеющиеся в работах румынских геологов характеристики форм скарновородных тел довольно однообразны. Указываются контактные тела линзовидной, гнездовидной, таблитчатой формы, а также желобчатые и столбчатые тела в разрывных нарушениях. Тела последней морфологической группы характерны для магнезиальных скарнов, в том числе сильно измененных постмагматическими преобразованиями. Важной в практическом отношении разновидностью столбчатых тел в регионе является своеобразная комбинация столбов с межпластовыми залежами, слагающими их основание. В таких случаях трансмагматические флюиды, протекавшие вдоль контактов доломитов с роговиками, отклонялись от поверхности контакта и распространялись по пересечениям трещин кверху (рис. 22). На геологическом раз-

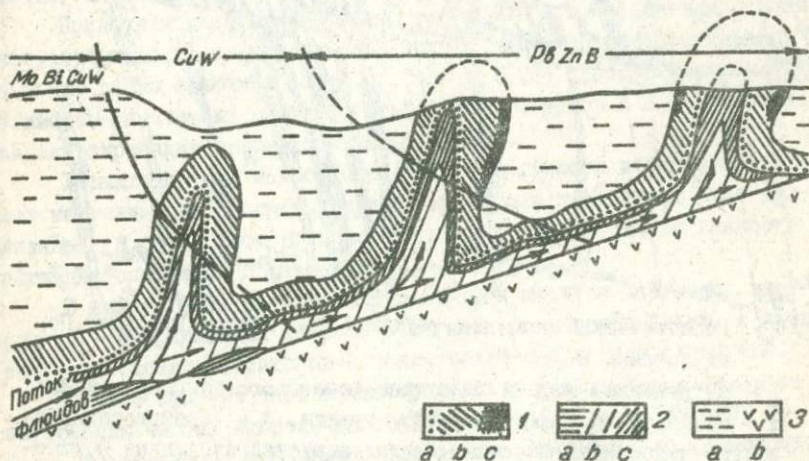


Рис. 22. Метасоматическая зональность в доломитах. По Ж. Чюфлика и др. (92).

1 - метасоматиты, образовавшиеся с дедоломитизацией: а - кальцифир, б - мрамор с котоитом, с - мрамор с бруситом; 2 - метасоматиты, образовавшиеся с декарбонатизацией: а - известковые апомагнезиальные скарны (Трос ± Вез), в - магнезиальные скарны (Ди), с - магнезиальные скарны (Фор, Фл, Крт, Хондр); 3 - метаморфические образования: а - доломитовый мрамор, в - роговик.

резе (рис. 23) через район распространения таких тел можно видеть колонии столбообразных тел магнезиальных скарнов с общим основанием из скарнов того же состава. Часть этих тел показана отдельно (см. рис. I). Размеры таких сложных скарновых столбов по протяжению достигают 300 м. Эти тела местами пересекаются дайками андезитов и базальтов, в контактах которых с известняками развиваются известковые скарны, несущие различную минерализацию.

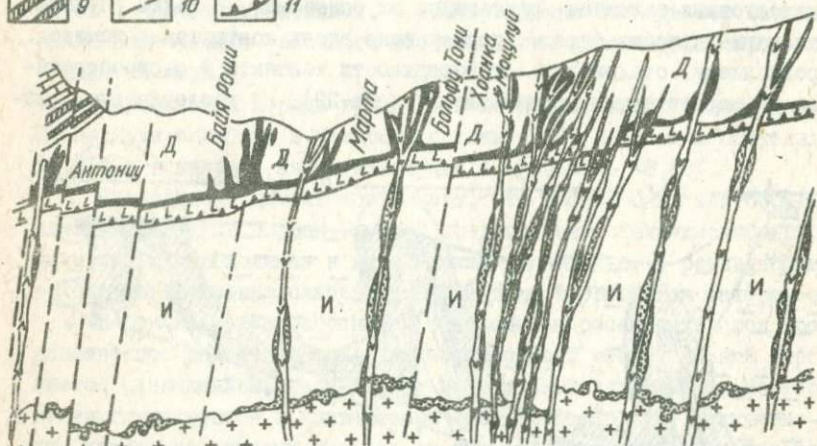
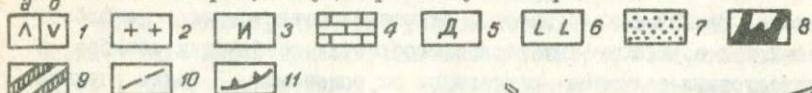


Рис. 23. Геологический разрез в районе Бăйца Бихор (Румыния). По Ж. Чиофлика и др. (92).

I - интрузивные породы палеоцена-эоценового возраста, дайки: а - базальта, б - андезита, 2 - гранит, 3 - перекристаллизованные известняки баррема, 4 - перекристаллизованные норрианские известняки, 5 - перекристаллизованные доломиты, 6 - роговики, 7 - известковые скарны (Гр, Андр, Вез, Вол, Ди); 8 - магнезиальные скарны (Кгт, Хондр, Ди, Фор, Фл), 9 - ороговиковые норрианского возраста аргиллиты и сланцы, 10 - линия нарушений, II - поверхность надвига.

Числовые характеристики размеров скарново-рудных тел в указанных выше публикациях в целом немногочисленны. Из имеющихся данных следует, что мощности апомagneзиальных известковых скарнов, пересеченных штольнями в Саска Монтана, составляют от 6 до 47 м

(II4). Указывается протяженность тел гранатовых скарнов в Молдова Ноуэ до 150 м при ширине 10-50 м (II3). Длина контактовых тел апомagneзиальных известковых скарнов в месторождении Вэрад 150-500 м, мощность 30-35 м (99). Тело известковых скарнов в Догнече имеет длину около 700 м (I22).

По формациям и типам скарны региона делятся на 6 групп: ограниченно распространенные магматического этапа по известнякам (со скурритом, тиллеитом и др.) и доломитам (шпинель-форстеритовые и фассайтовые), преобразованные магнезиальные (с диопсидом, гумитовыми минералами, флогопитом), известковые апомagneзиальные (гроссуляр + везувиан + салит + андрадит), собственно известковые (с салитом, ферросалитом, геденбергитом, андрадитом, ильваитом, волластонитом) и апоалмосиликатные (из гроссуляра, везувиана, диопсида, волластонита, меньше андрадита).

Последняя категория скарнов развивается по различным роговицам, среди которых представлены исходно детритовые образования, а также дайки основных пород. С. Стойчи (I20) подчеркивает большую близость химических составов этой группы скарнов и подвергавшихся скарнированию роговиковых образований.

Характеристики метасоматической зональности в скарновых телах магнезиальной формации приведены в ряде упомянутых выше публикаций. В обобщенном виде по отдельным районам эта зональность выглядит следующим образом.

В районе Окна де Фер вокруг плутона имеются две зоны: внутренняя - андрадитовых скарнов с магнетитовым оруденением, и внешняя - пироксеновых скарнов с полиметаллической минерализацией.

Столбообразные тела в месторождениях района Бэйца Бихор во внутренних частях сложены диопсидовым скарном, а во внешних зонах - форстеритовым скарном с флогопитом, как правило, преобразованным в клиногумитовый или хондритовый скарн. Диопсидовые массы местами замещаются гранатом. Между мраморами и скарновым телом располагаются форстеритовые (клиногумитовые) кальцифиры. Для контактовых тел магнезиальных скарнов, замещившихся известковыми, в районе Вэрад зональность выглядит так: банатит - околоскарновая порода эндоконтакта - гранатовый скарн - гроссуляр + везувиановый скарн - диопсид - гранатовый скарн - мрамор (99). Для района Бэйца Бихор примеры метасоматической зональности для неизменных магнезиальных скарнов приводятся (90) в таком виде: Пи +

Шп - Фор + Шп кальцифир - Дол мрамор. В затронутых постмагматическим преобразованием разностях пироксен и шпинель замещаются гроссуляром, везувианом и флогопитом, а форстерит - клиногумитом.

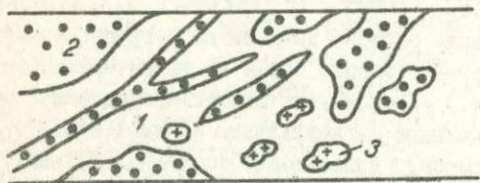


Рис. 24. Деталь взаимоотношений известковых и магнезиальных скарнов в штольне "Бор" XII горизонта месторождения Антониу. По Ж.Чиофлика и др. (92).

1 - магнезиальный скарн с диопсидом, 2 - известковый скарн с гроссуляром, везувианом, молибденитом и шеелитом, 3 - выделения флогопита.

ый скарн пироксен-магнетитовый скарн ильваитовый скарн волластонитовый скарн мрамор. Зоны гроссулярового, ильваитового и волластонитового скарнов присутствуют не всегда (123).

Разнообразные сечения скарновых тел с метасоматической зональностью приведены в работе Ж.Чиофлика и Ш.Влада (90). Часть этих сечений показана схематично (рис. 25).

Кроме примеров зональности, в публикациях приводятся типичные минеральные ассоциации скарнов, их перечень для доломитовых контактов Оравицы и Саски: $Ka+Gr+Di+Ant$; $Ka+Gr+For+Di$, а также более редкие: $Vol+Ka+For+Mgt$; $Di+Gr+Vez+Fl$; $Mel+Kust+Ka$ и др. (93, 114). Везувиан здесь, как и в других местах провинции, существенно магнезиальный (MgO 3% и более). При этом значительное развитие везувиана в экзоконтакте - характерный признак апомагнезиальности известковых скарнов (93).

Для района Вэрад указываются (99) скарны состава $Vez+Gr$; $For+Sal+Gr$; а также распространенность паргасита, хондродита, брусита, серпентина и других минералов. Состав граната здесь 72-80% Андр.

Для межпластовых тел района зональность следующая (92, 120): детритовый роговик эндоскарн $Грос+Вез$, $Ди+Fl$ Кгт, Хондр⁺Fl кальцифиры Кот мрамор Доломит. Замещение магнезиальных скарнов известковыми показано на рис. 24.

В контактах с известняками распространена такая зональность: метаседименты эпидотовая порода гроссуляровый скарн андрадитовый

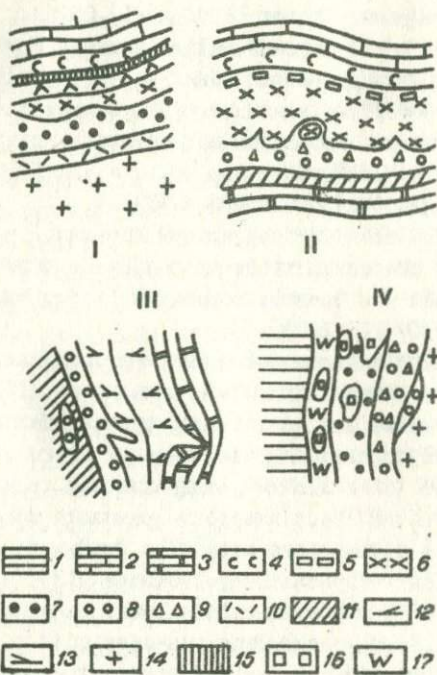


Рис. 25. Схематизированные сечения зональных скарных тел, по Ж. Чиофликке и Ш. Владу (90).

Цифры в кружках: I и 2 - Бейца Бихор, 3 - Барбара (Догнеча), 4 - Магура Вацей. I - мезозойские осадки, 2 - доломитовые мраморы, 3 - кальцитовые мраморы, 4 - кальцит-бруситовые мраморы, 5 - флогопит, 6 - кальцифиры, 7 - андрадитовый скарн, 8 - гроссулярь, 9 - везувиан, 10 - эндоскарны, II - метаморфические породы, 12 - манган-ферросалит, 13 - манган-салит, 14 - интрузивные породы, 15 - кальцифиры, 16 - мелилитовый скарн, 17 - волластонитовый скарн.

Преимущественно распространены некоторые ассоциации минералов. К таким относится ассоциация граната и везувиана (ассоциация диоксида с флогопитом подчинена). Ранний гранат представлен гроссуляром. Очень часто вместе с везувианом распространен флогопит, а с хондритом почти всегда присутствует андрадит. Для скарнов района Бейца Бихор указываются три типа гранатов в

ассоциациях с везувианом, диопсидом и волластонитом (87): Андр²⁸, Андр⁵² и Андр⁹⁸ (параметр a_0 от 11.91 до 12.03 Å).

Для некоторых месторождений района Молдова Ноуз отмечается интенсивная ангидритизация пород обеих частей контакта (98). При этом ангидрит в экзокскарне занимает место кальцита и появляется в ассоциациях со всеми минералами магнезиальных скарнов. В частности распространены ассоциации Фор (Кгт) + Ан; Ди+Фор+Ан; Фл+Фор+Ан; Тр+Ан+Ди, Длв; Сп+Фор, Ди+Ан и пр.

В значительном числе месторождений провинции в парагенезисах кальцифиоров и скарнов появляются различные магнезиальные и магнезиально-железистые бораты, образующие небольшие рудные концентрации (92, 97, 107, 112, 120).

Для известковых скарнов некоторых месторождений района Догнеча, несущих минерализацию Рв, Си, Fe приводятся (123) ассоциации минералов, характерные для низкотемпературной фации, в частности с преобладанием пироксенов ряда Мп-салит-Мп-геденбергит, с марганцевым ильваитом (8% вес. МпО), андрадитовым гранатом и марганцевистым волластонитом. Марганцевистые разности железистых пироксенов указываются и для месторождений в рудных полях с преобладанием магнезиальных скарнов. Так, С. Стоичи (120) приводит для участков Антониу и Байя Роши в районе Бэйцы Бихор данные о том, что промышленная свинцово-цинковая минерализация имеется здесь не только в крупнокристаллических диопсидовых массах, но и в пироксенах известковых скарнов, состав которых характеризуется 2,3 вес.% МпО и около 19 вес.% FeO. Судя по описаниям скарнов, эти разности являются измененными апомагнезиальными известковыми скарнами.

Восстановительное действие растворов при образовании железисто-марганцевистых разностей скарнов приписывается (89) углероду, заключенному в карбонатных породах.

Полиметаллические руды большинства румынских месторождений кроме свинца и цинка содержат значительные количества одного или нескольких дополнительных компонентов, в качестве которых выступают Си, В, Мо, W, Bi. В отдельных частях месторождений эти компоненты становятся основными в составе оруденения.

В известковоскарновых месторождениях района Догнеча, по данным Ш. Влада (123), галенит и сфалерит сопровождаются гематитом, магнетитом, пирротинном, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом и

марказитом. Нередко пироксеновая (иногда и гранатовая) часть полосками чередуется с рудными минералами, которые обычно образуют гнезда и вкрапленность в силикатной и карбонатной частях разреза скарно-рудных тел. Мощностъ вкрапленных ореолов доходит до 10 м.

В сечениях рудных тел гематит концентрируется в гранатовых скарнах (внутренние зоны), магнетит с пиритом и халькопиритом — в пироксеновых скарнах средней зоны (манган-салитовый), а халькопирит и пирротин — во внешней (манган-геденбергитовой) зоне. Галенит и сфалерит собираются в карбонатной породе в сопровождении пирита, халькопирита и арсенипирита. Для руд Догнечи характерна значительная эмульсионная вкрапленность халькопирита в галените.

В столбобразных телах магнезиально-скарновых месторождений района Бэйца Бихор (Байя Роши, Антониу, Болфу Тони, Хоанка Моцудлуй и др., см. рис. 23) галенит и сфалерит связаны как с преобразованными магнезиальными, так и апомагнезиальными известковыми скарнами. Ассоциирующие с галенитом и сфалеритом минералы рудного комплекса представлены, по данным С. Стойчи (120) и др., шеелитом, молибденитом, халькопиритом, и другими сульфидами меди, пиритом, самородным висмутом и сульфидами висмута и боратами. При этом во внутренней (гроссуляр-везувияновой) зоне главенствуют вольфрам и молибден, а в средней (диопсидового скарна) — медь и вольфрам (\pm В). Свинец, цинк (\pm Си, W) концентрируются во внешней зоне претерпевшего изменения форстеритового скарна, среди гумитовых минералов с флогопитом в сопровождении граната, талька, серпентина, кальцита и халцедона. В зоне кальцифира располагается боратная минерализация. В отличие от молибдена, висмутовая минерализация распространена в известковоскарновых массах, в ассоциации с медью и свинцом. Шеелит находится главным образом в диопсидовых скарнах и ассоциирует с халькопиритом в гумитовом скарне Антониу, образуя богатые руды, представленные также в Байя Роше и Стурпу (91, 92, 120).

Молибденит свойствен скарнам таблитчатых (фронтальных и местами межпластовых) тел, сложенных собственно известковыми гранатово-воластонитовыми скарнами. При этом отмечается связь молибденита с гранатом, а висмутовых минералов с воластонитом. Медь широко распространена, в частности, на контактах даек с карбонатными породами. Вместе с ней в доломитах развивается минерализация висмута, вольфрама, бора.

Представляют интерес и характеристики отдельных тел. Для

столбообразных залежей района Бейцы Бихор эти характеристики выг-
лядят следующими (92).

Тело Антониу (см.рис.23) имеет вертикальную протяженность около 130 м и лежит в пересечении систем трещин северо-восточного и северо-западного направлений в доломитах. В главной (ядерной) массе оно сложено диопсидовым скарном с кальцитом, местами появляется андрадит. В краях тела скарн мощностью до 1,5 м, состоящий из гумитовых минералов с флогопитом, граничит с 2-3-сантиметровой зоной форстеритового кальцифира. Оруденение полиметаллически-медно-вольфрамо-висмутное. В клиногумитовом скарне минералы висмута разнообразны: висмут самородный, висмутин, виттихенит, козалит, тетрадимит. С ними ассоциируют молибденит, сфалерит, галенит, борнит, халькопирит и шеелит. Часто главным минералом скарнов, заключающих свинцово-цинковое оруденение, является флогопит в ассоциации с форстеритом, диопсидом, кальцитом и тальком.

Тело Байя Роши (см.рис.23) сложено серией столбов того же строения, что и Антониу, но с иным распределением металлов. В диопсидовом скарне - халькопирит и шеелит, в клиногумитовом - сфалерит, галенит, халькопирит и шеелит.

Тело Стурцу аналогично предыдущим по составу скарнов, строению и оруденению.

Тело Марта (см.рис.23) имеет строение, как и предыдущие, однако диопсидовый скарн замещается тальком и главная рудная часть в нем - сфалерит, халькопирит и шеелит, а в клиногумитовом скарне - сфалерит, галенит, халькопирит и шеелит.

Для тела Болфу Тони (см.рис.23) характерно появление андрадита в диопсидовом скарне, заключающем галенит, сфалерит и подчиненный халькопирит, местами шеелит. В кальцифирах имеется боратовая минерализация. Для этой рудной зоны указываются (92) магнезиальные скарны с сульфидами свинца, цинка, меди и с борной минерализацией вдоль контактов двух даек андезита в доломитах.

По отношению к известковым скарнам разных формаций в целом отмечается определенная предпочтительность в концентрации различных металлов: в скарнах по известнякам преобладает молибден, в апомагнезиальных - полиметаллы, медь и бор. Вольфрам и висмут встречаются и в тех, и в других.

Химические анализы руд района Бейцы Бихор дают высокие содер-

жания свинца и цинка, и особенно меди, которая контрастирует с висмутом в верхних частях трубообразных тел. Молибден шире распространен в таблитчатых скарных телах.

Изучение доломитов между участками Антониу и Байя Роши (почти на 0,5 км) показало содержание в них свинца и цинка на уровне в среднем 0,011 вес.% (92). Для района в целом установлено, что за пределами контактовых изменений доломиты не содержат бора (120).

Для сульфидов района характерны высокие значения примесей висмута, теллура и серебра в галените; кадмия, марганца, кобальта в сфалерите; висмута, кобальта, никеля, олова в халькопирите. В связи с молибденом установлен рений: в чешуйчатом молибдените с 58.34% Мо найдено 0,09 вес.% рения. Серебро и золото в качестве побочных продуктов получают из висмутовых и медных концентратов в настоящее время, и получались в древности из галенитов месторождений Стурпу и Корлатул. Волластонитовые скарны с висмутином содержат десятки (50 и более) г/т серебра и до десятка граммов золота (обычно 2-3 г/т). Скарны кальцит-гранатовые с висмутином характеризуются содержаниями золота и серебра в несколько граммов на тонну, пироксеновые же скарны с висмутином и комплексом сульфидов лишены золота, но содержат десятки граммов на тонну серебра (120).

Таким образом, различия в минеральном составе полиметаллических руд Румынии в скарнах различных формаций достаточно отчетливы. В известковых скарнах оруденение очень сходно с таковым Курсайского месторождения в Западном Кармазаре по температурной фации скарных силикатов, метасоматической зональности и сравнительно простому составу руд.

Вопрос о времени рудоотложения в работах румынских геологов рассматривается лишь в общих чертах. Указывается (120), что рудоотложение в скарнах в районе Бэйца Бихор происходило во вторую фазу (стадию) постмагматического процесса (первая фаза скарная) для Mo, Bi, W, Pb, Zn, Si, Al и Ag и в третью - для бора. Наряду с этим Ж.Чиофлика и Ш.Влад (90) выделяют оруденение, связанное с главной стадией преобразования магнезиальных скарнов (в частности, замещения их известковыми), относя сюда В, Fe, Bi, Mo, W, и даже часть Pb, Zn и Si (в конце стадии), а также оруденение, связанное с последующей стадией (образование эпидота, хлори-

та, амфиболов, кварца, талька, серпентина и слюдяных минералов, ангидрита и др.), в составе которого указываются Bi , Mo , W , Si , Pb , Zn и др. Со ссылками на экспериментальные данные других исследователей, оруденение помещается (123) в различные температурные интервалы: для ассоциации пирит+пирротин+магнетит принимается температура $560^{\circ}C$, для пирита с арсенопиритом 500° и для ассоциации халькопирит+пирротин $334^{\circ}C$. Высказывается мнение (90), что в течение объединенного действия скарнирования и рудоотложения состав скарнообразующих флюидов меньше зависел от различий в типах генетически связанных плутонов (гранитов, гранодиоритов или диоритов), чем от сопровождающих рудообразующих флюидов. Соответственно Mo , Bi , W - минерализация, как правило, ассоциирует с гранитами, тогда как Si руды обнаруживают родство с гранодиоритами, а месторождения Fe - с плутонами промежуточного состава.

Для района Догнечи Ш.Влад устанавливает тенденцию концентрического вокруг плутонов размещения рудной минерализации с изменением ее состава по мере удаления от гранитоида. Аналогично этому в Окна де Фер плутон окружен внутренней зоной андрадитовых скарнов с железорудными концентрациями, а во внешней зоне пироксеновых скарнов представлены полиметаллы. Эта ситуация напоминает существующую в Кансайском рудном поле при следовании с востока на запад, в направлении погружения кровли кураминских гранитоидов.

В результате краткого обзора особенностей скарно-полиметаллических месторождений Румынии, можно сделать заключение о большом сходстве их характерных черт и большинства деталей с месторождениями Чаткало-Кураминского региона. Вместе с тем обращают на себя внимание значительные различия в возрасте магматизма и карбонатных толщ, а также в структурно-фациальных условиях формирования обоих регионов.

Месторождения Венгрии

В Венгрии скарно-полиметаллических месторождений значительно меньше, чем в Румынии. Представителем является месторождение Речк, находящееся в Венгерском Среднегорье у северных отрогов восточной части г.Матра. Это месторождение сложное, комплексное. В нем имеется молибден-медно-порфировое оруденение, скарное молибден-халькопиритовое, скарное полиметаллическое и жильное кварц-энаргитовое. (51).

В его геологическом строении участвует триасовый фундамент

в составе сланцев, мергелей, доломитов, известняков ладинского и карнийского ярусов мощностью около 1000 м, эоценовый магматический комплекс и вулканогенно-осадочный комплекс олигоцена и миоцена.

Оруденение контролируется разломом Дарно северо-восточного простирания и горстовым поднятием меридионального простирания. Разлом представлен надвигом, вдоль которого неоднократно внедрялась магма, а сопряженные с ним нарушения низших порядков контролировали рудную минерализацию. В западной части рудного поля карбонатные породы триаса особенно интенсивно скарнированы с образованием пироксен-гранатовых амфибол-пироксеновых, эпидотовых, флогопитовых и воластонитовых разновидностей скарнов.

Интрузивные породы представлены субвулканическими андезитами. В самом интрузиве имеются медно-порфировые руды. Мощность скарного чехла интрузива примерно 100-150 м. В нижних его частях представлено скарно-медное, а в верхних - скарно-полиметаллическое оруденение. Далее в периферических частях - полиметаллические залежи и жилы, и близко к поверхности - энаргит-люцитиновые руды.

Молибден-медные руды слагают штокверк мощностью от первых метров до 150 на глубине 500-1200 м. Среди главных нерудных минералов указываются кварц, хлорит, кальцит, пироксен, амфибол, эпидот, флогопит, серпентин.

Скарново-полиметаллические руды находятся в верхних частях скарновой зоны на юге рудного поля. Рудные жилы и метасоматические залежи размещаются в тектонических трещинах или зонах дробления, образуя горизонты, перемежающиеся со скарнированными известняками. Полиметаллическое оруденение в основном сосредоточено в периферических частях рудного поля, меньше - над субвулканическим интрузивом. Рудные тела имеют мощность 1-5 м, неправильную форму и образуют гнезда в 300-700 м от поверхности. В рудах резко преобладает цинк (2,8 - 6 % Zn и 0,6-0,7% Pb).

В формировании месторождения выделяются три этапа: 1 - образования медных, полиметаллических и магнетит-пиритовых руд в скарвах, 2 - формирования гидротермальных медно-порфировых руд в интрузивном теле и вблизи него и полиметаллических залежей в карбонатных породах и 3 - образования штоков энаргитовых руд и полиметаллических жил на расстоянии от контакта.

Учитывая присутствие доломитов в составе вмещающих пород, следует, по-видимому, заключить, что в месторождении Речк имеются скарны обеих формаций. Месторождение в ряде отношений изучено недостаточно. Представляет большой интерес выяснение ряда деталей распространения, состава, строения, рудоносности различных скарнов, а также взаимоотношения их с другими типами оруденения.

Месторождения Японии

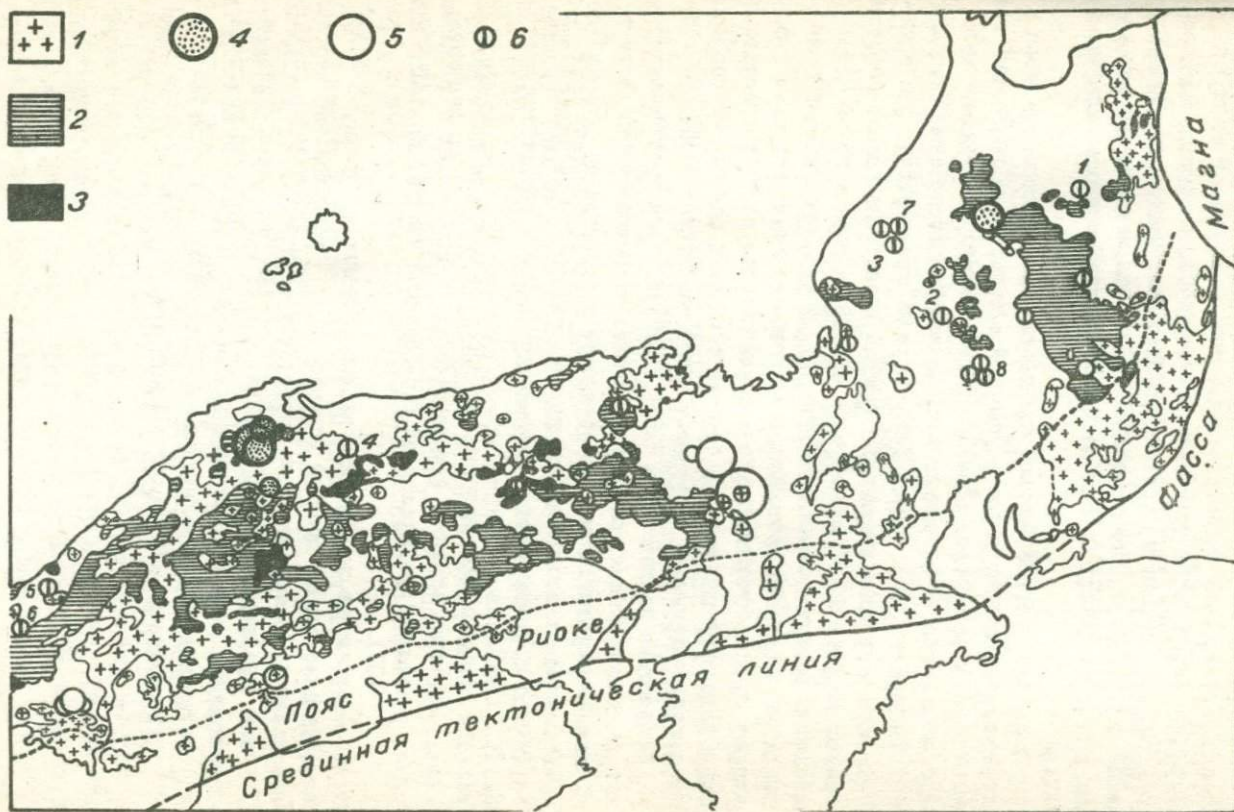
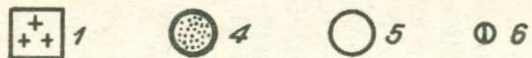
Скарново-полиметаллические месторождения в Японии мало распространены, но играют значительную роль в экономике страны: 20% свинцовых и 35% цинковых руд приходится на этот тип месторождений.

Т.Миязава (109) разделяет их на два типа: собственно полиметаллический (тип Камиока-Накататсу) и медно-железородный с промышленным цинком (тип Чичибу).

Общая характеристика месторождений типа Камиока-Накататсу выглядит следующей (104, 109, 117, 118). Главная часть месторождений расположена во внутренней зоне Юго-Западной Японии (Камиока, Накататсу, Тсумо, Фумуро, Хорадо, Усиродани, Сасагатани, Кутани, Бандойма и ряд других более мелких, рис.26). Указываются месторождения Акатани и Ииде, расположенные в префектуре Ниигата в Северо-Восточной Японии.

Геологический регион юго-западной Японии делится на внутреннюю (северную) и внешнюю (жнуную) части, между которыми проходит срединная тектоническая линия (рис.26). Прилежащая к последней с севера часть региона сложена поясом метаморфических пород, лишенным каких-либо рудных месторождений (пояс Риоке). Севернее этого пояса располагается комплекс пород верхнего палеозоя (до триаса), заключающий магматические образования позднемелового-раннепалеогенового возраста. Породы этого магматического комплекса представлены как плутоническими, так и гипабиссальными до эффузивных образованиями, возраст которых датируется 95-60 млн. лет. К интрузивным породам относятся габбро и диориты, в связи с которыми рудные месторождения практически отсутствуют, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты и кварцевые порфиры. Они принадлежат к серии ильменитосодержащих гранитоидов.

Одни исследователи (117, 118) рассматривают эту совокупность пород как единую магматическую серию, в которой плутонические и вулканические члены различаются лишь за счет особенностей положения поверхности и уровня эрозии, а другие (104) намечают между этими членами некоторую последовательность в формировании.



Скарновые месторождения, связанные с этими гранитоидами, представлены шеелитовым типом с медью и оловом. К северу от района распространения пород вулканической серии, вдоль берега Японского моря, преобладает другой тип гранитоидов. Это магнетитосодержащая серия кислых, более молодых (60-40 млн. лет), менее глубинных гранитных пород. С ними связываются жильные месторождения молибдена.

Почти все скарново-полиметаллические месторождения региона пространственно приурочены к северной его части, обозначаемой как молибденовая провинция. Однако генетически скарново-рудные тела этих месторождений за редким исключением (месторождения Усиродани) связываются не с серией более молодых гранитоидов, а с группами даек и штоками кварцевых порфиров и частично гранит-порфиров, имеющих возраст 95-60 млн. лет. На основании данных по 49 месторождениям региона устанавливается (II7), что относительно богатые медью скарновые месторождения тяготеют преимущественно к равномерно среднезернистым плутоническим породам состава гранодиоритов и кварцевых диоритов, а богатые свинцом и цинком - к порфировым гипабиссальным до эффузивных разностям кислых пород.

Отсутствие достаточного числа химических анализов продуктивных на свинец и цинк гранитоидов лишает возможности сопоставить их химико-петрологические особенности и гранитоидов скарново-полиметаллических месторождений других регионов. Если принять эти гранитоиды "единокровными" с представленными в шеелитовых место-

Рис.26. Распределение изверженных пород от мелового до раннетретичного возраста и молибденовых, вольфрамовых и свинцово-цинковых месторождений Юго-Западной Японии. По С.Исихара (102).

1 - гранитные породы, 2 - кислые эффузивные породы, 3 - эффузивные породы средней основности, 4 - молибденовые месторождения (диаметр кружка соответствует масштабу), 5 - вольфрамовые (шеелитовые) месторождения, 6 - Pb - Zn месторождения нанесены нами без масштаба оруденения; цифрами обозначены лишь более крупные: 1 - Камикока, 2 - Накататсу, 3 - Бацдойима, 4 - Усиродани, 5 - Тсумо, 6 - Сасагатани, 7 - Кутани, 8 - Хорада.

рождениях региона, то обнаружится большое сходство вариационной статистико-петрохимической диаграммы этих гранитоидов (рис.27), составленной нами по данным С.Исихары (103), с соответствующими диаграммами по Тянь-Шаню и Румынии (см.рис. 4,5,6,21).

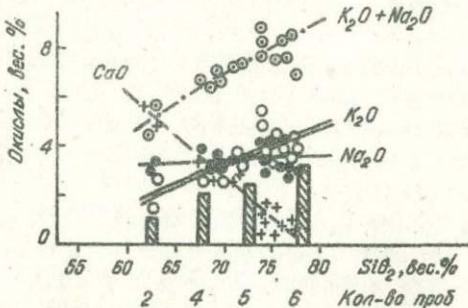


Рис. 27. Вариационная статистико-петрохимическая диаграмма гранитоидов вольфрамовой провинции Юго-Западной Японии, по данным С.Исихары (103).

Месторождения рудняка Тсумо. По данным Х.Симазаки (II5,II6), главные черты строения рудного поля следующие.

Толща осадочных пород палеозойского возраста ($C_3 - P$) слабо метаморфизована. Магматические породы представлены дайками, штоками кварцевых порфиров позднемелового возраста, интрузивным телом, по-видимому, раннетретичных гранодиоритов, и кварцевыми диоритами в мелких телах, отношения которых с кварцевыми порфирами не установлены.

Выделяются три скарновые зоны (с севера на юг): Тсумо, Маруйяма и выработанная ныне Сорайяма, состоящие каждая из нескольких отдельных скарновых пачек. Скарновая зона Тсумо на севере срезается штоком кварцевого порфира, а на юге выклинивается.

Зона Маруйяма расположена южнее, и ее северное продолжение срезано дайкой кварцевого порфира. На юге она выклинивается.

Мраморы различных пачек имеют, видимо, различный состав. В Тсумо они содержат хлорит и форстерит. Зерна доломита имеются там, где форстерита нет. При 6,9% ZnO и 1,87% Al_2O_3 эти мраморы содержат 9,48% MgO . В Маруйяма мрамор содержит хлорит, белую слюду, пироксен и светлую шпинель. Зерна доломита редки.

В руднике Тсумо три рудных тела, из которых разрабатывается Маруйяма, поставляя около 250 т руды в день с 1,2% Cu, 0,06% Pb, 3,0% Zn, 8% Fe, до 1 г/т золота и 20 г/т серебра. В начале 70-х годов работы производились на 160–175 м от поверхности. В описании руд отмечается вкрапленный характер распределения рудных минералов, исключительное распространение магнетита, масса которого в верхней пачке образует тело до 10 м в поперечнике. Приводим минералогическую характеристику силикатной составляющей руд.

Хондродит содержит 6,96% F и 0,85% H₂O, 5,28% FeO.

Гранаты из гранат-воластонитового скарна – это андрациты (с 1,6% Al₂O₃), как и из гранат-пироксенового (3,8% Al₂O₃), но в первых содержится 0,15% SnO₂.

Пироксены из гранат-пироксенового скарна – это ферросалит с 0,67% Al₂O₃, а в флогопит-хондродит-пироксеновом скарне – диопсиды (с 0,45–0,96% Al₂O₃ и светопреломлением $n_g = 1,699–1,703$).

Воластонит из гранат-воластонитового скарна содержит 0,23% MgO, 0,66% Al₂O₃ и 0,63% FeO.

Флогопит из хондродитового скарна имеет $n_m = 1,570–1,571$, $n = 4,6–3,0$ и содержит 4,38–3,43% F. Тремолит из того же скарна включает 2,61% F, 2,15% FeO и 0,29% Al₂O₃.

Скарны рудного поля разделяются на две группы: массивные и полосчатые. Массивные скарны преобладают. Они лишены реликтов седиментогенной полосчатости, среди них выделяется пять минеральных типов: гранат-воластонитовый, везувиан-гранат-пироксеновый, гранат-пироксеновый, флогопит-хондродит-пироксеновый и пироксеновый. Два первых типа слагают зоны между мраморами и гранат-пироксеновыми скарнами, а два последних встречаются только в центральных частях пачки в Тсумо. Три первых типа считаются образовавшимися по известнякам².

Разрез через скарново-рудное тело на одном из горизонтов выглядит следующим: мрамор Вол + Гр Вез + Гр + Пи Гр + Пи.

В массивных скарнах встречаются кварцевые трубки диаметром в несколько метров, хорошо выдерживающиеся на глубину. Состоят они из кварца и кальцита, иногда с примесью эпидота, хлорита, апофиллита, кейльгаулита, циркона, рутила, ливерита, шеелита и сульфид-

² Учитывая характеристики минерального состава апомагнезиальных известковых скарнов, это нельзя считать доказанным.

дов (сфалерита, галенита, пирита).

Гранат-волластонитовые скарны в месторождении Маруйяма располагаются между мрамором и другими массивными скарнами (в большинстве везувиан-гранат-пироксеновыми). Ширина их зоны 0,3-0,6 м. В шлифах встречаются сфен, пироксен, флюорит, кальцит, хлорит, сфалерит, иногда халькопирит. Гранат представлен андрадитом, а пироксен - салитом ($Nq=1,712$).

Везувиан-гранат-пироксеновые скарны образуют зону шириной 0,0-1,5 м между гранат-волластонитовыми и гранат-пироксеновыми скарнами. В шлифах иногда добавляются в примеси волластонит, сфен, кальцит; гранат представлен андрадитом, а пироксен - диоксид-салитом ($Nq=1,706$). Рудные минералы - сфалерит и халькопирит.

Гранат-пироксеновые околоскарновые породы (у Симасаки это - "эндоскарн") наиболее распространены в Тсумо. В шлифах - сфен, постоянно плагиоклаз (олигоклаз до андезина), эпидот, немного скаполита и везувиана, кварц, кальцит, флюорит, пренит, изредка пирротин, халькопирит, сфалерит, немного галенита. Железистость граната растет в ассоциации с рудными минералами. Зависимость между железистостью пироксена и граната отсутствует. С чистым андрадитом ассоциируют и $Пи_{18}$ и $Пи_{86}$, и все промежуточные.

Флогопит-хондрит-пироксеновые скарны образуют линзовидное тело, окруженное пироксеновым скарном. В шлифах установлены тремолит, сфен, апатит, хлорит, пирит, халькопирит и сфалерит. Вблизи рудного тела скарн становится флогопит-хондрит-тремолитовым почти или вовсе без пироксена. В тремолите $1,43\% Al_2O_3$, $3,39\% FeO$ и $4,35\% F$. Пироксен представлен диоксидом. Полностью отсутствуют гранат, эпидот, полевые шпаты и кварц.

Пироксеновые скарны представлены в центральной части нижней скарновой пачки Тсумо и обычно окружают скарны флогопит-хондрит-пироксенового состава, иногда лишь в виде тонкой оболочки. В шлифах - флогопит, плагиоклаз (олигоклаз, андезин), апатит, сфен, тремолит, хлорит, пирротин, сфалерит, кварц, кальцит, флюорит.

В обнажении портала штольни Тсумо разрез скарнового тела следующий: мрамор с доломитом и слюдой $Пи + Фл$ $Тр + Хондр + Фл$
 $Фл + Хондр + Тр$ $Хондр + Пи + Фл$ $Гр_{35} + Пи_{56}$ $Пи_{30} + Гр_{85}$

$Андр_{100} + Пи_{84}$ $Вол + Андр_{100} + Пи_{18}$ мрамор (?).

Кроме охарактеризованных массивных скарнов выделяются полосчатые разности, встречающиеся между массивными скарнами и оро-

викованными осадочными породами, окружающими зоны скарнов, а также между пачками скарнов. Мощность их варьирует от почти нулевой до нескольких метров. Состав: кварц, пироксен, гранат, сфен, образующие полоски с участием карбоната и иногда актинолита, биотита, эпидота и платиоклаза. Полосчатость пород согласна с наблюдающейся в прилежащих осадочных породах. Образования рассматриваются как результат перекристаллизации осадочных пород типа кремнисто-карбонатных, т.е. близки к скарноидам в нашей терминологии.

В приведенных описаниях скарнов много неясного. Например, Х. Симасаки указывает (II6), что первые три минеральных типа (из пяти, см. выше) получили название известково-железистых, а последние два — известково-магнезиальных скарнов. Вероятно, значительная часть массивных скарнов из относимых им к известково-железистым (особенно существенно везувиановые) являются апомагнезиальными известковыми скарнами. Положение в пространстве существенно везувиановых скарнов в рудном поле Тсумо очень сходно с таковым в скарново-рудном теле Раунд Вэлли (7I), в Кошмансае (см. выше) и ряде других месторождений и характерно для апомагнезиальных везувиановых скарнов (70, 7I).

Скарновые месторождения рудника Камиока, месторождений Мочибора, Маруйяма и Урусияма делятся на две группы, из которых первая характеризуется волластонитом, диопсидом, везувианом и флогопитом, а вторая — геденбергитом, андрадитом и фистацитом (II7, II8).

Первая группа скарнов и ассоциирующих мраморов разделяется на две подгруппы со следующими ассоциациями. Скарны первой подгруппы имеют состав Вол + Ди, а в мраморах типичны Ка + Ди. Во второй подгруппе скарны сложены диопсидом, а вмещающий кальцитовый мрамор содержит хондродит и флогопит. Последний часто добавляется к диопсиду в скарне, а в мраморе появляются шпинель, доломит, паргасит. Скарново-рудная масса часто полосчатая.

Таким образом, наличие магнезиальных и замещающих их известковых скарнов с промышленным полиметаллическим оруденением в месторождениях типа Камиоки несомненно. Но неясны количественные соотношения их с собственно известковыми скарнами, также заключающими минерализацию.

Месторождения типа Чичибу. Расположены главным образом в го-

рах Кэнта Центрального Хонсю, восточней тектонической линии Фос-оа Магна. В эту группу входят рудники Ччибуу, Охината, Тайохо и Иосихара. Они находятся среди палеозойских известняков и основных вулканитов, прилежащих к кварцевым диоритам, с которыми генетически связывается минерализация. Интрузии внедрились в миоцене и обнаруживают характерную для малых глубин порфиروвость в крайних частях (II8).

Месторождения имеют два главных типа: ранние и поздние, из которых первые подразделяются еще на ранние I и ранние II. В составе руд гранат, магнетит, различные сульфиды, среди которых, кроме галенита и сфалерита, распространены пирит, пирротин и халькопирит.

В Ччибуу свинец и цинк добывались до 1973 г., в настоящее же время добывается лишь медь. Рудные тела располагаются на контакте кварцевого диорита с тремя пластами карбонатных пород. Зональность хорошо наблюдается в группе поздних месторождений с вертикальной протяженностью около 400 м. В месторождения Досянкубо эта зональность выражена особенно хорошо, и в связи с ней упоминается (II9) везувиан-ксантофиллитовые с гранатом скарны (предположительно, на месте ксенолита в породе эндоконтакта). В этих скарнах везувиан образует реакционные каймы по границам граната и кальцита. Руды содержат 40% Fe и 0,4% Cu, цинк подчинен. Поскольку ксантофиллит и везувиан в экзоскарнах типоморфны для апомагнезиальных разностей, есть основания предполагать наличие последних в составе рудоносных скарнов месторождений Ччибуу.

Сульфидной минерализации предшествовали широкие изменения вмещающих пород (хлоритизация, серицитизация, эпидотизация, карбонатизация и аргиллизация).

Характеристики скарно-полиметаллических месторождений Японии убедительно свидетельствуют о большом сходстве их с месторождениями Румынии и Чаткало-Кураминских гор. Вместе с тем обращают на себя внимание и некоторые различия. Так, в румынских месторождениях металлический спектр оруденения шире, в частности, молибден входит в состав рудных минералов скарнов, в японских же объектах он размещается в окварцованных массах более молодых гранитоидов. В Румынии часть скарно-рудных тел связана с дайковой серией основных пород, что не отмечается для месторождений Японии. В материнских гранитоидах месторождений Чаткало-Кураминских гор рас-

пространено повышение щелочности в эндоконтакте, обусловлено эффектом отраженной волны щелочности, в месторождениях же Румынии и Японии этого нет. Можно было бы отметить преобладание фронтальных скарнов в Румынии и Чатгало-Кураминском регионе, а также другие различия в деталях, однако сходство месторождений всех трех регионов от этого не уменьшается.

Месторождения Южной Кореи

Краткая характеристика этих месторождений дается Т.Миязавой (109). Они относятся к типу Камисока-Накататсу. Большинство в деталях не изучены. Свинцово-цинковые месторождения Иенхва I и 2, Иомишан и Ульчин образовались в связи с юрской дораннемеловой магматической деятельностью. Из них Ульчин представляется сформировавшимся на небольшой глубине. Его скарново-рудные тела залегают в докембрийских известняках, образующих остатки кровли в гранитах. Состав скарнов: гранат и сульфиды (сфалерит, галенит, пирротин). И скарнирование, и сульфидная минерализация затронули и сами граниты. Вертикальная протяженность рудных тел, примерно 100 м.

В месторождении Иомишан, которое рассматривается как аналог Накататсу в Японии, скарнированы известняки кембрия на контакте со штоком кварцевого порфира. В скарне преобладает геденбергит со сфалеритом, галенитом, пирротинном и подчиненным молибденитом.

Месторождение Иенхва I наиболее крупное в Южной Корее. Оно состоит из жилоподобных в верхних горизонтах, трубообразных и пластообразных тел замещения. В верхних скарнах господствует геденбергит, а в нижних - гранат. Из рудных минералов родохрозит характерен для верхнего горизонта, а галенит, сфалерит и пирротин - ведущие в самых низах. Интрузивные породы, с которыми связано месторождение, не установлены. Прямые свидетельства формационной принадлежности рудоносных скарнов корейских скарново-полиметаллических руд отсутствуют.

В заключение обзора зарубежных месторождений нужно сделать некоторые замечания об объектах США. Свидетельства распространенности полиметаллических месторождений в формации магнезиальных скарнов на территории западных штатов США уже приводились (71). К сожалению, в американской литературе не характеризуются с необходимой полнотой строение и состав тел рудоносных скарнов месторождений скарнового типа, что затрудняет сопоставление особенностей

этих месторождений с особенностями однотипных месторождений в других регионах. Поэтому имеющиеся характеристики отдельных месторождений в различных штатах США не создают основы для региональных обобщений и здесь не приводятся. Сказанное относится и к месторождениям Южной Америки, на территории которой также есть доказанные в качестве принадлежащих к магнезиальной формации скарно-полиметаллические месторождения (71).

Некоторые вопросы скарно- и рудообразования

Периодические дискуссии по вопросам генезиса месторождений полезных ископаемых полезны лишь в меру того, насколько высказываемые новые теоретические положения соответствуют существующим фактам и улучшают результаты повседневной практики поисков новых рудных концентраций. Обращаясь к проблеме образования скарно-рудных месторождений, можно отметить, что главным событием за последние 10 лет здесь явилось фундаментальное обоснование необходимости разделения рудоносных известковых скарнов на две формации. Вместе с тем в этот же период были высказаны претендующие на научное и практическое значение положения. На некоторых из них мы считаем необходимым остановиться.

Вся минерализация в скарнах, за исключением части магнетитового оруденения в магнезиальных скарнах магматического этапа (74), формируется в разные стадии постмагматического этапа. Магнетитовое и боратовое оруденения в скарнах магнезиальной формации возникают в конце скарновой стадии, до начала энергичного кислотного выщелачивания, и магнезиальность вмещающей оруденение массы очевидна. Данная особенность указанного состава оруденения внешне выражается в слабом проявлении в скарно-рудных массах известковоскарнового замещения и кислотного выщелачивания. В отличие от этого, полиметаллическое и иное сульфидное оруденение формируется в стадию кислотного выщелачивания, когда исходные минеральные ассоциации магнезиальных скарнов заменяются ассоциациями, вполне сходными с ними ассоциациями собственно известковых скарнов, подвергшихся кислотному выщелачиванию. Этим обстоятельством можно объяснить то, что в начальном периоде изучения рудных месторождений в формации магнезиальных скарнов возникло представление о типоморфности для скарнов этой формации только магнетитовой и боратовой минерализации. Все оруденение иного состава продолжало связываться с формацией собственно известковых скарнов, и магне-

зиальная среда для этого оруденения часто считалась неблагоприятной. К сожалению, это ошибочное мнение и до настоящего времени продолжают высказывать некоторые исследователи. С этим связан ряд необоснованных положений, содержащихся в публикациях последних лет по скарновым месторождениям. Приводим некоторые из них.

1. Доломиты неблагоприятны для образования пироксеновых скарнов (55).

2. Для формирования скарново-полиметаллических месторождений благоприятны кислые и умеренно кислые интрузивные породы (кварцевые и дацитовые порфиры, гранит-порфиры, гранодиориты) в сочетании с чистыми разностями известняков. Изверженные породы повышенной основности, доломиты и их сочетания неблагоприятны для формирования скарнов с полиметаллической минерализацией (55).

3. Магний не способствует осаждению сульфидов свинца и цинка (54,55). Определяющими в этом процессе являются MnO и FeO , заключенные в скарновых пироксенах, окисляемые SO_2 и связывающиеся в других минералах или выносимые из области реакции, вследствие чего возникает восстановительная обстановка, которая и обуславливает осаждение сульфидов свинца и цинка. Поэтому гранатové (андрадитовые) скарны, например, неблагоприятны для полиметаллической минерализации (54,55).

4. Существует некоторый минимум содержания марганца в скарне, необходимый для образования промышленных полиметаллических руд, соответственно устанавливается оптимум — 4–8% MnO (54).

5. Состав скарновых пироксенов зависит от состава вовлеченных в процесс скарнообразования исходных изверженных пород (55).

6. Существует постоянная связь пар $Mn-Fe$ и $Pb-Zn$ (54,55) в растворах, формирующих оруденение в скарнах.

7. По составу скарнов, находящихся на современной поверхности, можно судить о глубине эрозионного среза плутона и в соответствии с этим прогнозировать полиметаллическое оруденение (54,55).

Приведенные высказывания относятся к месторождениям одного региона — Чаткало-Кураминской подзоны Среднего Тянь-Шаня. Однако они считаются общими закономерностями и их региональная "справедливость" никак не оговаривается. Впрочем, несоответствие, по крайней мере, части их природным данным не требует привлечений данных по другим регионам. Так, несостоятельность первого высказывания не нуждается в доказательствах. Оно не объясняется даже

тем, что автор (55) не знаком с минеральным составом магнезиальных скарнов, поскольку природная реакция $\text{Дол} + 2 (\text{Si O}_2) \rightarrow \text{Ди} + 2 (\text{CO}_2)$ широко распространена и легче осуществляется в доломитах, чем в известняках. Пироксен образуется по этой реакции не только при метасоматических процессах обоих этапов, но и при простом термальном контактовом метаморфизме нечистых доломитов.

Сказанное необходимо иметь в виду и при рассмотрении второго из приведенных высказываний того же автора. О составе продуктивных на полиметаллы интрузивов следует лишь заметить, что в различных регионах состав этих интрузивов несколько колеблется по кремнекислотности (например, месторождения Японии и Румынии), однако отчетливо преобладают сравнительно более основные разновидности гранитоидов (кварцевые диориты и гранодиориты). Что же касается неблагоприятного сочетания тех же интрузивов с доломитами, то все содержание данной книги и обширный материал, опубликованный ранее (71), показывают полную несостоятельность этого представления.

Доказательство несоответствия природным данным тезиса о том, что магний не способствует осаждению сульфидов свинца и цинка, заключается в существовании большого числа крупных промышленных месторождений этих металлов в скарнах сутобо магнезиального состава. Примерами таких месторождений являются широко известные месторождения Центральной Швеции (71, 95, 96, 108), Румынии, США³ и Канады, в которых галенит и сфалерит образуют концентрации в скарнах форстеритовой зоны, сложенных клиногумитом (хондродитом) с флогопитом, и в диопсидовых скарнах, замещаемых тремолитом, антофиллитом, тальком, серпентином.

Приведенные представления об особой роли марганца и железа в полиметаллической минерализации в скарнах весьма дискуссионны в силу следующих обстоятельств.

Связь между повышенными содержаниями марганца в "жильных" минералах и полиметаллами отчетлива во многих месторождениях различного генезиса и оспаривать ее бессмысленно. Однако существует большое число месторождений в различных фациях глубинности (в их числе только что перечисленные выше), в которых заключающие полиметаллическое оруденение скарны практически не содержат марганца и очень бедны железом. Эти скарны входят в формацию магнезиальных

³ Месторождения Болмэт (85), Кальюмет (110) и др.

и соответствуют преобразованным разностям, подвергшимся кислотному выщелачиванию той или иной интенсивности. Много также месторождений, в которых известковые скарны, заключающие полиметаллическую минерализацию, представлены апомagneзиальными разностями с характерными для них минеральными ассоциациями. Примерами таких месторождений служат Центральный Кансай, Акташ, месторождения Румынии, Японии, США. В составе таких скарнов обычно участвует несколько поколений пироксенов различной железистости, из которых наиболее железистый и марганцевистый пироксен относится к последней генерации (обычно он микроволокнистый). В шлифах этот пироксен отчетливо замещается сульфидами свинца и цинка. Анализы таких (подвергающихся оруденению, но еще не ставшими рудой) скарнов показывают низкие содержания в них марганца (до 0,9% MnO; табл. 3). Массовое появление железисто-марганцевого пироксена (с замещением магнезиальных разностей) сопрягается в пространстве с полиметаллическим оруденением. В этом одно из отличий рудоносных известковых скарнов магнезиальной формации от инфльтрационных скарнов по известнякам, которые формируются, как показано В.А. Жариковым (23), с замещением карбонатной породы в самом конце скарновой стадии, или уже в конце стадии кислотного выщелачивания и независимо от рудной минерализации, которая может и не появиться. Авторы этих высказываний предлагают (54, 55) схему: скарн, сложенный марганцево-железистым пироксеном, как исходная среда, подвергается гистерогенному разложению под воздействием растворов, содержащих SO_3 , затем пироксен разлагается, FeO и MnO окисляются и удаляются из области реакций, в которой создается восстановительная обстановка, обеспечивающая осаждение сульфидов свинца и цинка (54, 55).

Рассмотрим эту схему.

Реликты пироксена, подвергающегося замещению галенитом и сфалеритом, сохраняются в различной мере, лишь местами преобладают над рудной массой, но во всех случаях железистость и марганцевистость пироксена в этих реликтах сохраняется на одном уровне (в пределах штуфа, глыбы, площади забоя, сложенных скарном данного типа. Отсюда следует, что замещение пироксена сульфидами было, если можно так выразиться, прямым, т.е. никаких предварительных изменений в составе пироксена не происходило. Это особенно хорошо видно в той части апомagneзиальных известковых скарнов, где

замещаемые сульфидами пироксены представлены волокнистыми марганцевыми ферросалитами, т.е. последней генерацией пироксена. Между тем, по обсуждаемой схеме, замещению должен подвергаться пироксен уже иного состава (двухвалентные марганец и железо из которого выведены). Показательно, что магнезиальные пироксены (безмарганцевые), слагающие скарны, в которых находится часть промышленных концентраций галенита и сфалерита (например, в Румынии или Центральной Швеции), не обнаруживают различий в составе оруденелой и безрудной их части в пределах определенных объемов скарных масс. Они непосредственно замещаются галенитом и сфалеритом, повышение же железистости (и марганцевистости) подобных пироксенов в процессе постмагматических изменений ранних скарнов, как известно, не всегда сопровождается отложением сульфидов.

Условия появления поздних пироксенов, очевидно, соответствуют обстановке отложения сульфидов. Пироксен с высоким содержанием железа и марганца заключает эти компоненты в двухвалентной форме, т.е. в той, которая более соответствует восстановительным условиям. Между тем, по схеме требуется, сначала окислить, а потом убрать из реакций и железо, и марганец, чтобы создать восстановительную обстановку. По-видимому, замещение галенитом и сфалеритом различных по составу пироксенов, в том числе и неизменного марганцевого ферросалита (или манган-геденбергита) достаточно надежно показывает надуманность рассмотренной схемы и роль марганца в качестве восстановителя.

Можно дополнительно заметить, что замещение пироксена андрадитовым гранатом в большинстве относится не к манган-геденбергитовым разностям скарна, а к гораздо менее марганцевистым и железистым. В частности, характерно развитие андрадита в форстеритовых скарнах. Кроме того, связывание в гранате трехвалентного железа не означает удаления его из сферы реакции. Поскольку железо, марганец и кислород в поровых растворах скарна и в твердых его фазах одинаково активны, кислородный потенциал в области реакций будет оставаться высоким. И, наконец, если в гранатовом скарне концентрации галенита и сфалерита действительно редки (но существуют), то сульфиды меди и железа в них распространены широко.

На основании сказанного можно сделать вывод, что с понижением температуры постмагматических растворов скарной стадии в растворе возрастает активность серы, железа и марганца и при наличии

достаточных концентраций рудных компонентов они могут выпасть в осадок в виде сульфидов. При этом в одних случаях марганцевистость и железистость замещаемых силикатов будет высокой, а в других низкой, или промежуточной.

Далее, если принять во внимание результаты наблюдений ряда исследователей, указывающие, что часть массивных галенитовых руд в ряде скарновых месторождений Чаткало-Кураминского региона и других возникла с замещением главным образом карбонатной составляющей скарна, то сохранение уровня железистости и марганцевистости пироксенов в составе рудных масс в этих условиях также требует объяснений.

Андрадитовые скарны как среда для сульфидной минерализации, по-видимому, действительно менее благоприятны, чем пироксеновые, однако общеизвестны, например, обогащенные сфалеритом и другими сульфидами магнетитовые массы в железорудных месторождениях.

Несостоятельность утверждения о зависимости состава пироксена от состава участвующих в скарнообразовании интрузивных пород (55) явствует из широкого распространения, например, фэссаитовых (или диопсидовых) скарнов определенной железистости в контактах интрузивных пород различного состава от аляскита до диорита и сиенита (70,71). Если же рассматривать состав пироксенов скарнов различных этапов и температурных фаций, то окажутся налицо значительные различия. Авторы (54,55) во всех случаях исходили из недоказанного представления о природе изучавшихся ими скарнов, как собственно известковых (образовавшихся по известнякам). Среди характеристик исследованных ими и привлеченных из литературы рудоносных скарнов отсутствуют характеристики руд и рудоносных скарнов месторождений Кансайского рудного поля. При обсуждении роли магния в формировании рудоносных скарнов полиметаллических месторождений не приняты во внимание характеристики полиметаллических месторождений в доломитовых контактах, хотя публикации по ним достаточно многочисленны как в отечественной, так и в зарубежной литературе.

Из сказанного вытекает и неправомерность суждения о глубине эрозионного среза плутона по составу пироксена скарнов. Если даже принять, что послужившие основанием для данного высказывания наблюдения над фронтальными скарнами Западного Кармазара во всех случаях относились к собственно известковым биметасоматическим

скарнам, то и тогда надлежит учесть следующее.

Только в формация известковых скарнов пироксены биметасоматических (высокотемпературных) их разностей в большинстве случаев являются менее железистыми и марганцевистыми, чем пироксены их инфильтрационных (низкотемпературных) разностей. Для известковых скарнов магнезиальной формации в доломитовых контактах существует иное положение. Здесь и скарны столбообразных тел, и фронтальные, и межпластовые — одновременные (магматического этапа) инфильтрационные образования и на постмагматическом этапе одинаково замещаются известковыми скарнами и подвергаются кислотному выщелачиванию. С проявлениями последнего во времени параллелизуется полиметаллическая минерализация. Независимо от уровня эрозии, инфильтрационные пироксеновые скарны магнезиальной формации столбообразных или фронтальных (также межпластовых) тел сохраняют свой состав. Соответственно состав пироксенов второй и третьей генерации, замещающих эти исходные скарны, в пределах изучавшихся глубин (порядка 800 м) почти не меняется. Это наблюдается в скарновых столбах Центрального Кансая, района Бэйцы Бихор (см. выше) и всех других месторождений. Во всех случаях исключается возможность суждения о глубине среза плутона по составу пироксена известковых экзоскарнов. Однако могут, очевидно, быть и более сложные условия, когда в месторождении с представленными в нем одновременно скарнами двух формаций фронтальные (или межпластовые) тела апомагнезиальных известковых скарнов в вертикальном разрезе контактового ореола плутона окажутся на более высоком гипсометрическом уровне, чем некоторые столбы инфильтрационных скарнов по известнякам. Месторождения, в которых представлены одновременно рудоносные скарны двух формаций, распространены и в Чаткало-Кураминском регионе. К ним, в частности, относятся практически все месторождения, о которых идет речь в первой (55) и второй (54) книгах, кроме Алтынтопканской группы.

Остается заметить, что прогнозные и поисковые критерии, приведенные в рассмотренных работах, должны быть признаны необоснованными и подлежащими пересмотру с учетом фактических характеристик рудоносных скарнов магнезиальной формации, широко представленных в регионе.

Другим дискуссионным вопросом о генезисе полиметаллических концентраций скарнового типа является проблема источника рудного

вещества. Сложность проблемы настолько велика, а объективных данных так мало, что большинство высказываний по проблеме весьма дискуссионно. Здесь хочется коснуться общей схемы, которой придерживаются сторонники седиментогенного и вулканогенного источника металлов.

Металлы, заключенные в осадочных и вулканогенных образованиях, извлекаются из них флюидами и магмами и вовлекаются в цепь реакций минералообразования, которая заканчивается формированием рудных концентраций. Основание для такого рода представления усматривается в повышенных против кларковых содержаниях металлов в некоторых осадочных породах и вулканитах отдельных районов распространения скарново-полиметаллических месторождений. Нам представляется, что значение такого рода повышенных содержаний сильно преувеличивается. Если повышенные содержания металла в породах рамы послужили источником рудных концентраций, то, следуя логике, доказательство процесса извлечения металла нужно усматривать в его отсутствии в породах, вмещающих интрузивы и заключающих месторождения. При этом нужно удовлетворительно объяснить причины, по которым извлечение, перемещение металлов и их концентрация осуществлялись не флюидами, продвигавшимися впереди магмы, а остаточными (постмагматическими) растворами. Во всяком случае, магнезиальные скарины магматического этапа не содержат в себе рудных концентраций, за исключением некоторого количества магнетитовых руд (74).

Следовало бы добавить требование очень тщательного доказательства того, что в местах повышенных содержаний металлов породы осадочного и вулканогенного комплексов не могли подвергнуться воздействию растворов магматического или вадовозового происхождения.

Об отсутствии значения повышенных кларковых содержаний металлов в интрузивных породах как основы для заключений о наличии или отсутствия генетической связи данного интрузива и месторождений в его контактовом ореоле нам уже приходилось высказываться (71, стр. 55).

Таким образом, приведенные данные о геохимии свинца и цинка в осадках и вулканитах Чаткало-Кураминского региона, безусловно, заслуживают внимания, однако их не следует переоценивать. Необходимо обратить внимание, например, на то, что марганец, тесно ассоциирующий в регионе со свинцом и цинком, исследователи скар-

новых месторождений принимают эндогенным (16,23,55 и др.). Для многих регионов установлено также отсутствие повышенных против кларковых содержания бора в породах, вмещающих интрузивы, в контактах которых имеются крупные скарновые концентрации бора в ассоциации с различными металлами, в том числе со свинцом и цинком. Именно такое положение в месторождениях района Бэйцы Бихор (120), Восточного Забайкалья и других регионов.

Во многих случаях отмечается возрастание содержания различных рудных компонентов во вмещающих породах по мере приближения к интрузивным контактам. Противостоит взглядам о седиментогенном и вулканогенном происхождении рудного вещества в обсуждаемых скарновых месторождениях большая устойчивость состава продуктивных магматических комплексов. Это, по-видимому, свидетельствует о магматическом источнике металлов, хотя нельзя не заметить, что данное положение также имеет чрезмерно общий характер. Распространенное в последнее время представление о заимствовании рудного вещества магмами, генерирующимися в процессе субдукции в нижних частях земной коры-верхней мантии, настолько мало поддается конкретному обоснованию, что обсуждение его излишне. Привлечение этого представления, по-видимому, стирает грань в проблеме: где источник рудного вещества? В боковых породах интрузивов (в коре), или в мантии и подкорковых флюидах? Роль последних в качестве поставщика рудного вещества в настоящее время привлекает внимание исследователей (26). Необходимо заметить, что, кроме скарновых месторождений на окраинах континентов и в островных дугах существует много однотипных месторождений во внутренних частях.

Заключение

Особенности скарново-полиметаллических месторождений в формации магнезиальных скарнов Чаткало-Кураминского региона и сопоставление их с такими же месторождениями других регионов позволили выявить различия между месторождениями в скарнах известковой и магнезиальной формаций. Они касаются тектонических условий и времени образования скарнов, особенностей их минерального состава, внутреннего строения скарново-рудных тел, распределения в них оруденения, положения в околоинтрузивном пространстве и других характеристик. На конкретном материале с возможной детальностью рассмотрены главнейшие события магматического и постмагматического этапов формирования ряда месторождений, выделены их наметившиеся особенности в скарнах различных формаций. Совокупность этих особенностей требует применения их в практике прогнозирования и поисков месторождений раздельно по формациям скарнов, что до настоящего времени не делалось.

В Кансайском рудном поле заслуживает внимания область контакта гранодиоритового массива, залегающего на глубоких горизонтах участка Королево. Наличие магнезиальных скарнов в данном контакте вдоль всей поверхности соприкосновения гранодиоритов с доломитами несомненно (поскольку трансмагматические флюиды при выходе из магмы вступали в доломиты), хотя мощность этих скарнов на самом контакте, наличие столбообразных тел и степень их постмагматических преобразований, включая кислотное выщелачивание и рудоотложение, зависели от других факторов, не поддающихся более точному прогнозированию.

Что касается возможности нахождения новых крупных рудных тел на флангах рудного поля, то новые данные в этом направлении нашими исследованиями не выявлены. Можно лишь еще раз подчеркнуть, что все тела скарнов известкового состава, залегающие в доломитовых пачках, нередко около этих тел кальцитизированным, должны рассматриваться как апомагнезиальные со всеми присущими им особенностями условий нахождения (70-75).

В Курусай-Туранглинском рудном поле перспективы нахождения новых скарново-рудных залежей представляются связанными с проведением поисково-разведочных работ в двух направлениях: а - на флангах и глубоких горизонтах разрабатывавшихся месторождений, недостаточно изученных при эксплуатационной разведке, и б - на слабо

изученных площадях с благоприятным сочетанием геологических характеристик.

Фланги и глубокие горизонты известных месторождений представляют интерес в тех случаях, когда по тем или иным причинам оказываются недостаточно изученными продуктивные зоны контактов гранитоидных интрузивов с карбонатными породами не только известковой, но особенно доломитовой фации. Последнее важно подчеркнуть, поскольку известковые скарны магнезиальной формации до недавнего времени не различали со скарнами по известнякам и таким образом внимание к контактовым ореолам интрузивов, залегающих в доломитах, было ослаблено. Хотя свежие магнезиальные скарны магматического этапа являются безрудными, скарны, возникающие на их месте в результате постмагматических преобразований, в том числе известкового состава, часто заключают в себе промышленное оруденение. С учетом сказанного на Курусайском рудном поле осталась явно недостаточно изученной площадь, где скарнированные пачки доломитовых мраморов погружены под Дальверзинскую депрессию (Западно-Курусайский участок). Здесь на площади около 4 км² пробурено всего 17 скважин, которые пересекли значительной мощности тела магнезиальных скарнов, в различной мере затронутых постмагматическими изменениями, и в семи из них обнаружена небольшая полиметаллическая минерализация.

Учитывая распространенность в регионе тел рудоносных апомагнезиальных известковых скарнов столбообразной формы, незначительные их размеры в горизонтальных сечениях и расположение на некотором удалении от выходов интрузивов на поверхности, следует согласиться с Ф.И.Вольфсоном и др. (I5, I6) и признать Западно-Курусайский участок недостаточно изученным и заслуживающим внимания. Поисковое бурение окажется более эффективным при сопровождении его комплексом геофизических, геохимических и радиологических методов.

Имеющиеся данные размещения промышленных рудных залежей на уже отработанных месторождениях (Курусай I, II, Скарновая зона, Тутлы I, III, Туранглы и др.) говорят о том, что отрицательное заключение о перспективах этих объектов недостаточно обосновано. Представляется необходимым проведение дополнительных поисково-ревизионных работ на этих объектах с учетом новых достижений теории и практики возрождения ранее оставленных, казавшихся малоперспек-

тивными объектов.

Из площадей с благоприятным сочетанием рудоконтролирующих факторов и слабо опосредованных следует отметить карбонатные толщи под вулканитами C_1-C_2 на возвышенностях, расположенных в 3-3,5 км южнее месторождения Курусай, где имеются выходы интенсивно окварцованных, отбеленных, и ожелезненных вулканитов, разместившихся в зоне пересечения Алмабулакского и Тутлинского разломов.

В районе Канташского месторождения необходимо опосредовать контактовую зону Канташского интрузива, особенно его северный контакт. Перспективен юго-восточный фланг Кошмансайского рудного поля, где к Акбулакскому массиву, заключенному в карбонатной толще, примыкают выходы вулканитов C_1-C_2 и развиты дайкообразные тела гранитоидов. Сходную позицию занимает площадь рудопроявления Ташкескен, где сочетаются карбонатные породы и вулканиты при неглубоком, по-видимому, залегании интрузива.

Авторы выражают надежду, что приведенные выше характеристики особенностей полиметаллических месторождений в скарнах доломитовых контактов и связанные с ними, оставшиеся нерешенными теоретические и практические вопросы, привлекут внимание геологов к этому важному в промышленном отношении генетическому типу месторождений. Он слишком долго и незаслуженно оставался неопознанным. Но поиски полиметаллических месторождений в скарнах будут более успешными при использовании не учитывавшихся ранее изложенных выше сведений.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х.М. /и др./. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, 1958.
2. А п о л л о н о в В.Н. К геохимии редких и рассеянных элементов Кошмансайского рудопроявления (Чаткальский хребет). "Узб. геол. журн.", 1964, № 6.
3. А р а н о в и ч Л.Я. Анализ эпидот-гранатовых минеральных равновесий. Автореферат канд. дисс. М., 1975.
4. А р а п о в Ю.А. Минералогия и геохимия Кансайского месторождения. Тр. Тадж.-Памир экспед., вып.49, М., 1936.
5. А х м е д ж а н о в М.А. Карбонатные отложения девона и карбона Чаткало-Кураминских гор и их роль в рудообразовании. Автореферат канд. дисс. Ташкент, 1960.
6. Б а б а х о д ж а е в С.М. Петрология и особенности геохимической специализации интрузивных комплексов Восточного Карамазара. Душанбе, 1975.
7. Б а б е н к о В.М., В о л ь ф с о н Ф.И., Т и т о в В.Н. Основные черты структуры месторождения Центральный Кансай. В кн. "Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля". М., 1965.
8. Б а д а л о в С.Т., О роли доломитов в эндогенном рудообразовании. Зап. Узб. отд. ВМО, вып.14, 1962.
9. Б а д а л о в С.Т. Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района. Ташкент, 1965.
10. Б а д а л о в С.Т., Г о л о в а н о в И.М., Х о ж а т е л е в Б.Л. Монтичеллитовый скарн в Средней Азии. ДАН СССР, т. 121, № 5, 1958.
11. Б о р и с о в О.М., М а н с у р о в М. Курусай-Окуртауский парный разлом Южного Карамазара (Срединный Тянь-Шань). "Сов. геол.", 1975, № 6.
12. В о л ь ф с о н Ф.И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений Юго-Западного Карамазара. М., 1951.
13. В о л ь ф с о н Ф.И., Д у б р о в а И.В., Р а х и м о в Ш.Х. Зональность минерализации на свинцово-цинковых месторождениях скарновой формации Западного Карамазара. В кн. "Прогнозирование скрытого оруденения". М., 1976.
14. В о л ь ф с о н Ф.И., Н е к р а с о в Е.М. Опыт систематики рудных столбов месторождений Кансайской группы, раз-

- личных свинцово-цинковых месторождений Карамазара и др. районов. В кн. "Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля". М., 1965.
15. В о л ь ф с о н Ф.И., Р а х и м о в Ш.Х., Ч е р н ы ш е в В.Ф. Геология Курусай-Туранглинского рудного поля. В сб. "Геология и структурные условия локализации свинцово-цинкового оруденения на месторождениях Курусай-Туранглинского рудного поля. ТГУ, Душанбе, 1971.
 16. В о л ь ф с о н Ф.И., Р а х и м о в Ш.Х., Ч е р н ы ш е в В.Ф. Некоторые общие закономерности формирования и размещения месторождений Курусай-Туранглинского рудного поля. В сб. "Геология и структурные условия локализации свинцово-цинкового оруденения на месторождениях Курусай-Туранглинского рудного поля". ТГУ, Душанбе, 1971.
 17. В о л ь ф с о н Ф.И., Т и т о в В.Н. Основные особенности геологического строения Кансайского рудного поля. В кн. "Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля". М., 1965.
 18. В о р о н и ч Т.М. /и др./ Основные черты магматизма и рудоносности Чаткальских гор. Ташкент, 1970.
 19. В о р о н и ч Т.М. /и др./ Эндогенные рудные формации и их положение в тектонических структурах. В кн. "Глубинное строение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям". Ташкент, 1971.
 20. Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. М., "Недра", 1972.
 21. Г о р о х о в а В.Н. Проявление метасоматизма, стадий метасоматоза и минерализации на Кумышканском полиметаллическом месторождении. В сб. "Геология и рудное дело", № 27, 1957.
 22. Д у б р о в а И.В., Т и т о в В.Н. Некоторые новые данные о минеральном составе руд свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. В кн. "Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля". М., 1965.
 23. Ж а р и к о в В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 15, 1959.
 24. Ж а р и к о в В.А. Скарновые месторождения. В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений". М., 1968.

25. Шариков В.А., Подлесский К.В. О поведении пироксена как минерала переменного состава в инфльтрационных скарновых зонах. ДАН СССР, т.105, 1955, № 5.
26. Зотов И.А. О роли трансмагматических флюидов в генезисе магматогенных рудных месторождений. "Сов. геол.", 1980, № 1.
27. Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М., 1978.
28. Калинин В.И., Толкунов А.Е. Основные закономерности размещения флюоритовых месторождений Кураминской рудной провинции. "Узб. геол. журн.", 1974, № 4.
29. Карпова Е.Д. О рудоносных скарнах Карамазара и Мо-гол-Тау. "Зап. ВМО", сер. VI, вып. 3, 1946.
30. Каталог интрузивных массивов Узбекистана. Ч. I. Ташкент, 1975.
31. Коржинский Д.С. Петрология Турбинских скарновых месторождений меди. Тр. ИГН, вып. 68, сер. рудных месторожд., 1948, № 10.
32. Королева З.А. Парагенетические соотношения гипогенных минералов в месторождениях Карамазара. Ташкент, 1941.
33. Лаверов Н.П. /и др./ Орогенная структура Чаткало-Кураминского региона и ее влияние на размещение оруденения. В кн. "Эндогенные рудные месторождения", М., 1980.
34. Ласки С., Хогланд А. Центральный рудный район, Нью-Мексико. В кн. "Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка", М., 1953.
35. Магматические формации Узбекистана. Ташкент, 1977.
36. Мансуров М. Геология, рудоносность хребта Окуртау. и условия локализации оруденения в западной части Кансайского рудного поля. Автореферат канд. дисс. Ташкент, 1966.
37. Мацокина-Боронич Т.М., Горьковой О.П., Панкратьев П.В., Максудов М. Средне-Тяньшаньская металлогеническая область. В кн. "Региональная металлогения центральной части Средней Азии". Ташкент, 1979.
38. Моисеева М.И. Минералогия рудных месторождений северо-восточной части Кураминского хребта и сопредельных

районов. Ташкент, 1969.

39. М у с и н Р.А. Формации метасоматитов и металлогенические особенности Алмалыкского рудного района. Ташкент, 1970.
40. М у с и н Р.А. /и др./ Гранитоиды некоторых скарново-рудных полей Чаткало-Кураминского региона. В кн. "Магматизм и глубинное строение земной коры Средней Азии". "Фан", 1981.
41. Н е в с к и й В.А. О некоторых закономерностях размещения гидротермальной минерализации в крупных разломах и более мелких разрывных нарушениях. Тр. ИГН АН СССР, вып.162, сер. рудн. месторожд., № 17, 1955.
42. Н е ч е д и с т о в Н.В., Ш е х т м а н П.А., Ш и х и н Ю.С. Геологические особенности размещения полиметаллических месторождений Западного Карамазара. В кн. "Матер. по геологии цветных и редких металлов", вып.3, 1958.
43. П е р ц е в Н.Н. Паратенезис борных минералов магнезиальных скарнов. М., 1971.
44. П е р ц е в Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород, М., 1977.
45. П о п о в В.И. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент, 1960.
46. П о п о в В.С. К минералогии скарнов Центрального Кансая в Карамазаре. Уч. записки САИТИМСА, вып.3, 1960.
47. П р о т о д ь я к о в а Э.М. Минералогия Кансайской группы полиметаллических месторождений. Ср.-Аз. политехн.ин-т, информ. бюлл. Ташкент, 1958.
48. Р а х и м о в Ш.Х. Структура и морфология рудных тел месторождения Курусай I (Юго-Западный Карамазар). В кн. "Минералогия и генезис рудн. месторожд. Таджикистана. Душанбе, 1971.
49. Р а х и м о в Ш.Х. /и др./ Основные черты рудоносности и характеристика главнейших месторождений Курусай-Туранглинского рудного поля. В кн. "Геология и структурные условия локализации свинцово-цинкового оруденения на месторождениях Курусай-Туранглинского рудного поля. Душанбе, ТТУ, 1971.
50. Р о з а н о в Ю.А. Экспериментальные исследования деформаций горных пород при высоких давлениях и температуре до 200°C. Труды ИГЕМ АН СССР, вып.66, 1962.

51. Рудные Формации Карпато-Балканской области. М., 1978. Сазонов В.Д. Геохимическая и Физико-химическая характеристика процессов гипогенной минерализации в Курусайском рудном поле. Тр. ин-та геологии АН ТаджССР, т. 8, 1964.
52. Свинцовые и цинковые месторождения Центрального Перу, район Морокоча. В кн. "Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка". М., 1953.
53. Соколин П.П. Дедоломитизация и раздоломичивание при контактовом метаморфизме доломитов Алданского района. Тр. ИГиН АН СССР, вып.165, 1955.
54. Тарасов А.В. Процессы рудообразования в свинцово-цинковых месторождениях (на примере скарно-полиметаллических и некоторых других типов). Ташкент, 1979.
55. Тарасов В.А. Курусайское рудное поле. Ташкент, 1968.
56. Титов В.Н. Месторождение Шевчуковское. В кн. "Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля". М., 1965.
57. Титов В.Н., Бабенко В.М. Месторождение Северный Кантау. В кн. "Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля". М., 1965.
58. Титова А.П. /и др./ Региональные закономерности размещения стратиформного полиметаллического оруденения в карбонатных отложениях Среднего Тянь-Шаня. "Узб. геол.ж.", 1980. № 5.
59. Урумбаев К. Потенциальная рудоносность магматических формаций верхнего палеозоя Восточного Узбекистана. Ташкент, 1978.
60. Хаджиев Т.Ш. Инфильтрационное магматическое замещение и связанные с ним процессы в Кумышканском рудном поле. В кн. "Вопросы геологии Узбекистана", вып.3. Ташкент, 1962.
61. Хаджиев Т.Ш. Измененные породы и первичные ореолы рассеяния Кумышканского рудного поля как индикаторы скрытого оруденения. Автореферат канд. дисс. Ташкент, 1965.
62. Хаджиев Т.Ш. Возрастание рН рудоносных растворов - основной фактор рудоотложения в месторождении Кумышкан. "Узб. геол. ж.", 1967, № 5.

63. Хаджиев Т.Ш., Максудов М. Некоторые данные о вертикальной зональности в распределении рудных минералов и элементов-примесей в них в Кумышкане. В кн. "Полезн. ископ. Узбекистана и вопросы их генезиса". 1964.
64. Хаджиев Т.Ш. /и др./. Рудно-метасоматическая зональность Кошмансайского рудного поля. В кн. "Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротерм. месторожд.", М., 1972.
65. Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов на примере Узбекистана. Ташкент, 1969.
66. Хамрабаев И.Х., Воронич Т.М. Особенности строения земной коры и металлогения. В кн. "Региональная металлогения Центральной части Средней Азии". Ташкент, 1979.
67. Хамрабаев И.Х. /и др./. Тектоно-магматическая активизация некоторых регионов Средней Азии и связанная с ней металлогения. В кн. "Металлогения областей тектоно-магматич. активиз." Тез. докл. VI Всес. металлоген. совещ. Иркутск, 1973.
68. Хамрабаев И.Х. /и др./. Магматические формации и фации Узбекистана. Ташкент, 1977.
69. Чернышев В.Ф., Сафонов Ю.Г. Зональность оруденения в месторождениях и полях скарнового типа. В кн. "Зональность гидротерм. рудных месторожд." т. I. М., 1974.
70. Шабниин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М., 1973.
71. Шабниин Л.И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М., 1974.
72. Шабниин Л.И. Еще раз о скарнах и роговиках Майхуры (Южный Гиссар). В кн. "Метасоматиты и оруденение". М., 1975.
73. Шабниин Л.И. О новых аспектах в изучении скарновых месторождений. Препринт докл. ИГЕМ АН СССР, М., 1977.
74. Шабниин Л.И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. М., 1978.
75. Шабниин Л.И. О некоторых особенностях жильных (трещинных) и межпластовых скарнов. В кн. "Проблемы физ.-хим. петрологии", т. II, М., 1979.
76. Шабниин Л.И. О так называемых геохимических особенностях становления метасоматической зональности в процессе

- гранитизации доломитов. "Изв. АН СССР", сер. геол. 1979, № 5.
77. Ш а б ы н и н Л.И., Х а д ж и е в Т.Ш. О теленит-монтичеллитовых скарнах Кансайского рудного поля (Западный Карамазар). ДАН СССР, т. 252, № 1, 1980.
78. Ш а б ы н и н Л.И., Х а д ж и е в Т.Ш. О рудоносных сапонитовых массах Кансайского месторождения (Западный Карамазар). "Узб. геол. журн." 1980, № 4.
79. Ш а б ы н и н Л.И., Х а д ж и е в Т.Ш., П о п о в В.С. К вопросу о составе карбонатных пород Кансайского рудного поля (Кураминский хребет). "Узб. геол. журн." 1980, № 4.
80. Ш е х т м а н П.А., П о в а р о в А.Б., У р а з а е в И.М. Основные особенности геологического строения Кансайского рудного поля. В кн. "Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара". М., 1972.
81. Ю д а л е в и ч З.А. Кварц-полевошатовые метасоматиты на контактах известняков и адамеллитов Акбулакского интрузива. Сб. научных трудов ИГиГ АН УзССР, вып. 3, 1964.
82. Ю д а л е в и ч З.А. Взаимоотношения жильных пород второго и третьего этапов нижнекарбонového (Кызылсайского) интрузивного комплекса и оруденения в бассейне р.Акбулак (центральная часть Чаткальского хребта). В кн. "Петрография и геохимия рудных районов Узбекистана". Ташкент, 1966.
83. Ю д а л е в и ч З.А. Интрузивные комплексы бассейна р.Акбулак. Автореферат канд. дисс. Ташкент, 1966.
84. Я р м у х а м е д о в А.Р. Функции распределения содержаний петрогенных элементов в нижне-среднекарбонových вулканитах Кураминской подзоны. "Узб. геол. журн." 1972, № 2.
85. В г о w л J.S. Structure and primary mineralisation of the zink mine at Balmat, New York, Econ. Geol., v. 31, № 3, 1936.
86. В u t l e r B.S., L o u g h l i n G.F., H e i k e s V.C., and oth. The ore deposits of Utah. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 111, 1920.
87. С i o f l i c a G., V a s i l i u C., V l a d S. Granatii din scarnele de la Baita Bihorului. Stud. si cerc., geol. geofis., geogr., ser. geol., t. 12, № 1, 1967.

88. C i o f l i c a G., V l a d S. The correlation of laramian metallogenic events belonging to the Carpatho-Balkan area. Rev. Roum.geol., geophys., geogr., ser. geol., t.17, N 2, 1979.
89. C i o f l i c a G., V l a d S. Outline on the present state of skarn knowlege in Romania. Rev. Roum. geol., geophys., geogr., ser. geol., t.21, N1, 1977.
90. C i o f l i c a G., V l a d S. Laramian magnesian - and calcs scarns from Romania and their genetic relations. In: Проблемы рудообразования, IУ симпозиум международной ассоциации по генезису рудных месторождений. Варна, 1974, т.3, Изд-во БАН, 1977.
91. C i o f l i c a G., V l a d S., J o s o f V., P a n i c s a n A. Scheelite occurences in the Bichor massif. Rev. Roum., geol., geophys., geogr. ser.geol. t.20, N2, 1976.
92. C i o f l i c a G., V l a d S., V o l a n s c h i E., S t o i c i S. Scarnele magneziene cu mineralizatiile asociate de la Baita Bihorului. Stud.si cercet. geol., geofis., geogr., ser. geol., p.39, 1977.
93. C o n s t a n t i n e s c u E. Observatii asupra scarnelor si mineralizatiei cuprifere laramice de la Sasca Montana. An. Univers., Bucur geol., An., XX, 1971.
94. E n g e l A.E.J., E n g e l C.G. Distribution of copper, lean and zinc in hydrothermal dolomites associated with sulfide ore in the Leadville limestone (Missisipian, Colorado). Geol. Soc. Amer.Bull., v.68, N 12, pt.2, 1957.
95. Geijer P. Galena in pyrometasomatic deposits. Econ. Geol. Geol. v.53, N 2, 1958.
96. G e i j e r P. On the association of magnesium and sulfide ores in metasomatic mineralization. Arkiv Miner. Geol., Bd.3, H2, N8, 1962.
97. C h e r a s i N. Microfaciesuri, metamorfism termic si metasomatic in basinul superia Crisului Negru. Dari de Seama all sedintelor, vol. 59, pt.3, 1957.
98. C h e o r g h i t a J. Angiaritizarea, studiu de transformare in cadrul activitatii hidrotermal, legata de rocile banatitice din regiunea Moldova Noua. St. cerc. geol., geogr., ser. geol. t.14, N2, 1969.

99. G h e o r g h i t e s c u D. Consideratii privind mineralogia skarnelor cu mineralizatii cuprifere de la Varad. St. cerc. geol., geof., geogr., ser.geol., t.17, N1,1972.
100. G i u s c a D., C i o f l i e a G., U d u b a s a G. Metallogenesis associated to neogene volcanism in the Roumanian Carpathians. Rev.Roum. geol., geophys., geogr., ser.geol., t.13, N1, 1969.
101. G u i l d P.W. Metallogenesis in the Western United States. Jour. geol. soc. London, v.135, pt.4, 1978.
102. I s h i k a r a S. Major molybdenum deposits and related granitic rocks in Japan. Rpt. Geol. Surv. Japan, N239, 1971.
103. I s h i h a r a S. Modal and chemical composition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in inner zone of Southwest Japan. Jour. Geol. soc. Japan, v.77, N 7, 1971.
104. I s h i h a r a S. Metallogenesis in the Japanese island arc system. Jour. Geol. Soc. Lond., v. 135, pt.4, 1978.
105. J t o K. Zoned skarn of the Fujigatani mine, Yamaguchi Prefecture, Japan. Jour. Geol., Geogr., v.33, p. 169, 1962.
106. K e i t n e r K.B., S m i t h J.F. Jr. Geology of the Railroad mining district Elko county, Nevada. U.S.Geol. Surv. Bull. 1162-B, 1963.
107. K i s s l i n g A. Studii mineralogice si petrografice in zona de exoskaru de la Ocna de Pier (Banat). Ed. Ac. Rep. Sec. Rom., 1967.
108. M a g n u s s o n N.H. Zinc and lead deposits of Central Sweden. Intern. Geol. Congr. XVII sess. Rp., pt.VII, 1950.
109. M l y a z a w a T. Contact metasomatic deposits in Japan and Korea. In: Проблемы рудообразования, IV симпозиум международной ассоциации по генезису рудных месторождений, Варна, 1974, т. III, Изд-во БАН, 1977.
110. M e r h o u s e J.S. Geology of the zinc-lead deposit on Calumet island, Quebec. Geol. Soc. Amer. Bull. v.52, N5, 1941.
111. P a l a c h e Ch. The minerals of Franklin and Sterlind Hill Sussex county, New Jersey. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 180, 1935.

112. P i e p t e a V. Contributiumi la cunoasterea scarnelor din Oravita. Dari de Seama ale sedintelor v.49, pt2a, 1964.
113. P i e p t e a V. Consideratii mineralogie asupra zacaminului de minerale complex de la Moldova Noua (sectorul de Nord). Dari de Seama ale Sedintelor, v.53, pt. 3a, 1968.
114. R a f a l e t A. Considerations sur certaines associations de mineraux de la zone de contact D'Oravita et de Sasca Montana (Reg.Bonat. RPR). Vie Congr. de l'Ass. geol.Carpato-Balkanique, 1963.
115. S h i m a z a k i H. Geology and ore deposits of the Tsumo mine, Shimane Prefecture. Jap. Jour Geol.,Geogr., v.39, N 2-4, 1968.
116. S h i m a z a k i H. Genesis of pyrometamorphic ore deposits of the Tsumo mine, Shimane Prefecture.Jap. Jour. Geol.,Geogr., v.39, N 2-4, 1968.
117. S h i m a z a k i H. The ratios of Cu/Zn-Pb of pyrometamorphic deposits in Japan and their genetical implications. Econ. Geol. v.70, N4, 1975.
118. S h i m a z a k i H. Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan. Econ.Geol.,v.75, N 2, 1980.
119. S h o j i T., Role of temperature and CO₂ pressure in the formation of skarn and its bearing on mineralization. Econ.Geol. v.70, 1975, p.789-749.
120. Stoici Studiul geologic si petrografie al Bazinului Superior al Crisului Negru - Baita Bihor, cu privire speciala asupra mineralizatiei de bor si a skarnelor magnetice. Inst.Geol. Studii Tehnice si Economice, ser.1, miner., petrogr., N 7, 1974.
121. T i t l e y S.R. Genesis and control of the Linchburg orebody Socorro county. New Mexico. Econ. Geol. v.56, N 4, 1961.
122. V l a d S. Control structural al metasomatitelor de la Dognecea. Sl. cerc. geol., geof., geogr., ser. geol. t.17. N 2, 1972.
123. V l a d S. Mineralogenesa skarnelor de la Dognecea. Ed. Ac. Rep. Soc. Rom. Bucur., 1974.

Оглавление

Предисловие	3
Глава I. Геологические условия и особенности месторождений	6
Глава II. Характеристика скарново-рудных полей и месторождений	26
Глава III. Скарново-полиметаллические месторождения за рубежом ^I	135
Заключение	171
Литература	174

Леонид Иванович Шабынин, Тургун Шарафутдинович Хаджиев,
Рафгат Абдурахманович Мусин, Лейла Набиевна Еникеева

Месторождения полиметаллов в скарнах доломитовых
контактов

Утверждено к печати

Ученым советом института геологии и геофизики и
Отделением наук о Земле АН УзССР

Редактор Р.Б.Якубович
ИБ № 2352

Подписано в печать 30.У.1983г. . Р - 05634.

Формат бумаги 60x90 1/16. Бум.для множ. аппаратов. Печать
плоская. Усл.п.л 12,25. Уч. изд.л10,5.Тираж 500 экз. Зак.1277
Цена 1р.60 к.

Издательство "Фан" УзССР, 700047, Ташкент, ул. Тоголя, 70.
Картфабрика Узгипрогема, Ташкент, ул. Мукими, 176.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "ФАН" УзССР В 1983 г.

выйдет в свет

монография М.З.Закирова, С.Г.Гафурджанова
"Кварцевые и кварц-полевошпатовые пески
Узбекистана"

На русском языке. 8 изд.л. 1000 экз

Цена 1р.20к.

В монографии впервые описаны главнейшие месторождения и проявления кварцевых и кварц-полевошпатовых песков палеогена Узбекистана. Охарактеризованы их минералого-петрографический и химический состав и технологические качества. По-новому освещаются вопросы генезиса и фациальных условий накопления и размещения изученных песков. Выявлены минералогические особенности песков и определены перспективные площади, даны рекомендации для постановки поисково-разведочных работ. Приведены технико-экономические расчеты эффективного использования местных кварцевых и кварц-полевошпатовых песков взамен дальнепривозных.

Для геологов, литейщиков, химиков-технологов.

Заявки просим направлять по адресу:

700029, г. Ташкент, Л-29

ул. Ленина, 73, магазин "Академкнига"

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "ФАН" УзССР В 1983 г.

выйдет в свет

монография Р.Г.Душова "Геохимия пород
интрузивного магматизма"

На русском языке. 10 изд.л.1000 экз.

Цена. 1р.50к.

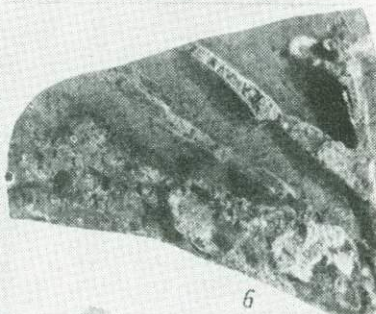
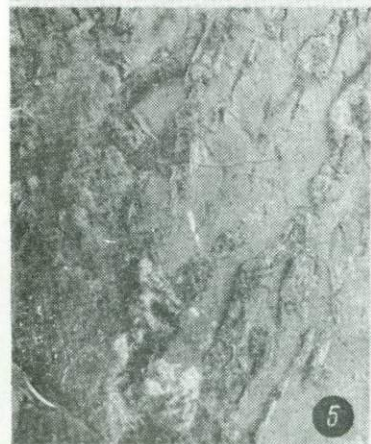
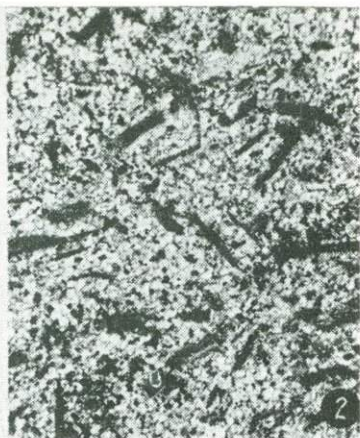
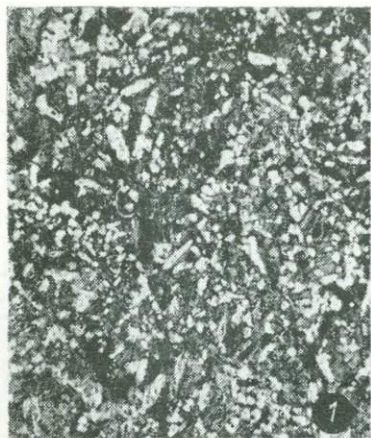
В монографии рассматриваются вопросы геохимической специализации и потенциальной рудоносности, а в ряде случаев и продуктивности орогенных и позднеорогенных интрузий региона. На основе обобщения геолого-петрологических, геохимических, экспериментальных и других данных рассмотрены особенности поведения золота и сопутствующих металлов в разных по составу магматических породах и фациальных условиях становления интрузий. По-новому рассматриваются проблемы рудообразующих растворов, источников золота и других металлов с признаками отличий корового и подкорового их происхождения. Даны рекомендации по установлению перспективности площадей и выявлению новых видов полезных ископаемых.

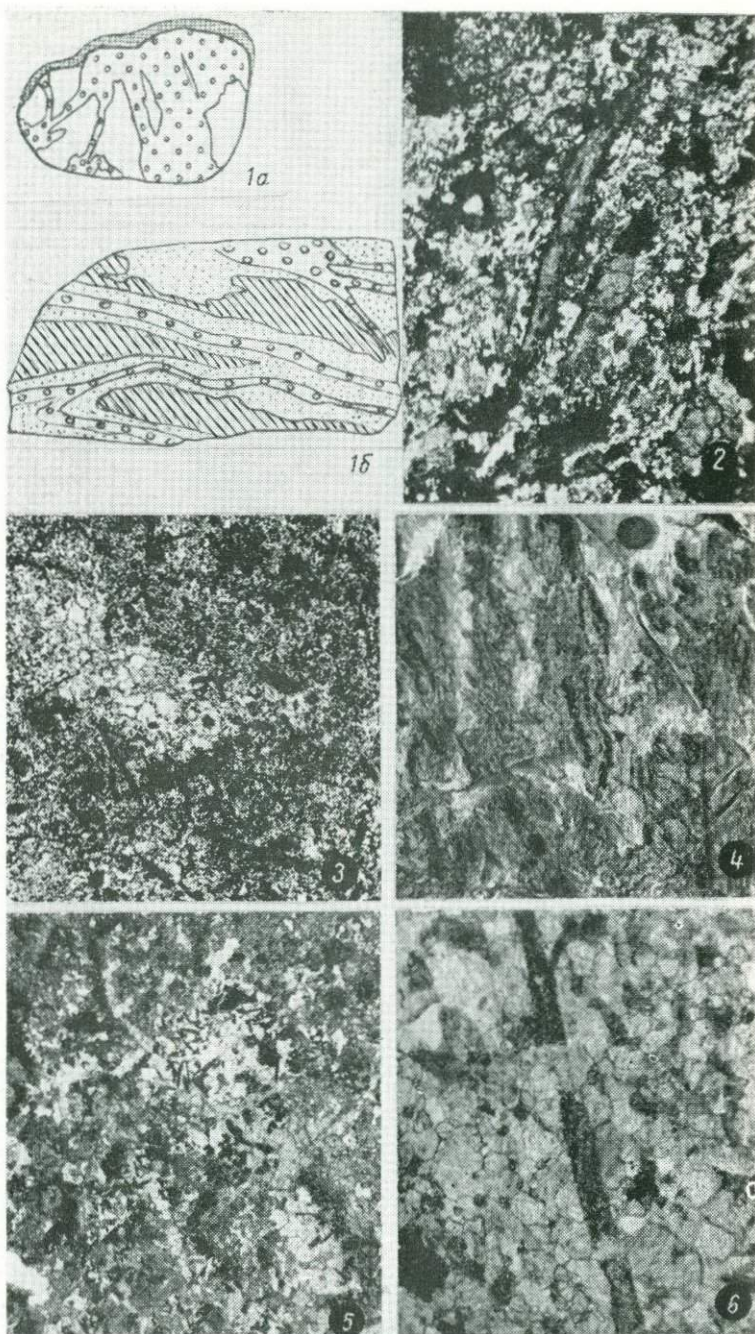
Для геохимиков, специалистов по аксессуарной минералогии, петрологии и металлогенистов.

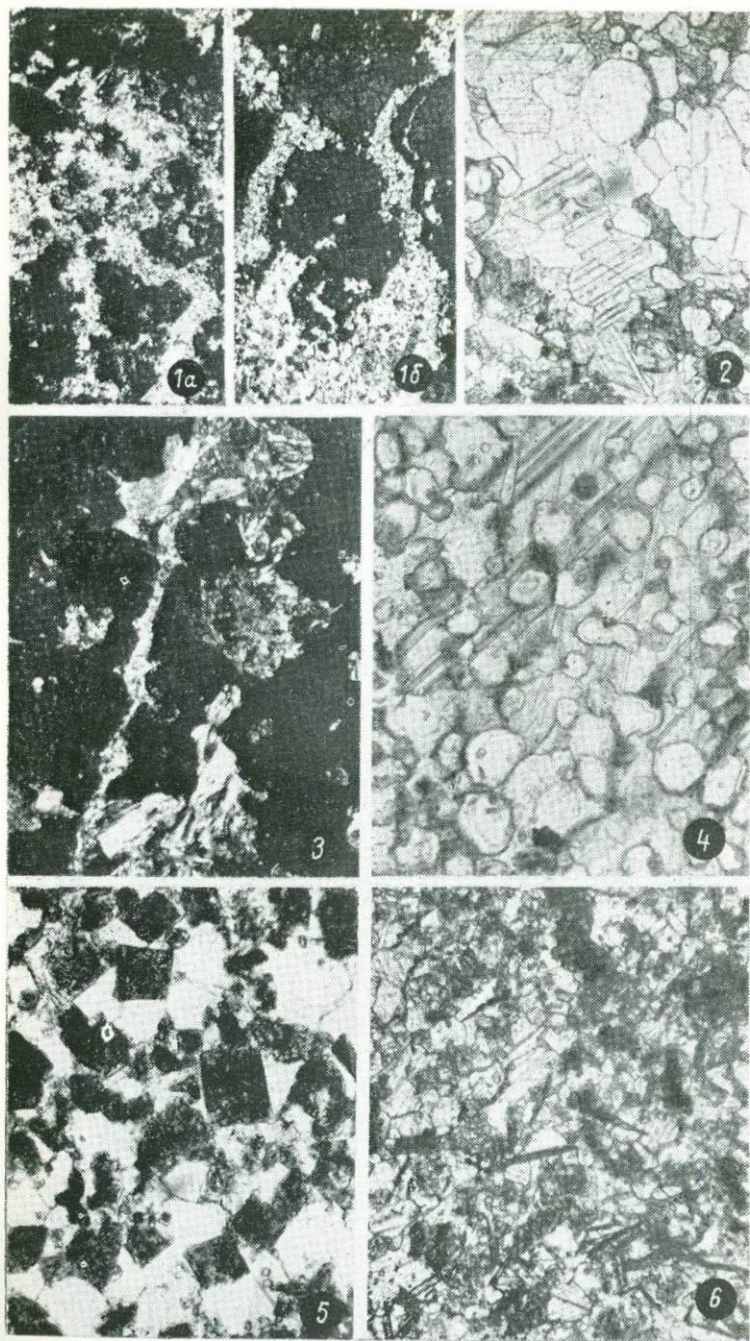
Заявки просим направлять по адресу:

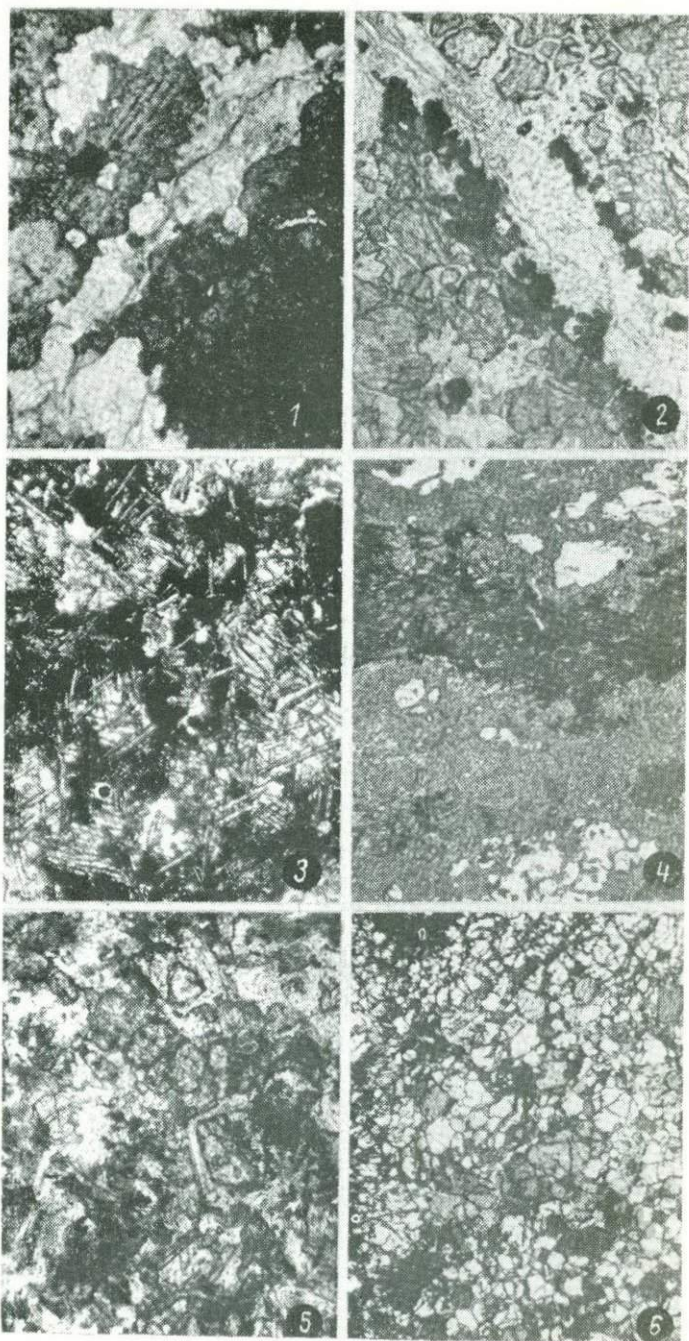
700029, г.Ташкент, Л-29

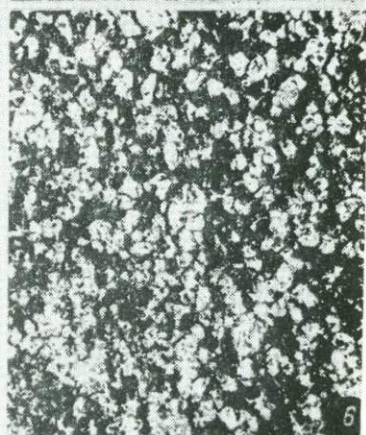
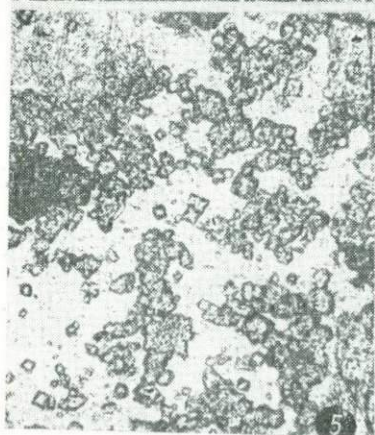
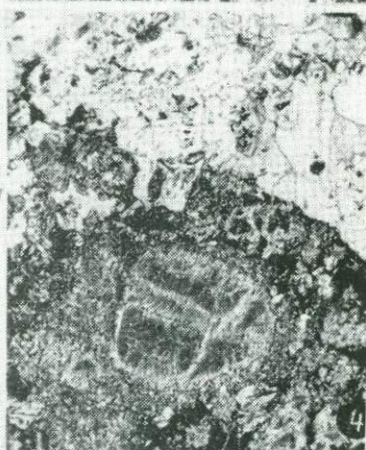
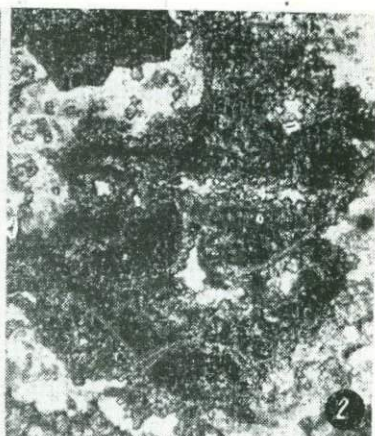
ул.Ленина, 73, магазин "Академкнига"

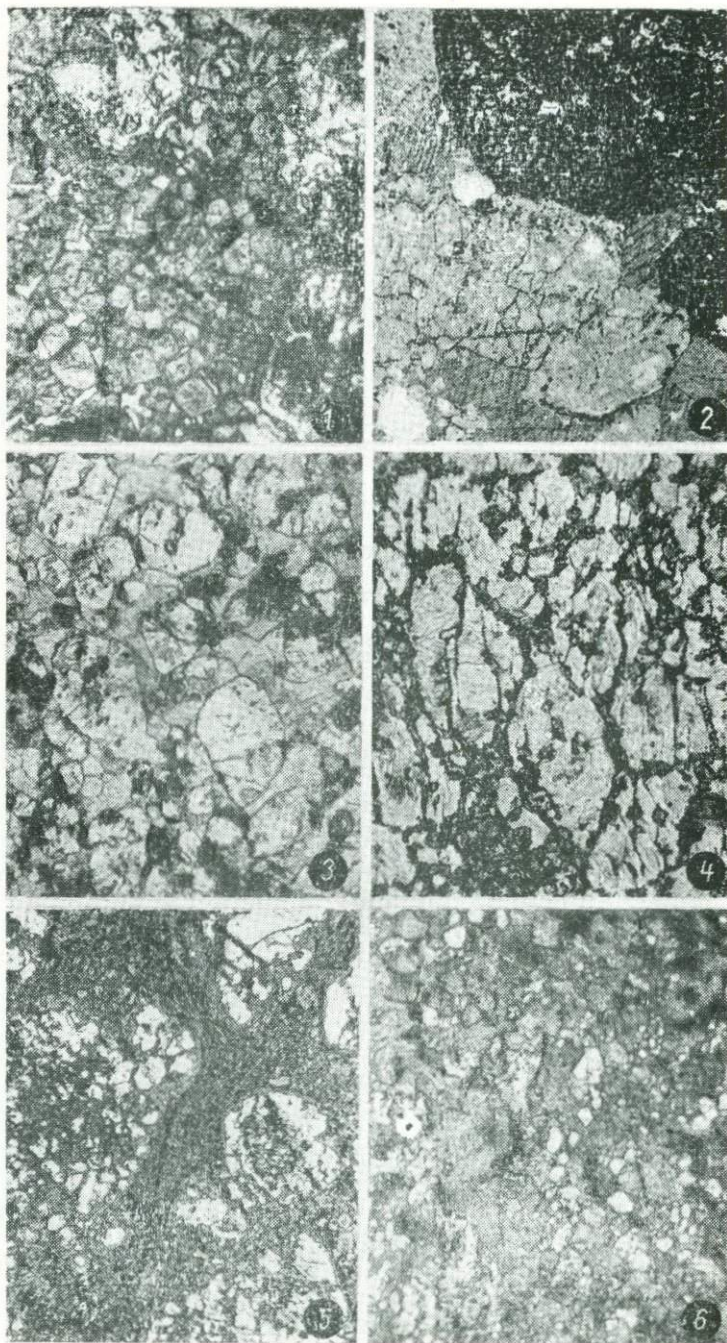


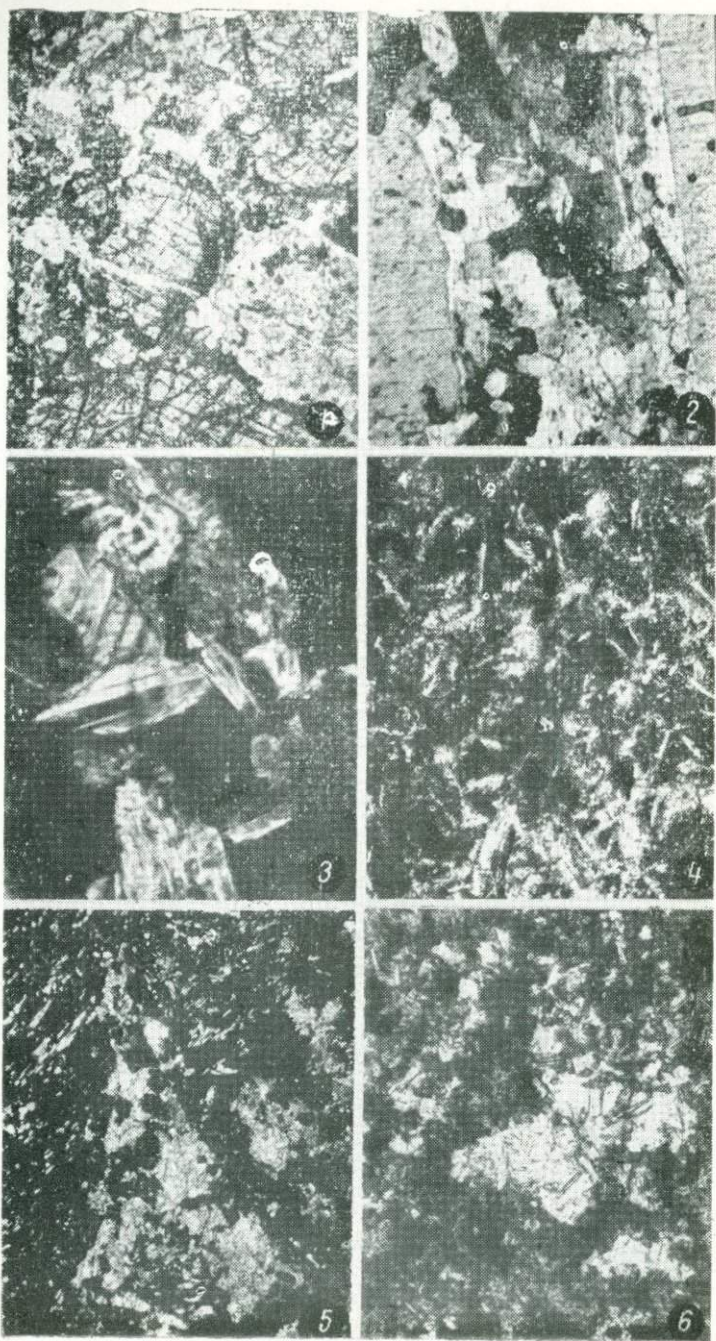












ОПИСАНИЕ ТАБЛИЦ (ВКЛЕЕК)

Таблица I. 1 — игольчатые формы кристаллов форстерита, сильно замещенного серпентином в мраморе. М-ние Акташ, обр. 146, ув. 14. 2 — характерные длиннопризматические, часто изогнутые формы метаморфогенного диопсида в скарноидном мраморе. М-ние Центральный Кансай, обр. 67, ув. 14. 3 — флогопитовые листочки (белое) в мраморе. М-ние Центральный Кансай, обр. 42, ув. 14. 4 — перекрещивающиеся «гребни» везувианового материала в скарноидном мраморе. М-ние Центральный Кансай, провалный карьер рудного тела Четка, обр. 6, натур. вел. 5 — обнажение контакта части ответвления скарново-рудного тела Четка с мраморами. Видно материальное единство скарна (слева на снимке) и силикатных «шнуров» в скарноидном мраморе. Мест-ние Центральный Кансай, провалный карьер рудного тела Четка. 6 — ветвящиеся «шнуры» пироксен-везувианового скарна в скарноидном мраморе. Мест-ние Центральный Кансай, провалный карьер рудного тела Четка, обр. 12, натур. вел.

Таблица II. 1а — продольный вертикальный разрез скарново «шнура» в скарноидном мраморе. Заштрихована выступающая над поверхностью мрамора (белое) часть гребня — «шнура». Кружками показан везувиановый скарн с примесью пироксена, слагающий «шнур». Накладная копия с полированного штуфа. М-ние Центральный Кансай. Обр. 703, натур. вел. 1 — накладная копия полированного штуфа скарноидного мрамора. Отчетлива зональность скарновых «шнуров», центральная часть которых — кальцит-везувиановый скарн с примесью зерен пироксена. Прилегающие части, обозначенные крапом, — осветленный скарноидный мрамор с сильно укрупненными зернами кальцита и уменьшенным количеством примесей, в том числе кристаллов диопсида. Заштрихованная часть — неизмененный скарноидный мрамор с обилием диопсида и недиагностируемым, слабо поляризующим веществом. М-ние Центральный Кансай, провалный карьер рудного тела Четка. Обр. 6, натур. вел. 2 — реликты метаморфогенного пироксена (темно-серое) в скарново-рудной массе. М-ние Центральный Кансай, обр. 6736, ув. 36. 3 — реликты метаморфогенного пироксена (темно-серые призмы) в гранатовом скарне. Обр. 6736, ув. 14. 4 — обнажение скарноидного мрамора с признаками брекчирования в исходной массе. М-ние Центральный Кансай, провалный карьер рудного тела 04—2. 5 — остатки скарноидного мрамора в пироксен-гранат-везувиановом скарне. М-ние Центральный Кансай, обр. 702, ув. 36. 6 — расчлененный кристалл диопсида, залеченный кальцитом в скарноидном мраморе. М-ние Центральный Кансай, обр. 76, ув. 36.

Таблица III. 1 — развитие пироксена по везувиану: а — в скарновом «шнуре». М-ние Центральный Кансай, обр. 306, ув. 14; б — в апомонтчеллит-геленитовом скарне. М-ние Акташ, обр. 502, ув. 14. 2 — развитие пироксена из стыков зерен кальцита в края скарново «шнура». М-ние Центральный Кансай, обр. 1153, ув. 36. 3 — развитие волластонита (светлое) по трещине в везувиановом «шнуре» скарноидного мрамора. М-ние Центральный Кансай, обр. 309, ув. 53. 4 — апофорстеритовые зерна серпентина в кальцифоре. М-ние Центральный Кансай, обр. 1155, ув. 36. 5 — псевдоморфозы бурых масс по гелениту в мраморе. М-ние Центральный Кансай, обр. 1116, ув. 36. 6 — две формы зерен форстерита, одновременно присутствующие в мраморах: сильно вытянутые микропризмы и компактные агрегаты изометричных зерен. Светло-серое — кальцит. М-ние Центральный Кансай, обр. 795, ув. 22.

Таблица IV. 1 — флогопит в массе граната по шпиль-пироксеновому скарну. М-ние Центральный Кансай, обр. 68, ув. 36. 2 — замещение монтчеллита (серое с высоким рельефом) серпентином и амезитом. Черное — гранат. М-ние Акташ, обр. 496, ув. 36. 3 — сетка кристаллов везувиана в апогеленитовой бурой массе (черное). М-ние Акташ, обр. 94, ув. 36. 4 — реликты монтчеллита, замещенные серпентином (белое) в везувиановой массе (серое). Темно-серое — апогеленитовые массы. М-ние Камаркутан, обр. 762, ув. 36. 5 — остатки монтчеллита в массе амезита с кальцитом и коноцитом. М-ние Акташ, обр. 94, ув. 36. 6 — монтчеллитовый скарн. М-ние Акташ, обр. 500, ув. 20.

Таблица V. 1 — геленитовая масса с апомонтчеллитовыми зернами серпентина (белое). М-ние Камаркутан, обр. 743, ув. 36. 2 — серпентиновые псевдоморфозы по монтчеллиту среди кальцита в скарне. Черное — везувиан, темно-серое — кальцит. М-ние Акташ, обр. 465, ув. 14. 3 — монтчеллитовый скарн после серпентинизации. М-ние Шевчукское, обр. 1001а, ув. 36. 4 — микрокристаллический везувиан инкрустирует зерна монтчеллита, замещенные впоследствии серпентином. М-ние Акташ, обр. 299, ув. 36. 5 — псевдоморфозы по монтчеллиту в образующей петли везувиановой массе. Белое — кальцит. М-ние Камаркутан, обр. 753, ув. 14. 6 — серпентиновые псевдоморфозы по монтчеллиту в скарноидном мраморе. М-ние Центральный Кансай, обр. 706, ув. 36.

Таблица VI. 1 — монтчеллит, частично серпентинизованный в деоблитовой массе. М-ние Камаркутан, обр. 745, ув. 36. 2 — инкрустация бурых апогеленитовых масс везувианом. В правом нижнем углу гранат. Белое — амезит и кальцит. М-ние Акташ, обр. 470, ув. 36. 3 — кристалл везувиана в окружающей апогеленитовой бурой массе с ростками микрокристалликов везувиана. М-ние Акташ, обр. 457, ув. 36. 4 — апомонтчеллитовая кальцит-серпентиновая масса (светлое сверху) в стыке с везувиановыми агрегатами среди апогеленитовой бурой массы. М-ние Акташ, обр. 464, ув. 36. 5 — гранат (черное с высоким рельефом), пироксен (зерна со спайностью справа внизу снимка) и микрокристаллы везувиана в кальците (белое). М-ние Акташ, обр. 471, ув. 53. 6 — замещенные серпентином зерна монтчеллита в везувиановом цементе. М-ние Камаркутан, обр. 763, ув. 14.

Таблица VII. 1 — каемки граната около зерен пироксена. М-ние Центральный Кансай, обр. 240, ув. 36. 2 — скоуит среди кальцита в массе апогеленит-монтчеллитового везувианового скарна. Зернистая псевдоморфоза по неизвестному минералу. М-ние Центральный Кансай, обр. 317, ув. 36. 3 — булыфонтейнит в кальцитовой массе (черное). М-ние Акташ, обр. 506, ув. 36. 4 — тремолитовая масса (светлое) по метаморфогенному пироксену в гранатовом скарне. М-ние Центральный Кансай, обр. 41, ув. 53. 5 — тремолит (лучистое белое) и везувиан (серое) в сфалеритовой массе (черное). М-ние Центральный Кансай, обр. 945, ув. 36. 6 — гнезда сапонита с иглами тремолита в гранат-пироксеновом скарне. М-ние Центральный Кансай, обр. 41, ув. 53.

Цена 1 р. 60 к.

5078