

Л.И. Шабынин

Н.Н. Перцев, И.А. Зотов

Вопросы образования рудоносных скарнов доломитовых контактов



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ,
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Л.И. Шабынин
Н.Н. Перцев, И.А. Зотов

Вопросы образования рудноносных скарнов ДОЛОМИТОВЫХ КОНТАКТОВ

4191
Ответственный редактор
академик Д.С. КОРЖИНСКИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984



Л.И. Шабынин, Н.Н. Перцев, И.А. Зотов. **Вопросы образования рудоносных скарнов доломитовых контактов.** М.: Наука, 1984.

Книга содержит характеристику условий образования и нахождения месторождений в апомагнезиальных известковых скарнах. На основе анализа и обобщения большого фактического материала по полиметаллическим и шеелитовым месторождениям Узбекистана, Таджикистана, Киргизии, Алтае-Саянской складчатой области и зарубежных стран выделены закономерные черты месторождений данного типа и сопровождающего магматизма, которые могут использоваться как прогнозно-оценочные и поисково-разведочные критерии.

Табл. 6. Ил. 34. Библиогр. 175 назв.

Рецензенты

доктор геол.-минерал. наук А.Е. ЛИСИЦЫН,

канд. геол.-минерал. наук П.В. КОМАРОВ

Леонид Иванович Шабынин, Николай Николаевич Перцев, Игорь Александрович Зотов
ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ СКАРНОВ
ДОЛОМИТОВЫХ КОНТАКТОВ

Утверждено к печати

Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии

Редактор Т.А. Николаева. Художник Н.В. Смолянская

Художественный редактор М.В. Версоцкая. Технический редактор Л.Н. Богданова

Корректор О.А. Разуменко

Набор осуществлен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27269

Подписано к печати 10.04.84. Т-09120. Формат 60 x 90 1/16

Бумага для глубокой печати

Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 6,5 + 1,0 вкл. Усл.кр.-отт. 7,8

Уч.-изд.л. 9,9. Тираж 600 экз. Тип. зак. 1343. Цена 1р. 50к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ВВЕДЕНИЕ

Скарновые месторождения характеризуются высококонцентрированными рудами, которые разрабатываются очень давно. История создания и развития физико-химической теории скарнообразования насчитывает лишь около полувека. Основы теории заложены трудами Д.С. Коржинского.

Многие закономерности процессов формирования скарнов исследованы достаточно хорошо. Вместе с тем некоторые их особенности требуют дальнейшего изучения. К ним относится влияние температурного градиента на фации и минеральные парагенезисы скарнов в полях их обширного развития. Неясно влияние растворов меняющейся кислотности—щелочности на минеральный состав и соотношения мощностей эндо- и экзоскарнов, выявленное экспериментально. Однако не эти вопросы находят в поле зрения авторов настоящей книги.

Начатое в 70-х годах углубленное изучение распространенности магнезиальных скарнов на рудных месторождениях показало, что на многих известково-скарновых месторождениях присутствуют магнезиальные минеральные ассоциации. Эти сведения были обобщены и проанализированы в трех монографиях Л.И. Шабынина [114, 116, 120]. Такие месторождения были отнесены им к известково-скарновым магнезиально-скарновой формации. Нескольку запоздалое обнаружение магнезиальных скарнов на месторождениях, считавшихся чисто известково-скарновыми, объясняется тем, что инфильтрационные магнезиальные скарны как самостоятельный тип были выделены и изучены только в 50—60-х годах. Кроме того, на многих месторождениях магнезиально-скарновые парагенезисы развиты ограниченно. Недостаточно была изучена магнезиальность карбонатных пород месторождений. По этим причинам утверждения Л.И. Шабынина о широкой распространенности таких месторождений были встречены первоначально несколько скептически, тем более что большинство приводимых им примеров относилось к зарубежным месторождениям, недоступным для систематического изучения.

Поскольку имеющиеся в литературе описания многих скарново-полиметаллических, шеелитовых и золото-медных месторождений таких крупных регионов, как Средняя Азия и Западная Сибирь, содержали элементы сходства с месторождениями формации магнезиальных скарнов, возникла необходимость специально изучить месторождения в указанных регионах. Практическая сторона задачи заключалась в выявлении различий в вещественном (минеральном и химическом) составе, строении, условиях образования и нахождения одноименных по ведущим минералам рудоносных скарнов различной формационной принадлежности. Необходимо было выделить присущие рудоносным скарнам известковой и магнезиальной формаций специфические особенности, с учетом которых

можно было бы уточнить прогнозные и поисково-оценочные критерии. Для решения такой задачи требовалось проведение исследований одновременно на многих объектах в различных геологических регионах.

Такие исследования были осуществлены в 1975–1980 гг. В них приняли участие коллективы ученых ИГЕМ АН СССР, институтов геологии академий наук Узбекистана, Таджикистана, Киргизии, Карельского филиала АН СССР, а также Томского политехнического института, геологии САИГИМС, Методической экспедиции и объединения Самаркандгеология Министерства геологии Узбекской ССР. Руководство исследованиями, обобщение и анализ материалов проводили авторы настоящей книги.

Обширный материал, полученный в процессе работ на месторождениях Среднего и Южного Тянь-Шаня, Алтае-Саянской складчатой области и Приладожья, позволил уточнить распространенность скарновых месторождений магнезиально-скарновой формации в этих регионах, получить новые геолого-петрографические характеристики этого своеобразного типа скарнов. Анализ этого обширного материала составляет существо настоящей книги. Первичный фактический материал приведен в обобщенной форме. В дополнение к данным по месторождениям указанных регионов привлечены материалы по сходным объектам Румынии и Японии, не охарактеризованным ранее [116].

В книге содержатся обобщенные сведения об условиях образования, строения, составе, размерах и формах скарновых образований, особенностях связи руд цветных и редких металлов с магматизмом в полях скарнов магнезиальной формации. Характеристика структурно-тектонических, фациальных и металлогенических черт регионов, их магматизма приводится в основном по литературным данным, так как программа исследования не предусматривала специального изучения этих вопросов.

Обширность материала потребовала сосредоточения усилий каждого из авторов на сравнительно узком круге вопросов, что выразилось в закреплении за авторами отдельных разделов книги (см. содержание). Разделение ответственности было вызвано также расхождением авторов во мнении по некоторым второстепенным вопросам. Имеются в виду, в частности, небольшие по объему первоначально форстеритовые скарны на внешнем (удаленном от магматического контакта) фронте мощных тел известковых скарнов, а также мономинеральные пироксеновые скарны, сложенные почти безглиноземистым диопсидом и часто достигающие многометровой мощности и большой протяженности. Интерес к этим образованиям возник в процессе выполнения указанной темы. Их петрологическое значение определяется, например, тем, что на основании своей интерпретации Л.И. Шабынин выдвигает предположение об исключительно ограниченной мобильности кремнезема на раннем послемагматическом этапе, когда формируются высокотемпературные фации известковых скарнов.

Среди литературных источников большое место занимают публикации по Средней Азии — работы И.Х. Хамрабаева [106–110], Х.М. Абдуллаева [2], Р.Б. Баратова [10], Т.М. Воронич-Мацокиной [21, 22, 69], П.В. Панкратьева [80], З.Л. Юдалевича [130], Э.П. Изоха [42, 43], С.М. Бабаходжаева [5] и др. В работе над книгой широко использовались материалы Р.Д. Дженчураевой (по Киргизии), Н.А. Блохиной (по Таджикистану), А.Ф. Коробейникова (по Алтае-Саянскому региону).

В книге приняты следующие сокращенные названия минералов: *Ак* — акерманит, *Ал* — альбит, *Андр* — андрадит, *Ат* — амезит, *Бр* — брусит, *Вез* — везувиан, *Вол* — волластонит, *Гед* — геденбергит, *Гел* — геленит и продукты его разложения — *апоГел*, *Гр* — гранат, *Грос* — гроссулярь, *Ди* — диопсид, *Дол* — доломит, *Ка* — кальцит, *Кв* — кварц, *Кгт* — клиногумит, *Ксант* — ксантофиллит, *Лде* — людвижит, *Мгн* — магнетит, *Мел* — мелилит, *Мерв* — мервинит, *Мг-скарн* — магнизиальный скарн, *Мн-гед* — манган-геденбергит, *Монт* — монтичеллит, *Ор* — ортоклаз, *Парг* — паргасит, *Пи* — моноклинный пироксен, *Пл* — плагиоклаз, *Са-скарн* — известковый скарн, *Сп* — серпентин, *Спур* — спуррит, *Тр* — тремолит, *Fe-салит* — ферросалит, *Фас* — фассаит, *Фл* — флогопит, *Фор* — форстерит, *Хл* — хлорит, *Хондр* — хондродит, *Шп* — шпинель.

Цифры у символов внизу означают железистость пироксена $F = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) \cdot 100$, основность плагиоклаза и гроссуляровость граната, сверху — количество минерала в породе.

В расчетах реакций приняты следующие формулы минералов: андрадит — $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, везувиан — $\text{Ca}_6\text{Al}(\text{OH}, \text{F})\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_5$, волластонит — CaSiO_3 , геленит — $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$, гроссулярь — $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, диопсид — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, ксантофиллит — $\text{Ca}_2(\text{Mg}_{4,6}\text{Al}_{1,4})\text{Si}_{2,5}\text{Al}_{5,5}\text{O}_{20}(\text{OH})_4$, мервинит — $\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{SiO}_4)_2$, монтичеллит — CaMgSiO_4 , спуррит — $2\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3$, фассаит — $\text{CaMg}_{0,75}\text{Al}_{0,5} \cdot \text{Si}_{1,75}\text{O}_6$, флогопит — $\text{KMg}_3(\text{OH}, \text{F})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}$, форстерит — Mg_2SiO_4 , шпинель — MgAl_2O_4 .

ГЛАВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ СКАРНОВ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Скарновые месторождения, как известно, возникают в связи с магматическими проявлениями в толщах, содержащих пачки карбонатных пород. С исходной магнезиальностью скарнирующихся карбонатных пород связано подразделение скарнов на две формации: магнезиальную и известковую, которые различаются не только вещественным составом, но и физико-химическими условиями, временем образования, положением в околоинтрузивном пространстве, формой тел, их внутренним строением, размером залежей.

Магнезиальные скарны в большинстве принадлежат к инфильтрационным образованиям магматического этапа, т. е. сформировались до консолидации магмы массивов и главным образом в процессе их активного становления. Послемагматические магнезиальные скарны преимущественно биметасоматического типа достоверно известны в безволластонитовой фации глубинности гнейсовых комплексов. В экспериментах скарновые образования такого же типа были получены при небольших давлениях, соответствующих гипабиссальным условиям. В процессе выполнения настоящей темы исследовались магнезиальные скарны умеренных глубин, среди которых Н.Н. Перцевым предлагается выделять послемагматические инфильтрационные и диффузионные образования. Среди послемагматических магнезиальных скарнов известны выделенные Л.И. Шабьинным [118] так называемые обменно-диффузионные, возникающие при взаимодействии просачивающихся растворов с поровыми растворами однородной массы ранее сформированных скарнов. В этом процессе большинство компонентов, исключая летучие и щелочи, ведут себя инертно, так что процесс подобен гистерогенному преобразованию пород.

При умеренных температурах магнезиальные скарны очень часто преобразуются в известковые магнезиально-скарновой формации. Смена магнезиального профиля скарнирования на известковый обусловлена, видимо, ростом кислотности растворов с общим понижением температуры. Термодинамически инертное поведение кремнезема и глинозема определяет наследование известковыми скарнами зональности магнезиально-скарновых тел. Именно зональность в первую очередь отличает известковые скарны магнезиальной формации от скарнов известковой формации.

Преобразование магнезиальных скарнов в известковые Л.И. Шабьин связывает с обменно-диффузионным процессом, совершающимся обязательно в потоках растворов, обеспечивающих перенос магния и кальция. Между авторами книги нет единодушия в вопросе о возможности и масштабах переноса в этом процессе кремнезема. Л.И. Шабьин допускает ограниченное диффузионное перемещение кремнезема при отсутствии переноса его фильтрующимися растворами. Н.Н. Перцев полагает возможными обе формы перемещения кремнезема, что при сохранности долами-

товых карбонатных пород может приводить к сингенетическому образованию известково-скарновых ассоциаций на месте магнезиальных и низкотемпературных магнезиально-скарновых по доломитам.

Группа скарнов, возникающая в известковых контактах (скарны известковой формации или собственно известковые), почти целиком принадлежит к послемагматическим образованиям. Лишь в условиях малой глубинности и высоких температур (в контактах с высокоосновными магмами) изредка появляются небольшие тела контактово-инфильтрационных скарнов магматического этапа, сложенных высокотемпературными силикатами кальция. Эти скарны считаются малораспространенными, руды в них не известны, и поэтому они обычно не учитываются при обсуждении рудообразования в скарнах известковой формации. В литературе существует путаница в этом вопросе, поэтому критический обзор его мы приведем в следующем разделе.

Все или большинство высокотемпературных послемагматических экзоскарнов известковой формации Л.И. Шабынин относит к диффузионно-биметасоматическим, ограниченным по размерам образованиям. Инфильтрационный генезис известковых экзоскарнов признается им для поздних и низкотемпературных марганцовистых фаций скарнов.

Отмеченные новые, иногда спорные аспекты скарнообразования выявились лишь в последнее десятилетие при изучении многочисленных скарновых месторождений. В этот период было установлено широкое распространение доломитов в качестве исходной среды скарнообразования на многих месторождениях, что часто маскируется кальцитизацией доломитов, известковым составом позже сформировавшейся рудоносной части скарнов. Выявлена принадлежность рудоносных известковых скарнов многих крупных месторождений различных металлов к разнообразным, заместившим магнезиальные скарны магматического этапа и унаследовавшим от них пространственное положение, формы залежей и частично особенности их внутреннего состава и строения. Число таких скарновых месторождений за это время увеличилось с 50 до 130. Среди магнезиальных скарнов были выявлены низкоглиноземистые мономинеральные пироксеновые скарны большой мощности. Природа их остается не до конца ясной и вызывает дискуссии. В связи с этими новыми фактурными аспектами скарновых объектов возникли и новые вопросы теории скарнообразования: о возможности переноса глинозема и кремнезема трансмагматическими флюидами и ранне-послемагматическими растворами, о возможности сингенетического образования апомагнезиальных известковых скарнов и магнезиальных — по доломитам.

Эти новые материалы легли в основу предложенной Л.И. Шабыниным пересмотренной классификации скарнов, отраженной в табл. 1. Эта генетическая классификация скарнов отличается главным образом разделением в ней известковых скарнов по формациям, а также исключением высокотемпературных инфильтрационных скарнов постмагматического этапа. Выделены известковые скарны магматического этапа, ограниченно распространенные и не содержащие рудной минерализации. Некоторые вопросы классификации остаются дискуссионными.

Нужно оговориться, что соавторы книги не согласны с мнением о невозможности инфильтрационного образования высокотемпературных собственно известковых скарнов по карбонатным породам, не ясен вопрос о послемагматических магнезиальных скарнах умеренных глубин.

Все выделенные типы скарнов являются вмещителем разнообразных руд или сами представляют собой нерудное полезное ископаемое. Многие металлические руды сингенетичны с тем или иным типом скарнов. В райо-

Таблица 1

Классификация скарновых образований

Формационный тип скарна	Тип скарна по условиям нахождения и образования	Месторождения
Формация магнезиальных скарнов		
Магнезиальные скарны магматического этапа	<i>Гипабиссальная фация</i>	
	Инфильтрационные непосредственных контактов с породами (фронтальные)	Леспромхозное, Ингичке, Акташ
	жильные столбообразные, брекчиевые межпластовые	Майхура, Кансай, Холь Гол, Майхура, Талнах
	Диффузионные обменно-диффузионные	Майхура, Яхтон
<i>Абиссальная фация</i>		
	Инфильтрационные непосредственных контактов с породами жильные экзо- и эндоскарны	Таежное, Центральной Швеции, КНР Флогопитовые месторождения Алдана
	Диффузионные биметасоматические	Таежное
Магнезиальные скарны постмагматического этапа	<i>Гипабиссальная фация</i>	
	Диффузионные преобразованные (гистерогенные) обменно-диффузионные	Леспромхозное, Темиртау, Полярной Якутии
	<i>Абиссальная фация</i>	
	Инфильтрационные жильные эндоскарны	Таежное
	Диффузионные преобразованные (гистерогенные) обменно-диффузионные биметасоматические	Таежное, Центральной Швеции, КНР Флогопитовые месторождения Слюдянки
Известковые скарны постмагматического этапа	<i>Гипабиссальная фация</i>	
	Инфильтрационные жильные эндоскарны	Талнах
	Диффузионные обменно-диффузионные апомагнезиальные обменно-диффузионные эндоконтакта (апомагнезиальные и алюмосиликатные)	Майхура, Яхтон, Кансай, Акташ Малко Тырново
	биметасоматические апомагнезиальные биметасоматические эндоскарны	Яхтон, Кошмансай, Каняз, Талнах Майхура, Яхтон, Кансай
Формация известковых скарнов		
<i>фация малых глубин</i>		
Известковые скарны магматического этапа	Контактово-инфильтрационные экзоскарны	Скоутт Хилл, Килхоан, Фвка

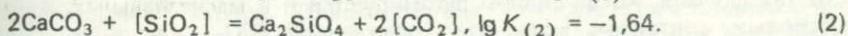
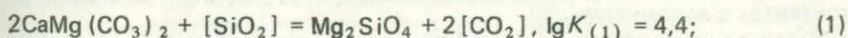
Таблица 1 (окончание)

Формационный тип скарна	Тип скарна по условиям нахождения и образования	Месторождения
	<i>Фация средних глубин</i>	
Известковые скарны постмагматического этапа	Контактово-инфильтрационные жильные эндоскарны низкотемпературные марганцовисто-железистые экзоскарны автореакционные	Чорух-Дайрон Алтын-Топкан, Дальнегорское
	Диффузионные биметасоматические	Тела родингитов Многие месторождения
	<i>Абиссальная фация</i>	
	Контактово-инфильтрационные жильные эндоскарны	Таежное

нах некоторых скарновых месторождений наблюдаются руды, локализованные вне скарнов, что в общем наблюдается редко. Следовательно, оруденение образовано теми же растворами, которые вызвали скарнирование, либо скарны оказались исключительно благоприятной средой для рудоотложения. Поэтому важно знать условия формирования скарнов, их размеры, внутреннее строение.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ СКАРНОВ ДОЛОМИТОВЫХ КОНТАКТОВ

Термодинамический анализ. Генетические различия между известковыми и магнезиальными скарнами могут быть поняты на основе термодинамического анализа главных реакций образования скарновых минералов. Задавшись некоторыми реальными физико-химическими параметрами, сравним термодинамические данные для реакции образования типичного минерала магнезиальных скарнов — форстерита — с данными для известково-скарнового его аналога — ларнита. При одинаковой сравнительно высокой температуре, скажем, 1000 К (727° С), одинаковом давлении флюида (10^8 Па), одинаковой мольной концентрации CO_2 во флюиде (0,4), одинаковой химической активности SiO_2 (0,1; логарифм активности равен -1, что примерно в 10 раз меньше концентрации насыщения кремнеземом флюида) логарифмы констант реакций (K) образования форстерита из доломита и ларнита из кальцита окажутся принципиально разными¹:



Положительная величина $\lg K_{(1)}$ свидетельствует о стабильности форстерита в принятых условиях, тогда как отрицательная величина $\lg K_{(2)}$ говорит о нестабильности ларнита.

Мерой стабильности или нестабильности правой части уравнения явля-

¹ Квадратные скобки, в которые заключены компоненты в реакциях, здесь и далее обозначают недосыщенность раствора или флюида данным компонентом. Здесь и далее расчет проводится с использованием величин из справочника [96] без учета влияния давления и с пренебрежением отличиями свойств CO_2 от идеального газа, что при высоких температурах и низких давлениях вполне допустимо.

ются знак и величина $\lg K$. Для стабилизации ларнита при прочих равных принятых условиях необходим либо подъем температуры (примерно до 1200°C), либо резкое уменьшение концентрации CO_2 во флюиде (примерно до 0,02), либо сопряженное изменение обоих этих параметров.

Качественно такое же соотношение сохраняется и для других типоморфных пар минералов. Магнезиально-скарновые минералы (магнезиальные пироксены, шпинель) термодинамически стабильны в широком диапазоне условий. Аналогичные известково-скарновые минералы (волластонит, эпидот, гроссуляровый гранат) нестабильны при обычных параметрах высокотемпературного образования (в магматический этап). Они стабилизируются при уменьшении концентрации CO_2 во флюиде, понижении общего давления, повышении концентрации SiO_2 во флюиде и увеличении химической активности железа. Понижение температуры также расширяет поля известково-железистых скарновых силикатов. Многие из этих факторов изменяются однонаправленно в ходе эволюции постмагматических флюидов и растворов. С падением температуры происходит понижение концентрации CO_2 и увеличение железистости флюидов и растворов [83, 89].

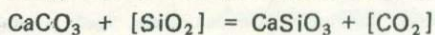
Таким образом, термодинамический анализ показывает, что на фоне широкого разнообразия условий, благоприятных для формирования магнезиально-скарновых ассоциаций, выделяются значительно более узкие интервалы условий существования известковых скарнов, характеризующиеся либо очень малой глубиной (низкое давление CO_2), либо пониженными температурами образования при умеренной глубинности.

Обычные известково-скарновые силикаты, такие как волластонит, железистый клинопироксен, гранаты, по сравнению с магнезиально-скарновыми минералами (фассаитовый пироксен, шпинель, ортосиликаты) не только более богаты кремнеземом, но и требуют для своего образования более высоких химических активностей (и концентраций) кремнезема в растворах и флюидах.

Магнезиальные карбонатные породы способны высаживать SiO_2 из флюидов и растворов (с образованием скарнов) при значительно более низких ее концентрациях, чем это необходимо для формирования известковых скарнов. Следовательно, в природных растворах могут существовать такие концентрации SiO_2 , которые при прочих одинаковых условиях способны образовывать магнезиальные скарны в магнезиальных карбонатных породах и в то же время свободно проходить через известняки (или известковые мраморы) без скарнового минералообразования.

В свете этого становится понятным частое отсутствие скарнов в высокотемпературных контактах алюмосиликатных пород с известковыми карбонатными и почти неперенное присутствие скарнов в аналогичных контактах с доломитами.

В тех случаях, когда скарны формируются и в магнезиальных, и в известковых контактах, количество осажденной SiO_2 , как и мощность образованного при этом экзокарна, должно быть заметно больше в магнезиальных карбонатных породах. Особенно сильно влияет на увеличение объема магнезиальных скарнов присутствие ортосиликатной, бедной кремнеземом, зоны. Простой расчет при принятых выше параметрах для образования волластонита в экзозоне известкового скарна



показывает нестабильность волластонита ($\lg K_{(3)} = -0,06$). Волластонит стабилизируется при увеличении активности и логарифма активности

SiO_2 в растворе соответственно до 0,115 и $-0,94$. При прочих равных условиях активность SiO_2 для образования форстерита из доломита значительно ниже ($\lg a_{\text{SiO}_2} = -5,4$) — более чем на 4 порядка. При этих же условиях известковый скарн извлечет всю кремнекислоту, избыточную по сравнению с активностью 0,115, тогда как магнезиальный извлечет кремнекислоту выше активности 0,00006, т. е. практически всю. Даже в предельном случае, если первоначальная активность SiO_2 равна 1 (кварц-содержащие породы в контакте с карбонатными), извлечение SiO_2 в магнезиально-скарновой колонке выше более чем на 10%.

Фактически мощность магнезиальных скарнов должна превосходить мощность известковых скарнов в равных условиях более чем на мощность ортосиликатной (шпинель-форстеритовой) зоны, которая составляет обычно 20—40% мощности всей скарновой колонки. Однако вследствие указанных различий стабильности известковых и магнезиальных минералов образование известковых и магнезиальных скарнов требует разных условий. Рассмотрим особенности их генезиса в условиях магматического (прогрессивного) и постмагматического (регрессивного) этапов.

Магматический этап характеризуется сосуществованием жидкой магмы с твердыми карбонатными породами. Анализ природного материала показывает, что присутствие магнезиальных скарнов магматического этапа вполне закономерно в контактах кислых, средних и основных пород с магнезиальными карбонатными породами. Отсутствие таких скарнов представляет очень редкое и вполне объяснимое исключение (например, в дайковых, быстро остывающих контактах). Напротив, известковые скарны с гранатом, волластонитом, железистым пироксеном возникают только как постмагматические образования.

Совокупность следующих фактов неизбежно заставляет сделать предположение о существовании потоков трансмагматических флюидов и о магматическом замещении карбонатных пород:

- 1) зоны скарнов магматического этапа растут только в одну сторону — от магматической породы (рис. 1, см. вкл.);
- 2) эндоскарны магматического этапа по магматической породе отсутствуют;
- 3) жилки магматической породы пересекают сформированные скарны (рис. 2, см. вкл.);
- 4) приконтактовые части магматической породы содержат ксенолиты ранее сформированных скарнов (рис. 3, 4, см. вкл.), которые иногда подвергаются диффузионному магматическому замещению (рис. 5, см. вкл.);
- 5) распространены структуры замещения скарнов ветвящимися апофизами магматического тела без раздвигания и другого механического воздействия на вмещающие породы со стороны магмы.

Выше мы отмечали стабильность в этих условиях многих минералов магнезиальных скарнов. Взаимодействие флюидов гранитоидной или габброидной магмы и магнезиальной карбонатной породы, т. е. двух весьма контрастных по составу неравновесных сред, неизбежно, и, это необходимо подчеркнуть, приводит к образованию метасоматической колонки с набором зон, промежуточных по составу между этими породами, с общей химической направленностью от более богатых кремнеземом и глиноземом, примыкающих к магме, к более основным в контакте с карбонатной породой. Наиболее обычна следующая зональность: гранит → пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода → шпинель-пироксеновый скарн → шпинель-форстеритовый кальцифир → доломит. Разрастание зон идет в направлении, указанном стрелками. Это колонка магма-

2
тического замещения магнезиальных карбонатов [54, 114]. Трансмагматические флюиды изменяют вмещающие породы таким образом, что тыловая зона замещается уже магмой с растворением тыловых частей этой зоны.

При контакте магмы с известковой карбонатной породой картина принципиально меняется. Термодинамический анализ [83] показал, что при диффузионном взаимодействии между магмой и известняком может образоваться только зона основного плагиоклаза. Такие плагиоклазовые зоны встречаются исключительно редко. В условиях потока трансмагматических флюидов из магмы плагиоклазовая зона не может возникнуть из-за низкой скорости ее роста по сравнению со скоростью ее замещения магмой. В этом более обычном случае известковая карбонатная порода непосредственно замещается магмой. Тектурные картины такого замещения иногда очень хорошо выражены.

Постмагматический этап начинается после начала застывания магматического тела вследствие прекращения интенсивного тока трансмагматических флюидов, приносивших достаточное количество тепла, чтобы предотвратить это застывание, или в силу других причин, ускоривших отдачу тепла магмой. Он характеризуется падением температуры со временем, т. е. регрессивен в отношении температуры, и сопровождается важными изменениями состава и свойств флюида.

Флюид постмагматического этапа состоит в основном из летучих, ранее растворенных в магме и выделяющихся из нее по мере кристаллизации. Трансмагматический флюид и постмагматический раствор принципиально различны по составу. Первый обогащен труднорастворимыми в магме газами (например, CO_2). Состав постмагматического раствора сильно меняется со временем, так как труднорастворимые газы выделяются преимущественно в ранние стадии процесса. С падением температуры химическая активность закисного железа при одинаковой концентрации в растворе сильно повышается, тогда как активность окиси магния ведет себя противоположно [83].

Таким образом, наиболее важные особенности постмагматического раствора связаны с падением температуры, уменьшением концентрации CO_2 , увеличением железистости и падением магнезиальности. Все эти факторы способствуют стабилизации типоморфных известковых минералов и парагенезисов и дестабилизации части магнезиально-скарновых парагенезисов. Это объясняет эмпирически выявленную закономерность замещения магнезиальных скарнов известковыми (в фациях средних и малых глубин) в постмагматических условиях наряду с широким образованием известковых скарнов в контакте алюмосиликатных пород с известковыми карбонатами. Часть возникающих по магнезиальным скарнам известково-скарновых пород бывает трудноотличима по составу от собственно известковых скарнов.

При прочих равных условиях апомагнезиальные известковые скарны имеют большую мощность, так как заключенные в них большие количества кремнезема и глинозема были высажены еще в магматический этап. Собственно известковые скарны осаждают эти компоненты только в постмагматический этап. Строение и состав скарнов зависят от режима ряда компонентов, прежде всего породообразующих, в разные этапы скарнообразования.

Поведение MgO . При исследовании магнезиально-скарновых месторождений выявилась важная особенность в поведении магния — исключительная его инертность в геохимическом смысле. Практически весь магний доломита остается в магнезиально-скарновой колонке магматического

этапа, лишь перемещаясь из зоны в зону. Так, если в тыловых зонах (пироксен-плагноклазовой и шпинель-пироксеновой) содержание магния в объеме породы меньше, чем в исходном доломите, то в шпинель-форстеритовой зоне происходит его накопление. Высказывалось мнение, что магний может перемещаться трансмагматическими флюидами из магмы в карбонатные породы с отложением его в виде тех или иных, в том числе и магнезиально-скарновых минералов [28, 40]. Однако это предположение не подтверждено фактическим материалом. Анализ состава колонки, образующейся между долеритами и известняками, показал, что привноса магния в карбонатную породу нет. Сосуществование в ней ранкинита ($\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7$) и мервинита ($\text{Ca}_3\text{MgSi}_2\text{O}_8$) подтверждает, что химическая активность MgO во флюиде исключительно низкая и весь магний для образования мервинита берется из карбонатной породы [83].

В постмагматическом процессе, несмотря на то что магний выносятся из магнезиальных скарнов при их известково-скарновом преобразовании, он покидает магнезиально-скарновую колонку не полностью и в той или иной степени сохраняется в ней в составе новых парагенезисов или в реликтах магнезиально-скарновых минералов. В новых парагенезисах магний фиксируется в пироксене, везувиане, имеющем повышенное содержание этого компонента [113, 114], флогопите, а также в постскарновых минералах — серпентините, амезите, гидротальките, тальке, амфиболе ряда тремолит—актинолит и др.

Собственно известковым скарнам не свойственны минералы с высоким содержанием магния. Наибольшее его количество находится в железистом пироксене, обычно относящемся к ферросалиту-геденбергиту, что соответствует примерно 1—3% MgO в пироксеновой зоне. Повышенная магнезиальность минералов и пород может свидетельствовать о апомагнезиально-скарновой природе известковых скарнов.

Неравномерность процессов замещения в постмагматический этап приводит к сохранению реликтов магнезиальных скарнов в известковых (рис. 6, см. вкл.). Эти реликты определенно свидетельствуют об образовании содержащих их известковых скарнов по магнезиальным. Часто такие реликты сильно изменены в постскарновых условиях (например, замещены тремолитом; рис. 7, см. вкл.). Тремолит, являющийся маложелезистым членом тремолит-актинолитового ряда амфиболов, не мог образоваться по железистым пироксенам, так как при равновесном распределении железа между сосуществующими пироксеном и актинолитовым амфиболом последний значительно более железистый, чем пироксен [85]. Поэтому маложелезистый тремолитовый амфибол, слагающий пятнистые выделения среди ферросалитового и салитового скарна, несомненно, мог образоваться только по реликтам маложелезистых магнезиально-скарновых парагенезисов. В шлифах ферросалитовых апомагнезиальных известковых скарнов можно часто видеть (рис. 8, см. вкл.) тремолитовые венчики около серпентинизированных реликтов форстерита или гумитовых минералов [117]. Наиболее обычно возникновение постскарнового тремолита на границе форстеритовой и пироксеновой зон, часто с полным замещением форстеритовой зоны (рис. 9, см. вкл.).

Известняки и доломиты, как известно, могут образовывать непрерывный по магнезиальности ряд от практически полного отсутствия магния до 22% MgO в чистом доломите. Установление минимального содержания магния в мраморе, при котором он может замещаться форстеритовым скарном в магматический этап, а ниже которого мрамор ведет себя как известняк, важно и для понимания скарнового процесса, и для поисково-оценочных целей.

Статистический анализ показал, что при содержании MgO 12–13% и более карбонатная порода преобразуется в магнезиальные скарны, а при 5–6% MgO и ниже в исходных карбонатных породах они ведут себя при скарнообразовании как чистые известняки. Граничное содержание магнезия, необходимое для формирования магнезиальных скарнов, зависит от температуры и состава флюида, интенсивности его инфильтрации и, вероятно, от других факторов. Поэтому критический предел минимальной магнезиальности, вероятно, находится между 8–10 и 13 вес. % MgO , что соответствует приблизительно 30–50 мол. % доломита в мраморе.

Трансмагматический флюид, недосыщенный кальцием и магнием, вступая в карбонатную породу, растворяет карбонатные минералы, причем вследствие большей растворимости CaO по сравнению с MgO доломит растворяется инконгруэнтно. Если содержание доломита в породе высокое (больше 30–50%), происходит накопление MgO во фронтальной зоне с формированием чистого доломита. Скарнообразование в этом случае происходит по магнезиально-скарновому способу. Если же первоначальное содержание доломита меньше, то, несмотря на большую растворимость CaO , весь магний из фронтальной зоны удаляется быстрее, и она будет представлена кальцитом. В этом случае магнезиальные скарны не образуются, а выщелоченный растворением объем во фронтальной зоне замещается магмой.

Предьстория и история формирования скарновых месторождений, в частности в отношении магнезиальности исходных карбонатных пород, безразлична или далеко не во всех случаях безразлична для оруденения, формирующегося в скарнах (как благоприятной вмещающей среде).

Некоторые руды и полезные ископаемые типоморфны для магнезиальных скарнов. Это, например, магнетитовое оруденение магматического этапа с магнетитом повышенной глиноземистости, рассеянное золотое оруденение в магнезиальных скарнах, магнезиальные бораты, флогопитовое сырье, благородная шпинель, форстерит, энстатит. Для магнезиальных скарнов характерны магнетитовые руды, образующие в них как мелкие, так и очень крупные месторождения, возникающие в постмагматический этап еще в пределах стадии скарнообразования. Весьма типична для месторождений в формации магнезиальных скарнов висмутовая минерализация, достигающая местами промышленного значения.

При наличии в железорудных месторождениях магнезиальных и известковых скарнов магнетитовому оруденению подвергаются, как правило, только магнезиальные скарны. Магнезиальная среда оказывается более благоприятной для отложения магнетита. Есть типы руд, предпочитающие известковые скарны, например швелитовое и полиметаллическое оруденение. При этом обычно оказывается безразлично, образовался известковый скарн по известковой карбонатной породе или на месте ранее возникших магнезиальных скарнов. Важно лишь, что мощность последних как рудовмещающей среды бывает больше. Кроме того, надо иметь в виду, что магнезиальные карбонатные породы не являются отрицательным фактором в образовании руд, а, напротив, повышают перспективы формирования больших мощностей рудовмещающих скарнов и тем самым более крупных месторождений.

В отдельных больших регионах (Калифорния, Невада, Средняя Азия) среди швелитовых месторождений преобладают, по-видимому, такие, в которых значительны или главенствуют апомагнезиальные разности рудосносных известковых скарнов.

Поведение глинозема. Глинозем — очень важный компонент, сильно влияющий на скарнообразование. В постмагматическом скарнировании

он термодинамически и геохимически инертен. При формировании магнезиальных скарнов магматического этапа глинозем переносится легко, сопутствуя перемещаемому кремнезему. В термодинамическом смысле он и в этом процессе инертен, а в геохимическом — подвижен. Шпинель, образовавшаяся из привнесенного глинозема, присутствует не только во всех скарновых зонах, но и в кальцифирах.

Нередко в скарне шпинель преимущественно развивается на границе пироксеновой (фассаитовой) и форстеритовой зон, а в последующем она часто замещается флогопитом (рис. 10, см. вкл.). В Леспромхозном и Сигангойском месторождениях (Кузнецкий Алатау), а также в Карасае (Казахстан) количество шпинели в скарне доходит до 80%. Кроме шпинели, глинозем в значительном количестве (до 10—12%) входит в пироксен (фассаит), а в околоскарновых породах — в плагиоклаз.

В постмагматических скарнах глинозем присутствует только в тех зонах, где он имелся первоначально, в частности в эндоскарнах и в известковых скарнах, заместивших магнезиальные скарны магматического этапа. Собственно известковые экзоскарны, образованные по чистым известковым мраморам, либо совсем не содержат глинозема, либо содержат его в небольших количествах, преимущественно в составе андрадитового граната, который, по-видимому, способен высаживать глинозем даже при очень низких его концентрациях в растворах. Наличие глиноземистого граната в известковых экзоскарнах показывает, что этот скарн — апомагнезиальный, унаследовавший глинозем от скарнов магматического этапа либо сформированный по известнякам с примесью терригенного (или вулканогенного) материала. Поэтому изучение распределения глинозема в скарнах способствует восстановлению истории формирования скарновых месторождений.

Безглиноземистые магнезиальные скарны магматического этапа. В последнее время появился фактический материал, свидетельствующий об отсутствии глинозема в некоторых телах и зонах магнезиальных скарнов магматического этапа: таковы некоторые трещинные (столбообразные и жильные) тела, в которых пироксен представлен диопсидом. Такие скарны известны в крупных столбообразных телах месторождений Холь Гол (КНДР) и Бэица Бихор (Румыния), а также в ксенолитах в гранодиоритах Ольховки (Восточный Саян) и во многих жильных телах скарнов на месторождениях Средней Азии (Майхура, Яхтон, Тым, Сазаган и др.). В этих жильных телах, являющихся ответвлениями скарнов непосредственных контактов, диопсидовый скарн слагает главную массу. В краевых частях скарновых тел появляется подчиненный форстерит, а на переходе к доломиту имеется кальцит-форстеритовый скарн. Мощность зоны последнего измеряется в миллиметрах и сантиметрах, редко в дециметрах и не зависит от поперечного размера столба или жилы. Количество форстерита в этом скарне соответствует содержанию магния в исходном мраморе. Формирование его происходило в процессе диффузионного взаимодействия доломита с протекавшим вдоль трещины флюидом.

Под микроскопом, как правило, устанавливается флогопитовая зона на границе форстеритсодержащего диопсидового скарна с кальцит-форстеритовым (рис. 11, 12, см. вкл.). Присутствие в некоторых шлифах шпинелевой микрозонки в строго такой же позиции (рис. 13, см. вкл.) дает основание считать, что флогопит здесь образовался по шпинели, как обычно в магнезиальных скарнах. Принадлежность кальцит-форстеритовых скарнов в оторочках трещинных тел к образованиям магматического этапа доказывается также наличием гранитных инъекций в форстерит-пироксеновых

скарнах смежной с ними, более внутренней зоны мощностью 2–8 см. Эти инъекции более или менее полно замещены гранатом, а вмещающие их скарны — ферросалитом с гранатом (рис. 14, см. вкл.). Замечено, что шпинель присутствует в местах примыкания жильных скарнов к скарнам непосредственных контактов; с удалением же от контакта вдоль жилы (столба) она исчезает [50].

Не исключено также, что большая часть безглиноземистых магнизиальных скарнов, в особенности жильных, относится к постмагматическому этапу. Однозначных доказательств их образования в магматический этап нет. Отсутствуют детальные исследования сочленения контактовых шпинельсодержащих скарнов магматического этапа с безглиноземистыми жильными скарнами, не изучено поведение глинозема вдоль скарновых жил или труб на значительных протяжениях. Появление микроскопической, часто не сплошной зонки флогопита в безглиноземистых жильных скарнах в сущности не изменяет их безглиноземистости. Общее количество глинозема в таких скарнах никак не превосходит содержание его в известковых гранатсодержащих экзоскарнах. Далеко не всегда есть основания утверждать, что такой флогопит образуется с замещением шпинели. Наблюдаются, например, случаи формирования флогопита в диффузионном экзоскарне без более ранней шпинели.

Очень низкая концентрация Al_2O_3 в постмагматическом флюиде препятствует образованию флогопитовой либо другой глиноземсодержащей зоны заметной мощности.

Поведение кремнезема. Кремнезем является, по-видимому, одним из наиболее важных в количественном и генетическом отношениях компонентом скарнов. В магматический этап его химическая активность в равновесных с магмой флюидах почти всегда немного ниже единицы (если в расплаве отсутствуют кристаллы кварца или другой модификации SiO_2). Активность SiO_2 в карбонатных породах, контактирующих с магмой, может быть ниже рассмотренной на несколько порядков. Инфильтрационный поток флюидов при взаимодействии с достаточно магнизиальными карбонатными породами оставляет значительную часть SiO_2 в метасоматической колонке, построенной таким образом, что богатые кремнеземом зоны сменяются все более бедными им в направлении к карбонатным породам. SiO_2 может перемещаться и диффузионным путем под действием разности химических активностей (потенциалов) от магмы к карбонатной породе.

В постмагматический этап активность SiO_2 во флюиде, сосуществующем с магматической породой, достигает единицы (в контактах кварцсодержащих пород), и причины появления инфильтрационной и диффузионной зональности сохраняются. Однако концентрация SiO_2 во флюиде может быть более низкой вследствие малой ее растворимости. Количество переносимой при этом SiO_2 может быть значительно меньше, чем в магматический этап, что резко уменьшает мощности новообразованных скарнов. В силу различий процессов скарнообразования в доломитовых и известковых контактах в постмагматический этап часто осуществляются условия, при которых возможно образование скарнов в доломитах и невозможно — в известковых карбонатных породах.

Количественные колебания концентрации SiO_2 в постмагматическом флюиде не изучены. Она, по-видимому, повышается при увеличенной фтористости из-за возникновения легколетучего комплекса SiF_4 . Об этом свидетельствуют новообразования минералов группы гумита в кальцифирах, составляющих иногда прожилки и цепочки зерен без связи с более ранней силикатной минерализацией. Перенос кремнезема возрастает также в

конце скарновой стадии, когда формируются жильные и трубообразные тела марганцево-железистых известковых скарнов.

При постмагматическом преобразовании магнезиальных скарнов магматического этапа с возникновением известковых скарнов активность SiO_2 в самих измененных скарнах повышается. Об этом свидетельствуют реакции преобразования, идущие с поглощением SiO_2 . Так, недосыщенный кремнеземом глиноземистый пироксен — фассаит — сменяется пироксеном диопсид-геденбергитового ряда, часто сосуществующим с кварцем. Окисел — шпинель — сменяется силикатом — гранатом. Ортосиликаты магнезия, резко недосыщенные кремнеземом, также замещаются пироксенами.

Однако повышение концентрации SiO_2 происходит не всегда и не во всех зонах. Это можно проиллюстрировать расчетом образования известкового гранат-салитового скарна по магнезиальному шпинель-фассаитовому. Если предположить, что количество глинозема в единице объема при этом процессе не меняется и объем остается постоянным, то окажется, что шпинель-фассаитовый скарн с атомным отношением $\text{Si}/\text{Al} = 3$ (т.е. весовым отношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,5$) заместится гранат-салитовым без какого-либо изменения отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. При этом происходит существенный вынос магнезия и привнос кальция и закисного железа. Если начальные атомные отношения меньше 3, то в гранат-салитовом скарне произойдет уменьшение весового отношения окислов (т.е. даже вынос SiO_2). При обычном более высоком начальном отношении, видимо, имеет место небольшой привнос SiO_2 . Заметно привносится SiO_2 при замещении шпинель-форстеритовой зоны гранат-салитовой.

Так, при начальном отношении $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 3$ в гранат-салитовом скарне оно возрастает до 4,2. К сожалению, специальных исследований химизма известково-скарнового преобразования на представительном природном материале еще нет. Неравномерное распределение слагающих скарны минералов затрудняет анализ явления.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ МАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ВНЕШНИХ ФАКТОРОВ

Выше обращалось внимание на высокую стабильность магнезиально-скарновых парагенезисов. Она обуславливает удивительное их однообразие. Все же можно выделить некоторые типы метасоматических колоннок, имеющих особенности в строении и составе зон в зависимости от температуры, давления, концентрации CO_2 во флюиде, состава магмы, окислительно-восстановительных условий.

Температура, давление, концентрация CO_2 во флюиде. Ввиду того что реакция скарнообразования представляет собой реакцию декarbonатизации, влияние указанных факторов во многом взаимосвязано. Реакции декarbonатизации зависят от температуры и от фугитивности CO_2 , которая, в свою очередь, является прямой функцией концентрации CO_2 и флюидного давления.

Используя парагенетический анализ, результаты экспериментов и расчеты, можно оценить влияние этих факторов. Стабильность карбонатов уменьшается при повышении температуры и понижении фугитивности CO_2 (уменьшении глубины и концентрации CO_2). Действие этих факторов однонаправленно. В большинстве магнезиально-скарновых парагенезисов более высокие температуры могут дать такой же эффект, как меньшие глубины.

Температуры кристаллизации кислых и средних до основных магм колеблются от 750 до 1200°C. Примерно в этих же пределах изменяются и температуры трансмагматических флюидов. Поскольку значительный перегрев магм не характерен (о чем свидетельствует наличие фенокристаллов в магматических породах), с гранитными (более низкотемпературными) магмами связаны более низкотемпературные фации скарнов, чем в контактах с малоглубинными основными породами, например долеритами. Поэтому оценку $P-T$ условий правильнее проводить, учитывая аномальность магматической породы. Если взять собственно граниты, то условия существования их расплава иногда мало различаются по температуре. Тогда все различия в парагенезисах скарнов могут быть приписаны глубине или концентрации CO_2 во флюидах.

Наблюдениями над трещинными (жильными и столбообразными) телами магнезиальных скарнов обнаружена еще одна важная сторона влияния температурного фактора. Эти тела, начинаясь в контактах с интрузивными породами, протягиваются с удалением от них на такие расстояния, на которых температуры флюидов, продвигающихся в доломитах, существенно снижаются; это приводит к изменениям в кислотности—щелочности флюидов и соответствующим особенностям в минеральных парагенезисах возникающих скарнов (см. выше).

Оценка концентрации CO_2 в трансмагматических флюидах [83] показывает значительное однообразие ее в различных магмах независимо от глубины и других факторов. Она близка к 0,3—0,4 мол. дол.

Наиболее значительной переменной, таким образом, остается глубина формирования магматического тела. Впервые на эту особенность обратил внимание Д.С. Коржинский [51], обосновавший фации глубинности по сериям реакций декarbonатизации.

Наиболее высокая фация (т.е. наивысшей температуры и наименьшей глубины) для гранитоидных контактов — монтичеллит-периклазовая. Строение метасоматических колонок в этой фации своеобразно. Обычная для более глубинных магнезиальных скарнов форстеритовая (шпинель-форстеритовая) зона здесь отсутствует из-за нестабильности форстерит-кальцитовой парагенезиса, сменяемого монтичеллит-периклазовым: гранит → пироксен-плаггиоклазовая зона → шпинель-фассаитовая зона → шпинель-монтичеллитовая зона → шпинель-монтичеллитовый кальцифир (+ периклаз) → периклазовый мрамор → доломит. Увеличение температуры приводит к частому явлению замены шпинели в ассоциации с монтичеллитом на геленит.

До последнего времени считалось, что монтичеллитовые разности скарнов магматического этапа в доломитовых контактах очень редки. Однако находки больших их масс в ряде скарновых месторождений Тянь-Шаня показали, что эти скарны длительное время оставались нераспознаваемыми и их ошибочно принимали за известняки. С учетом этого следует, по-видимому, считать, что монтичеллитовые разности скарнов распространены значительно шире. Важное уточнение сделано и в отношении их рудоносности. Рудная минерализация в этих скарнах раньше не отмечалась. Изучавшие их в Кансайском рудном поле Л.И. Шабынин и Т.Ш. Хаджиев [125, 126] показали, что только свежие, не подвергшиеся послемагматическим преобразованиям монтичеллитовые скарны не несут оруденения. Та же их часть, которая подверглась известково-скарновому замещению и кислотному выщелачиванию, оруденевает наравне с другими скарнами. Заметим, впрочем, что, поскольку одновременно с замещением монтичеллитовых скарнов известковыми последние развиваются и по шпинель-пироксеновым скарнам, зона которых присутствует в

метасоматических колонках той или другой фации глубинности, различить известковые скарны этих фаций бывает трудно.

Увеличение глубины скарнообразования приводит к стабилизации форстерит-кальцитового парагенезиса. Эта фация скарнов соответствует форстерит-кальцит-периклазовой. Метасоматическая колонка для нее имеет вид: гранитоид → пироксен-плаггиоклазовая зона → шпинель-фассаитовая зона → шпинель-форстеритовая зона → шпинель-форстеритовый кальцифир → периклазовый мрамор → доломит.

Дальнейшее увеличение глубины приводит к нестабильности периклаза: гранитоид → пироксен-плаггиоклазовая зона → шпинель-форстеритовый кальцифир → доломит. Это беспериклазовая, наиболее глубинная фация магнезиальных скарнов. Среди наиболее глубинных разностей последних может встретиться колонка с ортопироксеном вместо клинопироксена. Ее появление связано, по-видимому, с наличием карбонатных пород, более магнезиальных, чем доломиты (магнезит).

Абсолютные глубины для выделенных фаций определить трудно; они зависят от ряда факторов. Все же граница между монтичеллит-периклазовой и форстерит-кальцитовой фациями находится где-то на глубине около 1 км ($\pm 0,5$ км), а граница между периклазовой и беспериклазовой — на уровне 2,5 км ($\pm 0,5$ км).

Влияние окислительно-восстановительных условий на состав магнезиальных скарнов магматического этапа. Фемические минералы магнезиальных скарнов характеризуются сравнительно высокой магнезиальностью даже в равновесии с магнетитом. Оливины, например, по железистости обычно не превышают 15% фаялитовой составляющей, пироксены — 30–35%, шпинели — 35–40%. Все указывает на существование сравнительно окислительных условий трансмагматических флюидов (по крайней мере, вытекающих из приконтактных частей магмы) и на обычно слабую зависимость от окислительно-восстановительных условий во вмещающих интрузив породах, лишний раз доказывая, что образование магнезиальных скарнов магматического этапа происходит под действием потока трансмагматических флюидов. Картина меняется в постмагматический этап, когда ювенильные растворы могут взаимодействовать с поровыми растворами вмещающих пород.

На окислительно-восстановительные условия влияет и состав вмещающих пород. Карбонатные толщи, принимающие участие в контактово-метасоматических процессах, часто содержат небольшие количества углеродистого вещества биогенного происхождения. Чаще всего темно-серый до черного цвет мраморов обусловлен именно примесями углеродистого вещества. Являющееся сильным восстановителем, углеродистое вещество вступает во взаимодействие с флюидами, участвующими в скарноворождении процессе, и понижает их окисляющие свойства (фугитивность кислорода). Это взаимодействие зависит от температуры: чем выше температура, тем взаимодействие значительней и тем обширней зона "выгорания" углеродистого вещества (зона осветления мраморов).

Противоположные свойства имеют карбонатные породы, загрязненные сульфатами, т.е. обогащенные кислородом. Взаимодействуя со скарно- и рудообразующими флюидами, сульфаты (ангидрит) восстанавливаются до сульфидов, окисляют их.

В зонах окислительно-восстановительного взаимодействия флюидов с вмещающими породами реакции минералообразования смещаются в случае восстановления флюидов углеродистым веществом в сторону формирования минералов, богатых закисным железом (геденбергит, ферросалит, ферробустамит, железистый оливин, железистая шпинель, пирротин).

При окислении флюидов (сульфатами и др.) реакции минералообразования смещаются в область большей стабильности минералов с окисным железом (магнетит, гематит, андрадитовый гранат, эпидот), а малосернистые сульфиды замещаются высокосернистыми.

Эти простые тенденции, конечно, осложняются в многостадийных процессах. Ранее осветленные породы в более поздних процессах могут не проявляться как восстановительная среда.

Учитывать эти процессы при поисково-прогнозных работах совершенно необходимо, так как рудная минерализация в зависимости от окислительно-восстановительной обстановки может быть развита в разных по составу скарнах.

Влияние состава магматических пород. Состав магматических пород существенно влияет на состав тыловых зон магнезиальных скарнов магматического этапа и практически не сказывается на составе внешних зон. В контактах с магматическими породами ряда гранит-габбро-пироксенит происходит последовательное выпадение тыловых зон. Так, все магнезиты, производящие породы бескварцевого состава, вызывают образование скарнов в доломитах с выпадением пироксен-полевошпатовой околоскарновой зоны, весьма близкой по химическому составу к этим породам. При дальнейшем повышении основности магмы, формирующей оливин-содержащую породу (оливиновое габбро, пироксенит, перидотит), выпадает и шпинель-пироксеновая зона скарнов, как, например, в ксенолитах магнезиальных скарнов среди гипербазитов Йоко-Давыренского массива и в контактах оливиновых габбро-долеритов Талнаха [38]. Метасоматическая колонка скарнов Талнаха такова: оливиновый долерит → шпинель-форстеритовая зона → форстерит-периклазовый кальцифир (рис. 15, см. вкл.).

В контактах со щелочными магматическими породами, содержащими нефелин, вместо пироксен-полевошпатовой околоскарновой зоны может возникать околоскарновая порода нефелин-пироксенового состава.

Сочетание процессов инфильтрационного и диффузионного взаимодействия магмы с магнезиальными карбонатными породами. Значительные по мощности тела магнезиальных скарнов магматического этапа образуются только под воздействием инфильтрационного потока трансмагматических флюидов, выходящих из магмы в боковые породы. Такие тела, как правило, имеют жилы-штокообразные формы. Они слагают скарновые "факелы", удаляющиеся от контакта с магматическими телами на несколько сот метров. Во внутренней зоне таких "факелов" лишь иногда присутствуют маломощные жилы магматических пород. Нередко "факелы" преимущественно сложены скарнами одной зоны. Такие скарновые тела сформировались в каналах активной инфильтрации трансмагматических флюидов.

Мощности отдельных зон жильных скарнов сопоставимы лишь вдоль их оси, а в поперечном срезе тел они резко различны. Из-за отсутствия непрерывной обнаженности продольная зональность жильных скарнов не изучена полноценно ни в одном случае. На месторождениях обычно исследуется поперечная зональность, в формировании которой существенную роль играют процессы диффузионного взаимодействия компонентов фильтрующегося флюида и поровых растворов боковых пород. Соотношения этих процессов подробно обсуждались в работе [114]. Их проявление обусловлено неравномерной трещиноватостью и проницаемостью боковых пород (см. следующий раздел).

Однако неравномерность распределения потоков трансмагматических флюидов имеет место и в магме. Здесь также проявлено сочетание ин-

фильтрационного и диффузионного процесса метамагматического (по Д.С. Коржинскому) взаимодействия флюидов с магмой. Эти явления выходят за рамки настоящей работы и подробнее не обсуждаются. Однако их сочетание отражается на особенностях взаимодействия магмы с ксенолитами магнезиальных скарнов, нередко обильных в эндоконтактных частях магматических тел. Именно присутствие в них ксенолитов магнезиальных скарнов доказывает образование скарнов в магматический этап.

Взаимодействие ксенолитов боковых пород (в частности, магнезиальных скарнов) с магмой, их растворение в магме изучено явно недостаточно. Исключением является материал, полученный на Верхнеталнахских габбро-долеритовых интрузивах Норильского района [38]. Долериты относятся к оливинсодержащим разновидностям и характеризуются присутствием ликвационных выделений сульфидных расплавов, местами достигающих промышленных концентраций.

В контактах Верхнеталнахских интрузивов развиты довольно мощные магнезиальные скарны магматического этапа, замещающие доломитовые карбонатные породы. Спецификой скарнов Талнаха является отмеченное выше отсутствие шпинель-пироксеновой и пироксен-плагиоклазовой зон. В контакте с шпинель-форстеритовым скарном находится пироксен-плагиоклазовый (безоливиновый) долерит. Лишь на расстоянии от 0,5 см и более от контакта с инфильтрационным скарном в магматической породе появляется оливин. В этом случае зональность имеет вид: доломитовый мрамор ← бруситовый (апопериклазовый) мрамор ← шпинель-форстеритовый (с реликтовым апопериклазовым бруситом) кальцифир ← шпинель-форстеритовый скарн ← пироксен-плагиоклазовый долерит ← оливинсодержащий долерит.

В эндоконтактах Верхнеталнахских интрузивов, в участках развития магнезиальных скарнов магматического этапа, обильны ксенолиты скарнов и реликты ксенолитов (рис. 16, см. вкл.). Реликты сложены корродированными с краев монолитными скарнами и тонкими жилкообразными обособлениями петлевой формы (см. рис. 16). Часто эти петли имеют вид замкнутых эллипсовидных колец, внутренние части которых сложены довольно лейкократовым пироксен-плагиоклазовым долеритом, нередко с обильными сульфидами. Сами петли сложены плагиоклазоливиновым агрегатом, а их внутренняя зона иногда отвечает составу шпинель-форстеритового скарна, который нередко превращается в послемагматический этап в хлорит-магнезитовую белую породу. Оливин петль представлен мелкими (0,1–0,02 мм) округлыми кристалликами, включенными в таблички плагиоклаза, ориентированными поперек полосок, перпендикулярно контакту с магматической породой и наполненными сыпью магнетита, которая собрана в скоплении с прямолинейными очертаниями, не оставляющими сомнений в образовании ее на месте кристаллов шпинели, заместившейся плагиоклазом. Оливин полосок по размеру и морфологии сходен с форстеритом скарнов экзоконтакта и ксенолитов, но по содержанию фаялитовой молекулы (28–30%) близок к составу крупных пойкилокрисстов магматического оливина с 32–33% фаялитовой молекулы. Таким образом, ясно, что оливин-плагиоклазовые породы сформировались за счет шпинель-форстеритовых скарнов, шпинель которых заместилась плагиоклазом, а форстерит повысил свою железистость до оливина, равновесно устойчивого в магме. Железистость форстерита скарнов не выше 11% фаялитовой молекулы. При инфильтрационном воздействии трансмагматических флюидов скарн изменяется в пироксен-плагиоклазовую породу, которая полностью переходила в расплав. Оливин-плагио-

класовая порода более тугоплавка, и потому сохраняется в виде реликтов, диффузионного реагировавших с магмой посредством флюидов. Таким образом, оливин-плагноклазовые петли в долеритах представляют собой части, оболочки ксенолитов шпинель-форстеритовых скарнов, инфильтрационно замещавшихся магмой. Вне инфильтрационных струй флюидов ксенолиты реагировали с магмой диффузионным путем.

Влияние физико-механических свойств вмещающих пород и структурно-тектонических условий. Доломиты, известняки, доломитовые и известковые мраморы, карбонатно-силикатные породы имеют разные физико-механические свойства, по-разному реагируют на тектонические напряжения и движения, фильтруют флюиды и растворы и соответственно при прочих равных условиях по-разному подвергаются скарнированию с последующим рудоотложением.

Доломит и доломитовый мрамор ведут себя как существенно более компетентная и более хрупкая порода, чем известняк и известковый мрамор. Это подтверждают многочисленные факты. В частности, наблюдалось [144] диапировое прорывание пласта известняков фрагментами доломитового прослоя в подвергшейся складчатости пачке мраморов. Распространена значительно меньшая сдвойникованность кристаллов доломита среди интенсивно сдвойникованных кальцитовых зерен, отмечается наличие штокверковых магнизиально-скарновых образований в контактах интрузивов и доломитов, где пласты известняков, подстилающие и перекрывающие эти доломиты, лишь перекристаллизованы и лишены трещиноватости (месторождения Майхура, Центральный Таджикистан; Яхтон, Западный Узбекистан).

Сравнительную оценку пластичности доломитов и известняков можно было бы провести по величинам пределов упругости, разрушающего напряжения и полной деформации. Хотя совокупность таких данных в справочной литературе отсутствует, косвенная оценка все же возможна. По модулю Юнга доломиты в среднем в 1,5 раза прочнее известняков и обладают большей упругой деформацией [96].

В табл. 2 приведены некоторые прочностные свойства доломитов и известняков из "Справочника физических констант горных пород" [96] при двух сопоставимых наборах условий температуры и всестороннего давления.

Анализ приведенных величин показывает, что деформация на 1 и 2% пород требует для известняков в 1,5—4 раза меньшего напряжения, чем для доломитов. Пластические изменения проявляются и в известняках, и в доломитах уже при сравнительно небольших деформациях (менее 2%). Однако в известняках эта пластичность выше, во-первых, потому что деформация породы происходит при меньших напряжениях, во-вторых, потому что нелинейность напряжений между деформациями на 1 и 2% проявлена заметно сильнее в известняках. Наконец, общая деформация при разрушающей нагрузке существенно выше в известняке, что свидетельствует о его значительно большей пластичности.

Таким образом, справочные физико-механические данные соответствуют геологически наблюдаемому факту большей пластичности известняков и большей хрупкости доломитов в широком диапазоне условий и температур. При достаточно высоких напряжениях, сопровождающих внедрение магматических тел, в доломитах будут возникать разрывные нарушения, в то время как известняки могут испытывать пластические деформации. Доломиты оказываются и более проницаемыми для флюидов и растворов, метасоматические процессы идут в них более интенсивно и более благоприятны для образования штокверков и штокверко-

Таблица 2

Сравнительные прочностные свойства известняков и доломитов [96]

Дифференциальное давление (в бар) при деформации		Предельное разрушающее напряжение, бар	Разрушающая деформация, %
1%	2%		
<i>Известняк (мрамор), 500°C, 5 кбар*, растяжение</i>			
840	980	1550	20
950	1150	2950	340
1080	1320	1860	20
1100	1400	2380	44
<i>Доломит (мрамор), 500°C, 5 кбар, растяжение</i>			
2700	4020	4510	20
3610	—	3610	1,0
2830	3550	3920	4,4
<i>Известняк (мрамор), 500°C, 5 кбар, сжатие</i>			
850	1000	1280	15,9
<i>Доломит (мрамор), 500°C, 5 кбар, сжатие</i>			
4070	5650	9940	17,6
1380	2600	9220	20,2
1570	3070	8290	17,0
<i>Известняк (мрамор), 300°C, 2 кбар, сжатие</i>			
1150	1370	3230	30,0
1310	1960	3830	27,2
<i>Доломит (мрамор), 300°C, 1 кбар, сжатие</i>			
1750	2170	2220	3,4
2730	3710	4020	6,0

* Всестороннее давление.

видных жильных скарнов. Однако при длительных растягивающих напряжениях над интрузивными куполами доломиты из-за обильной трещиноватости могут стать настолько проницаемыми, что вместо мощных тел зональных скарнов непосредственных контактов возникнут только обильные тонкие их прожилки, собранные в штокверковидные системы.

В плоских пологих контактах доломиты, по-видимому, более благоприятны для формирования мощных скарновых зон, чем известняки. Этому способствует не только образование их в магматический этап, но и лучшая проницаемость пород для флюида. Возникновению более значительных тел биметасоматических скарнов по известнякам благоприятствуют при прочих равных условиях контакты значительной крутизны.

Влияние структурно-тектонической обстановки в магматический этап скарнообразования. Та или иная степень трещиноватости, в том числе микротрещиноватости доломитов в кровле интрузивов, непосредственно и существенно сказывается на формах и внутреннем строении возникающих тел магнетитовых скарнов. На пересечениях более крупных (сколовых и других) трещин в доломитах часто появляются столбообразные с ответвлениями скарновые тела, в которых, как и в жильных телах, границы инфильтрационных зон расположены перпендикулярно направлению просачивания флюидов и в поперечных сечениях этой группы тел не уста-

навливаются. Мощность зоны инфильтрационного форстеритового скарна даже в столбообразных телах большой протяженности (как, например, скарновый столб Нового рудного тела в Холь Голе) невелика. Это закономерно обусловлено прогрессивным замещением [37] внешних зон метасоматической колонки более тыловыми зонами (в частности, пироксеновой) в процессе формирования столбообразных скарновых тел [114].

Выше приведены данные о влиянии трещинной тектоники на минеральный состав столбообразных и жильных тел. Здесь отметим следующее. Исчезновение в составе ранних скарнов глиноземистых минералов, очевидно, может произойти в одном и том же контакте и на одном уровне, и на различных расстояниях от интрузива. Это может быть связано с характером той или другой трещины, по которой просачивались флюиды. При устойчивом в течение длительного времени, сравнительно быстром просачивании значительных масс флюида, несущего тепло, снижение температуры и соответствующее увеличение кислотности флюида произойдет лишь на большом расстоянии от интрузивного контакта. При небольших же массах флюидов, а также при просачивании их через слабо выраженные, плохо дренирующие трещины потери тепла, очевидно, произойдут сравнительно быстро. Соответственно в одних столбообразных телах магнезиальные скарны на значительном их протяжении от интрузивного контакта будут содержать глиноземистые минералы и парагенезисы известковых скарнов, образовавшихся на их месте, и включать гроссуляр, везувиан, флогопит или амезит (например, скарновые столбы Кансайского рудного поля). В других телах этой формы преобладающая масса скарна уже на сравнительно небольшом удалении от интрузива окажется лишенной глиноземистых минералов, и постмагматическое преобразование в них будет выражено лишь в некотором, чаще всего небольшом изменении железистости исходного пироксена. Для образования крупных тел такого рода необходимо длительное время. К указанным телам относятся Новое рудное тело месторождения Холь Гол и некоторые скарновые столбы Бэицы Бихоры.

Вряд ли нужно доказывать, что большинство жильных тел магнезиальных скарнов, мощность которых обычно меньше дециметра, окажется в таком же положении, как скарновый столб Холь Гола.

В тех сравнительно более редких случаях, когда микротрещиноватость доломитов в области контакта с расплавом особенно интенсивна, возникают сложные системы магнезиальных скарнов трубчатой и жильной форм с ритмически-полосчатым внутренним строением [114, 119]. Тела таких скарнов образуют резко неоднородные штокверковые массы в виде поясов между скарнами непосредственных контактов (как в месторождениях Сянхуалин в КНР, Питкяранте в Приладожье и многих других). В постмагматических условиях эти гетерогенные карбонатно-силикатные массы под влиянием новых тектонических импульсов обеспечивают облегченный доступ растворам и, реагируя с ними, в контактах гранитов повышенной кремнекислотности дают начало скарново-грейзеновым образованиям с оловянной и редкометальной минерализацией [116].

ПОВЕДЕНИЕ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ В ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Магнезиальные скарны магматического этапа претерпевают различные преобразования в послемагматический этап, включая превращение их в известковые скарны на умеренных глубинах. В абиссальных условиях известково-скарновые ассоциации неустойчивы из-за высоких давлений CO_2 . В абиссальных условиях некоторые минералы и минеральные ассоциации первичных магнезиальных скарнов оказываются неустойчивыми и заменяются другими вследствие снижения температуры и изменения состава флюидов. Наиболее чувствительны к таким изменениям пары минералов плагиоклаз—пироксен, пироксен—шпинель, форстерит—шпинель. Они замещаются соответственно роговой обманкой, флогопитом или паргаситом. Плагиоклаз, пироксен и форстерит часто замещаются другими минералами или резко меняют состав. Плагиоклаз может превращаться в скаполит, пироксен становится менее глиноземистым, форстерит замещается минералами группы гумита. Такие преобразованные скарны часто несут магнетитовое оруденение, специфические боратовые руды, промышленный флогопит, реже медное оруденение.

Указанные изменения характерны и весьма широко распространены. Нередко они охватывают массы скарнов, мощность которых достигает 100 м, а длина — 1 км. Отмечается явная гистерогенность этих преобразований. Изменения протекают без привноса кремнезема и глинозема инфильтрующимися постмагматическими растворами.

НОВООБРАЗОВАННЫЕ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ БОЛЬШИХ ГЛУБИН

В абиссальной фации глубинности в гнейсовых комплексах докембрия известны магнезиальные скарны, характерная черта которых — наличие в метасоматической колонке сопряженных зон экзо- и эндоскарнов. Эти скарны — типичные биметасоматические образования с выраженной в различной степени десиликацией исходной алюмосиликатной породы, что отражено на треугольной диаграмме состав—парагенезис характерной петлей (рис. 17).

Скарны, о которых идет речь, встречаются на контактах доломитов с пегматитами и с различными гнейсами и амфиболитами без проявлений в последних сильной гранитизации. В этих случаях для экзоскарнов типична зона почти мономинерального диопсидового скарна, форстеритовая же зона, свойственная инфильтрационным скарнам, сменяется очень узкой зоной кальцит-форстеритовой породы (обычно нацело серпентинизированной). На Алдане в составе эндозон наиболее распространены пироксен-скаполитовая (реже пироксен-плагиоклазовая) и пироксен-флогопитовая или пироксен-шпинелевая зоны. Широко представлены здесь инфильтрационные некомпенсированные магнезиальные эндоскарны с промышленным флогопитом в тектонических зонах среди гнейсов. Тела этих скарнов нередко уходят в гнейсы более чем на 150 м от доломитового контакта [64], что свидетельствует о большой мобильности (геохимической подвижности) магния в растворах, выполняющих трещины.

Привлекает внимание, что значительная встречная диффузия кремнезема в доломиты на контактах со скарнированными таким образом гнейсами встречается редко. Мощности зон диопсидового экзоскарна и кальцит-форстеритовой породы, как правило, незначительны [127]. Часто форсте-

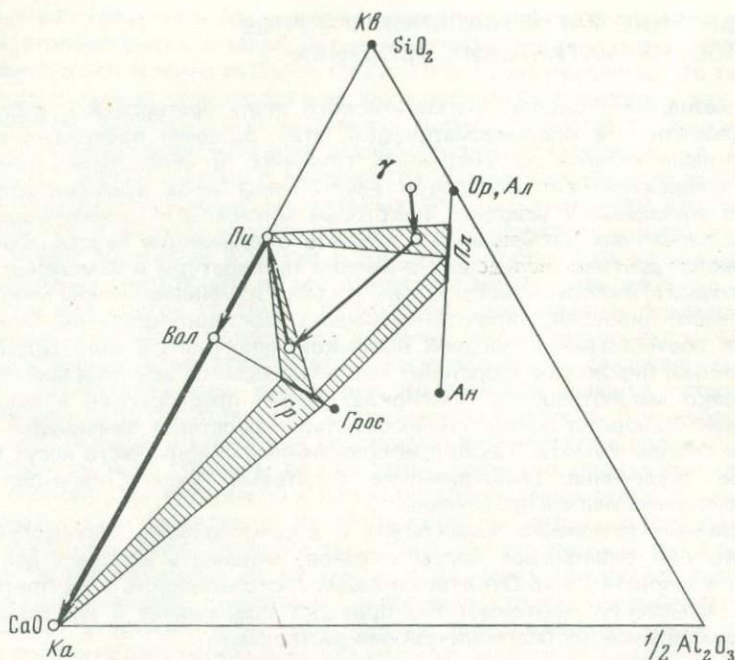


Рис. 17. Диаграмма состав—парагенезис для известковых скарнов с характерно выраженной десиликацией (жирная линия направления реакции имеет зигзаг). Заштрихованы поля двуминеральных парагенезисов; γ — гранитоид

ритовая зона полностью отсутствует и диопсидовый скарн граничит непосредственно с форстеритовым кальцифиром. Иногда в местах, где контакт гнейса и доломита пересекается тектоническим нарушением, вдоль которого развиты шпинель-пироксеновые скарны (т. е. растворы вступали в гнейсы со стороны доломитов), в последних на продолжении нарушения наблюдаются небольшие жилкообразные тела бесфлогопитового диопсидового, очевидно, диффузионного скарна.

Весьма примечательно, что при огромном числе скарновых контактов на флогопитоносных площадях Алдана и обилии жильных магнизиально-скарновых тел в гнейсах соответствующие им жильные инфильтрационные постагмагматические (бесшпинелевые) диопсидовые скарны по доломитам не встречаются. Для докембрия Прибайкалья этот факт отмечен Д.С. Коржинским [53, с. 127].

Жильные диопсидовые породы, образующие сложные штокверковые массы в доломитах, известны в обнажениях верхнего течения р. Салбартуй (Западное Забайкалье). Доломитовые тела здесь имеют линзовидные формы, заключены в гнейсах и являются членом зунмуриной осадочно-метаморфической свиты верхнего протерозоя в области активизации платформы. Радиогенный возраст аляскитоидных биотитовых гранитов, прорывающих эту толщу, 218 млн. лет. Диопсидовые породы локально развиты в контактовом ореоле этих гранитов, в зоне шириной до 150 м. Белый диопсид, имеющий почти теоретический состав, образует сетки жил, то сплошные массы с призматическими кристаллами различной величины (длиной от 1 мм до 1 м). В мелких интерстициях и по трещинкам

спайности пироксеновых кристаллов расположены кварц и листочки графита. Флогопит в диопсидовых массах полностью отсутствует. Карбонатный материал в штокверковых телах доломитовый, темно-серой окраски. Часть разблокированной карбонатной породы полосчата из-за наличия переменных количеств слоев кварца. В большинстве диопсидовых обособлений интенсивно проявлено окварцевание. В зонах трещиноватости диопсид замещается тремолитом и тальк-карбонатными агрегатами.

Жилы диопсида имеют однородное строение, лишены какой-либо зональности, и диопсид непосредственно граничит с доломитом. Я. Косалс с соавторами [57] указывают, что местами вблизи контактов с доломитами в диопсидовых телах появляется волластонит (менее 1%). Со стороны гнейсов с диопсидовыми массами граничат пироксен-плаггиоклазовые породы, образующие зону мощностью 1–2 м, а в эндоконтактах гранитов встречаются пироксен-микроклиновые породы. Сами граниты подверглись неравномерной сильной грейзенизации, сопровождающейся редкометальной минерализацией.

Отсутствие форстерита и условия нахождения диопсидовых пород р. Салбартуй отчетливо подтверждают их сравнительно низкотемпературный характер. Эти постмагматические инфильтрационные образования нельзя параллелизовать с нормальными магнезиальными скарнами. Они возникали, по-видимому, уже в конце скарновой стадии — в начале стадии кислотного выщелачивания, в условиях возросшей концентрации и мобильности кремнезема в растворах. Не исключено, кроме того, переотложение последними кремнезема, исходно присутствовавшего в части карбонатной массы.

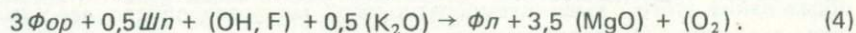
ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАННЫЕ МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ ГИПАБИССАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ

Причины и результаты гистерогенного преобразования магнезиальных скарнов магматического этапа в гипабиссальных условиях такие же, как и в глубинных. В скарновых телах непосредственных контактов в зоне форстеритовых скарнов изменения ограничиваются интенсивным развитием гумитовых минералов на месте форстерита и замещением шпинели флогопитом. Везде устойчиво отсутствует преобразование форстеритовых масс типа



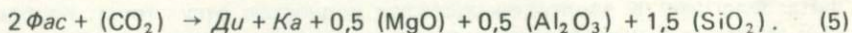
Это может быть удовлетворительно объяснено только отсутствием привноса кремнезема постмагматическими растворами скарновой стадии. Реакции протекают с сохранением содержаний магния, кремнезема и глинозема при их инертности.

Характерна, как и в абиссальной фации, флогопитизация форстеритового скарна без образования диопсида, что дает основание предположить протекание реакции без привноса кремнезема по уравнению

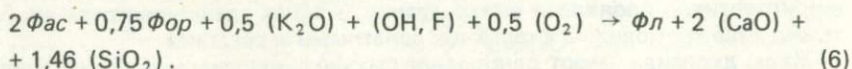


Замещение фассаита диопсидом в шпинель-пироксеновых скарнах постоянно и широко проявлено, охватывает обычно всю массу скарна и сопровождается замещением шпинели флогопитом. Этот процесс также может протекать без привноса кремнезема, в частности следующим путем. Преобразование фассаита сопровождается освобождением небольшого

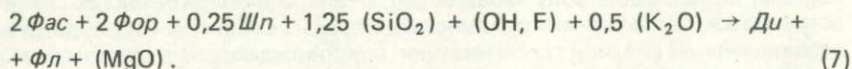
количества кремнезема:



Соответственно флогопитизация самого фассаита без участия шпинели также может происходить с освобождением кремнезема:



Поступление в раствор этих количеств кремнезема делает возможным вовлечение и шпинели в реакцию флогопитообразования. Как правило, наиболее интенсивно флогопитизация происходит у границы с форстеритовой зоной, и в реакциях участвует и форстерит:



В поперечных сечениях контактовых (фронтальных) тел различные изменения минералов ранних скарнов не дают картины последовательного или преимущественного развития по зонам и наблюдаются одновременно во всех зонах колонки. При этом зачастую форстеритовые скарны почти нацело замещены гумитовыми минералами, флогопитизация же скарнов пироксеновой зоны проявлена слабо. Это указывает, по-видимому, на просачивание постмагматических растворов через тело исходных скарнов одновременно в различных направлениях в соответствии с гетерогенностью сложения, характером зернистости и микротрещиноватости скарновой массы. Процесс обычно проявлен неравномерно, и в более крупных телах среди преобразованных масс сохраняются реликты ранних скарнов.

При развитии магнезиальных скарнов в контактах с оливинсодержащими магматическими породами (например, с оливиновым габбро или долеритом) в условиях малых глубин в постмагматический этап, по данным И.А. Зотова [38], могут возникать своеобразные магнезиальные эндоскарны преимущественно монтичеллитового состава. В месторождении Талнах жилки этих скарнов секут все дифференциаты продуктивных Верхнеталнахских интрузивов. Зона монтичеллитовых скарнов появляется и как реакционная на границе зон форстеритового и пироксенового скарнов в качестве уже известково-скарнового образования.

Время формирования некоторых монтичеллитовых скарнов следует параллелизовать с возникновением монтичеллитсодержащих порфиروبластовых роговиков, имевших в исходном составе клинопироксен (салитавгит) + форстерит ± кальцит ± шпинель. В них новообразованный монтичеллит всегда слагает порфиробласты с включением в его зернах реликтов пироксена, форстерита и шпинели. Образование монтичеллита в этих породах, несомненно, связано с неустойчивостью первичной ассоциации (прогрессивного этапа) форстерит + пироксен + кальцит и возникновением вместо нее монтичеллита. Кальцит в исходной породе может отсутствовать, что компенсируется привнесением кальция растворами. Постмагматическое образование этого "высокотемпературного" минерала обусловлено падением давления CO_2 после консолидации магм, как отметили Н.Н. Перцев [83] и И.Д. Рябчиков [90].

В монтичеллитовых скарнах по долеритам в Талнахском месторождении мощность отдельных жилок меньше 1 см, но они образуют штокверки мощностью до 20 м.

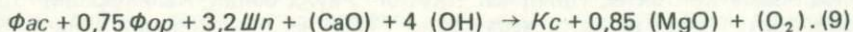
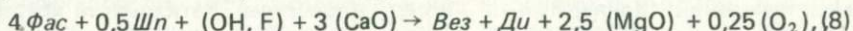
ИЗВЕСТКОВО-СКАРНОВОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ

Выше было показано, что магнезиальные скарны, сформировавшиеся в условиях малых и средних глубин, закономерно замещаются известковыми скарнами. Процесс начинается одновременно во всем объеме тела исходных скарнов в местах, куда получают доступ растворы, в том числе и вдоль поверхности контакта скарна с алюмосиликатной породой. Здесь он имеет биметасоматический характер, тогда как в остальной части скарнового тела — обменно-диффузионный. Зона пироксен-плагноклазовых околоскарновых пород магнезиально-скарновой колонки как бы входит в комплекс полевошпатовых пород эндоконтакта, скарновое замещение которых протекает с привнесом к месту реакций кальция и отчасти магния из более внешних зон колонки и с перемещением кремнезема в эти зоны.

Существование происходящих при известково-скарновом замещении изменений магнезиальных скарнов состоит в протекании ряда реакций, из которых реакции с минимальным выносом магния, по-видимому, несколько опережают реакции с полным его вытеснением и заменой кальцием, а образование наиболее железистых силикатов усиливается по мере понижения температуры. Реакции со связыванием кремнезема из растворов одновременны с реакциями, протекающими с его освобождением. И те и другие могут, вероятно, быть сопряжены между собой в пространстве или протекать в различных участках тела магнезиальных скарнов.

В непосредственных контактах магнезиальных скарнов с алюмосиликатными породами активность кремнезема, магния и кальция по обе стороны контакта различна, вследствие чего осуществляется биметасоматический процесс с образованием известковых скарнов и в эндоконтакте. Масштаб этого процесса всегда меньше, чем в контактах гранитоидов с карбонатной породой, особенно при наличии в составе колонки околоскарновой зоны. Соответственно мощность зоны эндоскарнов, как правило, не превышает первых дециметров и лишь в единичных случаях, как в Леспромхозном месторождении, достигает нескольких метров, оставаясь все же значительно меньше суммарной мощности магнезиальных скарнов, подвергшихся преобразованию, в том числе и известково-скарновому замещению. При средней интенсивности последнего в фронтальных телах скарнов затухание известково-скарнового замещения наблюдается обычно еще до границы с форстеритовой зоной, в которой проявляется лишь замещение форстерита гумитовыми минералами и флогопитизация.

Привлекает внимание, что пироксеновая (диопсид-салитовая) зона часто почти мономинеральна, если не считать появления гроссулярового граната на ее границе с более тыловой зоной околоскарновой породы. Только на границе с форстеритовой зоной, в местах обычного скопления шпинели, возникают сугубо везувиановые скарны с примесью пироксена, сменяющиеся в сторону шпинель-форстеритовой массы флогопит-ксантофиллитовой зоной. Развитие именно здесь везувиана и ксантофиллита объясняется, очевидно, повышенной магнезиальностью и высокой глиноземистостью этих известковых минералов. Соответствующие реакции их образования здесь могут быть следующими:



В редких случаях в породах форстеритовой зоны наблюдается интенсивное развитие андрадита (еще реже геденбергита). Это отмечено [45, 177] в месторождениях Железный Кряж (Восточное Забайкалье) и Майхура

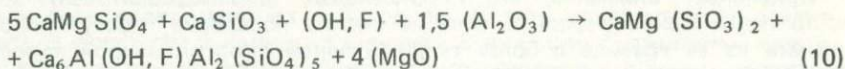
(Южный Гиссар) при малой мощности исходных скарнов. Развитие андрадита и геденбергита следует, по-видимому, относить уже к концу скарновой стадии — началу стадии кислотного выщелачивания.

Минералы апомагнезиальных известковых скарнов отличаются от таких экзоскарнов по известнякам более высокой магнезиальностью пироксенов и глиноземистью гранатов. Кроме того, здесь развиты монтичеллит в ксантофиллит, не встречающиеся в собственно известковых скарнах, и распространен везувиан с повышенной магнезиальностью (2,5–8% MgO). Существенно, что и в подвзвигшихся известково-скарновому замещению телах фронтальных магнезиальных скарнов часто появляется волластонит. В отличие от экзоскарнов по известнякам, где этот минерал обычно слагает зону на контакте с кальцитовым мрамором, в телах известково-преобразованных магнезиальных скарнов волластонит вместе с гранатом (реже с плагиоклазом) слагает зону эндоскарнов и расположен на месте околоскарновой породы экзоконтакта. Лишь изредка это замещение распространяется на зону шпинель-пироксеновых скарнов (рис. 18, см. вкл.).

Анализ взаимоотношений волластонит-гранатовой и пироксен-везувиановой зон [113] показывает, что первая из этих ассоциаций минералов соответствует условиям меньшей химической активности магния, возникающим, по-видимому, при выносе этого компонента из области реакций. Только при повышении активности магния (у границ с форстеритовой зоной) пироксен-шпинелевый скарн с кальцитом замещается везувианом. Однако и волластонит-гранатовый скарн у границы с форстеритовым скарном может непосредственно замещаться везувианом.

В магнезиальных скарнах геленит-монтичеллитового состава известково-скарновое замещение проходит обычно очень интенсивно. В результате на их месте образуются везувиановые скарны с небольшим количеством пироксена и гроссулярового граната. В качестве примесей присутствуют волластонит, куспидин и характерные, более редкие — спуррит, тиллеит и другие силикаты кальция. Везувиан этих скарнов в рудном поле Центрального Канса (Карамазар) содержит 4–8 вес. % MgO.

Развитие известковых скарнов в монтичеллитовых скарнах магматического этапа протекает также лишь с перераспределением кремнезема без его привноса. Отмечаются, в частности [133], замещения типа $2 \text{Монт} + \text{Спур} \rightleftharpoons 2 \text{Мерв} + \text{Ка}$ и обрастание сростков монтичеллита с волластонитом агрегатами диопсида и везувиана. Смена двух последних ассоциаций, по-видимому, происходит по уравнению



без изменений содержания кремнезема в обеих его частях. Глинозем в данном случае возникает, по-видимому, за счет присутствующего в породе мелилита.

Тела известковых скарнов, формирующихся на месте магнезиальных, как правило, лишены метасоматической зональности, однако такая зональность наблюдалась во фронтальных телах магнезиальных скарнов ряда месторождений (Каняз, Южный Гиссар; Кошмансай, Чаткальский хребет; скарновые контакты, Полярная Якутия; Раунд Вэлли, Калифорния). Для экзоконтактовой ее части характерно [116] наличие тыловой зоны пироксенового скарна повышенной железистости, сменяющейся в сторону мраморов гроссуляровым скарном с магнезиальным пироксеном и флогопитом, за которыми следует зона везувианового скарна с примесью

гроссуляра, волластонита и пироксена. В Кошмансае везувиановая зона имеет мощность 2–4 м и граничит с мрамором через зону форстеритового скарна (мощностью до 2 м). Доломитовый мрамор здесь частично преобразован в крупнокристаллическую кальцитовую породу. В Полярной Якутии везувиановая и форстеритовая зоны так же представлены, но они миниатюрны. В Канязе и Раунд Вэлли форстеритовая зона отсутствует, и скарны не содержат каких-либо минералогических признаков участия пород этой зоны в формировании известковых скарнов внешней зоны.

Примерами зональных контактов могут служить наблюдавшиеся в Полярной Якутии контакты гранитов с магнезиальными скарнами (рис. 19, см. вкл.). В ксенолите магнезиального скарна в граните известково-скарновое замещение магнезиальных скарнов проявлено слабо. Хотя в составе зон эндоконтакта представлены и плагиоклаз-волластонитовая околоскарновая порода и волластонит-гранитовый скарн, прилежащая к последнему зона плагиоклаз-пироксеновой околоскарновой породы экзоконтакта почти не затронута известково-скарновым изменением. Равным образом свежи шпинель-пироксеновый и форстеритовый скарны. На примере этого образца подчеркнута слабость диффузии кремнезема в скарны экзоконтакта и существенная диффузия кальция в эндоконтакт. Почти отсутствует также диффузия магния в область эндоконтакта.

В противоположность этому в обр. 86 известково-скарновое замещение магнезиального скарна проявлено сильно. Здесь околоскарновая порода и волластонитовый с гранатом скарн эндоконтакта уступают в мощности гранат-волластонитовому скарну, заместившему большую часть шпинель-фассаитовой зоны, реликты которой сохранились в волластонит-гранатовой массе штурфа. В более внешней части исходной зоны, у ее границы с шпинель-форстеритовой зоной, шпинель-пироксеновый скарн замещен везувианом с образованием четкой микрзоны, на внешней границе которой интенсивно осуществлялась флогопитизация соприкасавшихся пироксенового и форстеритового скарнов. Последний в основном не изменен.

Такая картина с сохранением глиноземистой зоны, или "пояса", в виде заместивших шпинель везувиана, ксантофиллита и флогопита на границе пироксенового и форстеритового скарнов в образцах с сильным развитием известковых скарнов типична. В серии образцов из Полярной Якутии прослежена следующая метасоматическая зональность (см. рис. 19) :

Гранит	Вол + Пл	Вол + Гр	Пу + Пл	Пу ± Гр, Вез	Фл ± Ксант	Фог (Кст) Фл, Шп (5–10%)
1	2	3	4	5	6	7

Зоны 1–3 эндоконтактовые. Зона 4 – околоскарновая порода экзоконтакта (пироксен в ней замещается основным плагиоклазом); в зависимости от формы поверхности контакта она иногда отсутствует. Зоны 5 и 6 соответствуют зоне исходного шпинель-фассаитового скарна. В зоне 2 количество плагиоклаза сильно колеблется, местами его почти нет. Также местами отсутствует зона 2, и за гранитом следует зона 3. У внешней границы зоны 4 нередко появляется гранат. Пироксеновая зона 5 сложена диопсид-салитом, она обычно свежая, и лишь у границ кое-где появляются гранат и более редкий везувиан. Собственно везувиановая зона имеется не во всех образцах, она расположена между зонами 5 и 6 (см. рис. 19).

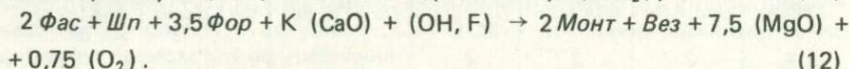
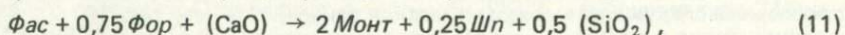
Вдоль границ с флогопитовой зоной пироксеновая и форстеритовая массы сильно перекристаллизованы, обычно с уменьшением величины зерен. В большинстве образцов от зоны 6 в зону 7 отходят пироксен-флогопитовые и флогопитовые жилки, не оставляющие сомнений в их принадлежности к скарнам магматического этапа.

Нельзя не заметить значительную аналогию между флогопитовой зоной 6

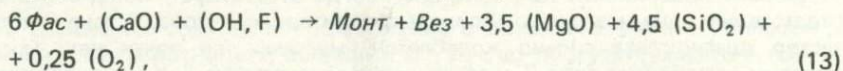
в приведенной колонке и микрозонками флогопита у жильных и столбообразных тел магнезиальных скарнов (см. рис. 11, а, б). И там и тут она проявлена независимо от наличия или отсутствия известковых преобразований скарна. Пространственное ее положение в обоих случаях тождественно — на границе пироксенового скарна с форстеритовым. Доказано ее образование с замещением шпинели. Эта аналогия, очевидно, подтверждает (см. выше) принадлежность кальцит-форстеритовой зонки к тому же (магматическому) этапу скарнообразования, к которому относится время образования зоны б на рис. 19 и шпинелевой зонки на рис. 12.

В форстеритовой зоне 7 неравномерно проявлено замещение клиногумитом, имеются остатки крупных изометрических зерен форстерита, замещаемых агрегатами его призматических зерен. Зерна минерала обладают весьма характерным двойникованием, аналогичным описанному Н.Н. Перцевым [81], относящемуся к продуктам перекристаллизации исходного шпинель-форстеритового скарна. Близкая к рассмотренной зональность в подвергшихся известково-скарновому замещению фронтальных магнезиальных скарнах наблюдалась нами в месторождении Еннан (рудное поле Холь Гол; рис. 20, см. вкл.). Зона форстеритового скарна с флогопитом и магнетитом граничит с микрозоной флогопита (+ магнетит), которая сменяется в сторону гранита микрозоной ксантофиллита с пироксеном, замещаемого флогопитом, и затем — пироксеновым скарном. Местами на границе с флогопитом отмечаются скопления везувиана. Пироксен-плагиоклазовая порода экзоконтакта, по-видимому, замещена гранатовым скарном с реликтами пироксена. Этот скарн без четкой границы сменяется гранатовым эндоскарном, который граничит с гранитом. Последний в контакте со скарном представлен биотит-пироксеновой разностью и обеднен кварцем.

В соответствующих условиях температуры и давления углекислоты шпинель-фассаитовые скарны на границах их зоны с зоной форстерит-пироксенового скарна замещаются постмагматическими монтчеллитовыми скарнами. При этом шпинель их пироксеновой массы часто переходит в монтчеллитовую без замещения ее какими-либо силикатами. При замещении же шпинели вместе с монтчеллитом местами появляется везувиан. Соответствующие реакции могут быть такими:

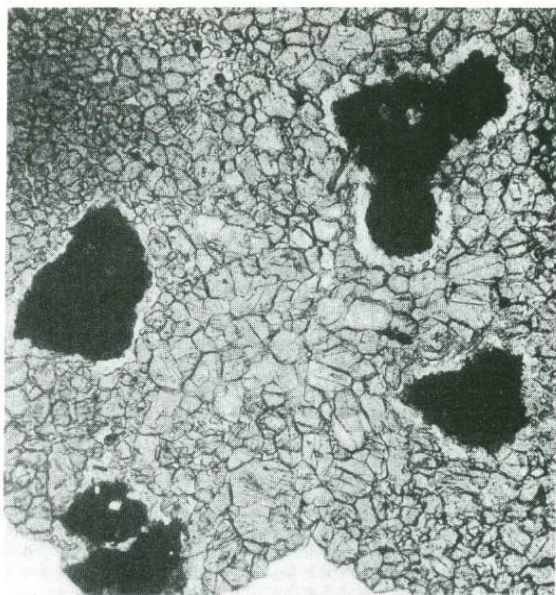


Эти реакции не требуют привноса кремнезема. Не исключена, по-видимому, возможность протекания и такой реакции:



при которой должно освобождаться значительное количество кремнезема.

Отмечаются определенные различия в результатах известково-скарнового изменения фронтальных магнезиальных скарнов и их столбообразных и жильных тел. Это связано в первую очередь с тем, что в поперечных сечениях фронтальных тел исходных магнезиальных скарнов существовала метасоматическая зональность, а в поперечных сечениях столбообразных и жильных тел инфильтрационная метасоматическая зональность отсутствует, и перед исследователем нередко предстают огромные однородные массы, возникшие при просачивании постмагматических растворов через однородные на большом протяжении тела исходных скарнов.

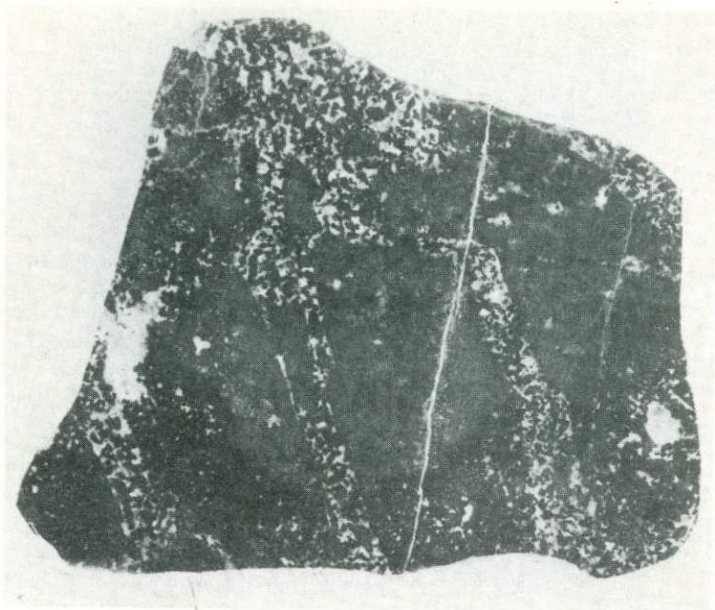


Р и с. 1. Начальная фаза развития пироксен-плаггиоклазовой породы, наступающей на зону шпинель-фассаитового скарна магматического этапа

Черное — шпинель, белое вокруг нее и серое в интерстициях между зернами пироксена — анортит. Месторождение Младеново, Болгария, обр. 1, увел. 25



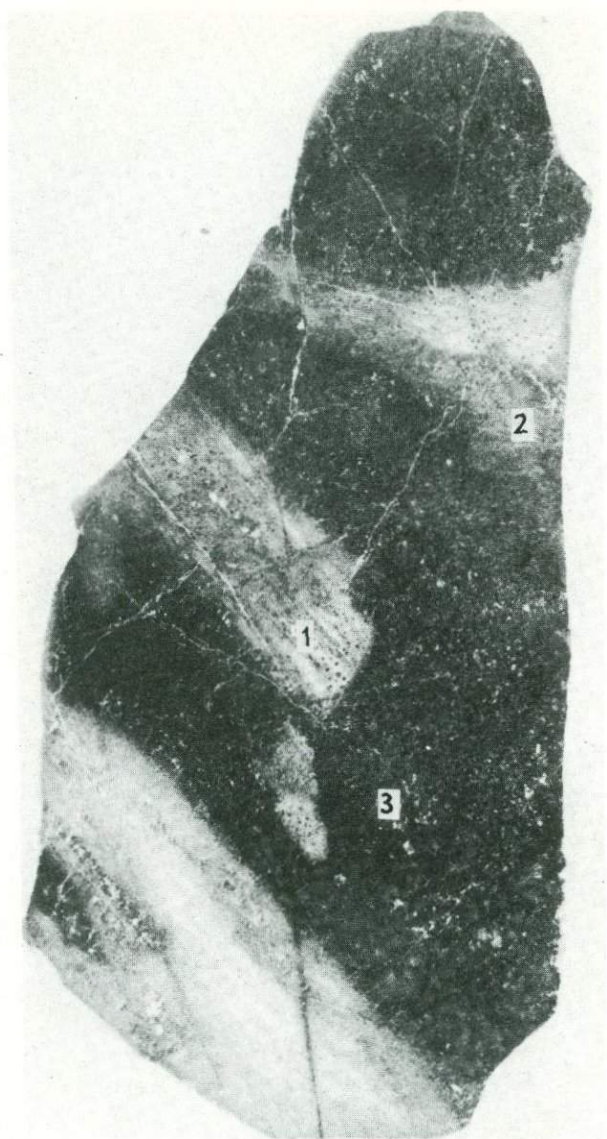
Р и с. 2. Жилки гранодиорита в тонкозернистом шпинель-фассаитовом скарне. Месторождение Кедабек, обр. 13 К, 1/2 натур. вел.



Р и с. 3. Рассечение жилками габбро ксенолита шпинель-фассаитового скарна (темно-серое), подвергшегося частичной резорбции с образованием узкой каймы пироксенового состава. Месторождение Пропада, Болгария, обр. 58, полир. штупф, 2/3 натур. вел.

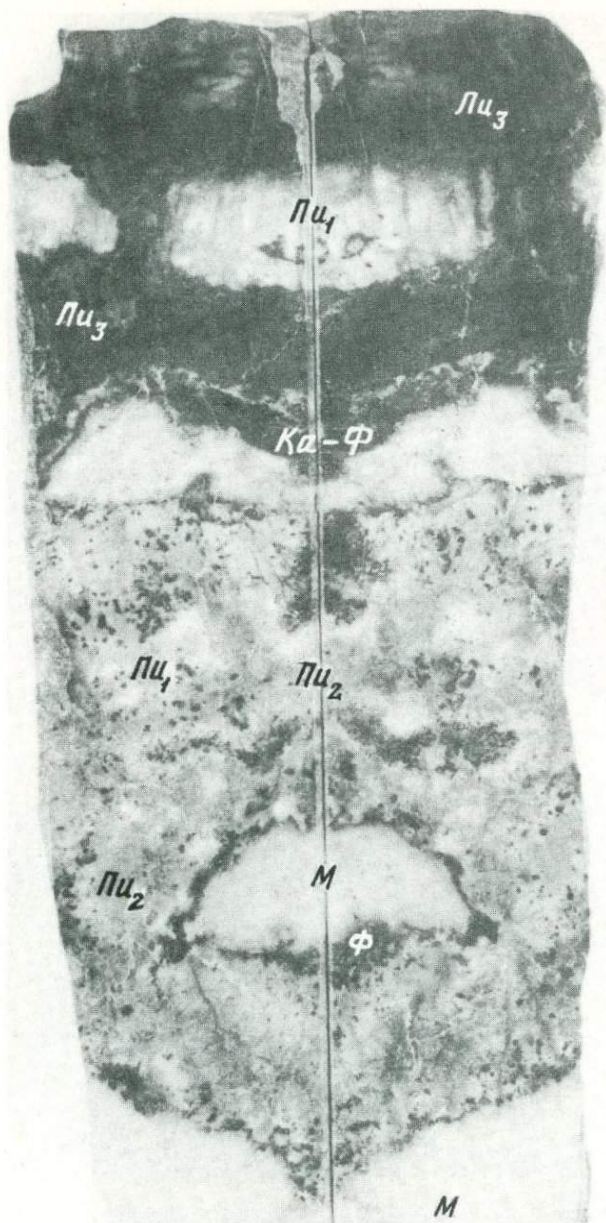


Р и с. 4. Брекчия диопсидового скарна в материнском роговообманковом граните. Темные каемки вокруг обломков скарна — хлорит. Месторождение Ольховское, Дистлеровский участок, полир. штупф, натур. вел., коллекция В.В. Черняева



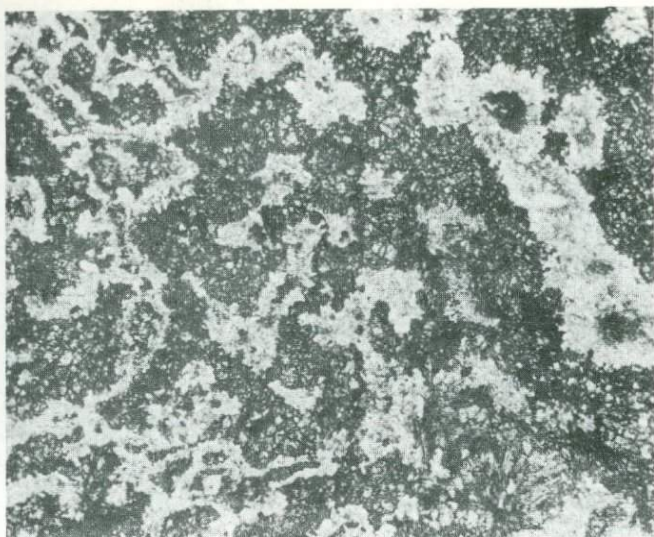
Р и с. 5. Ксенолиты шпинель-фассаитового скарна в габбро-пироксените. Видны особенности магматического замещения ксенолитов диффузионным путем. Месторождение Младеново, Болгария, 2/3 натур. вел.

1 — шпинель-фассаитовый скарн; 2 — зона метасоматической пироксен-плагиоклазовой породы, заместившей скарн; 3 — габбро-пироксенит



Р и с. 6. Замещение известковыми скарнами жильных зональных магниезных скарнов с сохранением их реликтов. Месторождение Майхура, полир. штуфы — две половинки образца в положении раскрытой раковины, обр. 5020, 1/2 натур. вел., коллекция А.Е. Лисицина

М — доломитовый мрамор и флогопит-хондродитовый кальцифир; *Ли₁* — очень светлый тонкозернистый пироксеновый скарн, заключающий обильные реликты форстерита, хондродита и серпентин (мелкие темные пятна) и замещаемый более железистым пироксеном (*Ли₂*). Вверху скарн с *Ли₁* замещается ферросалитовым скарном (*Ли₃*) с гранатом (последний на снимке не выделился); *Ка-Фор* — кальцит-форстеритовый скарн; *Ф* — флогопит-форстеритовая зона; форстерит сильно серпентинизирован



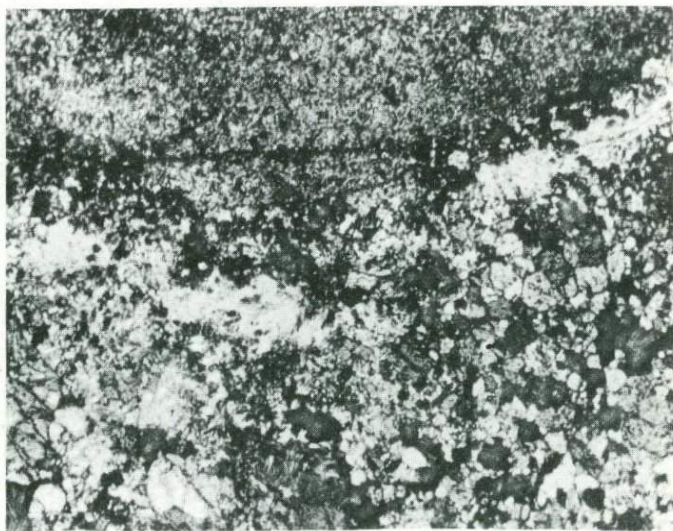
Р и с. 7. Микролятистая структура ферросалитового пироксенового скарна, образованная тремолитом (белое), заместившим реликты форстерита с прилегающими к ним участками исходного диопсидового скарна. Месторождение Майхура, обр. 180а, увел. 20



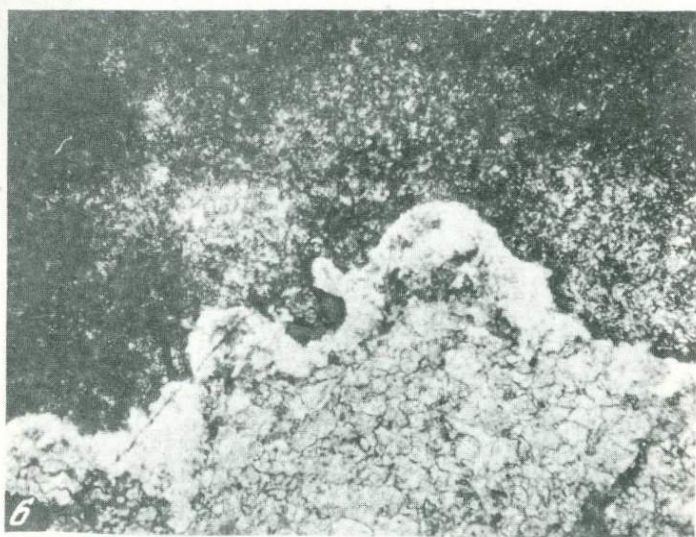
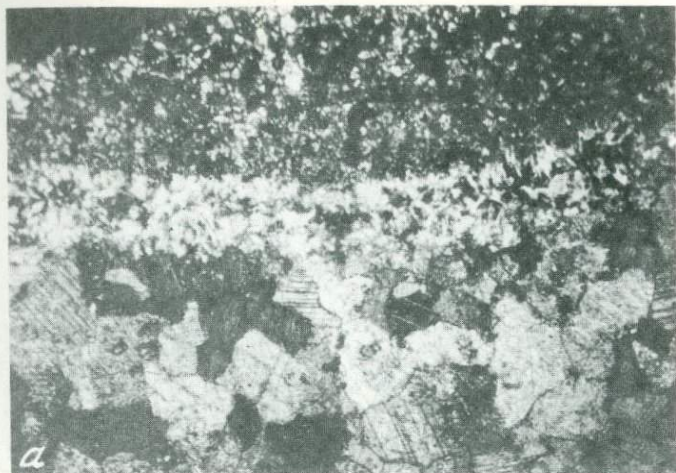
Р и с. 8. Ферросалитовый скарн с остатками диопсида. Хорошо выражены венчики тремолита (белое) вокруг зерен форстерита, замещенного хондродитом (X), а места ми серпентином (C). Месторождение Майхура, обр. 5020, увел. 20, коллекция А.Е. Лисицына



Р и с. 9. Граница жилы пироксенового скарна (справа) в кальцифере (слева). Зерна форстерита, располагавшиеся вдоль границы в скарне, замещены хондродитом со стороны кальцифера. Форстерит-пироксеновая масса замещена агрегатом тремолита (светлое). Месторождение Майхура, обр. 996, увел. 20



Р и с. 10. Флогопитовая зона на границе тонкозернистого фассаитового и среднезернистого форстеритового скарна (вверху). В массе флогопита имеются остатки табличек ксантифиллита. Полярная Якутия, обр. 213 Д, увел. 10, николи скрещены



Р и с. 11. Микрозонка флогопита на границе жильного пироксенового скарна (темное) и кальцитизированного доломитового мрамора

а — месторождение Майхура, обр. 346, увел. 25, николи скрещены; *б* — месторождение Яхтон, обр. 277 б, увел. 25

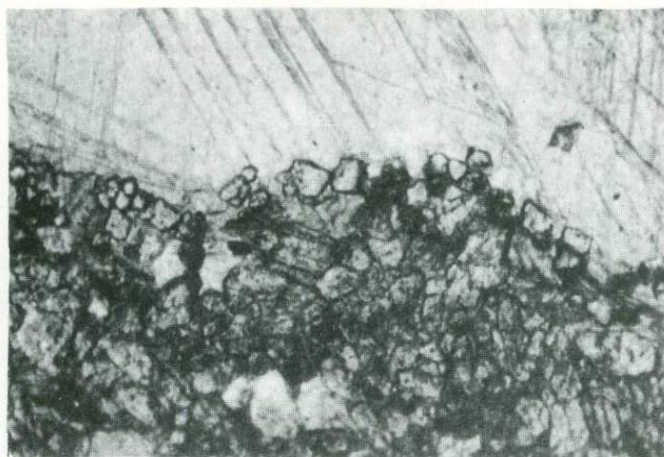


Рис. 12. Микрозона шпинели на границе жильного пироксенового скарна с кальцитизированным доломитовым мрамором. Месторождение Тырново, Болгария. обр. 317, увел. 25

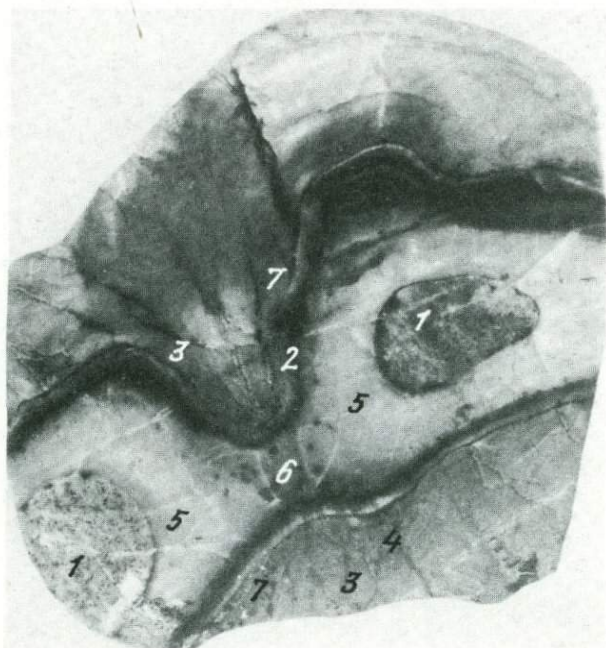
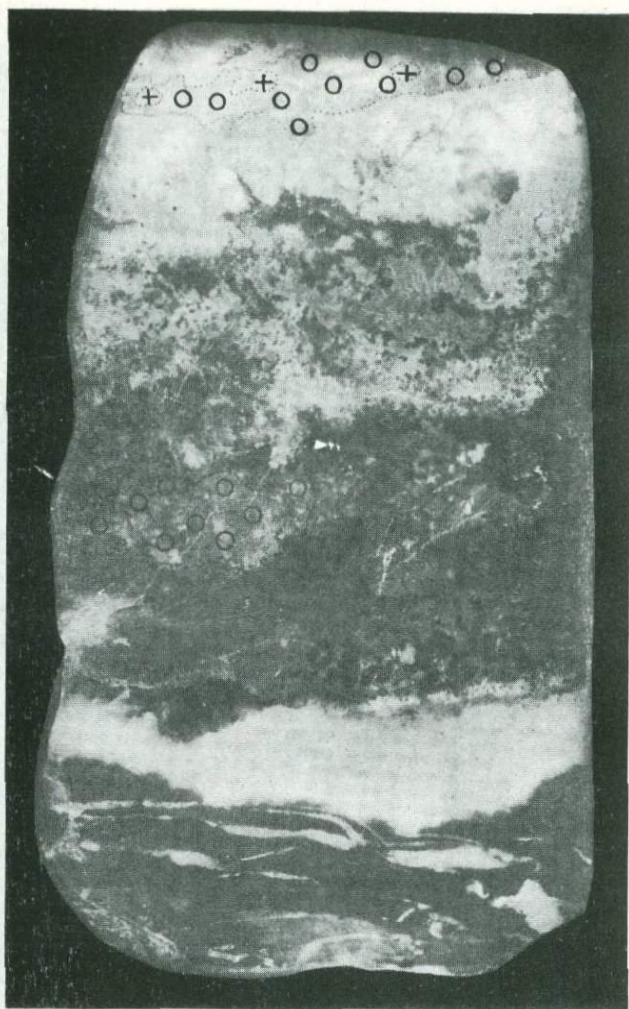
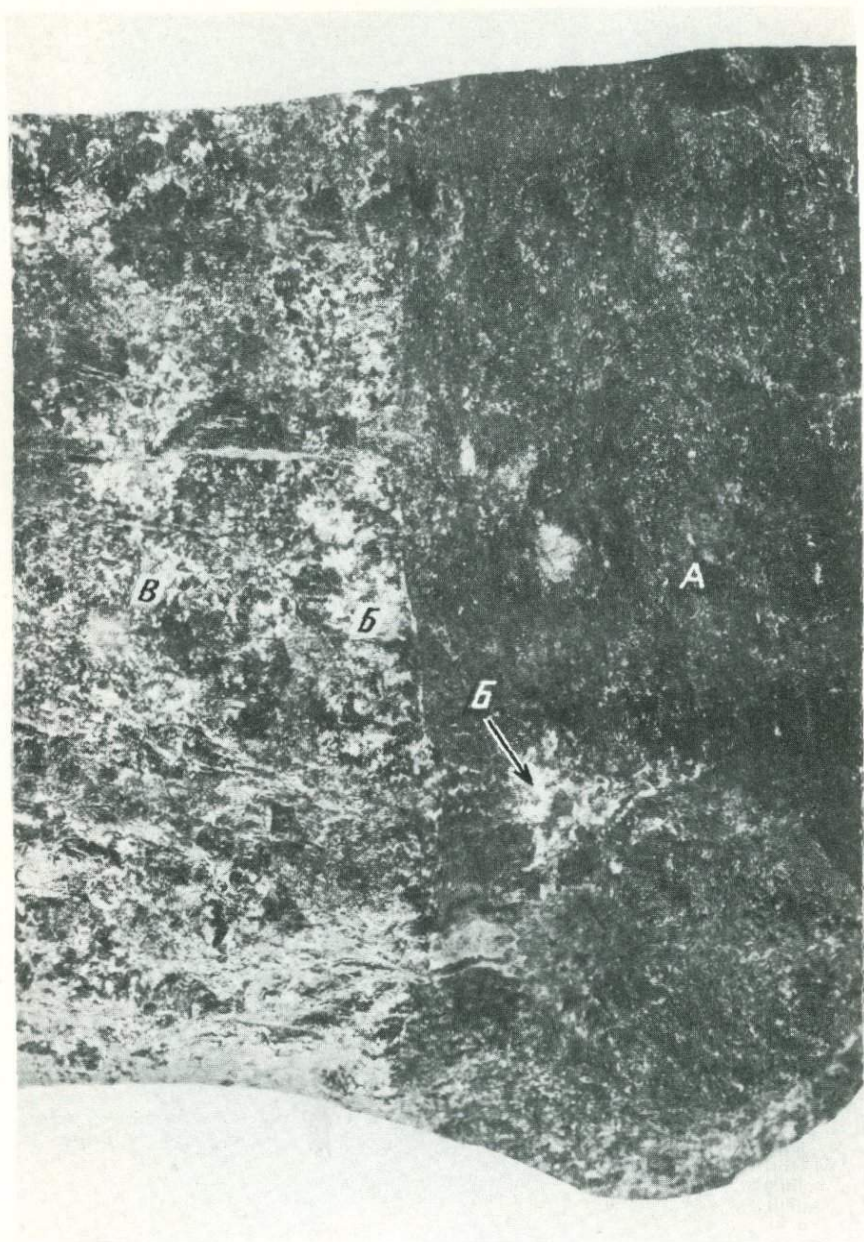


Рис. 18. Зональность известковых скарнов, замещающих магнезиальные скарны, вокруг пальцевидных внедрений гранита в доломиты. Полярная Якутия, обр. 358-В; натур. вел.

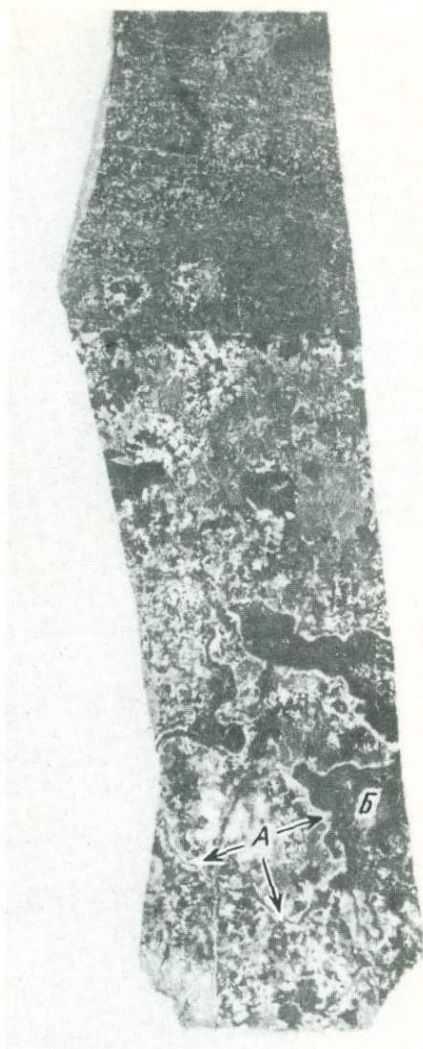
1 — пироксеновый гранит; 2 — шпинель-пироксеновый скарн; 3 — шпинель-форстеритовый скарн; 4 — кальцифир с людвигитом; 5 — волластонитовый (± гранат) эндоскарн; 6 — гранат-волластонитовый экзоскарн; 7 — концентрация везувиана на границе зон пироксенового и форстеритового скарнов



Р и с. 13. Реликты гранита (+) в гранатовой массе жилок (o), секущих форстерит-диопсидовый скарн (светлое), который замещается ферросалитом (темно-серое). Пунктир — контуры жилок. Рассеянные темные пятна в диопсидовой массе — серпентинизированный форстерит. Белое внизу — кальцит-форстеритовый обменно-диффузионный скарн; темное ниже — доломит. Месторождение Сазаган, полир. штуф, 3/4 натур. вел., коллекция В.Д. Отрощенко



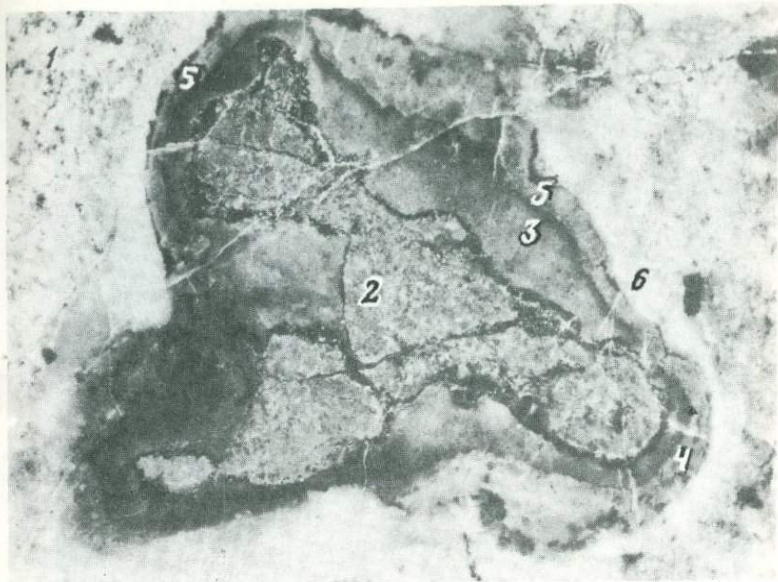
Р и с. 14. Магматическое замещение шпиль-форстеритового скарна (А) магмой оливинсодержащего "такситового" долерита (Б) с зоной безоливинового долерита (Б) на контакте. Хараелахская ветвь интрузива, Талнах, натур. вел.



Р и с. 15. Оливин-плагиоклазовая зонка (А) диффузионного взаимодействия магмы оливинсодержащего "такситового" долерита с ксенолитом шпинель-форстеритового скарна (Б) на фронте его магматического замещения. Хараелакская ветвь интрузива, Талнах, 3/4 натур. вел.

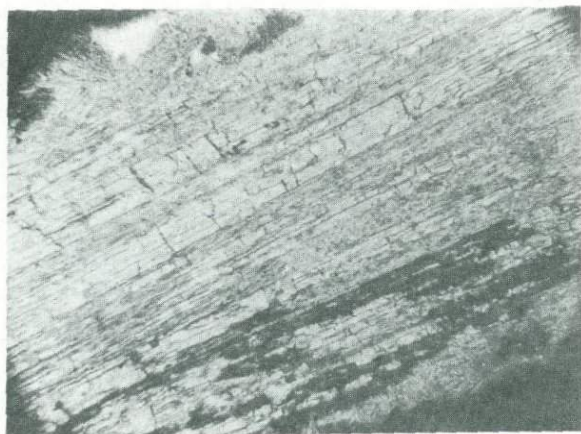


Р и с. 16. Петлеобразный реликт оболочки ксенолита шпинель-форстеритового скарна (черное) в оливинсодержащем "такситовом" долерите. В центре реликта — белая хлорит-магнезитовая порода, заместившая скарн. Хараелахская ветвь интрузива, Талнах, 1/2 натур. вел.

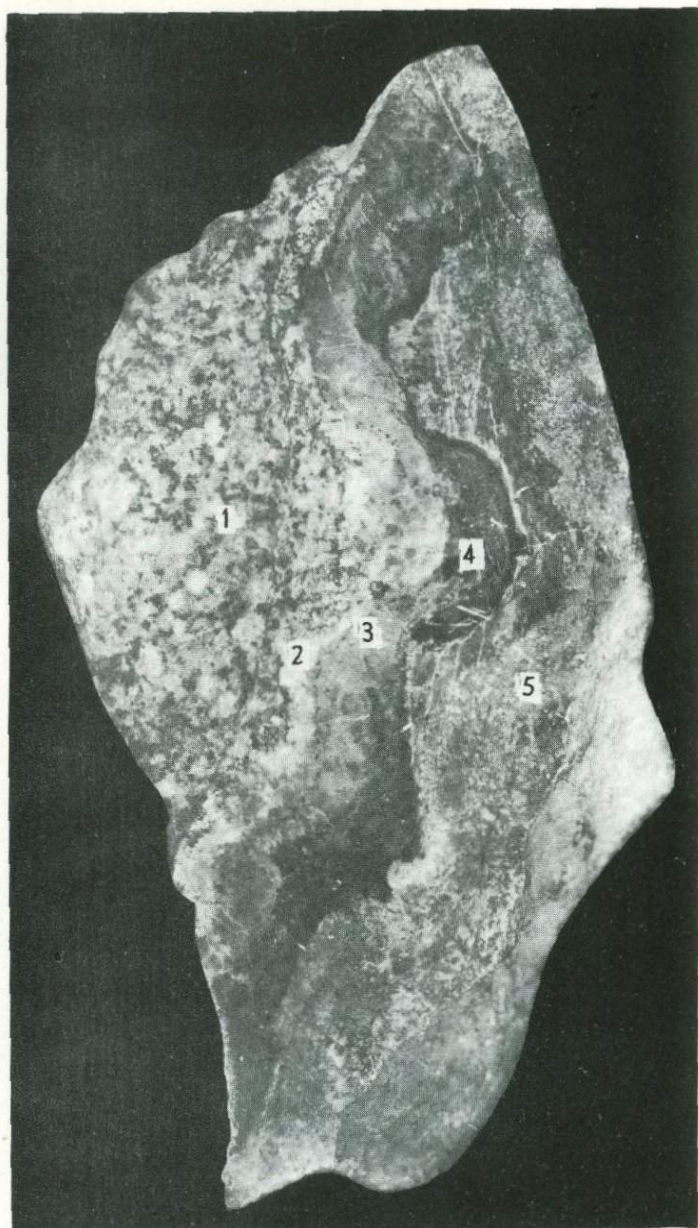


Р и с. 19. Зональный ксенолит магниального скарна в граните. Полярная Якутия, обр. 214 Д, полир. штуф, увел. 2

1 — пироксеновый гранит; 2 — шпинель-форстеритовый скарн; 3 — шпинель-фас-
саитовый скарн; 4 — пироксен-плаггиоклазовая околоскарновая порода экзоконтак-
та; 5 — волластонит-гранатовый эндоскарн (черное, прерывистая зона); 6 — плаггио-
клиз-волластонитовая околоскарновая порода эндоконтакта

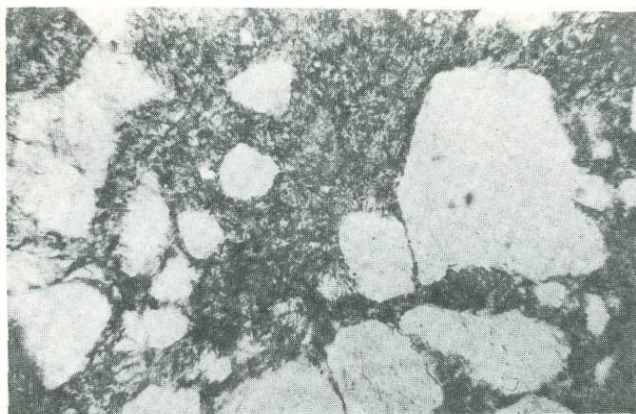


Р и с. 23. Крупные призмы волластонита замещаются тонковолокнистыми агрегатами
этого минерала (темно-серое). Месторождение Яхтон, увел. 20, николи скрещены,
коллекция Н.Г. Зиновьевой



Р и с. 20. Контакт апофизы гранита с магнезиальными скарнами. Месторождение Эннан, КНДР, обр. 53, полир. штупф, натур. вел.

1 — пироксеновый гранит; 2 — пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода, сильно замещенная гранатом; 3 — пироксен-гранатовый скарн; 4 — ксантофиллит-флогопитовый скарн с пироксеном, местами с везувианом у внутреннего края; 5 — флогопит-форстеритовый скарн с магнетитом и серпентином



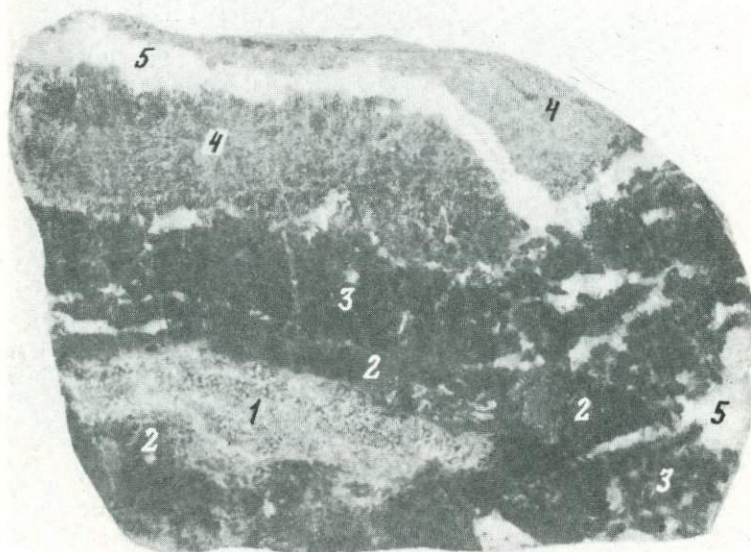
Р и с. 24. Жильный кварц, образовавшийся после раннего волластонита, раздробленный и сцементированный тонковолокнистыми агрегатами последнего. Месторождение Яхтон, увел. 20, коллекция Н.Г. Зиновьевой



Р и с. 26. Пятнистость апомагнезиальных ферросалитовых скарнов, обусловленная замещением магнезиального скарна неравномерного сложения. Темные участки агрегатного сложения — серпентинизированные реликты форстерита; светло-серые и более темные массы — пироксеновый скарн различной железистости, образовавшийся на месте форстерит-диопсидового скарна. Месторождение Майхура; обр. 805, полир. штупф, натур. вел.



Р и с. 27. Апомagneзиальный ферросалитовый скарн (темное) с реликтами форстерит-диопсидового скарна (светлое) замещен грубокристаллической гранат-геденбергитовой породой с кварцем (Г-Кв). Жилка гранатового состава (вверху), заместившая, видимо, инъекцию гранита, окаймлена ферросалитом. Месторождение Майхура, обр. 1097, 1/2 натур. вел.



Р и с. 28. Остатки форстерит-диопсидового скарна (1), замещаемого ферросалитом (2), среди существенно кварц-геденбергитовой (3) и геденбергит-гранатовой (4) массы; 5 — кварцевые выделения. Месторождение Майхура, обр. 844, полир. штүф, 1/2 натур. вел.

Трещинная зона, вдоль которой они сформировались, в общем случае более доступна для постмагматических растворов, а однородность массы скарна в поперечных сечениях столбов способствует более равномерному преобразованию исходного скарна в объеме тела, чем в случае фронтальных скарнов. Кроме того, существенны различия в составе возникающих минеральных ассоциаций, обусловленные бесшпинелевостью пироксеновых скарнов части крупных столбообразных и жильных тел. Для таких скарновых масс, сложенных одним магнезиальным пироксеном, известково-скарновое преобразование выражается лишь в том или ином повышении железистости пироксена, как это наблюдается, например, в жильных скарнах месторождения Майхура. При дальнейшем понижении температуры, росте кислотности растворов и активности кислорода в этих скарновых массах может развиваться андрадитовый гранат.

Приведенные данные о минеральных ассоциациях магнезиальных и замещающих их известковых скарнов по зонам метасоматической колонки свидетельствуют о том, что замещение одних из этих скарнов другими идет без привноса кремнезема инфильтрирующимися постмагматическими растворами. Для протекания некоторых реакций в зоне шпинель-фассаитовых скарнов (особенно у границ этой зоны с зоной форстеритового скарна) необходимы небольшие количества кремнезема. Они получаются путем вовлечения в реакции форстерита, а также освобождения кремнезема при других реакциях типа (4), (5) и (13), осуществление которых, исходя из наблюдения за сменами минеральных парагенезисов, следует считать наиболее вероятным.

Отсутствие привноса кремнезема постмагматическими растворами скарновой стадии подтверждается также сопоставлением величин отношения кремнезема к глинозему в исходных магнезиальных и замещающих их известковых скарнах. Исходя из того, что термодинамическая и геохимическая инертность глинозема в скарновых процессах значительно выше, чем кремнезема, можно заключить, что привнос последнего при замещении магнезиальных скарнов известковыми должен приводить к возрастанию величины $K = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (вес. %) в апомагнезиальных известковых скарнах. Правда, при анализе получаемых данных необходимо считаться с обычной для шпинельсодержащих скарнов неравномерностью содержания этого минерала в массе породы.

Для проверки изменений в величине K нами были сопоставлены результаты химических анализов 18 пар магнезиальных и замещающих их известковых скарнов (табл. 3). Кроме того, были привлечены анализы свыше 250 единичных образцов, представляющих те и другие скарны, а также эндоскарны и окоლოსкарновые породы из 50 месторождений в различных геологических регионах (табл. 4). Были также учтены 190 анализов отдельных глиноземсодержащих минералов магнезиального и известкового комплексов (см. табл. 4). Последние анализы можно было бы заменить данными и по другим месторождениям без изменения общей картины.

Большинство пар для парных анализов взяты из разных смежных частей одного и того же штуфа, реже из смежных зон или частей скарнового тела. Данные табл. 3 и 4 представлены на диаграммах (рис. 21, 22), при построении которых по абсциссе отложены равные интервалы, соответствующие образцам (анализам), а по ординате — величина K . На рис. 22 значения K для каждой породы и минерала расположены сначала в порядке возрастания, а затем — в порядке убывания. В результате максимумы K пришлось примерно на центральные части занимаемых фигурами интервалов по абсциссе, и фигуры по группам пород и минералам получились приблизительно однотипными.

Таблица 3

Результаты химических анализов магниальных и замещивших их известковых скарнов

№ анализа	Минеральный состав	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	П.п.п. (CO ₂)	K
1	Пу Фор Парг Шп Фл Мгт	45,95	8,33	—	26,56	10,30	0,24	5,5
2	Вез Фор Пу Мгт Ка Сп	43,84	8,97	—	7,84	29,37	0,43	4,9
3	Пу ₈ Пу _{1,2} Шп Фл Мгт	38,75	7,32	—	15,07	13,45	0,88	5,3
4	Гр _{4,0} Гр _{8,5} Пу _{2,0} Амф Ка	38,54	6,25	—	4,18	32,50	0,10	6,2
5	Пу Шп	43,63	14,10	3,69	16,06	18,08	—	3,1
6	Пу Гр Вез Шп Пл	46,60	12,20	2,10	8,35	23,70	—	3,8
7	Пу Пл	50,20	13,30	2,15	7,10	16,80	1,16	3,8
8	Пу Пл	48,30	9,73	1,72	8,10	17,20	4,95	5,0
9	Пу Пл Гр	46,75	14,32	1,66	7,05	21,75	—	3,3
10	Фор Шп Сп	30,56	8,81	5,78	36,03	0,62	—	3,5
11	Фор Шп Сп	35,74	8,30	5,91	33,33	3,59	7,29	4,3
12	Гр	35,89	4,44	27,52	1,64	23,82	—	8,1
13	Пу Фл Шп Ка	38,02	11,08	3,51	7,04	28,08	8,48	3,4
14	Гр Пу Ка	33,87	14,04	4,90	6,26	30,99	7,34	2,4
15	Гр Пу Ка	38,13	13,09	7,56	3,02	26,88	7,08	2,9
16	Монт Ка Шп	35,09	3,22	1,90	22,98	29,95	3,53	10,8
17	Монт Ка Шп	32,07	1,32	0,74	21,33	36,51	5,27	24,2
18	Монт Сп	30,59	1,48	1,03	19,04	37,28	7,72	20,6
19	Пу Ка	29,60	1,77	1,19	18,41	22,33	10,24	16,7
20	Гр Ка Бр Хл	25,82	8,61	4,12	20,27	28,33	11,54	3,0
21	Кгт Фл Мгт	33,48	8,55	8,45	26,47	3,95	8,96	3,9
22	Кгт Фл Мгт	33,01	7,93	9,33	33,78	0,57	10,11	4,1
23	Пу Гр Фл	37,08	14,88	6,50	4,32	27,34	1,71	2,5
24	Пу Гр	37,74	15,41	7,22	4,21	29,63	1,09	2,5
25	Пу Ка	29,68	5,68	6,40	4,36	38,42	13,29	5,2
26	Грос Фл	34,12	18,41	3,21	4,80	35,00	1,85	1,9
27	Пу Шп	40,85	12,80	—	—	—	—	3,2
28	Пу Гр	37,85	14,30	—	—	—	—	2,6
29	Фор Пу Ат Сп Ка	32,90	0,95	—	—	—	—	34,6
30	Гр Вез Пу Ка	37,10	6,50	—	—	—	—	5,7
31	Пу Сп	51,60	0,54	—	—	—	—	95,6
32	Пу Гр	43,20	7,30	—	—	—	—	5,9
33	Монт Ка	38,40	0,44	—	—	—	—	87,2
34	Вез алогел Ка	31,90	13,95	—	—	—	—	2,3
35	Шп Фас	51,05	3,60	0,82	16,50	25,34	(0,30)	14,2
36	Гр Пу	42,40	12,00	7,16	4,82	31,12	0,37	3,5
37	Шп Фас Фор	45,00	5,20	0,82	28,64	14,73	2,20	8,7
38	Гр Пу	42,65	10,95	7,74	3,56	31,81	0,46	3,9
39	Пу Шп	44,31	13,68	3,75	13,26	22,10	0,30	3,2
40	Пу Шп	45,22	13,03	3,84	12,20	24,18	0,50	3,5
41	Пу Шп	45,04	14,00	3,80	8,92	22,48	1,87	3,2
42	Пу Шп	37,20	21,40	3,10	14,80	19,75	(1,20)	1,7
43	Гр Пу Шп Фл	42,22	14,22	4,30	5,43	28,45	1,93	3,0
44	Гр Пу	43,64	10,42	3,99	7,48	30,92	1,54	4,2
45	Гр Вез	37,50	20,08	3,10	0,83	34,43	(2,54)	1,9

Таблица 3 (продолжение)

№ анализа	Минеральный состав	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	П.п.п. (CO ₂)	K
46	Пи ₆₁ Пл	48,82	7,52	5,02	10,32	20,73	0,56	6,4
47	Кзт Мзт	28,17	0,62	21,94	37,21	0,16	(0,24)	45,4
48	Ди Ка	52,62	1,13	2,19	16,66	25,66	(0,44)	46,6
49	Гр Пи Фл	40,02	6,72	11,57	12,13	24,43	(0,71)	5,9
50	Вез Мел Ка	34,22	12,00	6,79	3,62	33,32	6,70	2,9
51	Вез Ка	31,88	12,00	4,31	7,68	31,64	9,91	2,7
52	Пи Пл	48,03	14,96	8,36	3,87	16,52	1,35	3,2
53	Гр Пи Пл	37,76	11,73	5,86	2,46	31,44	6,63	3,2
54	Пи Ка	42,00	3,55	2,36	9,40	30,50	9,76	11,8
55	Пи Вез Гр	36,50	13,70	3,26	4,90	31,50	6,47	2,7
56	Вез Гр	35,00	14,00	8,62	1,33	34,00	3,20	2,5
57	Пи Ка	37,98	2,83	Fe 1,38	23,73	19,11	1,38	13,4
58	Гр	36,68	7,85	Fe 12,6	3,27	28,32	—	4,7
59	Монт Фор Гел и др.	33,59	7,40	0,80	20,37	32,66	(2,00)	4,5
60	Вез Монт Мерв Гел Ксант	39,08	9,49	3,19	6,77	34,49	(2,85)	4,2
61	Вез Пи Грос Монт и др.	41,70	9,67	4,14	3,01	38,00	(0,84)	4,3
62	Гр зона	42,89	10,07	8,14	2,43	32,39	(0,80)	4,3
63	Гр зона	41,91	10,02	5,28	3,67	36,28	(0,36)	4,2
64	Гр зона	35,77	21,30	3,98	0,78	36,30	1,23	1,7
65	Пи Ка	48,03	4,39	2,95	10,92	21,90	1,05 (0,88)	10,9
66	Пи Мзт	42,37	7,83	7,85	15,89	16,73	1,72	5,4
67	Фл Фор Сп Мзт Ка	37,95	4,84	6,47	23,21	8,46	6,01 (3,20)	7,8
68	Пи Амф	43,26	9,56	3,28	8,59	17,54	1,39	4,5

Анализы 27—34 частичные, все остальные приведены в сокращенном виде.

Ан. 1—4 — по материалам В. И. Иващенко: 1 — шпинель-пироксеновый скарн с форстеритом, 2 — салит-везувиановый скарн, замещающий породу, обр. 1, купол Юканкоски (Приладожье), верхняя карбонатная пачка, 3 — шпинель-пироксеновый скарн, замещаемый гранатовым скарном обр. 4, купол Юканкоски, нижняя карбонатная пачка; ан. 5—9 — месторождение Звездец [41]: 5 — шпинель-пироксеновый скарн, 6 — везувиан-гранат-пироксеновый скарн с реликтами шпинели и плагиоклаза, 7, 8 — пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы экзоконтакта, 9 — та же порода, замещаемая гранатом; ан. 10—12 — месторождение Железный Кряж [49]: 10, 11 — шпинель-форстеритовые скарны, частично серпентинизированные, замещаемые гранатовым скарном обр. 12; ан. 13—15 — месторождение Гавасай [30]: 13 — шпинель-фассаитовый скарн, замещаемый пироксен-гранатовыми скарнами обр. 14 и 15; ан. 16—24 — месторождение Леспромхозное [91]: 16—18 — монтичеллитовые скарны, 19 — диопсидовый скарн по монтичеллитовому скарну, 20 — гранатовый скарн по монтичеллитовому скарну, 21, 22 — клиногумитовые скарны с флогопитом и магнетитом, 23, 24 — пироксен-гранатовые скарны по флогопит-клиногумитовым скарнам; ан. 25, 26 — месторождение Ирису [1]: 25 — пироксеновый скарн (преобразованный?), 26 — апомагнезиальный гроссуляр-флогопитовый; ан. 27, 28 — месторождение Малко Тырново (Болгария), обр. 501: 27 — шпинель-пироксеновый скарн, 28 — замещающий его пироксен-гранатовый; ан. 29, 30 — месторождение Акташ (Карамазар), обр. 502а: 29 — преобразованный шпинель-форстерит-пироксеновый скарн (форстерита ~ 20%, пироксена ~ 60%), 30 — пироксен-гранат-везувиановый скарн по породе обр. 29; ан. 31, 32 — месторождение Майхура (Тянь-Шань): 31 — преобразованный и серпентинизированный форстерит-пироксеновый скарн, 32 — пироксен-гранатовый скарн на месте обр. 31; ан. 33, 34 — месторождение Акташ: 33 — монтичеллитовый скарн, 34 — везувиановый скарн на его месте; ан. 35, 36 — Полярная Яку-

Таблица 3 (окончание)

тия, обр. В 644: 35 — шпинель-фассаитовый скарн, 36 — замещающий его гранат-пироксеновый; ан. 37, 38 — Полярная Якутия, обр. В 865: 37 — шпинель-фассаитовый скарн, 38 — замещающий его гранатовый скарн с пироксеном; ан. 39—46 — месторождение Малко Тырново [19]: 39—42 — шпинель-пироксеновые скарны, 43, 44 — пироксен-гранатовые скарны, 45 — гранат-везувиановый скарн, 46 — пироксен-плаггиоклазовая околоскарновая порода; ан. 47—49 — месторождение Дальневосточное [26]: 47 — клиногумитовый скарн, 48 — диопсидовый (преобразованный?), 49 — флогопит-пироксен-гранатовый скарн; ан. 50—53 — месторождение Гавасай [30]: 50 — мелилит-везувиановый скарн, 51 — везувиановый скарн, 52 — пироксен-плаггиоклазовая околоскарновая порода, 53 — такая же порода, замещаемая гранатом; ан. 54—56 — месторождение Северное [57]: 54 — кальцит-пироксеновый скарн (преобразованный?), 55 — апомагнезиальный гранат-пироксен-везувиановый, 56 — гранат-везувиановый скарн; ан. 57, 58 — месторождение Холь Гол [174]: 57 — пироксеновый скарн, 58 — гранатовый; ан. 59—64 — месторождение Крестмор [133]: 59, 60 — геленит-монтичеллитовые скарны, 61 — пироксен-гранат-везувиановый скарн, 62—64 — гранатовые скарны; ан. 65, 66 — месторождения Вишнево и Кордула, 67, 68 — месторождения Вишнево и Будеч [148]: 65 — пироксеновый скарн, 66 — пироксеновый скарн с магнетитом, 67 — сильно серпентинизированный флогопит-форстеритовый скарн с магнетитом, 68 — пироксен-амфиболовый скарн.

Таблица 4

Результаты единичных химических анализов скарновых пород (в вес. %)

№ анализа	Минеральный состав	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	K	Литературный источник
<i>1. Шпинель-форстеритовые скарны и их производные</i>							
1	<i>Кгт Шп Фл</i>	37,44	11,67	24,12	4,0	3,2	[63]
2	<i>Кгт Фл Мгт</i>	33,48	8,55	26,47	3,95	3,9	[91]
3	<i>Кгл Фл Мгт</i>	33,01	7,93	33,78	0,57	4,1	[91]
4	<i>Кгт Сп</i>	33,82	8,16	28,49	11,05	4,1	[91]
5	<i>Фор Ди Ка Фл Шп</i>	31,33	8,05	19,76	21,25	3,9	[35]
6	<i>Ат Ка Сп</i>	29,32	6,84	30,54	11,58	4,4	[35]
7	<i>Фл Ка Сп</i>	31,67	4,01	31,67	10,36	7,9	[35]
8	<i>Хондр Тр</i>	47,43	1,43	31,23	9,67	33,2	[161]
9	<i>Сп</i>	35,42	2,99	37,58	1,40	11,9	[148]
10	<i>Сп</i>	38,62	3,92	34,85	2,72	9,8	[148]
11	<i>Сп</i>	38,38	4,66	34,49	2,00	8,2	[148]
12	<i>Кгт Ка Хл Ксант</i>	30,53	2,63	46,01	7,55	11,5	[169]
13	<i>Пи Фор</i>	31,34	12,24	29,20	1,45	2,6	[41]
14	<i>Фор Ат</i>	34,80	8,78	35,30	1,55	4,0	[41]
15	<i>Фор Сп</i>	34,92	12,00	33,40	1,90	2,9	[41]
16	<i>Фор Тр Мгт Шп Фл</i>	48,49	6,27	19,76	11,18	7,7	[136]
17	<i>Фор Фл Шп Амф</i>	42,55	10,97	20,00	11,89	3,9	[136]
18	<i>Фор Фл Шп Тр</i>	41,63	15,59	24,09	6,58	2,7	[136]
19	<i>Фл Тр</i>	47,50	9,01	24,06	4,42	5,3	[136]
20	<i>Шп Фор</i>	21,02	6,83	29,50	20,57	3,1	[50]
21	<i>Фор Шп</i>	43	8	16	19	5,4	Материалы В.П. Ива- щенко
22	<i>Фор Шп</i>	46	9	18	20	5,1	То же
23	<i>Сп Ка</i>	32,76	7,55	24,47	13,97	4,3	[131]
24	<i>Кгт, Ант Фл Шп</i>	49,11	16,68	6,56	9,82	2,9	[160]
25	<i>Хл Сп</i>	26,04	10,79	29,94	1,43	2,4	[91]

Таблица 4 (продолжение)

№ анализа	Минеральный состав	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	K	Литературный источник
26	<i>Бр Сп Мгт</i>	25,14	6,99	36,12	1,15	3,6	[91]
27	<i>Кгт Сп Хл</i>	33,82	8,16	28,49	11,05	4,1	[91]
28	<i>Фл Кгт Мгт</i>	16,09	5,75	22,82	2,89	2,8	[91]
29	<i>Фл Мгт</i>	27,02	11,53	24,99	0,95	2,3	[91]
30	<i>Кгт Сп Фл</i>	33,48	8,55	26,47	3,95	4,1	[91]
31	<i>Фор Шп</i>	38,40	2,40	40,63	0,53	16,0	[91]
32	<i>Мгт Хондр Ди</i>	8,96	3,61	8,22	4,02	2,6	[169]
33	<i>Кгт Ка Ксант Хл</i>	30,53	2,63	46,01	7,55	11,6	[169]
<i>II. Шпинель- и геленит-монтчеллитовые скарны магматического этапа</i>							
1	<i>Монт Шп</i>	30,13	8,87	28,91	23,33	3,4	[29]
2	<i>Монт Гел</i>	30,97	7,68	9,49	41,30	4,0	[30]
3	<i>Монт Гел</i>	32,40	8,29	8,64	40,18	3,9	[30]
4	<i>Монт Гел</i>	30,47	7,86	10,48	45,30	3,9	[6,7]
5	<i>Монт Ка Шп</i>	32,07	1,32	21,33	36,51	24,4	[91]
6	<i>Монт Гел</i>	37,95	8,05	29,50	9,33	4,7	
7	<i>Монт и др.</i>	37,69	2,57	10,57	37,30	14,6	[133]
8	<i>Монт и др.</i>	36,92	2,01	20,24	32,70	18,4	[133]
<i>III. Шпинель (флогопит)-пироксеновые скарны</i>							
1	<i>Пу Шп</i>	37,00	8,45	14,14	24,56	4,4	[63]
2	<i>Пу Фл</i>	47,28	2,35	13,65	22,12	20,0	[77]
3	<i>Пу Шп</i>	6,80	34,51	20,13	14,87	0,2	[23]
4	<i>Пу Шп Фл</i>	31,89	21,55	14,50	16,63	1,5	[127]
5	<i>Пу Шп Фа</i>	45,84	9,32	18,63	18,38	4,9	[127]
6	<i>Пу Шп Фл</i>	39,76	17,19	15,29	17,72	4,8	[127]
7	<i>Пу Шп Фл</i>	44,08	12,00	17,16	20,69	3,7	[127]
8	<i>Пу Парг</i>	44,97	10,79	17,11	20,41	4,2	[127]
9	<i>Пу Шп</i>	39,74	13,51	12,96	21,80	2,9	[50]
10	<i>Пу Шп</i>	31,94	13,70	13,96	26,99	2,3	[50]
11	<i>Пу Шп</i>	33,58	11,27	12,55	28,67	3,0	[50]
12	<i>Пу Шп</i>	42,92	13,08	14,73	21,13	3,3	[50]
13	<i>Пу Шп</i>	36,74	12,80	17,07	19,16	2,9	[50]
14	<i>Пу</i>	47,11	5,18	15,86	24,41	9,1	[29]
15	<i>Пу Фл</i>	48,93	3,70	15,60	23,00	13,5	[66]
16	<i>Пу Фл</i>	38,31	13,74	20,53	3,85	2,8	[66]
17	<i>Пу Фл Шп</i>	44,96	7,55	15,67	15,86	5,9	[66]
18	<i>Пу Шп Ксант</i>	40,70	9,20	12,92	26,75	4,2	[23]
19	<i>Пу Шп Парг Фл</i>	42,50	13,10	16,50	20,60	3,2	[41]
20	<i>Пу Шп Парг Фл</i>	10,58	40,47	22,84	1,99	0,2	Материалы А.Ф. Коробейникова
21	<i>Пу Шп</i>	48,44	11,55	18,84	16,81	4,2	Материалы В.И. Иващенко
22	<i>Шп Ка Фл</i>	3,75	44,00	19,94	7,18	0,8	[91]
23	<i>Шп Ка Фл</i>	2,71	45,60	18,25	11,82	0,6	[91]
24	<i>Пу Фл</i>	43,08	12,41	15,83	14,04	3,5	[91]
25	<i>Пу фл</i>	36,76	13,23	15,68	15,22	2,8	[91]
26	<i>Пу Фл</i>	39,44	16,49	29,92	0,18	2,4	[91]
27	<i>Фл Мгт</i>	39,85	16,38	28,40	0,71	2,4	[91]
28	<i>Пу Шп</i>	36,30	10,19	10,07	25,26	3,5	[131]
29	<i>Пу Шп</i>	45,85	12,21	8,70	28,54	3,8	[173]
30	<i>Пу Шп</i>	51,55	4,00	11,38	24,33	12,9	[173]

Таблица 4 (продолжение)

№ анализа	Минеральный состав	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	K	Литературный источник
31	Пу Шп	40,70	9,80	12,89	26,75	4,1	[23]
32	Пу Шп	45,34	9,73	17,62	16,85	4,7	[72]
33	Пу Шп	42,92	13,48	14,03	18,97	3,1	[72]
34	Пу Шп	44,34	11,51	11,85	19,67	3,9	[53]
35	Пу Шп	43,74	11,25	7,28	21,42	3,9	[53]
36	Пу Шп	43,96	10,04	20,32	13,43	4,3	[64]
37	Пу Шп	46,19	9,01	13,13	23,24	5,6	[64]
38	Пу Шп	42,32	12,16	15,10	22,09	3,5	[64]
39	Пу Шп	44,08	12,00	17,16	20,69	3,7	[64]
40	Пу Шп	23,27	50,82	6,24	11,06	0,5	[132]
41	Пу Шп	55,25	19,39	3,98	8,74	2,8	[132]
<i>IV. Пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы экзоконтакта</i>							
1	Пу Пп	45,16	7,76	11,28	19,66	5,8	[1]
2	Пу Пп	32,08	8,14	8,19	23,74	3,9	[1]
3	Пу Пп	48,87	8,31	12,98	19,82	5,9	[127]
4	Пу Пп	48,14	9,67	12,14	15,48	5,0	[43]
5	Пу Пп	55,25	19,39	3,98	8,74	2,8	[132]
6	Пу Пп	52,70	9,02	12,49	15,35	5,9	[114]
7	Пу Пп Орт	50,93	17,05	3,54	14,75	3,0	[145]
8	Пу Пп	46,56	14,28	7,50	20,40	3,3	[19]
9	Пу Пп	49,74	12,51	6,72	19,52	4,0	[63]
10	Пу Пп	52,70	9,02	12,49	15,35	5,9	[114]
11	Пу Пп	43,10	19,15	3,25	30,95	2,2	[132]
12	Пу Пп	45,10	9,03	10,83	17,02	5,0	[13]
<i>V. Пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы эндоконтакта</i>							
1	Пу Пп	53,00	17,13	5,56	8,24	3,1	[77]
2	Пу Пп	52,56	15,17	3,54	8,41	3,5	[77]
3	Пу Пп	52,19	12,83	8,92	10,74	4,1	[77]
4	Пу Пп	48,36	16,27	9,33	10,52	3,0	[77]
5	Пу Пп	46,48	12,54	3,90	17,62	3,7	[77]
6	Пу Пп	45,40	15,94	6,30	14,11	2,8	[77]
7	Пу Пп	42,60	10,61	6,62	22,25	4,2	[77]
8	Пу Пп Ср из 7 ан.	48,57	14,35	6,31	13,12	3,4	[77]
9	Пу Пп	50,72	15,73	3,20	6,97	3,2	[86]
10	Пу Пп	58,12	17,32	0,22	12,93	3,3	[86]
11	Пу Пп	39,46	14,16	0,47	5,68	2,8	[86]
12	Пу Пп	55,97	15,81	7,65	5,21	3,5	[114]
<i>VI. Фассаиты</i>							
Анализы 59 образцов минерала из 40 месторождений [159, 75, 45, 12, 33, 168, 30, 50, 72, 93, 48, 24, 124, 128, 171] показали колебания K в пределах 2,5–13,2 при среднем значении 6,2%.							
<i>VII. Апомagneзиальные известковые монтичеллитовые скарны и их производные</i>							
1	Монт Пу Фор Кгт	33,23	1,16	23,35	21,40	29,0	[169]
2	Монт Шп	33,88	6,10	23,57	26,43	5,6	[169]
3	Вез Гел Ка	34,22	12,00	3,62	33,32	2,9	[30]
4	Пу Гр Вез Монт	34,34	10,97	11,64	28,62	3,1	[131]
5	Монт Вез	37,13	8,19	16,34	34,47	4,5	[131]
6	Гр Хл Сп Бр	28,38	9,32	20,38	25,78	3,0	[91]
7	Гр Ка Хл	25,82	8,61	20,27	28,33	3,0	[91]
8	Монт Сп	30,59	1,48	19,04	37,28	20,3	[91]
9	Гр Ка Вез Сп	33,48	1,62	22,68	22,38	20,3	[91]

Т а б л и ц а 4 (продолжение)

№ анализа	Минеральный состав	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	K	Литературный источник
<i>VIII. Апомagneзиальные пироксен-гранатовые и гранат-пироксеновые скарны</i>							
1	Гр Пи	40,44	11,32	4,18	21,56	3,6	[44]
2	Гр Пи	35,46	4,67	1,33	31,09	7,6	[44]
3	Гр Пи	37,08	11,38	0,05	31,23	3,2	[139]
4	Гр Пи	36,92	14,80	0,07	32,90	2,5	[139]
5	Гр Пи	36,40	13,66	0,06	31,34	2,7	[139]
6	Гр Пи	37,16	19,81	0,08	33,07	1,9	[139]
7	Гр Пи	38,02	10,29	3,26	30,06	3,7	[77]
8	Гр Пи	46,14	6,22	6,13	21,10	7,4	[25]
9	Гр Пи	40,14	7,27	2,03	26,40	5,5	[25]
10	Гр Пи	41,11	7,61	4,16	25,95	5,4	[25]
11	Гр Пи	38,40	7,35	0,88	28,42	5,2	[25]
12	Гр Пи	39,95	7,04	3,79	27,87	5,7	[98]
13	Гр Пи Эн МгТ	41,70	11,56	5,08	21,97	3,2	[44]
14	Гр Пи Эн МгТ	40,61	12,90	6,02	22,56	3,1	[44]
15	Гр Пи Эн МгТ	40,05	12,44	4,29	26,13	3,2	[44]
16	Гр Пи Эн МгТ	39,20	9,70	6,53	19,68	4,0	[44]
17	Гр Пи Эн МгТ	38,80	11,30	4,80	21,80	3,4	[44]
18	Гр Пи Эн МгТ	39,50	11,33	5,26	22,57	3,5	[44]
19	Гр Пи Эн МгТ	36,56	11,86	5,65	19,63	3,1	[44]
20	Гр Пи Эн МгТ	35,40	9,70	3,06	26,70	3,7	[44]
21	Гр Пи Эн МгТ	34,18	9,51	4,00	19,89	3,6	[44]
22	Гр Пи Эн МгТ	28,69	7,76	4,63	14,82	4,0	[44]
23	Гр Пи Эн МгТ	28,92	7,10	4,43	17,04	4,1	[44]
24	Гр Пи	40,44	11,32	4,18	21,56	3,6	[44]
25	Гр Пи	35,46	4,67	1,33	31,09	7,6	[44]
<i>IX. Апомagneзиальные пироксен-везувиановые (± гранат) скарны</i>							
1	Пи Вез	37,04	13,21	3,22	31,94	2,8	[44]
2	Пи Вез	39,20	10,00	4,10	30,30	3,9	[44]
3	Пи Вез	36,90	11,43	5,25	29,90	3,2	[44]
4	Пи Вез	36,00	12,50	4,25	29,50	2,9	[44]
5	Пи Вез	36,90	10,98	4,13	29,08	3,3	[44]
6	Пи Вез	43,40	13,03	5,35	18,91	3,3	[44]
7	Пи Вез	37,89	10,77	5,42	29,59	3,5	[44]
8	Пи Вез Гр	43,95	4,83	10,18	24,39	9,1	[44]
9	Пи Вез Гр	20,44	8,67	0,36	38,45	2,4	[44]
10	Пи Вез Гр	31,06	6,03	3,13	31,12	5,2	[44]
11	Пи Вез Гр	38,51	11,95	4,09	31,37	3,2	[44]
12	Пи Вез Гр	37,77	11,35	4,67	29,50	3,3	[44]
13	Вез	34,42	14,50	19,70	32,57	3,0	[44]
14	Вез	31,88	11,62	7,68	31,64	2,8	[30]
15	Вез Монт апоГел Ка*	37,95	8,05	9,33	29,50	4,7	
16	Вез апоГел, Сп Ка	29,05	8,85	14,53	27,35	3,3	
17	Вез Монт Сп Ка	29,55	9,20	15,12	25,27	3,2	
18	Вез апоГел Сп Ка	29,20	9,60	13,11	28,32	3,0	
19	Гел Ксант Вез Монт	41,70	9,67	3,01	38,00	4,2	[133]
20	Гел Вез Ди Вол Спур	39,68	9,49	6,77	34,49	4,2	[133]
21	Гр Вез Ка	25,02	8,98	2,74	38,05	2,8	[166]

Таблица 4 (продолжение)

№ анализа	Минеральный состав	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	K	Литературный источник
22	Гр Пу Вез	36,50	13,70	4,90	31,50	2,7	[57]
23	Гр Вез	35,00	14,00	1,33	34,00	2,5	[57]
24	Пу Вез Грос	40,76	14,18	4,07	24,45	2,1	[47]
25	Вез Гал Сп	39,55	10,3	2,74	38,31	3,8	
26	Пу Вез	34,23	13,42	3,18	29,52	2,5	[71]
27	Пу Грос Вез	34,76	15,05	3,18	30,77	2,3	[71]
28	Грос Вез	33,65	19,05	2,05	33,45	1,8	[71]
X. Апомagneзиальные гранатовые скарны							
1	Гр	37,05	11,07	1,10	31,30	3,3	[98]
2	Гр	37,18	15,73	1,68	30,60	2,4	[98]
3	Гр	40,18	12,55	2,48	34,35	3,2	[44]
4	Гр	40,89	7,28	2,11	26,85	5,6	[25]
5	Гр	42,53	10,40	0,50	26,60	4,1	[25]
6	Гр	41,91	10,02	3,67	36,28	4,2	[133]
7	Гр	42,89	10,07	2,43	32,39	4,3	[133]
8	Гр Пу	39,45	12,00	5,00	18,60	3,3	[98]
9	Гр	34,45	17,72	1,40	35,79	2,0	[91]
10	Гр Пу	38,30	9,86	6,05	33,72	3,9	[91]
11	Гр	37,70	5,65	0,97	29,76	6,7	[91]
12	Гр	37,04	11,81	1,34	28,05	3,1	[91]
13	Гр	31,16	10,57	1,20	25,26	2,9	[91]
14	Гр Пу	46,16	11,32	1,82	32,97	4,0	[1]
15	Гр	38,48	11,32	2,08	32,20	3,4	[1]
16	Гр	37,46	10,02	1,05	33,83	3,8	[1]
17	Гр	32,56	13,17	2,47	25,35	2,5	[1]
18	Гр	41,08	9,24	6,03	32,61	4,4	[1]
19	Гр	41,54	13,54	9,05	23,75	3,1	[1]
XI. Апомagneзиальные гранат-воластонитовые скарны							
1	Гр Вол	44,93	8,45	1,24	41,14	5,3	
2	Гр Вез	42,80	6,24	2,23	37,16	6,9	[166]
3	Гр Вол Пу	49,14	3,20	0,60	41,31	15,3	[166]
4	Гр Вол	39,32	9,81	4,44	33,97	4,0	[50]
5	Гр Вол	41,13	10,19	3,83	33,74	4,0	[50]
6	Гр Вол	44,92	9,92	3,23	29,86	4,5	[50]
7	Гр Вол	42,30	10,01	3,80	33,32	4,2	[50]
8	Гр Вол		8,50	3,83	37,00	4,4	[50]
9	Гр Вол	46,48	8,04	0,39	43,24	5,8	[169]
XII. Пироксен-гранатовые и гранатовые скарны в оконтakta							
1	Гр Мгт	24,77	10,11	1,30	21,08	2,5	[86]
2	Гр	37,60	16,95	0,32	19,98	2,2	[86]
3	Пу Гр	47,11	12,35	3,96	25,15	3,7	[86]
4	Гр	37,92	12,73	2,36	31,93	2,9	[86]
5	Пу Гр	36,51	11,63	2,97	30,21	3,1	[86]
6	Пу Гр	35,73	7,15	1,13	34,27	5,0	[86]
7	Пу Гр	35,45	13,47	4,80	33,83	2,6	[86]
8	Гр	35,95	14,91	3,38	24,65	2,6	[86]
9	Пу Гр	39,33	10,61	5,18	29,28	3,7	[44]
10	Пу Гр	31,64	8,23	1,87	23,93	3,9	[44]
11	Пу Гр	35,90	11,27	—	27,90	3,2	[44]
12	Пу Гр	41,70	11,56	5,08	21,97	3,6	[44]

Таблица 4 (окончание)

№ анализ	Минеральный состав	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	K	Литературный источник
13	Пи Гр	40,61	12,90	6,02	22,56	3,1	[44]
14	Пи Гр	40,05	12,44	4,29	26,13	3,2	[44]
15	Пи Гр	39,20	9,70	6,53	19,68	4,0	[44]
16	Пи Гр	38,80	11,30	4,80	21,80	3,5	[44]
17	Пи Гр	39,50	11,33	5,26	22,57	3,5	[44]
18	Пи Гр	36,55	11,86	5,65	19,63	3,1	[44]
19	Пи Гр	35,40	9,70	3,06	26,70	3,7	[44]
20	Гр	36,96	12,34	3,07	27,34	3,0	[92]
21	Пи Гр	36,48	16,80	0,50	33,35	2,2	[92]
22	Пи Гр	38,67	16,09	0,40	33,53	2,5	[92]
23	Гр Пи	47,18	9,13	8,15	22,16	5,2	Материалы Д. Сатыкеева
24	Гр Пи	46,88	10,20	10,25	19,20	4,6	То же
25	Гр Пи	39,66	14,76	3,24	32,90	2,7	"
26	Гр Пи	35,70	9,51	3,70	25,28	3,7	[44]
27	Гр Пи	34,18	9,51	4,00	19,89	3,6	[44]
28	Гр Пи	34,70	9,10	5,46	22,47	3,8	[44]
29	Гр Пи	28,69	7,76	4,63	14,82	3,7	[44]
30	Гр Пи	28,92	7,10	4,43	17,04	4,1	[44]
31	Гр	40,18	12,55	2,48	34,35	3,2	[44]
32	Гр Пи Пл	42,47	18,62	3,01	25,07	2,3	[146]
33	Гр Пи Пл	42,45	9,98	11,65	24,22	4,3	[16]
34	Гр Пи Пл	43,53	11,00	8,60	23,83	4,0	[16]
35	Гр	33,76	9,56	0,43	35,60	3,5	[172]
36	Гр	33,72	4,31	0,27	36,07	7,8	[172]
37	Пи Гр	38,28	9,54	1,51	32,07	4,0	[172]
38	Пи Гр	39,62	7,53	0,92	30,87	5,2	[172]
39	Пи Пл Грос	47,65	11,02	0,29	19,33	4,3	[169]

XIII. Минералы апомагнезиальных известковых скарнов — везувиты

По 30 анализам из 18 месторождений [59, 44, 154, 91, 76, 61, 60, 11, 68, 101] пределы колебания *K* от 1,9 до 4,0, среднее значение 2,4. Содержание в минерале MgO от 1,63 до 8,03, среднее 2,9%.

XIV. Минералы апомагнезиальных известковых скарнов — гранаты

Использованы анализы 55 гранатов из 28 месторождений [92, 61, 44, 129, 20, 173, 154, 166, 32] и материалы В.И. Иващенко. Величина *K* от 1,7 до 4,8, среднее 2,7%.

XV. Гранаты эндоскарнов

По 12 анализам из восьми месторождений [92, 44, 129, 98] колебания *K* от 2,0 до 5,0, среднее 2,8%.

XVI. Эпидозиты и существенно эпидотовые скарны

1	Пи Эн	40,97	14,86	2,68	25,69	2,7	[172]
2	Эн	38,08	28,10	0,07	24,16	1,4	[154]
3	Пи Эн	45,16	8,80	12,60	18,50	5,1	[114]
4	Эн Пи	42,64	13,85	12,00	15,43	3,1	[114]
5	Гр Эн	37,80	23,73	1,65	21,70	1,6	[98]
6	Гр Эн	36,55	18,42	1,75	25,50	2,0	[98]
7	Эн	39,74	26,27	—	22,71	1,5	Материалы В.И. Иващенко
8	Эн Пи	34,42	12,30	2,97	27,02	2,8	То же
9	Эн Пи	35,42	16,76	2,10	22,22	2,1	"

*Анализы, для которых не указан литературный источник, проведены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР.

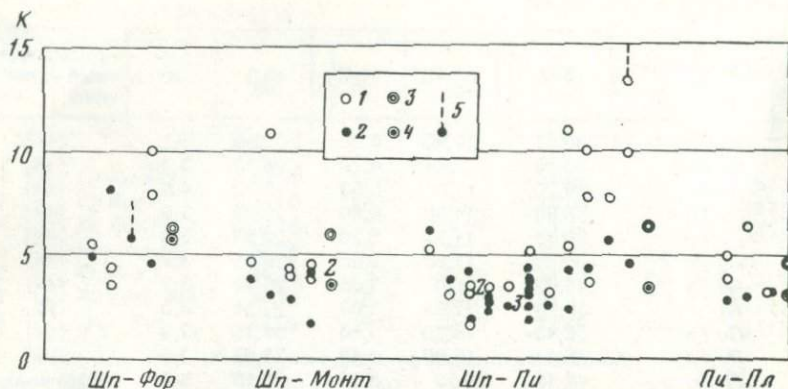


Рис. 21. Диаграмма изменения величин $K = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (вес.%) при замещении исходных пород магнезиально-скарновой формации известковыми скарнами

1 — исходные породы; 2 — замещающие их известковые скарны; 3—4 — средние значения K для соответствующих групп пород; цифры у кружков — число повторившихся значений K ; 5 — значения K исходных пород, превышающие 15; Шп-Фор — шпинель-форстеритовые скарны; Шп-Монт — шпинель (и геленит)-монтichelлитовые скарны; Шп-Пи — шпинель-пироксеновые скарны; Пи-Пл — пироксен-плаггиоклазовые околоскарновые породы

Анализы пород с нехарактерными для фронтальных скарнов очень низкими содержаниями глинозема ($K > 25$) включены в табл. 3 и 4, но при исчислении средних значений K не учитывались. На диаграммах их наличие показано пунктирными вертикальными линиями. Границы наиболее распространенных, близких к средним, значений K выделены на рис. 22 двумя горизонтальными прерывистыми линиями.

На рис. 22 нанесены результаты анализов исходных и замещающих их пород. На рис. 21 показаны фигуры K для исходных магнезиальных скарнов (1—4) и их минералов, а затем — для известковых скарнов.

В сопоставляемой паре образцов пироксен-плаггиоклазовой породы и замещающего ее гранатового скарна (см. табл. 3, ан. 52, 53), несмотря на одновременное существенное уменьшение кремнезема и глинозема при формировании гранатового скарна, отношение этих двух компонентов не меняется. Вероятно, это может свидетельствовать либо о сопряженном в данном случае их перемещении, либо о близости значения K этих пород к какой-то средней величине, характерной для обеих пород. Средние значения K для исходных магнезиальных и замещающих их известковых скарнов приведены в табл. 5. Из этих данных видно, что значения K для известковых скарнов в среднем более низкие, чем для исходных магнезиальных скарнов и околоскарновых пород. Как и следовало ожидать, эти значения не различаются для околоскарновых пород обеих частей контакта.

Наблюдающиеся колебания величины K в исходных скарнах той или иной группы, по-видимому, обусловлены неравномерностью распределения шпинели в этих породах. Соответственно в фассаитах (см. рис. 22, 6) эти колебания связаны с различными содержаниями глинозема в минерале в целом и в четверной координации (Al_2) в частности.

Из диаграммы рис. 22 следует, что исходные породы формации магнезиальных скарнов, включая их преобразованные разновидности (см. рис. 22, 1—4), имеют средние значения K между 2,5 и 5,0, т.е. несколько выше, чем у замещающих их известковых скарнов (см. рис. 22, 7—11), для которых

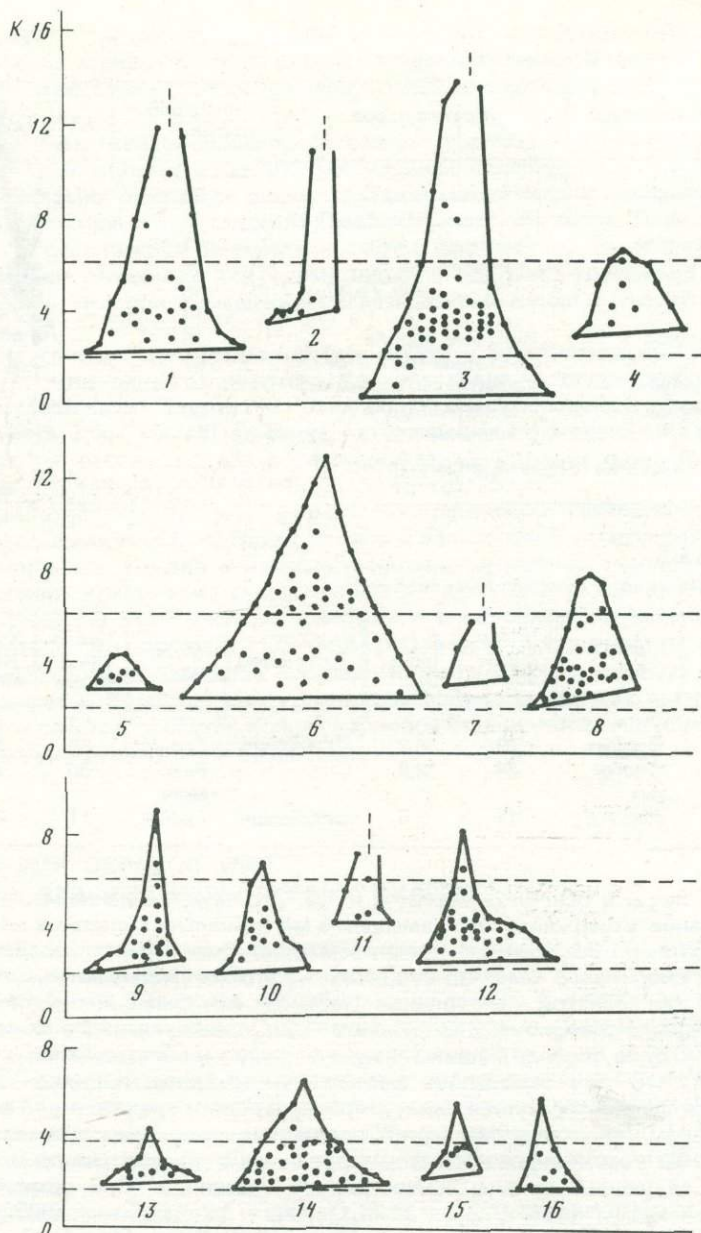


Рис. 22. Диаграмма величин K в исходных породах и минералах магнезиально-скарновой формации и в замещающих их известковых скарнах

1 — шпинель-форстеритовые скарны (свежие и преобразованные); 2 — шпинель (и геленит)-монтichelлитовые скарны; 3 — шпинель (и флогопит)-пироксеновые скарны; 4-5 — пироксен-плаггиоклазовые околоскарновые породы: 4 — экзоконтакта, 5 — эндоконтакта; 6 — фассаит; 7-11 — экзоскарны: 7 — монтichelлитовые известковые, 8 — пироксен-гранатовые и гранат-пироксеновые, 9 — пироксен-везувиановые (\mp гранат), 10 — гранатовые, 11 — гранат-волластонитовые; 12 — пироксен-гранатовые и гранатовые эндоскарны; 13 — везувиан; 14 — гранат экзоскарнов; 15 — гранат эндо-скарнов; 16 — эпидоты и эпидозиты

Таблица 5

Средние значения K по анализам табл. 3 и 4

Зона метасоматической колонки	Группа пород	Число анализов	K^* (среднее)
Зона Шп-Фор скарна	Исходные скарны	38	5,2
	Са-скарны (Гр, Вез, Пи)	8	4,9
Зона Шп-Пи скарна	Исходные скарны	41	4,2
	Са-скарны Пи, Гр	25	4,1
	Вез, Гр, Пи	36	3,0
	Гр	19	3,7
Зона Пи-Пл пород	Исходная порода	16	4,4
	Са-скарны Пи, Гр, Вез	82	3,5
Эндоконтактовая	Гранитоиды, роговики	—	—
Зона Пи-Пл пород	Са-скарны Пи, Гр	30	3,5
Эндоконтакт	Эпидозиты	11	2,6

* Без учета значений K , превышающих 25.

Таблица 6

Средние значения K по минералам скарнов

Тип скарна	Минерал	Число анализов	K (среднее)	Тип скарна	Минерал	Число анализов	K (среднее)
Экзоскарн	Фассаит	59	6,2	Экзоскарн	Гранат	55	2,7
	Флогопит	24	2,6		Везувиан	30	2,4
	Паргасит	11	2,6	Эндоскарн	Гранат	11	2,8

значения K лежат в основном между 2 и 4,5. Это вместе с данными табл. 5 дает основание утверждать, что замещение магнезиальных скарнов известковыми протекает без привноса кремнезема, лишь с его перераспределением в пределах скарнового тела. По существу, на это же указывают и средние значения K для гранатов и везувианов (табл. 6), которые более чем в 2 раза ниже среднего значения K для фассаита — безусловно главного минерала исходных скарнов, подвергнувшись известковому преобразованию.

Заметим, что при замещении фассаитовых скарнов пироксеновыми известковой фации образуется салит с гроссуляровым гранатом или везуаном. При этом увеличение значения K вследствие смены фассаита салитом может как бы компенсироваться формированием в породе граната или везувиана. Следующий пример иллюстрирует сказанное. При замещении фассаитовой массы (45% SiO_2 , 12% Al_2O_3 , $K = 3,7$) салитом (50% SiO_2 , 4% Al_2O_3 , $K = 12,5$) образуется и гроссуляр (35% SiO_2 , 20% Al_2O_3 , $K = 1,75$) в соответствующих пропорциях. На 10% освободившегося глинозема приходится 50% такого граната (17,5% SiO_2) и 50% салита (с 25% SiO_2), т.е. возникает порода с 42,5% SiO_2 и 12% Al_2O_3 , величина K которой равна 3,55. Замена граната везувианом (36% SiO_2 , 20% Al_2O_3) приведет к формированию породы с 43% SiO_2 и 12% Al_2O_3 ($K = 3,60$).

Разумеется, приведенный пример — лишь грубая схема, иллюстрирующая общую тенденцию процесса известково-скарнового замещения магне-

зальных скарнов. Нужно иметь в виду, что с уменьшением количества глинозема в пироксеновом скарне величина K стремительно приближается к бесконечности и становится непригодной для интересующих нас сопоставлений.

Для известковых экзоскарнов разных формаций различия в величине K будут отчетливыми из-за разных уровней содержания в них глинозема. Сравнительно близкими окажутся величины K апомагнезиальных известковых скарнов и эндоскарнов известняковых контактов. Поскольку эндоскарны развиваются на месте пород со значительно более равномерным сложением, величина K для разных эндоскарнов будет колебаться в меньших пределах, чем при замещении магнезиально-скарновых тел гетерогенного сложения.

Для группы монтичеллитовых скарнов и их производных имеющиеся анализы отчетливо различаются: величины K для малоглиноземистых (шпинельсодержащих) разновидностей этих пород Леспромхозного месторождения (см. табл. 3, ан. 16—18) во много раз превышают таковые для геленитовых разновидностей тех же пород из месторождений Средней Азии (см. табл. 3, ан. 50, 53; табл. 4, ан. II, 6, VII, 2, X, 15—18, 25).

Наиболее подвержены известково-скарновому замещению разности скарнов, величина K которых близка к величинам K известковых скарнов. Если принять, что для лишенных глинозема минералов скарнов суждение о поведении кремнезема при замещении одних минералов другими может опираться на его весовое содержание в минерале, то можно заметить, например, что андрадит (35—38% SiO_2) при замещении им форстерита (40—42% SiO_2 в разностях с железистостью до 10%) не требует добавления кремнезема. Впрочем, этот гранат образуется обычно как последняя генерация гранатов, в самом конце скарновой стадии, когда мобильность кремнезема уже существенно возрастает.

ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ СОБСТВЕННО ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНОВ

Скарны магматического этапа в известковых контактах, как и соответствующие магнезиальные, лишены эндоконтактовых образований, которые формируются уже после кристаллизации магмы в контактах этих ранних скарнов с интрузивами. Собственно известковые скарны магматического этапа распространены сравнительно ограниченно, и ни в одном случае в них и в продуктах их преобразования рудная минерализация не наблюдалась. Такие скарны некоторые японские геологи выделяют как "пустые". В отличие от рудоносных скарнов для них принимаются [164] более высокие температуры, меньшее давление углекислоты и отсутствие железа в растворах.

Минеральный состав и физико-химические условия образования собственно известковых скарнов магматического этапа и продуктов их постмагматических изменений детально рассмотрел Н.Н. Перцев [83]. Для них существенны ларнит, спуррит, ранкинит, волластонит, монтичеллит, мелилит, мервинит, а также постмагматические деллаит, килхоанит, скоутиит, рустумит, ксонотлит и др.

Если исключить из рассмотрения скарны ларнитовой, спуррит-мервинитовой и геленитовой фаций, то к известковым скарнам следует относить сравнительно высокотемпературные постмагматические зональные мета-

соматиты, образующиеся в зонах контакта силикатных и известковых карбонатных пород в ореолах магматических тел. Типоморфные минералы постмагматических известковых скарнов — волластонит, существенно железистые пироксены, гранат ряда гроссуляр—андрадит, эпидот. В околоскарновых породах могут быть стабильны как плагиоклазы и калиевые полевые шпаты, так и скаполиты. Сравнительно редким минералом известковых эндоскарнов может быть везувиан, характеризующийся пониженной магнезиальностью и высокой фтористостью. В заключительные стадии процесса скарнообразования в них может появляться магнезитовая минерализация.

Известковые скарны формируются на фоне падающей температуры и изменения состава флюидов и растворов. Поэтому в них также нередко наблюдаются смена парагенезисов и преобразование ранних минеральных ассоциаций в более поздние.

С конца 60-х годов в отечественной литературе начали встречаться сообщения о находках известковых скарнов магматического этапа везувиан-гранатового состава [17, 46, 104, 95, 70, 71]. Учитывая изложенное выше относительно скарнообразования в этот этап, а также попытки отдельных авторов [70, 71] установить связь формирования таких скарнов с оруденением, остановимся на этих публикациях.

В статье М.А. Богомолова [17] рассмотрены скарны магматического этапа двух месторождений. В одном из них эти скарны развиты на контакте диоритов с доломитистыми известняками (10% MgO) и имеют геленит-спурритовый состав. В этих скарнах вдоль контакта развиваются постмагматические гранат, везувиан, волластонит и другие минералы. В другом месторождении скарны магматического этапа по доломитам представлены шпинель-монтчеллитовыми разностями и замещаются постмагматическими везувиан-гранат-флогопитовыми и пироксен-волластонит-гранатовыми скарнами. Автор приходит к правильному выводу, что в контактах с известняками и доломитистыми известняками чисто известковые парагенезисы в магматический этап устойчивы лишь в верхах ларнит-мервинитовой фации.

Статья М.И. Исмаилова [46] содержит описание волластонитовых пород, которые в ряде скарново-шеелитовых месторождений Западного Узбекистана залегают в контактах с роговиками, не подвергшимися скарновым изменениям. Эти породы содержат кальцит, реже кварц, секутся пироксен-гранатовыми жилками, в одном месте — лейкократовым гранитом. Какой-либо зональности в этих волластонитовых массах нет. Они однородны и слагают пластообразные залежи протяженностью до 10 км при мощности 3-10 м. На месторождении Койташ вместе с роговиками (у автора: "смесь" с роговиками) они составляют верхний подгоризонт, а нижний представлен мраморизованными известняками с волластонитом. В составе роговиков также значительно количество волластонита. Никаких доказательств скарновой природы этих волластонитовых пород в статье не приводится, хотя по геологическим условиям эти породы, скорее всего, — контактово-метаморфические образования, возникшие на месте нечистых известняков. Высказывание автора об их природе полно неопределенности: "Опыт изучения "светлых" известково-силикатовых роговиков, "скарноидов" и "скарноподобных пород" месторождений Западного Узбекистана позволяет отнести их к высокотемпературным скарнам магматического этапа замещения" [46, с. 138]. Неправомерность данного заключения очевидна.

В статье Т.Ш. Хаджиева [104] описаны контакты эффузивов с тонкопослчатыми известняками, содержащими кремнистые слои и стяжения. В контактах наблюдаются пироксеновые и гранатовые роговики (скарноиды).

ды), почему-то названные автором скарнами. В этих породах имеются не-скарнированные инъекции кварцевого порфира, с которым на месторождении связывается скарнообразование, а в кварцевом порфире наблюдаются ксенолиты пород гранатового состава. Контакты порфира с известняками отсутствуют, а его контакты с гранатовыми породами ("скарнами") характеризуются "почти полным" отсутствием скарнирования. Приведенные данные, очевидно, не могут быть приняты в качестве примера, подтверждающего существование известковых скарнов магматического этапа.

В публикациях Л.Н. Мирошниченко и А.П. Гуляева [70, 71] предпринята попытка представить изучавшиеся ими обычные пироксен-гроссуляр-везувиановые скарны образованиями магматического этапа. Обсуждение ведется на региональном материале, однако детально рассмотрены данные только по одному месторождению [71, с. 97—130]. Исследованы грейзенизированные скарны пироксен-гроссуляр-везувианового состава, в которых пироксен — диопсид (до салита). Везувиан в них существенно магниезный (2,2—2,4% MgO) и с высоким содержанием фтора. Скарновые тела расположены в области контакта с дайкообразным телом гранитов. Как известно, большинство таких скарнов являются апомагнезиальными. В данном случае, хотя доломиты в месторождении представлены хорошо, авторы сочли необходимым истолковать природу этих скарнов по-иному из-за следующих их особенностей: а) тела скарнов слагают жилы и линзы однообразного строения и однородного состава, без какой-либо зональности; б) эти тела иногда "срезаются" гранитоидами; в) имеются пересечения пироксен-гроссуляр-везувиановых скарнов и скарнированных известняков дайками неизменных порфиров — апофизами материнских гранитоидов. Отмечены ксенолиты измененных скарнов в гранитах.

Дополнительно авторы сообщают, что известковые скарны магматического этапа установлены на многих месторождениях, и приводят перечень последних. Скарны этих месторождений описаны во многих работах [17, 27, 46, 104, 94, 89, 31, 153, 137, 157]. Выше приведены фактические данные, заключенные в некоторых перечисленных публикациях. Сделаем это и для остальных.

В упомянутой статье Р.М. Слободского [94] обсуждаются только роговики в контактах гранитоидных массивов Центрального Алтая, а не какие-либо скарны. Если допустить, что эта статья указана ошибочно и имелась в виду другая статья того же автора [95], то фактические данные по ней таковы. В контакте нижнесилурийских известняков и гранодиоритового интрузива в Центральном Алтае имеются пироксен-битовнитовые породы мощностью 0,6 м, которые секутся тонкими (до 3 см) жилками неизменного гранодиорита. В этом теле скарнов со стороны мрамора развит постмагматический (по Р.М. Слободскому) гранатовый скарн, а в плагиоклазовой породе пироксен замещен тремолитом. Таким образом, гранатовый (единственный здесь) скарн — постмагматический. Пироксен-плагиоклазовая порода, возможно, и должна быть отнесена к образованиям магматического этапа, но ее нельзя причислять к скарнам.

Непонятно, почему в приведенном перечне оказались и следующие три статьи. В.В. Ревердатто [89] не приводит никаких фактов по обсуждаемому вопросу, а ссылается на статью С. Нокколдса и Дж. Скуна [153], которая может озадачить. В этой статье обсуждаются только пироксен-гранат-плагиоклазовые роговики ("hornfelses"), на месте которых образовались "псевдодиориты". Ни о каких скарнах в статье нет даже упоминаний. Ссылка на нее В.В. Ревердатто необъяснима. В аналогичном положении оказалась ссылка на статью В.Н. Довгалея с соавторами [31], в которой характеризуются контакты гранитоидов Кузнецкого Алатау с карбонатными по-

родами доломитового и известкового состава. Авторы пишут, что гранитоиды в контактах с известняками изменены слабо — новообразованные минералы обычно составляют менее 5%. Лишь в трех (из 35) точках контакта этих минералов более 50%. Очень редки массивные волластонит-диопсидовые скарны, о природе которых сами авторы не высказывают никаких соображений. Поскольку не рассматриваются детали контактов, в частности не сообщается о наличии или отсутствии скарновых проявлений в эндоконтактах, и отмечаются (в шести пунктах) магнезиальные скарны, частично замещенные известковыми, привлечение данных этой статьи для доказательства существования известковых скарнов магматического этапа не может быть оправдано. Статья Е.Н. Граменицкого [27] также не содержит материала, который мог бы оправдать сделанную на нее ссылку. Е.Н. Граменицкий неоднократно подчеркивает в этой статье постмагматический характер обсуждаемых (апомagneзиальных) известковых скарнов. О возможной принадлежности к магматическому этапу узкой (3—10 см) каймы диопсидовой породы на контакте гранодиоритов с кальцитовыми мраморами он высказывается лишь предположительно. Нам представляется, что появление в такой позиции диопсидовой (а не волластонитовой) породы достаточно определенно указывает на исходный магнезиальный характер мраморов и на принадлежность пироксеновой породы к формации магнезиальных скарнов.

Последние две статьи из указанных выше содержат следующие фактические данные. В статье А. Гинди [137] характеризуются многочисленные ксенолиты карбонатных пород в граните. В этих ксенолитах выражена зональность (от ядра к граниту): гроссуляровая зона с волластонитом и везувианом (или без него) — клиноцоизитовая зона (четко по гроссуляру и плагиоклазу) — пироксен-плагиоклазовая со сфеном порода — роговообманковый диорит, переходящий в биотитовый гранит или гранодиорит. Подчеркивается более позднее развитие волластонита. Встречаются жилы гроссуляр-везувианового состава, о которых говорится, что они напоминают жилы, описанные В. Питчером [157] в том же районе.

Постмагматический характер приведенной А. Гинди зональности не вызывает сомнений (налицо эндоскарны). Данные о жилах, описанных В. Питчером, таковы. Это серия волластонит-гранат-везувиановых жил в известняке (2,99% MgO), слагающем реликт вмещающей толщи в кварцевых диоритах. Комплекс этих пород интродуцирован щелочными гранитами. Плосчатые известняки содержат известково-силикатные полоски по плоскостям напластования, а в чистых разностях этот материал ограничен краями гранитных даек. Детали контактов, к сожалению, не освещены. От одной узкой дайки в известково-силикатовых породах отходят тонкие апофизы вдоль плоскостей напластования известняков. Эти апофизы на коротком расстоянии переходят в везувиан-гранатовые жилы. Такие мелкие жилы волластонит-везувиан-гроссулярового состава зональны. В центральных частях некоторых из них находится магматический материал. В числе главных минералов указываются диопсид с железистостью 10% и тремолит. Зональность: известняк с кварцем и графитом —> тремолит —> диопсид —> волластонит —> везувиан с цоизитом —> кварц-полевошпатовая порода —> везувиан с цоизитом —> волластонит —> диопсид —> тремолит —> известняк. Вряд ли можно сомневаться в том, что везувиан и гроссуляр принадлежат здесь к образованиям эндоконтакта (автор не выражает своего мнения). Постмагматический характер этих жил нагляден. Не исключено также, по-видимому, что часть известково-силикатовых пород образовалась под воздействием еще кварцевых диоритов.

Вернемся к характеристикам скарнов казахстанских месторождений, по Л.Н. Мирошниченко и А.П. Гуляеву, и рассмотрим особенности этих скарнов.

Однородность состава и отсутствие зональности в телах данных образований явно указывает на их производный, а не первичный характер. Эта черта характерна, в частности, для апомагнезиальных известковых скарнов [114, 118, 122]. Во всех остальных случаях тела известковых скарнов независимо от времени их образования по отношению к консолидации интрузива имеют метасоматическую зональность.

Картина "срезания" залежей скарнов гранитоидами обычно возникает тогда, когда подвергавшиеся замещению известковыми скарнами тела магнезиальных скарнов трещинные или межпластовые [114, 122].

Авторы не доказывают принадлежность мелких жил кварц-полевошпатового материала в скарнах к магматическим образованиям и сообщают (также без доказательств), что они являются продолжениями апофиз гранитов. Приводимые ими зарисовки "пересечения" скарнов гранитами [71, рис. 51, а-г] неубедительны, так как в одном случае (а) контакты этих пород тектонические, а в другом (б) нет доказательств принадлежности пород жил к магматическим. Жилы гранитов и кварц-полевошпатовых пород в минерализованных ("скарнированных") известняках вообще не могут быть приняты во внимание, поскольку метасоматическая (а не контактово-метаморфическая) природа этих карбонатных пород с известково-силикатным материалом не доказана. Кварц-полевошпатовые жилы как постмагматические образования не имеют отношения к обсуждаемому вопросу.

Жаль, что Л.Н. Мирошниченко и А.П. Гуляев не придали значения минеральному составу скарнов и наличию доломитов в составе исходных карбонатных пород. Пироксен-везувиан-гроссуляровые породы не могут возникать на месте чистых известняков и либо являются роговиками (или скарноидами), либо образовались на месте магнезиальных скарнов. Последнее в данном случае представляется наиболее вероятным, и поскольку такие процессы, как правило, сопровождаются кальцитизацией доломитов вокруг скарновых тел, нередко распространяющейся на десятки метров [114, 118], выяснению возможности именно этих процессов в истории скарновых образований района, как кажется, следовало уделить особое внимание.

Здесь уместно указать на существование ряда работ, в которых описываются пироксеновые, везувиановые и гроссуляровые скарны с волластонитом, сформировавшиеся на месте магнезиальных шпинель-фассаитовых и шпинель-монтчеллитовых скарнов. Эти известковые скарны распространены и во внешних контактах интрузивов, и в ксенолитах. Хотя скарнированные карбонатные породы в этих работах называются известняками, соответствующие химические анализы и минеральные парагенезисы замещающих их скарнов свидетельствуют об их принадлежности к доломитам. Примером являются относящиеся к одному району работы С. Нокколдса [150, 151], С. Нокколдса и Р. Митчелла [152], Г. Осборна [155, 156], М. Ле Баса [147].

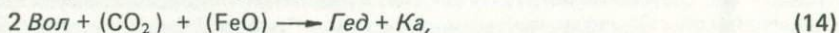
Резюмируя приведенный фактический материал, касающийся возможности образования известковых скарнов в магматический этап, можно сказать следующее. Известковые скарны пироксен-гранат-везувианового состава в качестве образований магматического этапа неизвестны. Везувиан и гроссулярь, отмечаемые в скарнах магматического этапа, являются послемагматическими минералами независимо от формационной принадлежности скарнов.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ СОБСТВЕННО ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНОВ

Известковые скарны в отличие от магнезиальных формируются в условиях более широкого температурного интервала, варьирующей окислительно-восстановительной обстановки, переменного состава флюидов. Меняющиеся условия отражаются в парагенезисах скарнов и составе их минералов.

ЭКЗОСКАРНЫ

Температурные фации известковых скарнов. Маложелезистые волластонитовые скарны, по-видимому, принадлежат к более высокотемпературным образованиям, чем геденбергитовые и андрадитовые. Смена фаций может происходить по реакциям



Пониженная железистость и условия декарбонатизации характерны для повышенных температур. Повышенные магнезиальность и глиноземистость сокращают поле стабильности кальцит-волластонитовой ассоциации.

Д.С. Коржинский [54] отмечал, что волластонит-кальцитовая фация обычно встречается на флангах месторождений, где скарновые тела имеют меньшую мощность и менее рудоносны. Вероятно, это связано именно с тем, что на флангах проявлены более ранние, более высокотемпературные, менее измененные скарны, тогда как оруденению подвергаются наиболее сильно переработанные в более низкотемпературных условиях, а потому и более железистые безволластонитовые скарны.

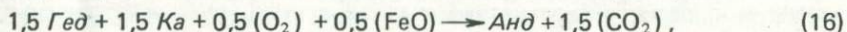
Наряду с такой обычной эволюцией скарнов, когда ранние волластонитовые экзоскарны замещаются геденбергитовыми или андрадитовыми, в ряде скарново-шеелитовых месторождений Средней Азии (Майхура, Ингиче, Яхтон, Койташ и др.) встречается обратное развитие волластонит-кальцитовой фации по геденбергит-кальцитовой. Оно проявляется локально и выражено в образовании очень маломощной (до 2—4 см) линзовидной зонки волластонита между кальцитовыми мрамором и салит-геденбергитовым, значительно более мощным скарном. Такой ретроградный процесс может вызываться следующими причинами: а) понижением железистости (возможным при локальном повышении температуры); б) декарбонатизацией (возможной при локальном повышении температуры или резком уменьшении фугитивности CO_2 , например при дегазации раствора; такой процесс трудно представить локальным); в) реакцией геденбергит-кварцевой апоскарновой породы с кальцитовым мрамором при локальном повышении температуры.

Как видим, наиболее вероятной причиной может быть локальное повышение температуры, связанное с многофазностью плутонов. Наши наблюдения на месторождении Яхтон доказывают такую возможность. В некоторых участках здесь наблюдаются две генерации волластонита, разделенные кислотным выщелачиванием с разложением волластонита I на кварц-кальцитовый агрегат и образованием кварцевых жилков в мраморе. Волластонит II развивается локально по контактам кварца и кальцита и цементирует раздробленные и частично измененные агрегаты волластонита I (рис. 23, 24, см. вкл.). Такой процесс практически невозможно интерпретировать иначе, чем локальное повышение температур после прохождения стадии кислотного выщелачивания.

Фаии окислительно-восстановительных условий. Легко показать, что многие различия известковых скарнов в значительной степени связаны с окислительно-восстановительными условиями. С учетом их разнообразия могут быть выделены следующие фаии экзоскарнов.

1. Пироксен-кальцитовая фаия. Железистый пироксен соприкасается с зоной мрамора. Все железо (практически) закисное. Фаия характеризуется восстановительными условиями. Вследствие преимущественного вхождения магния в пироксен повышенная магнезиальность среды стабилизирует фаию, расширяет ее стабильность в несколько более окислительные условия за счет следующей, андрадит-кальцитовой фаии.

2. Андрадит-кальцитовая фаия. Крайняя внешняя зона скарна андрадитовая. Она соприкасается с кальцитовым мрамором. Переход между этими двумя фаиями может быть записан схематической реакцией



т.е. для образования андрадит-кальцитовой фаии благоприятны повышенная железистость, пониженное давление CO_2 во флюиде и повышенное давление кислорода. В то время как железистость растворов изменяется в небольшом интервале, а давление CO_2 в одной фаии глубинности при прочих равных условиях также находится в сравнительно узком интервале, давление (фугитивность) кислорода может отличаться на порядки в зависимости от конкретных условий вмещающей среды. По-видимому, этот последний фактор играет решающую роль в том, какая фаия экзоскарнов возникает. Кроме того, нужно помнить, что повышенная магнезиальность будет стабилизировать пироксен-кальцитовую фаию, а повышенная глиноземистость — расширять стабильность гранат-кальцитовой фаии.

ЭНДОСКАРНЫ

Температурные фаии известковых эндоскарнов. Наиболее яркий температурный репер в известковых эндоскарнах — эпидот. Обладая составом, близким к минералам ряда андрадит—гроссуляр, он представляет как бы низкотемпературный аналог глиноземистых гранатов. Первая низкотемпературная ступень появления эпидота связана с околоскарновыми породами. Реакция плагиоклаза с гранатом приводит к образованию калишпат(или олигоклаз-альбит)-эпидотовых околоскарновых пород.

Дальнейшее понижение температуры может привести к полному или частичному замещению граната из эндоскарновых зон эпидотом. Чаще этот процесс интенсивен уже в стадии кислотного выщелачивания. Точные температурные границы его определить трудно, поскольку реакция перехода плагиоклаз + гранат \rightarrow эпидот + калиевый полевой шпат (альбит) зависит от многих факторов (состав плагиоклаза, состав граната, активность K_2O и Na_2O). Аналогично этому реакция замещения граната эпидотом зависит от состава граната, активностей кремнезема и кальция. Примерный температурный интервал для эпидотовых околоскарновых пород $450\text{--}300^\circ\text{C}$, а для эпидотовых скарнов $400\text{--}300^\circ\text{C}$.

Л.Я. Аранович [3] разработал эпидот-гранатовый геотермометр. Однако точность его еще низка, хотя получаемые результаты и кажутся реальными.

Фаии окислительно-восстановительных условий. Две группы минеральных парагенезисов отмечаются в околоскарновых породах. Пироксен-плагиоклазовые (скаполитовые) разности этих пород характеризуются присутствием железа в закисной форме, гранат-полевошпатовые (скаполитовые) или эпидот-полевошпатовые разности — присутствием железа в окисной форме. Реакция перехода между теми и другими зависит также от ак-

тивностей кремнезема и кальция. Однако поскольку сосуществование гранат- и пироксен-полевошпатовых зон в единой скарновой биметасоматической колонке (зависящей от переменных активностей CaO и SiO_2) наблюдается очень редко, главным фактором разделения на фации являются окислительно-восстановительные условия, зависящие как от состава растворов, так и от особенностей вмещающей среды.

НЕКОТОРЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СКАРНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Скаполит в околоскарновых породах. Появление скаполита в околоскарновых породах вместо плагиоклаза, по-видимому, чаще всего обусловлено повышенными концентрациями NaCl в растворах, что может быть связано и с ювенильными источниками, и с вмещающими соленосными толщами. Однако основные скаполиты, редко встречающиеся в известково-скарновых колонках, содержат мало NaCl . Их появление связано, очевидно, с какими-то иными причинами.

Пироксен-гранатовые скарны. Наиболее распространенные скарновые ассоциации — пироксен-гранатовые, возникающие в широком интервале условий. Зоны пироксен-гранатовых скарнов находятся в средних частях скарновой колонки, могут относиться и к эндо-, и к экзоскарнам. В зависимости от этого состав граната может быть преимущественно гроссуляровым или средним (эндоскарны) и преобладающим андрадитовым (экзоскарны). Глинозем и магний способствуют стабилизации соответственно граната и пироксена. Распределение железа между пироксеном и гранатом зависит от многих факторов, например от окислительно-восстановительных условий, что связано с кислотностью растворов определенной зависимости. Поэтому окислительные условия могут быть с определенными допущениями выражены через кислотные свойства раствора, как предлагает В.А. Жариков [36]. В не меньшей степени это распределение зависит от глиноземистости и магnezиальности среды [83] и не может однозначно определять ни окислительные, ни кислотные условия. Например, менее железистый гранат по сравнению с более железистым в ассоциации с пироксеном одинаковой железистости может свидетельствовать либо о большей глиноземистости среды или растворов (в первом случае), либо о более восстановительной обстановке, либо о большей кислотности, либо об определенном сочетании этих факторов.

Марганцовистость известковых скарнов. Многие минералы известковых скарнов (пироксен, волластонит, гранат, эпидот) нередко имеют и повышенную марганцовистость. Отмечается четкое повышение марганцовистости известковых скарнов при уменьшении температуры. В заключительные стадии формирования известковых скарнов химическая активность марганца возрастает настолько, что могут образоваться собственно марганцевые минералы — бустамит, родонит, пьомонит. Интересно, что жильные известковые скарны формируются непосредственно в известковых мраморах только в заключительные стадии скарного процесса и всегда имеют повышенную марганцовистость [35]. По-видимому, в это время, перед стадией кислотного выщелачивания, транспорт кремнезема усиливается. Повышенная марганцовистость минералов, как и повышенная железистость, в общем случае свидетельствует о нарастании кислотных свойств растворов, так как закись марганца — очень слабое основание.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ СКАРНОИДОВ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ В СКАРНОВОМ ПРОЦЕССЕ

Под скарноидами, вслед за Д.С. Коржинским и В.А. Жариковым, мы понимаем метасоматические породы скарнового минерального состава, образованные по карбонатно-алюмосиликатным породам (мергели, песчаные мраморы, карбонатно-силикатные сланцы и т.п.). Тела скарноидов не имеют макрозональности. Они отличаются от карбонатно-силикатных роговиков (метаморфических пород), при образовании которых практически не меняется химический состав исходных пород за исключением CO_2 и H_2O , заметным изменением состава в отношении "скарнообразующих" окислов (SiO_2 , FeO , CaO , MgO) по сравнению с исходными карбонатно-силикатными породами. Микрозональность, отражающая первоначальные неоднородности в составе, может наблюдаться как в скарноидах, так и в роговиках. Скарноиды — трудный объект для исследования и изучены еще недостаточно полно по сравнению со скарнами.

Описания скарноидов магматического этапа отсутствуют хотя теоретически возможность появления их в этих условиях отнюдь не исключена. В Рудных горах (ГДР) в штольне Отто Л.И. Шабынин наблюдал пироксен-плаггиоклазовые скарноиды, замещаемые светлым пироксеном, развивающимся по трещинам, секущим полосчатость породы. Однако не исключено в данном случае, что замещение скарноидов скарном обусловлено просто усилением промывки их постмагматическими растворами.

Скарноиды, как и скарны, могут быть средой, благоприятной для того или иного оруденения. В отличие от скарнов непосредственных контактов мощности скарноидов могут быть весьма значительными, так как химические составы карбонатно-силикатных пород значительно ближе к составам скарнов, чем составы чистых карбонатных или силикатных пород.

Известковые скарноиды. Как и на скарновые парагенезисы, на скарноиды влияют температура, окислительно-восстановительные условия, железистость и др. Однако разнообразие содержаний глинозема в первоначальных породах разрушает четкие зависимости гранат-пироксеновых отношений, свойственных скарнам. Сочетания гранатов и пироксенов в скарноидах более разнообразны. Кроме того, в скарноидах могут сохраниться и другие инертные компоненты, не свойственные скарнам, например хром, ванадий, как в месторождении Каратюбе [34]. Сочетания первоначально присутствующих компонентов в скарноидах могут быть более благоприятны для образования везувианов. Во всяком случае везувианы в некоторых скарноидах встречаются не менее часто, чем в известковых апомагнезиальных скарнах.

Магнезиальные скарноиды. При существенной магнезиальности карбонатно-силикатной среды в контактовом ореоле интрузивов возникающие скарноиды (как и карбонатные роговики) могут содержать магнезиально-скарновые минералы — форстерит, шпинель, магнезиальные клинопироксены, флогопит, гумитовые минералы и др. Критерии, применимые для определения этапа формирования магнезиальных скарнов, оказываются бесполезными в отношении магнезиальных скарноидов. Поэтому относить скарноиды к магматическому или постмагматическому этапу можно только по аналогии их парагенезисов с минеральными ассоциациями магнезиальных скарнов, время образования которых известно. Как и магнезиальные скарны, магнезиальные скарноиды претерпевают более поздние известковые преобразования. Однако магнезиальные скарноиды изучены еще недостаточно. Для этого требуется постановка исследований с применением специальных методик.

Эволюция скарноидов в скарновом процессе. Главные черты скарноидного процесса в изученных месторождениях (Каратюбинские месторождения, Кансайское скарноворудное поле) следующие.

Преобразования начальной ступени в нечистом известняке протекают без участия просачивающихся растворов. Порода переходит в известково-силикатный скарноидный мрамор, затем под воздействием растворов (с привносом и выносом компонентов) — в скарноид, карбонатная часть которого биметасоматически замещается скарновыми силикатами. В скарноидах встречаются реликты исходных мраморов.

В нечистых доломитах в магматический этап без интенсивного воздействия просачивающихся флюидов образуется мрамор с магнезиальными минералами (периклазом, шпинелью, форстеритом, диопсидом). В условиях монтичеллитовой фации и меньших фаций глубинности к указанным минералам добавляются монтичеллит, геленит и некоторые силикаты кальция. Возможно, что в это же время образуется часть везувиана. Количество возникающих магнезиальных силикатов определяется здесь не количеством магния, заключенного в мраморе, а содержанием кремнезема, связывающего этот магний.

Химический состав скарноидных мраморов Кансайского рудного поля, возникших на месте нечистых доломитов, по восьми химическим анализам колеблется в пределах (в %): SiO_2 — 7,20—37,95; Al_2O_3 — 1,18—6,65; MnO — 0,18—0,60; MgO — 1,67—8,15; CaO — 37,01—48,64.

С привносом ранними флюидами кремнезема такие скарноидные мраморы преобразуются не в скарноиды, а в скарны пироксенового состава (\pm гроссуляр, везувиан, некоторые силикаты кальция). Послемагматические процессы вызывают изменения в минеральном составе этих скарнов с вытеснением магния кальцием и железом, а в скарноидном мраморе происходит раздоломичивание. При этом часто в кальцитовой и манган-кальцитовой массе мрамора сохраняются обильные листочки флогопита, амезита, брусита и серпентиновые псевдоморфозы по форстериту, монтичеллиту, диопсиду.

Таким образом, в отличие от известковых скарноидов процесс преобразования магнезиальных разностей карбонатных пород, загрязненных терригенным материалом, — инфильтрационный, протекает в магматический этап и заканчивается появлением магнезиальных скарнов. По минеральному составу и текстуре эти скарны, по-видимому, практически не отличаются от похожих скарнов по чистым доломитам. В свежих разностях, не измененных известково-скарновым замещением, они нами не наблюдались. Для замещенных известковыми скарнами разностей этой группы образований в Кансайском рудном поле можно выделить в качестве характерной черты широкое распространение в них везувиана со значительным содержанием магния (более 4 вес.% MgO).

Не наблюдались какие-либо элементы метасоматической зональности в столбообразных скарноворудных телах, залегающих среди скарноидных мраморов, в которых кальцитовая масса включает магнезиальные силикаты, везувиан и гранат.

Для месторождений Кансайского рудного поля необходимо отметить еще следующее. Около скарноворудных тел Четки и др. количество скарновых силикатов в мраморах, образующих различного рода шнуры-жилки, заметно возрастает, а сами шнуры нередко взаимно пересекаются, и местами хорошо устанавливается их материальное единство со скарновым телом. Это дает основание предположить, что вокруг контактовых скарновых труб имеются своеобразные трещинно-жилные зоны переменной, но значительной мощности апомагнезиальных известковых скарнов, возникших в маг-

незиальных мраморах скарноидного типа и впоследствии раздоломиченных.

Таким образом, скарноиды по нечистым известнякам — конечный продукт их постмагматического изменения в скарновом процессе. На месте нечистых доломитов подобные образования неизвестны. Установлены лишь мраморы, в которых среди ведущих скарновых силикатов значительны или преобладают высокомагнезиальные минералы, карбонатная часть представлена многократно перекристаллизованным кальцитом, а наряду с ними апомагнезиальные известковые скарны образуют инфильтрационные тела в этих (скарноидных) мраморах с многочисленными их реликтами. В целом взаимоотношения скарноидов обеих обрисованных групп с роговиками и со скарнами изучены мало.

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА И СВОЙСТВ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В СКАРНОВЫХ КОНТАКТАХ

У магнезиальных карбонатных пород в скарновых контактах, особенно при широком развитии постмагматического скарноворудного процесса, часто резко изменяются состав и структурно-текстурные особенности. С этим связаны многочисленные ошибки в оценке роли первичных доломитов. Специальные исследования этих явлений только еще начаты и пока здесь еще не все ясно.

Приконтактная дедоломитизация. Магнезиальные скарны обычно сопровождаются контактово-метасоматической зоной кальцифиров, а в условиях достаточно малых глубин — еще и контактово-метаморфической зоной периклазовых (бруситовых) мраморов. В этих зонах магнезиальные карбонаты, как правило, уже отсутствуют, хотя содержание магния в них остается прежним. Магний переходит в состав ортосиликатов и шпинели в кальцифире и в периклаз — в периклазовом мраморе. Указанный процесс принято считать дедоломитизацией. Мощность дедоломитизированных зон зависит от многих факторов, главные из которых — температурный градиент в контакте, содержание доломита в исходной карбонатной породе, глубина залегания, состав флюидов и др. Отмечаются колебания мощности от миллиметров до десятков и даже сотен метров. Аподоломитовый характер таких пород в общем легко распознается по специфичным магнезиальным минералам или продуктам их низкотемпературного изменения (серпентин, тремолит, брусит, амезит, гидротальцит).

Раздоломичивание (кальцитизация) доломитов при постмагматических преобразованиях скарнов. Во многих магнезиально-скарновых месторождениях прилегающие к скарновым телам мраморы представлены кальцитовыми разностями, иногда лишь включающими реликты исходных доломитов. Кальцитизация (раздоломичивание) последних наблюдается независимо от степени известково-скарнового замещения исходных скарнов. Так, Дю Тойт [135] описал зоны кальцитизации доломитов значительной мощности (до 15 м), протягивающиеся вкрест простираения доломитовых пачек, несущих вдоль контактов с гранитами тела магнезиальных скарнов, практически не затронутых известково-скарновым замещением. Наряду с этим во многих месторождениях шеелита Средней Азии кальцитизированные разности доломитовых мраморов представлены в контактах магнезиальных скарнов, подвергшихся интенсивному известково-скарновому замещению. Этим объясняются распространенные в прошлом ошибки в опре-

делении природы исходных мраморов [118]. Такого же рода ошибки встречаются и у зарубежных исследователей [116].

Для африканских месторождений Дю Тойт приводит данные Р. Юнга о том, что серпентиновые псевдоморфозы в мраморе выщелочены с отложением на их месте кальцита. Этим устанавливается время кальцитизации (после серпентинизации форстерита). Однако полагать, что во всех случаях кальцитизация доломитов происходит именно в это время, было бы неверным. Имеются наблюдения (на месторождении Майхура), свидетельствующие о том, что кальцитизированные разности доломитов подвергались известковому скарнированию в контактах с дайками гранитоидов, материнских для магнезиальных скарнов. По-видимому, кальцитизация доломитов в скарновых контактах не ограничивается каким-либо одним узким отрезком времени.

Причиной кальцитизации Дю Тойт считал воздействие на доломитовый мрамор растворов, содержащих углекислоту, освобождавшуюся при скарнировании мрамора. Экспериментальные данные подтверждают инконгруэнтное растворение доломита с выносом магния при повышении давления углекислоты в растворах [138]. Вместе с тем следует учитывать возможность влияния значительного снижения химической активности магнезии на наиболее низкотемпературных стадиях скарнового процесса, вызывающего в скарнах повышение железистости пироксена. Во вмещающих доломитах этот процесс может приводить к замещению доломита кальцитом.

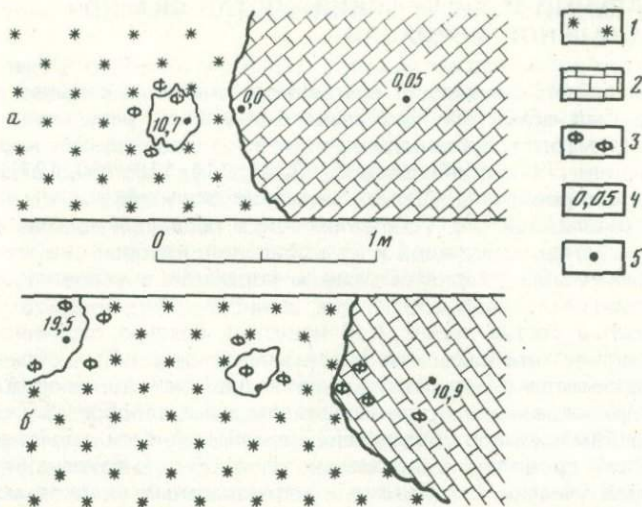
Поведение доломитов в кислотную стадию. Согласно принципу кислотно-основного взаимодействия Д.С. Коржинского, коэффициенты активностей более сильных оснований при повышении кислотности уменьшаются сильнее. Окись кальция — более сильное основание, чем магнезия, и поэтому в кислотную стадию при прочих равных условиях должна наблюдаться доломитизация кальцита [55]. Такие случаи известны в природе. Например, в Титовском месторождении в Восточном Верхоянье [82] при обширной серпентинизации и отальковании мощной шпинель-форстеритовой зоны происходит магнезитизация прилегающего кальцифира с промежуточной зонкой вторичного доломита. Источник магния здесь очевиден. Магнезия выделяется при отальковании и переотлагается рядом.

Однако такие случаи редки. Гораздо чаще кальцит присутствует во всех продуктах кислотной стадии. Например, обычен парагенезис тальк + кальцит. Доломит, кроме того, — более основной минерал, чем кальцит [67, 83, 86], и, как можно полагать, должен быть менее стабилен в кислотных условиях, чем кальцит. Вопрос сильно осложняется тем, что конкретные, особенно комплексные формы переноса элементов нарушают общую закономерную картину кислотно-основного взаимодействия.

При наблюдении раздоломиченных пород в скарново-шеелитовых месторождениях Средней Азии складывается впечатление, что кальцитизация доломитов развивается шире там, где в скарнах интенсивнее проявлена кислотная стадия. Вопрос остается в значительной степени неясным, и для решения требуется постановка специальных исследований.

Способы распознавания кальцитизированных доломитов. Наиболее строгое распознавание кальцитизированных доломитов возможно путем нахождения среди них реликтов доломитов, а также реликтов и признаков магнезиальных скарнов среди заместивших их известковых скарнов или метасоматитов стадии кислотного выщелачивания.

Следует заметить, что отбор образцов для установления магнезиальности мраморов в экзоконтакте скарновых тел требует соблюдения некоторых условий. Так, прежде всего число образцов должно быть достаточно боль-



Р и с. 25. Неравномерность магнизиальности мраморов на контакте со скарнами, обусловленная процессом раздоломичивания. Месторождение Майхура, штольня Западная (а — правая стенка, б — левая стенка), рассечка 77. По данным О.Р. Баратова
 1 — кварц-геденбергитовые и кварц-гранат-геденбергитовые апоскарновые рудные метасоматиты; 2 — мраморы; 3 — участки доломитов и магнизиальных скарнов и их реликты в апоскарновых рудных метасоматитах; 4 — содержание MgO (в вес.%) в карбонатных породах; 5 — места взятия образцов

шим, а точки их взятия должны располагаться по площади забоя (или обнажения) с расчетом более или менее равномерного покрытия этой площади в случае однородности мраморов. При неоднородности последних все их различающиеся на глаз разности должны быть представлены в образцах. Кроме образцов из непосредственного контакта, следует взять образцы (распределенные по площади забоя) с последовательным достаточным удалением от него. Опыт показывает, что наибольшее число неточных определений состава мраморов, подвергшихся скарнированию, связано с малым числом образцов и линейным их расположением в поперечном сечении контакта. При наличии в скарнах реликтов мраморов они также должны быть исследованы. На рис. 25 приведены результаты опробования мраморов в контакте апомагнизиальных известковых скарнов месторождения Майхура (по данным О.Р. Баратова).

Наблюдения за изменением облика доломитовых мраморов вблизи скарновых тел показали, что при наличии известкового преобразования магнизиальных скарнов и рудной минерализации в них доломиты в ореолах скарновых тел подвергаются кальцитизации с резким укрупнением размеров зерен. Специальными исследованиями [4] установлено, что кальцит из таких аподоломитовых мраморов характеризуется повышенным и неравномерным содержанием магния, что отличает его от кальцита апоизвестняковых мраморов. Эти химические особенности аподоломитовых кальцитовых мраморов отражаются и в их физических свойствах. Показано [4], что различия в окраске, минеральном составе включений, термолюминесцентных и декрепитационных свойствах кальцитов таких мраморов могут быть использованы при поисках скарнорудной минерализации.

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СКАРНОВ МАГНЕЗИАЛЬНОЙ ФОРМАЦИИ

Минеральный и химический состав магнезиальных скарнов начиная с 50-х годов был объектом пристального изучения, результаты которого освещены во многих публикациях, не только относящихся к отдельным месторождениям, но и обобщающих [82, 83, 114, 116, 120, 127]. С учетом этого ниже целесообразно уделить внимание лишь некоторым особенностям этой группы скарнов, установленным в последнее время, и тем различиям и свойствам минералов и их ассоциаций, которые существуют между одновременными скарнами разных формаций в условиях средних и малых глубин.

Минеральный состав пород. Как известно, главная особенность минерального состава гипабиссальных магнезиально-скарновых образований — широко распространенное совмещение в пространстве минеральных ассоциаций, принадлежащих к разным этапам минералообразования и к различным фациям скарнов. Вследствие неравномерности проявления постмагматических процессов в скарновых телах обычно сохраняются различных размеров участки неизмененных магнезиальных скарнов магматического этапа или часть минералов последних в массе, сложенной уже в основном известковыми скарнами, заместившими исходные (ранние) скарны. В этих реликтах минералы исходных скарнов могут сохраняться или быть гистерогенно изменены с появлением на их месте магнезиальных минералов скарновой стадии постмагматического этапа, а также стадии кислотного выщелачивания. Кроме того, вся эта нередко пестрая силикатная масса может включать переменные количества минералов рудного комплекса, которые замещают более ранние силикатные минералы и сопровождаются новообразованными.

Общий перечень наиболее распространенных минералов следующий (более полный перечень см. в [114]):

- 1) минералы магматического этапа — диопсид, геленит, кальцит, монтичеллит, ортоклаз, периклаз, плагиоклазы, фассаит, форстерит, шпинель;
- 2) минералы гистерогенно преобразованных в постмагматический этап магнезиальных скарнов — а) высокотемпературные: диаспор, корунд, диопсид-авгит, кальцит, клиногумит, гумит, норбергит, хондродит, паргасит, скарновая роговая обманка, монтичеллит, скаполит, тремолит, флогопит; б) низкотемпературные: амезит, брусит, гидроталькит, кальцит, магнетит, серпентин, тальк;
- 3) минералы известково-скарнового комплекса — андрадит, везувиан, волластонит, гранаты промежуточного состава, гроссуляр, диопсид-авгит, кальцит, ксантофиллит, монтичеллит, плагиоклазы, скарновая роговая обманка, салит-авгит, скаполит, тиллеит, спуррит, ферроавгит;
- 4) минералы стадии кислотного выщелачивания — альбит, кальцит, амфиболы (волоконистые), ангидрит, андрадит, апофиллит, геденбергит, гипс, кварц, клиноциозит, ксонотлит, куспидин, ортоклаз, пеннин, пре-нит, сапонит, эпидот;
- 5) минералы рудного комплекса.

Типоморфизм минералов. Как показали исследования последних лет, магнезиальные скарны, подвергшиеся известково-скарновому замещению, кислотному выщелачиванию и оруденению, нередко настолько утрачивают характерные для них особенности минерального состава и метасоматической зональности, что различие их со скарнами аналогичного минерального состава по известнякам весьма затруднительно и требует не только детального изучения их вещественного состава, но и анализа совокупности

характеристик геологического положения, формы, строения скарновых тел и т.д.

Здесь следует особенно учитывать имеющиеся данные по типоморфизму минералов пород магнезиально-скарновой формации. Эти данные таковы. Кроме отмеченных уже большей магнезиальности пироксенов и глиноземистости раннего граната, в апомагнезиальных известковых скарнах при средней интенсивности замещения установлено совместное присутствие пироксенов весьма различной железистости — в изученных образцах месторождения Майхура пределы колебания ее 25—70%. Такие колебания часто наблюдаются в одном небольшом штуде и лишены какой-либо закономерности. Порода обычно выглядит пятнистой (рис. 26, 27 см. вкл.), что определяется обменно-диффузионным характером преобразования исходного скарна.

Везувиан — широко распространенный типоморфный минерал апомагнезиальных скарнов. В зональных телах фронтальных шпинельсодержащих скарнов он, как правило, концентрируется на границе шпинель-фассаитовой зоны с форстеритовой зоной или кальцифиром (см. рис. 17). Мощность зоны существенно везувианового скарна превышает 1 м. Особенно часто и интенсивно везувиан развивается по геленит-монтичеллитовым скарнам. Существенно везувиановые, близкие к мономинеральным массы в этих случаях образуют тела, мощность которых измеряется многими метрами (месторождения Камаркутан, Шевчуковское и др. в Кансайском рудном поле Карамазара).

Значительное развитие везувиана в экзоскарнах на месте чистых карбонатных пород дает основание однозначно определять эти известковые скарны как апомагнезиальные. То же можно сказать и о вонсените, который заменяет людвигит магнезиальных скарнов при их замещении известковыми. В скарнах по известнякам этот минерал не появляется.

В значительной мере типоморфным минералом скарнов магнезиальной формации является монтичеллит, распространенный в доломитовых контактах в условиях малых глубин (давлений CO_2) и высоких температур. Этот минерал занимает двойное положение во времени. Вместе с геленитом (или со шпинелью) он может слагать большой мощности зону метасоматической колонки скарнов магматического этапа, расположенную на месте форстеритовой зоны (как в Леспромхозном месторождении и в Кансайском рудном поле) или между нею и шпинель-пироксеновой зоной (как в массиве Кондер в Полярной Якутии). Появление монтичеллита характерно, однако, и в постмагматических условиях, когда он выступает уже как минерал известково-скарнового комплекса, развиваясь обычно по границе зон форстеритового и пироксенового скарнов с наследованием заключенной в них шпинели. В такой позиции монтичеллит иногда появляется в ассоциации с везувианом.

Весьма характерный минерал скарнов небольших глубин (от периклазовой фации и выше) — ксантофиллит, который никогда не встречается в скарнах по известнякам и типичен для фассаитовых и форстеритовых скарнов, содержащих шпинель. Ксантофиллит замещает шпинель. Как правило, он концентрируется вблизи границы зон шпинель-фассаитового и форстеритового скарнов и интенсивно замещается флогопитом (см. рис. 10).

Волластонит типоморфен для биметасоматических скарнов по известнякам и обычно образует зону на границе с кальцитовым мрамором. Волластонит инфильтрационных известковых скарнов всегда представлен железисто-марганцовистыми разностями. Вместе с тем минерал широко распространен и в апомагнезиальных известковых скарнах. В отличие от скарнов по известнякам он чаще всего развивается здесь на месте крайней

тыловой зоны экзоконтакта, представленной околоскарновой породой, в ассоциации с гроссуляровым гранатом, а также в эндоконтакте (см. рис. 18, 19). В более внешних зонах фронтальных скарнов он встречается лишь при интенсивном известково-скарновом преобразовании ранних скарнов с энергичным выносом магния. В этих условиях волластонит развивается с замещением пироксена и везувиана и сопровождается гроссуляровым гранатом. В небольших количествах он обычно появляется также при известково-скарновом преобразовании геленит-монтчеллитовых скарнов, в которых часто замещается ксонотлитом, а иногда сопровождается скоутином, фошагитом, рустумитом и другими продуктами изменения высоко-температурных безводных силикатов кальция.

Геленит в составе монтчеллитовых скарнов, как правило, почти нацело разложен с образованием на его месте характерных псевдоморфных агрегатов цеболлита или землистого облика аморфных масс в окружении везувиана. Заметим, что в составе продуктов изменения скарнов столбообразных тел значительное развитие волластонита не наблюдалось.

Данные о различиях главных скарновых минералов — пироксена и граната — в эндоскарнах и околоскарновых породах магнезиальной и известковой формаций весьма скудны. Имеющиеся их характеристики показывают, что в отличие от экзоскарнов эндоскарны обеих формаций по минеральному составу почти не различаются. Устойчиво существующее различие выражается в том, что, как правило, даже при большой мощности экзоскарнов в доломитовых контактах мощность эндоскарнов невелика. Она никогда не достигает таких значительных размеров, как в известняковых контактах. По-видимому, это обусловлено недостаточной контрастностью по кремнезему и глинозему составов участвующих в биметасоматическом процессе и контактирующих между собой пород — гранитоида (или роговика) и пироксен-плагиоклазовой околоскарновой породы экзоконтакта или шпинель-пироксенового скарна. Средний химический состав этих пород следующий (в вес. %):

Пл-Пу околоскарновые породы (8 анализов)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MgO	CaO
Шп-Пу скарн (22 анализа)	50,0	10,4	5,5	9,7	16,1
	41,1	12,2	5,8	13,8	22,2

Из-за вялости биметасоматического процесса в рассматриваемых случаях мощные апомагнезиальные известковые скарны формируются только при участии потоков растворов, инфильтрующихся через тела магнезиальных скарнов.

Для скарнов известняковых контактов известно высказанное В.А. Жариковым [36] положение, согласно которому пироксен эндоскарнов всегда менее железистый, чем пироксен скарнов экзоконтакта. При этом устанавливается [27] рост железистости пироксена (и граната) в направлении от контакта к мрамору. В известняковых апомагнезиальных экзоскарнах для пироксена наблюдается обратное явление. Устойчивые различия в железистости пироксенов известковых эндо- и экзоскарнов в доломитовых контактах, по имеющимся ограниченными данным, не отмечены. Соотношения глиноземистости гранатов ранней генерации более определены. В эндоскарнах известковой формации гроссуляровость граната всегда выше, чем в прилежащих экзоскарнах (по чистым известнякам). В формации магнезиальных скарнов гранаты эндоскарнов, как правило, мало отличаются по гроссуляровости от гранатов экзоскарнов. Среди последних довольно часто встречаются чистые гроссуляры.

Хотя принадлежность рудоносных скарнов к формации магнезиальных иногда оспаривается на том основании, что, например, в флогопит-диоп-

сид-магнетитовых рудах нет форстерита или флогопит и диопсид имеют несколько повышенную железистость, сомнения в подобных случаях нельзя признать основательными. Пласт доломита небольшой мощности, залегающей среди известняков, при гранитизации может оказаться полностью превращенным в шпинель-пироксеновый скарн и даже в пироксен-плаггиоклазовую околоскарновую породу. Породы более внешних зон метасоматической колонки магнезиальных скарнов при этом будут полностью замещены разросшимися тыловыми зонами, однако это не может явиться основанием для отрицания принадлежности пород последних к образованиям формации магнезиальных скарнов.

Чаще всего в массе известкового скарна или заместившей его руды в качестве реликтов исходного магнезиального скарна сохраняются лишь отдельные зерна диопсида и листочки флогопита. Нередко железистость этих минералов уже несколько повышена, пироксен представлен салитом, а железистость флогопита приближается к 15–20%. При наличии доломитов среди скарнированных мраморов подобные ассоциации определенно указывают на развитие рудоносного скарна на месте исходного магнезиального скарна.

При решении вопроса о формационной принадлежности скарнов необходимо обращать внимание на состав представленных в них борных минералов. Для магнезиальных скарнов и их производных характерен комплекс магнезиальных и магнезиально-железистых (реже марганцевых) боратов, а также увит-дравитовый турмалин, концентрирующийся в полевошпатовых породах скарнового контакта. Аксинит, данбурит и датолит изредка встречаются в скарнах доломитовых контактов, однако не достигают сколько-нибудь значительного развития. Наоборот, в скарнах на месте известняков именно эти минералы бора типоморфны и образуют местами крупные концентрации.

Заметим далее, что среди типоморфных минералов метасоматитов, о которых идет речь, и различного состава богатых руд существенное диагностическое значение имеют и такие апоскарновые минералы, как тремолит и серпентин. Известно, что в пироксеновых скарнах известняковых контактов распространен и амфибол, однако он представлен здесь сравнительно железистой разновидностью — актинолитом. Тремолит и серпентин широко распространены и весьма характерны в качестве продукта изменения форстеритсодержащих разновидностей пироксеновых скарнов [117]. На рис. 8 показано типичное развитие тремолита в пироксеновом скарне — венчики вокруг зерен хондродита, остатки которых замещены серпентином. Массы последнего могут быть значительными или микроскопически малыми, но при зернистом (клубневидном) псевдоморфном строении они всегда должны вызывать у исследователя вопрос о природе первичных силикатов, которыми чаще всего оказываются ортосиликаты.

Из апоскарновых минералов, свидетельствующих о магнезиально-скарновой природе известкового скарна, включающего оруденение, нужно упомянуть амезит или близкий к нему по глиноземистости и магнезиальности хлорит. Появление последнего в скарне, как правило, связано с замещением флогопита.

Процессы кислотного выщелачивания в магнезиальных скарнах и их производных имеют свои особенности. Вначале они протекают тоже как гистерогенные (без привноса кремнезема): $Фор \rightarrow Сп + (MgO)$, $Пи + Фор \rightarrow Тр + Сп$, $Фл \rightarrow Ат + (K_2O)$, салит $\rightarrow Mn-гед$ и т.д., а затем включается привнос кремнезема с отложением кварца.

В месторождениях шеелита и в известняковых, и в доломитовых контактах распространены аналогичные во всех отношениях существенно квар-

цевые гранат-геденбергитовые породы грубокристаллического строения. Количественные соотношения в них главных минералов — кварца, пироксена и граната — изменяются в очень широких пределах при нередком преобладании того или другого в различных частях забоя. Эти породы возникают в стадию кислотного выщелачивания на месте скарнов с полным их замещением и сменой состава минералов и их ассоциаций как новые метасомати́ты и не могут рассматриваться в качестве продуктов простого окварцевания скарнов. Их целесообразно обозначать как существовавшие кварцевые апоскарновые породы в отличие, например, от имеющих сходный состав жильных пород, встречающихся в известково-скарновых контактах.

Типоморфные различия минералов известковых скарнов обеих формаций в этих существенно кварцевых породах в значительной мере теряют свою контрастность. Можно, однако, отметить, что гранат в части скарнов, образовавшихся на месте апомагнезиальных, как правило, значительно более глиноземистый, чем в аналогичных породах по собственно известковым скарнам. Кроме того, даже при образовании мощных тел таких кварцевых пород на месте апомагнезиальных скарнов в них постоянно находят реликты самих магнезиальных скарнов, представленные магнезиальными пироксенами (\pm флогопит), иногда с остатками форстеритового скарна, замещенного хондродитом (рис. 28, см. вкл.). Эти реликты имеют вид гнезд и пятен различного размера.

В целом, по-видимому, степень кислотной проработки магнезиальных и апомагнезиальных известковых скарнов часто несколько ниже, чем в скарнах по известнякам. Это следует из того, что в полиметаллических месторождениях оруденение редко сопровождается кварцем, который обычен в сульфидных скарновых рудах по известнякам.

Скажем несколько слов о типоморфных ассоциациях рудных минералов, на которые еще недостаточно обращается внимание. В первую очередь здесь должны быть выделены ассоциации магнетита как рудного минерала, весьма широко распространенного в скарнах магнезиальной формации. Независимо от железистости пироксена и глиноземистости сосуществующего с ним граната тесные ассоциации рудного магнетита с вонсенитом, промышленными концентрациями висмутовых минералов, а также с шеелитом, касситеритом и промышленным золотом характерны для месторождений формации магнезиальных скарнов. Они отмечены в значительном числе мест в различных геологических регионах, но не известны пока в скарнах известняковых контактов.

Типоморфны для скарново-грейзеновых ассоциаций магнезиальной формации селлаит и парагенезисы бериллиевых минералов с касситеритом, к которым часто добавляется плеяда магнезиальных и железисто-магнезиальных боратов. Распространенный в этих образованиях везувиан содержит нередко большие количества бериллия. В ряде месторождений этого типа значительны шеелит и полиметаллы [116].

Гистерогенное постмагматическое преобразование магнезиальных скарнов магматического этапа. Процессы постмагматического преобразования магнезиальных скарнов отчетливо выражены лишь в шпинель-форстеритовых и шпинель-фассаитовых разностях, а в геленит-монтчеллитовых скарнах они не выделяются. Как известно [112], эти процессы вначале протекают как типично гистерогенные, при инертности магния, неизменности количественных его соотношений с кальцием и без выноса и привноса кремнезема и глинозема. При этом активность кислорода несколько снижается, что выражается в переходе окисного железа, заключенного в фассаите, в закисное, активность которого растет, и возникающий на месте фассаита салит обычно имеет немного более высокую железистость. Примечательно,

что глинозем, связанный в фассаите в четверной координации, освобождается и частично входит в состав салита (в шестерной координации), а главным образом, как и глинозем шпинели, связывается в флогопите или паргасите. Форстерит замещается теми или иными минералами группы гумита в зависимости от степени активности фтора в растворе.

Такого рода преобразование магнезиальных скарнов обычно проявляется неравномерно, хотя во всех зонах метасоматической колонки одновременно. Как правило, при средней интенсивности преобразования породы всех зон колонки изменены частично и практически не отмечается какая-либо последовательность или пространственная направленность преобразования, выражающаяся в полном изменении породы какой-либо одной, например тыловой, зоны и незатронутости пород другой (внешней) зоны.

Следует различать такое гистерогенное преобразование и известково-скарновое замещение. Это необходимо не только потому, что первое представлено во всех фациях глубинности, а второе — только в гипабиссальной фации, но и потому, что интенсивное известково-скарновое замещение развивает и продолжает процесс гистерогенного преобразования скарна магматического этапа. Среди известково-скарновых масс во всех зонах встречаются реликты магнезиальных скарнов, уже частично преобразованных. Например, в салитовых и ферросалитовых скарнах часто сохраняются зерна хондродита (см. рис. 8). Центральные части этих зерен еще содержат остатки форстерита, и можно предполагать, что происходило одновременное развитие заместившего фассаит диопсид-салита, хондродита и известково-скарнового ферросалита в исходном форстерит-фассаитовом скарне.

Отметим, что известково-скарновое замещение также не имеет устойчивой пространственной направленности по отношению к зональности исходных скарнов. Нередко при наличии скарнов в эндоконтакте околоскарновая порода экзоконтакта не изменена, хотя фассаитовый скарн, расположенный дальше в сторону мрамора, более или менее полно превращен в флогопитсодержащую диопсид-салитовую массу. При той или иной замещенности значительной части фассаитового скарна гроссуляр-волластонитовая зона форстеритового скарна также лишь пятнами замещена клиногумитом и содержит не только флогопит и ксантофиллит, но и обильные реликты шпинели.

Часто существует везувиановая (\pm флогопит, ксантофиллит) зона вдоль границы пироксенового и форстеритового скарнов, т.е. налицо известково-скарновое замещение, в пироксеновой же зоне произошло лишь разложение фассаита на диопсид-салит. Такого рода неравномерность известково-скарнового замещения зависит, конечно, от минерального состава, структурных и текстурных особенностей исходных скарнов, но, кроме того, и от условий просачивания растворов по границам зон, по трещинкам и в межзерновых пространствах пород.

Отсутствие привноса кремнезема при замещении магнезиальных скарнов известковыми. Выше приведены факты, указывающие на отсутствие привноса кремнезема инфильтрующимися постмагматическими растворами, участвующими в преобразовании и известково-скарновом замещении магнезиальных скарнов магматического этапа. Рассмотрим это положение подробнее.

Поведение кремнезема в скарновую стадию постмагматического процесса уже обсуждалось выше. Дополнительно можно указать следующее.

В шеелитовых месторождениях Средней Азии (Майхура, Яхтон, Ингичке и др.) интрузивные контакты пересекают одновременно и известняки, и доломиты. Структурно-тектоническая обстановка формирования скарнов на месте тех и других одинакова, как едины и постмагматические растворы.

В таких условиях постмагматические скарны широко развиты как продукт преобразования фронтальных и жильных тел ранних магнезиальных скарнов, а в известняках имеются только фронтальные биметасоматические скарны на контактах с гранитоидами и роговиками. Инфильтрационные (жильные) образования в известковых мраморах представлены лишь единичными жилами кварц-андрадит-геденбергитового состава, относящимися к стадии кислотного выщелачивания. Высокотемпературные инфильтрационные скарны в известняках отсутствуют, хотя наличие их было бы неизбежным, если допустить, что существующие апомагнезиальные (в том числе и известковые) скарны формировались в условиях привноса кремнезема.

Ни в одном из известных нам тел геленит(или шпинель)-монтичеллитовых скарнов магматического этапа не наблюдалось интенсивное замещение их диопсидовым скарном, что было бы неизбежно по реакции



Вместо этого отмечается замещение геленит-монтичеллитового скарна везувиановыми массами с небольшим количеством диопсида, т.е. осуществляется, по-видимому, реакция типа



протекающая без привноса кремнезема. В.И. Синяков [91] описал кальцит-диопсидовый скарн по монтичеллитовому скарну. Судя по величине потерь при прокаливании (см. табл. 3, ан. 19), кальцита в породе с диопсидом больше, чем в исходном монтичеллитовом скарне. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что при формировании диопсидового скарна не было привноса кремнезема и количество диопсида в возникшем скарне определялось содержанием кремнезема в исходном скарне.

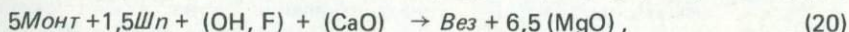
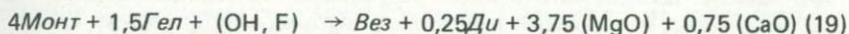
Подобно этому не отмечены и значительные форстеритовые массы, которые замещались бы диопсидом. Реакция (3) не распространена. Жилки пироксена, изредка встречающиеся в шпинель-форстеритовых скарнах, содержат флогопит (по шпинели) и возникли в магматический этап. Обнаруженные в единичных случаях микрокаемки диопсида около зерен форстерита могут иметь различное объяснение, и, разумеется, их нельзя привлекать для опровержения многочисленных факторов, подтверждающих отсутствие привноса кремнезема, подобных, например, факту широкого распространения флогопит-клиногумитовых скарнов, образовавшихся на месте форстеритовых масс (с остатками последних) без появления на их месте диопсидовых скарнов.

В известковых гранат-ферросалитовых разностях, замещающих магнезиальные скарны в шеелитовых месторождениях Средней Азии, часто встречаются зерна форстерита или заместившего его хондрита. В случае привноса кремнезема растворами, вызывавшими замещение исходного магнезиального скарна минералами известковых скарнов, сохранение в массе последних форстерита было бы необъяснимо. Подобно этому в корневых частях штокверков магнезиальных скарнов, где их жилы образуют густую сеть, нередко распространены мелкие (2—5 см в поперечнике) реликты исходных доломитовых мраморов. От скарновой массы, сложной уже ферросалитовым известняковым скарном с остатками диопсида и форстерита, эти мраморы отделяются зонками серпентинизированного кальцит-форстеритового скарна. Трудно представить, как эти реликты мрамора могли бы избежать замещения их скарнами, если бы скарнообразование проходило с привносом кремнезема растворами. Очевидно, про-

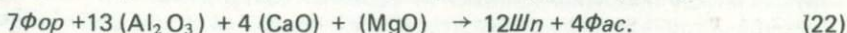
цесс ограничивался перераспределением кремнезема между исходным магнезиальным пироксеном и замещающим его более железистым пироксеном (и гранатом) вновь возникающего скарна.

Микромозаичная гетерогенность в распределении участков с различными химическими потенциалами кремнезема и магния в данном случае достаточно наглядна. Преобразование фассаита в диопсид-салит сопровождалось освобождением части кремнезема [реакция (5)], который, однако, использовался не для замещения форстерита диопсидом, а расходовался, по-видимому, в реакциях образования флогопита с участием шпинели [по уравнению (7)]. Дальнейшее преобразование пироксеновой части скарна сводилось к последовательному замещению диопсида все более железистыми разновидностями пироксена (до ферросалита). Сохранность в массе последних форстерита, частично замещенного хондритом [117], несомненно, свидетельствует о высокой инертности кремнезема и отсутствии его привноса растворами. Возможно, следует допустить, что одновременно с формированием все более железистых разновидностей пироксена изменялась и железистость форстерита в процессе его перекристаллизации. Данные о железистости этого минерала в таких реликтах, к сожалению, отсутствуют, однако густая (в шлифах) окраска серпентина, замещающего эти реликты, указывает на значительную железистость замещенного форстерита (серпентин по форстериту в прилежащих кальцит-форстеритовых скарнах в шлифах бесцветен). В одном из образцов измененного пироксенового скарна из Полярной Якутии наблюдалось жилковидное выделение форстерита с оптическими данными, соответствующими значительной железистости этого минерала (около 30%).

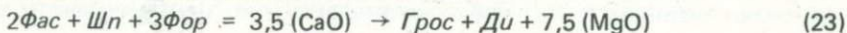
В ряде месторождений имеются своеобразные кальцит-шпинелевые скарны с весьма небольшим содержанием пироксена. Количество шпинели в них достигает 80%. Высокоглиноземистые разности магнезиальных скарнов обычно не затрагиваются или очень слабо затрагиваются замещением известковыми скарнами. Шпинель в них часто замещается диаспором. Все это можно объяснить только недостатком кремнезема в породе. Такое предположение подтверждается тем, что (например, в Леспромхозном месторождении) шпинель-монтichelлитовые скарны, граничащие с субуго шпинелевыми массами, под воздействием одних и тех же постмагматических растворов неравномерно, но интенсивно замещаются везувианом и гроссуляром. В схеме соответствующие реакции протекают без добавления кремнезема



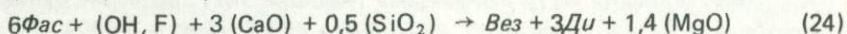
Реакции (11), (19) и (20) можно, разумеется, написать по-иному, увеличив количество шпинели в исходной породе, когда оказалось бы необходимым добавлять в левые части уравнений кремнезем. Однако такие реакции нереальны, если исходить из распространенных в породе количественных соотношений минералов в породах обеих частей уравнений. Для подавляющей массы шпинель-фассаитовых скарнов отношение шпинели к фассаиту не превышает 1 : (8–12), а обычно ниже. В местах скопления шпинели, как у границы с форстеритовым скарном, это отношение, по-видимому, не может превышать 3 : 1, что следует из реакции



Здесь, по-видимому, возможны реакции типа:



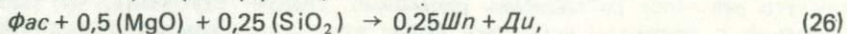
или приведенные выше реакции (9), при осуществлении которых кремнезем потребляется, однако, без приноса его растворами. Дело в том, что малые количества кремнезема, необходимые для левых частей уравнений реакций типа (22) и (23), вполне обеспечиваются почти постоянным присутствием форстерита (5—10%) в пироксеновых скарнах гипабиссальной фации. Так, вместо реакции



осуществляется, по-видимому, реакция



Сделанное предположение тем более справедливо, что для протекания части реакций с добавлением кремнезема одновременно необходима и добавка магния, например реакция



в которой добавки к фассаиту в левой части уравнения соответствуют $0,25 \text{ Фор}$.

Поскольку внешний край фронтальных магнезиально-скарновых тел в постамагматический этап служил областью облегченного доступа растворов, при наличии в последних кремнезема неизбежным было бы замещение форстеритовой зоны (как крайней в составе скарнового тела) пироксеновым скарном с одновременным замещением прилежащих частей доломита скарном кальцит-форстеритового состава. Однако зона такого скарна присутствует и там, где известково-скарновое замещение не затронуло магнезиальные скарны жилы (столба), и там, где это замещение интенсивно проявлено. При этом мощность кальцит-форстеритовой зоны везде одинакова. Это свидетельствует об отсутствии связи слагающего ее скарна с постамагматическим преобразованием магнезиального этапа и тем более формированием известковых скарнов. Выше приведены свидетельства, подтверждающие принадлежность этой зонки к магматическому этапу.

Имеющиеся характеристики апомагнезиальных известковых скарнов доказывают их диффузионный характер. Это положение нуждается, однако, в некоторых пояснениях, которые сводятся к следующему.

Особенности развития этих скарнов в объеме тела магнезиальных скарнов свидетельствуют, что они возникают как результат обмена компонентами между постамагматическими растворами, просачивающимися через скарновое тело, и поровыми растворами слагающих его скарнов. Как было показано, биметасоматические апомагнезиальные известковые скарны распространены незначительно. Дополнительно заметим, что столбообразные и жильные тела протяженностью в сотни метров, безусловно, не соответствуют представлениям о возможности формирования слагающих их преобразованных и апомагнезиальных известковых скарнов за счет кремнезема, освобождающегося при формировании биметасоматических эндоскарнов на месте находящейся в корнях алюмосиликатной породы. В условиях различий химических потенциалов кремнезема, могущих существовать на границе двух силикатных сред, перемещение этого кремнезема путем диффузии в однородной метасиликатной среде мощностью в сотни метров совершенно невероятно. По-видимому, для всех преобразованных трещинных тел магнезиальных скарнов необходим диффузионный обмен компонентами между просачивавшимися и поровыми растворами.

Если считать, что в трещинных телах магнезиальных скарнов магматического этапа процессы преобразования и известково-скарнового замещения протекают именно так, то необходимо принять, что тот же механизм гла-

венствует и при преобразованиях фронтальных тел, характеристики которых хорошо соответствуют именно такому представлению. Однако в этих условиях становится несостоятельной попытка представить процесс известково-скарнового замещения биметасоматическим и протекающим так, что в тыловых зонах колонки магнезиальные скарны магматического этапа замещаются известковыми, а во внешних зонах одновременно с этим с прежних границ пироксеновой и форстеритовой зон исходных скарнов развиваются постмагматические магнезиальные скарны, передний фронт которых продвигается с замещением доломита [84].

Здесь необходимо напомнить о существовании шпинелевой микрзоны на границе инфильтрационного форстерит-пироксенового и диффузионного кальцит-форстеритового скарнов в трещинных телах, а также о концентрациях шпинели по границам инфильтрационных зон фассаитового и форстеритового скарнов в телах фронтальных. Как уже отмечалось, в начальную стадию постмагматических преобразований в телах первой группы эта шпинель замещается флогопитом, который во фронтальных телах сопровождается ксантофиллитом и везувианом (см. рис. 10, 17, 19). Если бы пироксеновый скарн развивался путем постмагматического разрастания внешних зон исходной колонки магнезиальных скарнов и замещения форстеритового скарна более раннего этапа, то этот глиноземистый "пояс" оказался бы в пироксеновом скарне уже на удалении от переместившейся в направлении доломита границы пироксеновой и форстеритовой зон. Между тем многочисленные наблюдения над положением этого "пояса", образовавшегося на месте бывшей шпинели (нередко с ее реликтами), показывают, что положение флогопитовой зонки сохраняется без изменения в подвергшихся уже известково-скарновому замещению массах магнезиального скарна. Флогопитовый "пояс" остается пограничным.

Этот факт, по-видимому, опровергает [84] допущение о "наращивании" ранних магнезиальных скарнов в постмагматическом процессе их скарнового замещения. Заметим также, что часть форстеритового скарна, показанная на схеме в статье [84, рис. 1] и предположительно образовавшаяся на месте кальцифира, так возникнуть не могла. Этому препятствует то, что магний, освобождавшийся при замещении форстерита пироксеном, не мог диффундировать в сторону доломита, где его химический потенциал выше. Вследствие этого количество форстерита в новообразованном скарне не могло бы превысить 37–40%.

Отрицание возможности доставки кремнезема постмагматическими растворами, участвующими в скарнообразовании, мы находим, например, уже в ранних работах Д.С.Коржинского [62]. Он полагал, что при биметасоматическом скарнообразовании эти растворы не являются поставщиками кремнезема и глинозема, которые имеют "местное" происхождение. Выше говорилось об отсутствии инфильтрационных тел постмагматических магнезиальных экзоскарнов в гнейсовых комплексах докембрия, где скарны по известнякам не образуются. Приведены также многочисленные геологические факты, подтверждающие отсутствие привноса кремнезема постмагматическими растворами при преобразованиях как трещинных, так и фронтальных тел магнезиальных скарнов. Наблюдения над парагенезисами магнезиальных и сменяющих их известковых скарнов неизменно свидетельствуют о возможности замены одних другими без привноса кремнезема.

Совокупность фактических данных, приведенных выше, дает основание признать, что, как и гистерогенное преобразование магнезиальных скарнов магматического этапа, их замещение известковыми скарнами протекает без привноса кремнезема и глинозема остаточными растворами гранитоидов (постмагматическими растворами) и осуществляется путем использо-

вания (перераспределения) этих компонентов, заключенных в конкретных объемах исходных магнезиальных скарнов. Независимо от состава мраморов постмагматические высокотемпературные инфильтрационные скарны не возникают. Процесс замещения магнезиальных скарнов известковыми — обменно-диффузионный в условиях просачивания остаточных растворов через тела магнезиальных скарнов. Эти тела после гистерогенных изменений и известково-скарнового их замещения сохраняют свои формы и размеры, что в условиях привноса кремнезема растворами ранней щелочной стадии было бы невозможно. Только с наступлением стадии кислотного выщелачивания, при снизившейся температуре и возросшей химической активности и мобильности кремнезема, он участвует в образовании марганцево-железистых инфильтрационных экзоскарнов в известняках и тремолитовых жил — в доломитах.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ СКАРНОВОРУДНЫХ ТЕЛ

Определяющий момент в строении скарноворудных тел обсуждаемой группы — метасоматическая зональность даже в тех случаях, когда она уже стерта, когда ее влияние находит отражение в особенностях распределения продуктов изменения исходных скарнов. Для магнезиальных скарнов эти черты закладываются в магматический этап, для известковых — в постмагматический и определяются в обоих случаях закономерностями физико-химического порядка.

Характеристики метасоматической зональности магнезиальных скарнов магматического этапа многократно освещались в печати [114, 115, 120, 121], и нет необходимости останавливаться на них здесь в полном объеме. Целесообразно выделить лишь некоторые их особенности.

Условие наблюдения зональности во фронтальных телах магнезиальных скарнов на прямолинейных непосредственных контактах с интрузивами — отсутствие существенного известково-скарнового замещения этих скарнов и тектонические проявления в контакте. Высокотемпературные постмагматические гистерогенные изменения (типа $Pu_1 \rightarrow Pu_2 + \Phi л, Фор + Шп \rightarrow K_2T + \Phi л$ и др.) обычно мало сказываются на положении границ зон метасоматической колонки. Лишь более низкотемпературные изменения, из которых главные — серпентинизация и хлоритизация, существенно стирают элементы зональности. Известково-скарновое замещение, напротив, как правило, уничтожает границы метасоматических зон. При наличии последней неравномерность проявления этого процесса приводит к возникновению пятнистости в скарновых телах. В отдельных участках последних известковые скарны нацело замещают массу исходного скарна, в других — сохраняются его реликты разной величины и формы, в третьих — лишь реликты отдельных минералов скарнов магматического этапа и преобразованных.

Говоря о метасоматической зональности жильных и столбообразных тел магнезиальных скарнов, следует помнить, что смена границ зон инфильтрационной колонки происходит в них перпендикулярно к направлению просачивавшегося флюида. Поэтому инфильтрационную зональность столбообразных тел удастся наблюдать очень редко. Для этого необходима возможность изучать столб в поперечных его срезах на различных уровнях. Особенности геометрии поверхности замещения (крутая выпуклость в сто-

рону доломита) обуславливают особые черты строения инфильтрационной колонки в этих телах [114]. Наиболее развита в них зона пироксенового скарна (тыловая), мощность же зоны форстеритового скарна (по восстанию столба) незначительна. Это имеет серьезное практическое значение: в столбообразных телах нельзя ожидать крупных рудных концентраций, формирующихся в форстеритовой зоне метасоматической колонки (боратового и магнетитового оруденения), однако такие тела перспективны на полиметаллы, медь, золото и шеллит.

Охарактеризованная инфильтрационная зональность в данной группе скарновых тел сопровождается в поперечных сечениях билатеральной обменно-диффузионной зональностью, которая практически не участвует в формировании облика подвергшегося постмагматическим изменениям тела. К началу стадии кислотного выщелачивания столбообразные тела предстают более однородными, чем фронтальные.

Отметим, что первичная неоднородность скарновых тел, не связанная с метасоматической зональностью, наиболее велика у штокерковых образований в местах приращения скарновых жил к фронтальным массам [117], а также в скарнированных доломитовых брекчиях [14, 15]. Иногда она характерно выражена и в эндоконтактных ореолах, если в интрузивной породе содержатся обильные обломки магнезиальных скарнов, как, например, в месторождении Малко Тырново [123]. Один из штуфов эруптивной скарновой брекчии этого месторождения без проявленного известково-скарнового замещения изображен на рис. 4. Объемы такого рода скарновых масс в Малко Тырново весьма значительны, постмагматические процессы в них проявлены неравномерно и охватывают как скарновый, так и интрузивный материал с появлением резкой мозаичности в структурах и текстурах возникающих известковых скарнов. Мозаичность отличает их от экзо- и эндоскарнов известняковых контактов. В минеральном составе отличия также рельефны. Гранат этих своеобразных скарнов гроссуляровый, часто с ним ассоциирует ксантофиллит, иногда — геленит, а также скаполит.

В ряде случаев фронтальные тела магнезиальных скарнов имеют отщепления в виде межпластовых тел, с которыми они материально едины. Строение этой части магнезиально-скарновых образований следующее. Скарны всегда расположены в контакте доломита и алюмосиликатной породы, они формируются в условиях просачивания флюидов вдоль поверхности контакта. Благодаря этому границы инфильтрационных зон, проходящие перпендикулярно продвигавшемуся потоку, обычно перпендикулярны и к поверхности контакта. В большинстве случаев инфильтрационная метасоматическая зональность здесь дополняется отчетливой обменно-диффузионной, выступающей в поперечных сечениях тел в виде кальцит-форстеритовой зоны со стороны доломита. При постмагматическом известковом преобразовании таких скарновых тел процесс в них протекает так же, как в столбообразных и жильных массах. Как и в последних, в межпластовых телах преобладают пироксеновые скарны, основная особенность которых — частичное отсутствие в их составе глиноземистых минералов, находящихся на удалении от интрузива.

Большие изменения во внутреннее строение скарновых тел вносят процессы рудного замещения. Эти изменения направлены в сторону сближения минерального состава апомагнезиальных известковых скарнов и скарнов по известнякам. В частности, развиваются железистые, частью заметно марганцовистые пироксены и малоглиноземистые гранаты более поздних генераций, а также амфиболы ряда тремолит—актинолит. На некоторых эта-

пах развития возникающие в итоге породы частично становятся уже не скарнами, измененными околорудными процессами, а новообразованными апоскарновыми породами стадии кислотного выщелачивания, как упоминавшиеся выше существенно кварцевые гранат-пироксеновые метасомати-ты. Естественно, что на этой ступени почти все особенности внутреннего строения тел исходных скарнов, связанные с метасоматической зональностью, исчезают.

При более быстром просачивании флюидов вдоль поверхностей контактов слоев различного состава возникающая скарновая залежь характеризуется несоразмерно малыми мощностями тыловой (пироксеновой) зоны инфильтрационной колонки и преобладающе развитой внешней зоной [111, 114]. Для известняков в подобных условиях типичны образование биметасоматических скарнов по контактам с терригенными прослоями и соразмерность по мощности экзо- и эндоскарнов. При пересечении потоками флюидов участков переслаивания мелких пластов доломитов с алюмосиликатными породами возникающие магнезиальные скарны будут или представлены только пироксеновыми разностями, или заменены аподоломитовыми пироксен-плагиоклазовыми околоскарновыми породами, мало отличающимися от одновременно возникающих роговиков, с которыми они чередуются.

ФОРМЫ, РАЗМЕРЫ И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СКАРНОВОРУДНЫХ ТЕЛ МАГНЕЗИАЛЬНОЙ ФОРМАЦИИ

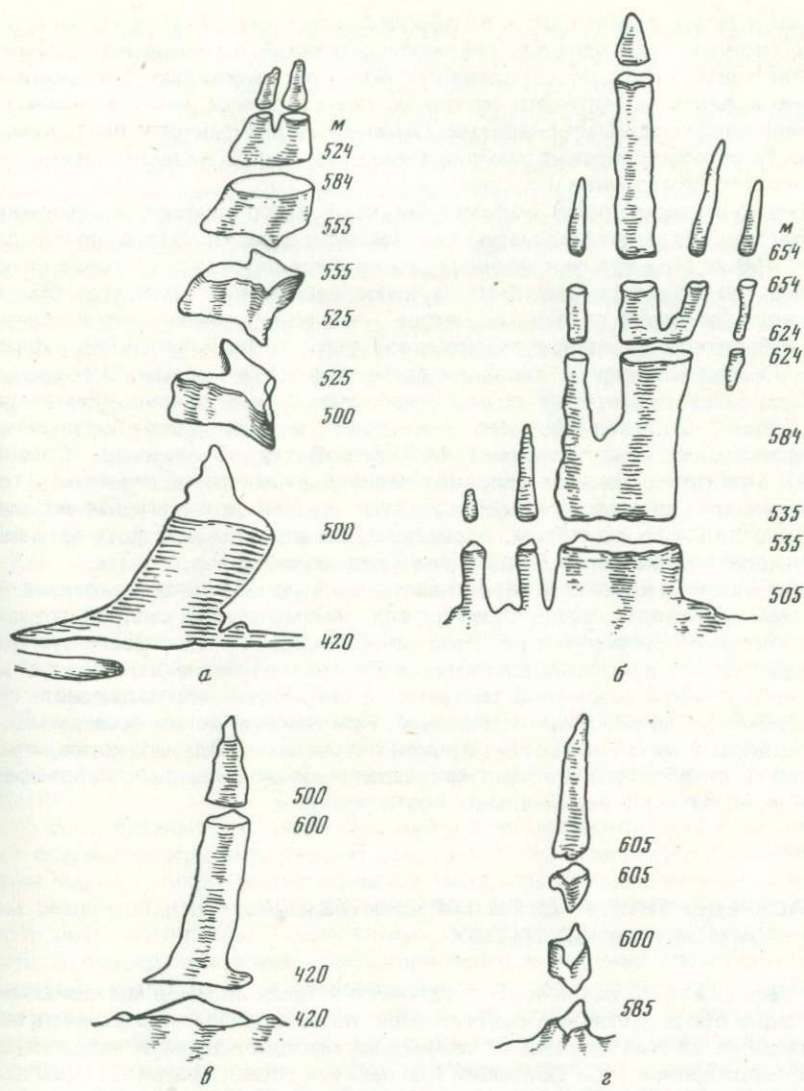
Для значительного числа полезных ископаемых рудой служат, как известно, скарновые массы с заключенной в них рудной минерализацией. Поэтому размеры, форма и пространственное положение скарновых тел важны для размещения рудных концентраций.

Поскольку магнезиальные скарны формируются до консолидации материнских интрузивов, в гипабиссальной фации форма, размеры и пространственное положение скарновых тел полностью определяются уже в магматический этап, кроме форм и размеров рудных концентраций в самих скарнах.

Исходные скарны как инфильтрационные образования расположены в непосредственных контактах материнских интрузивов, образуя тела переменной мощности (до линзовидных), слагают межпластовые залежи и трещинные тела столбообразной и жильной форм. Сочетания различно направленных трещинных тел небольшой мощности образуют штокверки жильных скарнов.

Напомним, что форма и размеры фронтальных скарновых тел очень сильно зависят от характера поверхности интрузива (или фронта магматического замещения). Эта зависимость в соответствии с выпуклостями и вогнутостями контактов и их крутизной в литературе рассматривалась неоднократно [54, 37, 114].

Столбы (трубы) скарнов встречаются как одиночные тела, либо группами, сочленяясь в древовидные и иные формы с одним или многими корнями, либо своего рода колониями, вырастающими из одного основания (рис. 29). Размеры столбов нередко достигают 700–800 м по падению при мощности в десятки метров. Примерами таких тел могут служить рудное тело Новое месторождения Холь Гол (КНДР), Кансайское "рудное дерево" (Карамазар), ряд тел в месторождениях Бэицы Бихоры (Румыния) и



Р и с. 29. Формы главных магнезиально-скарновых столбов в месторождениях района Бэица Бихор, Румыния, по [134]

Месторождения: а — Антониу, б — Байя Роши, в — Стурцу, г — Марта

др. Изредка встречаются скарновые трубы, залегающие почти горизонтально, как в месторождении Беатриса Майн [175].

Межпластовые тела, возникающие при пересечениях интрузивным контактом элементов простираения (или падения) пород рамы, обычно имеют плосколинзовидные простые формы и являются своего рода апофизами скарновых тел непосредственных контактов. Мощность и протяженность их могут колебаться в широких пределах, нередко они содержат значительные рудные массы (как в месторождении Майхура). В связи с прогрессивным замещением внешних зон метасоматической колонки ее тыловыми

зонами, как это происходит в столбообразных телах [114], а также вследствие наличия значительного градиента скоростей в поперечных сечениях межпластовых тел, обусловленного большей скоростью просачивания флюидов вдоль поверхности контакта, главная масса межпластовых тел сложена пироксеновыми скарнами. Отмеченные два фактора при формировании биметасоматических межпластовых скарнов по известнякам не сказываются на их строении и составе.

Жильно-штокверковые образования чаще всего слагают конформные с поверхностью интрузива массы мощностью в десятки метров, но нередко более 150 м. При наличии мощных штокверковых "поясов" около интрузивных тел мощность экзоскарнов непосредственных контактов обычно невелика (от долей до первых метров), что по-видимому, следует связывать с быстрым удалением значительной части трансмагматических флюидов, устремляющихся в трещины после выхода из магмы. Это следует учитывать при прогнозных оценках масс рудоносных скарнов, слагающих "основание" штокверков, скарны которых часто содержат шеелитовую минерализацию (месторождения Майхура, Яхтон, Тым и др., Средняя Азия). При прочих равных условиях наличие штокверков, сложенных тонкими жилами скарна с интенсивно проявленной в них грейзенизацией, зачастую является фактором, определяющим возможность формирования промышленных месторождений олова и редких металлов.

Если кровля крупного интрузива залегает полого на сравнительно небольшой глубине, то столбообразные тела магнезиальных скарнов нередко встречаются на расстоянии до 2 км от обнажающихся частей интрузивов, что невозможно в известковых толщах. Поэтому изучение особенностей до- и сининтрузивной разрывной тектоники в скарновых месторождениях среди доломитов должно быть детальным. При геофизических исследованиях необходимо выяснять характер кровли интрузива в поле мраморов, чтобы выявлять столбообразные тела магнезиальных скарнов даже небольшого сечения, но большой вертикальной протяженности.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В СКАРНОВОРУДНЫХ ТЕЛАХ

В распределении различного оруденения в телах скарнов магнезиальной формации обозначился ряд особенностей, по которым можно отличать месторождения данной группы от скарновых месторождений в известняках. В месторождениях этой формации при наличии хорошо развитой зоны форстеритовых скарнов магнетитовое и боратовое оруденение расположено в основном в последней зоне и лишь частично в пироксеновой. В пироксеновых скарнах эндоконтакта магнетитовое оруденение встречается как подчиненное. При значительном разнообразии минерального состава промышленных эндогенных боратов преимущественное развитие тех или иных из них в различных по составу магнезиальных скарнах регулируется в основном степенью активности углекислоты, бора, железа и марганца в растворах и их кислотностью—щелочностью [82].

Когда форстеритовая зона развита слабо, магнетитовое оруденение концентрируется в зоне пироксенового скарна. В месторождениях с ограниченным по масштабу магнетитовым оруденением промышленная шеелитовая, касситеритовая, медная, золотая, урановая минерализация чаще всего расположена в магнетитовых рудах (месторождения Западной Сибири, Забай-

калья, Караваш в Тянь-Шане, Кэйбл, Оулд Хикори и Коплер Кинг в США и др.; см. [116]). Такая же избирательность нередко проявлена и для цинкового оруденения (месторождение Солонго в Бурятии).

Исследования последних лет опровергли представление о неблагоприятности магниезильной среды для образования шеелита. Промышленные содержания этого минерала установлены в подвергшихся кислотному выщелачиванию магниезильных скарнах форстеритовой зоны [9].

Для полиметаллического оруденения существенно также следующее. В апомагнезиальных известковых скарнах сфалерит и галенит находятся в ассоциациях с минералами — продуктами преобразования магниезильных и заместивших их высокотемпературных известковых скарнов, реликты которых обычно сохраняются в рудных массах и среди минералов стадии кислотного выщелачивания (Кансай, Акташ, Шевчуковское и другие месторождения в Карамазаре). В инфильтрационных скарнах по известнякам, как в Курусае) и Алтын-Топкане (Карамазар), сфалерит и галенит ассоциируют с первичными (первого поколения), относительно низкотемпературными пироксенами ряда геденбергит—иогансенит и другими минералами этого комплекса. Полиметаллическое оруденение в апоскарновых массах магниезильной формации лишь изредка сопровождается кварцем, в скарнах же по известнякам — довольно часто.

Как указывалось, полиметаллическое оруденение встречается не только в продуктах изменения скарнов кальцит-форстеритовой фации, но также и в измененных геленит-монтichelлитовых скарнах. Поскольку, однако, шпинель-фассаитовые скарны слагают зону в метасоматических колонках магниезильных скарнов, заместившие их известковые скарны обеих фаций часто трудноразличимы.

Промышленное полиметаллическое оруденение встречается и в апопериклазовых (кальцит-бруситовых) мраморах (Кумышкан в Средней Азии), а медно-золото-висмутное — в форстеритовых кальцифирах (Холь Гол в КНДР).

Из своеобразных черт распределения рудной минерализации в доломитовых скарновых контактах нужно отметить также следующие. В месторождении МалкоТырново область эндоконтакта насыщена огромным количеством различной величины ксенолитов магниезильных скарнов (меньше — биотитовых роговиков), заключенных в габброидной массе. Эти обломки скарнов подверглись известково-скарновому замещению совместно с интрузивным материалом, и образовавшиеся пестрые по составу скарновые массы содержат промышленное медное (в основном халькопиритовое) оруденение. Излишне говорить, что такой тип скарновых руд в известняковых контактах невозможен. Правда, не менее своеобразны шеелит-молибденитовые руды в околоскарновых породах эндоконтакта известняков в месторождении Тырныауз. В магниезильно-скарновых месторождениях только в Ингичке имеется промышленное шеелитовое оруденение в околоскарновых породах эндоконтакта. Золотое оруденение в кварц-сульфидных штоверках эндоконтактов известно в обеих формациях скарновых месторождений, но не имеет ясно выраженных различий.

В большинстве случаев контуры скарновых тел и заключенных в них рудных масс неадекватны, их конформность также отсутствует, хотя, разумеется, контуры рудных тел по бортовым содержаниям металла уже не геологические, а технологические.

Преобладающая форма распределения рудного материала в массе скарна — неравномерная вкрапленность и обособления, включая гнезда, нередко короткие рудные жилки, а в ритмически-полосчатых скарново-грейзеновых массах — вкрапленность в согласии с полосчатостью.

Для мощных фронтальных тел скарнов иногда отмечается зональность в распределении рудного материала по металлическому спектру. Например, медная минерализация расположена вблизи интрузивного контакта, а свинцово-цинковая, сурьмяная и другие — на некотором удалении. В месторождениях Центральной Швеции, например, галенит концентрируется в породах зоны форстеритового скарна, сфалерит — в пироксеновых скарнах. Такого рода зональность зачастую, по-видимому, обусловлена температурой.

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вопросы структурно-фациального контроля размещения месторождений наиболее сложны в проблеме рудообразования. Их исследование не вышло за рамки выявления эмпирических закономерностей, хотя и был высказан ряд упрощенных представлений, так сказать, "глобального" масштаба. Не вдаваясь в подробности, упомянем наиболее распространенные гипотезы.

Давно замечено, что протяженные, иногда на тысячи километров, относительно узкие зоны, называемые поясами, характеризуется "сквозной", т.е. разновозрастной, специализацией на тот или иной металл. Это объясняют либо регенерированием оруденения путем заимствования металла из вмещающих пород, в которые он попал в результате разрушения ювенильных магматических пород и месторождений, либо закономерностью специализации мантии данного участка с выносом металла из нее магмами и ювенильными флюидами, могущими отлагать полезный груз, например, на дне морей и океанов. Наряду с такими представлениями распространена гипотеза зависимости типа оруденения от проявленных в регионах (поясах) типов магматических формаций, состав и элементная специализация которых ставится в зависимость от этапов тектонической эволюции складчатых поясов (геосинклиналей).

Для доказательства справедливости тех или иных высказанных представлений необходимы настолько разнообразные и глубокие знания о многих фактах, что едва ли в обозримом будущем какое-либо из упомянутых представлений будет твердо доказано. Однако само существование их способствует систематизации наших знаний.

Обсудим вопросы размещения различных рудных месторождений скарнового типа в Тяньшаньском регионе. Исследованные нами месторождения расположены в металлогенических областях Срединного и Южного Тянь-Шаня. Они пространственно связаны с контактными ореолами среднекарбонных гранодиорит-адамеллитовых интрузивов в Срединном и верхнекарбонных—пермских гранодиорит-гранитовых массивов — в Южном Тянь-Шане. Располагаясь в контактовых ореолах крупных плутонов, полиметаллические месторождения более тесно ассоциируют со штокообразными и дайковидными телами гранитоидов, с которыми они связаны генетически. В недалеком прошлом эти сравнительно небольшие тела порфирировых гранитоидов (например, в Кармазаре) относили к комплексу малых интрузий пермского возраста [2]. В настоящее время большинство исследователей рассматривают их как дайки второго этапа гранодиорит-адамеллитового комплекса среднего карбона [21, 69, 109].

В процессе исследований в Кансайском скарноворудном поле Л.И.Шабинин и Р.Ахунжанов получили данные, позволяющие предположить, что образование по крайней мере части полиметаллического оруденения региона

связано с гранитоидами Кураминского плутона. Малые интрузивные тела, на контактах которых чаще всего находятся месторождения, следует, по-видимому, рассматривать как апофизарные выступы этого плутона, что согласуется с положением о размещении месторождений в апикальных частях интрузивов. Вместе с тем среди гранитоидов региона, сопровождающихся скарновыми месторождениями, отсутствуют субвулканические разности, подобные известным во внутренней части Юго-Западной Японии и на Американском континенте.

С различиями в глубинности некоторые японские геологи [162, 161] связывают различия в соотношениях ассоциирующих в рудах меди, золота и полиметаллов. Богатые медью месторождения имеют тенденцию ассоциировать с плутонической магматической деятельностью, а богатые свинцом и цинком — с гипабиссальным до эффузивного магматизмом. Однако другие исследователи этих месторождений [142, 143 и др.] считают фактор глубинности второстепенным и главную роль отводят типам магм.

В работах ряда геологов [106, 109 и др.] принципиальные различия в магматизме Срединного и Южного Тянь-Шаня обрисованы достаточно четко, и здесь нет нужды на них останавливаться. Нужно лишь заметить, что решающая роль абсолютного возраста интрузивов в этих различиях весьма проблематична, поскольку существуют процессы, вызывающие изменения радиогенных возрастов. Если же принять, что магматические комплексы Срединного и Южного Тянь-Шаня относятся к одному магматическому циклу, то представление о наличии "сквозной" рудной специализации складчатого пояса данного региона стало бы излишним. Это положение подкрепляется выявленной петрохимической специализацией магматических комплексов, продуктивных на скарновые месторождения золота, вольфрама и полиметаллов.

Структурно-металлогенические области Срединного и Южного Тянь-Шаня также различны. Чаткало-Кураминская зона — срединный массив с блоковым строением, а Южный Тянь-Шань имеет характерные черты геосинклинали. Соответственно в них различно строение земной коры, различны магматизм и возраст карбонатных толщ, участвующих в скарнообразовании.

Однако вопрос о факторах, обусловивших эти различия, весьма сложен, и выявленные к настоящему времени различия в геологическом строении и магматизме отдельных частей Тяньшаньского региона явно недостаточны для решения этой проблемы.

Причины установленных различий в металлогенической специализации интрузивов сопоставляемых частей Тянь-Шаня дискуссионны. Это относится прежде всего к представлениям, в которых главная роль отводится заимствованию вещества из вмещающих пород. Вряд ли имеется достаточно оснований предполагать наличие резких различий в геохимических условиях образования и накопления карбонатных пород силура, среднего девона и нижнего карбона, которые преимущественно скарнированы в той или иной части региона. Более вероятно объяснение рудной специализации скарновых объектов региона в целом особенностями магматической деятельности. В связи с этим возникает вопрос о природе различий в условиях магматизма в разных частях региона.

В какой мере обсуждаемые различия могли быть обусловлены различиями в строении земной коры? Для области распространения полиметаллических месторождений Срединного Тянь-Шаня указывается [69, 107] сравнительно небольшая (27—31 км) толщина коры, увеличение которой в центральной части Кураминской подзоны сопровождается перерывом в размещении крупных концентраций многих металлов в рудных зонах [107].

Скарново-шеелитовые месторождения Тянь-Шаня сконцентрированы в срединной зоне его южной части, в Зеравшано-Гиссарской и Зеравшано-Алайской зонах, которые по сравнению с более северными и более южными зонами характеризуются промежуточной мощностью земной коры (45—48 км). Она превышает мощность коры области распространения полиметаллических месторождений. Для скарново-золоторудных объектов, число которых в Тянь-Шане ограничено, можно принять во внимание, что в Алтае-Саянской складчатой области мощность земной коры региона на проявлении этих объектов не сказывается.

Для Японской островной дуги налицо четкие различия в толщине земной коры, которая в юго-западной части региона значительно больше, чем в северо-восточной, отделенной от нее региональной внутриокеанической тектонической линией, названной "тектоническая линия Танакуры". Направление и скорость движения по отношению друг к другу юго-западной и северо-восточной частей Японской островной дуги определили имеющиеся между ними различия в толщине земной коры, в мезозойском и последующем магматизме и в металлогении. Существенное различие последней для двух частей региона — лишь более сиалический состав мезозойских гранитоидов на северо-востоке при господстве здесь магнетитсодержащих разностей и отсутствии минерализации олова, широко распространенной в юго-западной части [144].

Структурно-фациальные зоны, в которых расположены месторождения, характеризуются проявлениями среднего и основного вулканизма различной интенсивности. В Чаткало-Кураминской зоне (срединный массив) скарново-полиметаллические месторождения находятся в краевых частях поднятий, сложенных гранитоидами преимущественно среднекарбонového возраста, в зонах, контролируемых крупными разломами, отделяющими поднятия от депрессионных структур с осадочно-вулканическими образованиями [21, 22, 62, 69, 88]. Аналогично пространственное положение скарново-полиметаллических месторождений в Балкано-Карпатской складчатой системе [134].

Продуктивные магматические комплексы скарново-золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области и шеелитовых месторождений Южного Тянь-Шаня расположены в зонах продолжительных поднятий. В пределах региональных пликативных структур магматические образования с сопровождающими их скарновыми месторождениями приурочены к долгоживущим и обычно протяженным зонам тектонических нарушений. В Алтае-Саянской складчатой области они контролируются разломами широтного и субмеридионального направлений, по-видимому, ограничивающими блоки метаморфического фундамента. Для Кураминской подзоны металлогенической области Срединного Тянь-Шаня характерно положение ее на перегибе полукольцевой структуры [21, 22, 69], обусловившем появление многочисленных секущих радиальных линейных элементов северо-восточного простирания. Полиметаллические месторождения находятся здесь чаще всего в широтных структурах.

Рассмотрим геотектонические и геологоструктурные факторы, контролирующие размещение шеелитовых месторождений Южного Тянь-Шаня [105, 108, 110, 61, 78, 79]. Месторождения локализованы в подвижных глубинных зонах, которые обычно разграничивали участки земной коры, различающиеся условиями формирования, в частности по границам складчатых зон (отчасти и внутри них) и по зонам глубинных разломов. Наряду с пликативными структурами (поднятиями и антиклиналями) эти зоны контролировали размещение продуктивных интрузивов и характеризовались многочисленными разрывными нарушениями более высоких поряд-

ков. Среди них рудоносны чаще всего зоны, простирающиеся в северных румбах, т.е. поперечные к преобладающему широтному простиранию структур Тянь-Шаня. Пликативные и разрывные структуры более высоких порядков определяют морфологию интрузивов, пространственное размещение их апофиз, скарных тел и оруденения в них. В тектонических нарушениях первого порядка месторождения, как правило, не локализируются.

Представляют интерес условия нахождения шеелитовых месторождений в штатах Калифорния и Невада в США, среди шеелитоносных скарнов которых преобладают или по меньшей мере весьма значительны апомагнезиальные разности [116]. Как известно, Кордильеры в отдельных крупных их частях имеют столь различную и разнообразную историю развития, что и в пространстве, и во времени их необходимо рассматривать как несколько геосинклиналей. В различных частях этого огромного региона складчатые и орогенические движения имели кульминации в разное время и были разнотипными. Мезозой для всех них был наиболее важной эпохой: в это время произошло внедрение крупных гранитоидных интрузий, что совпало с главным этапом орогенеза и складчатости. Возраст большинства шеелитовых месторождений мезозойский, однако в восточной части региона и за его пределами к югу и к северу вольфрамовая минерализация сопровождается и раннетретичными интрузивы.

Ниже мы остановимся лишь на мезозойских скарно-шеелитовых месторождениях Калифорнии и западной части Невады (скарново-полиметаллические месторождения в этом регионе отсутствуют).

Геологические особенности этой части Кордильер, по П.Гилду [140], следующие. Граница мио- и эвгеосинклиналей палеозойского и мезозойского времени проходила в центральной части штата Невада, западная часть которого расположена в эвгеосинклинали. Складчатость в западной части последней относится к позднему палеозою, а в горах Сьерра-Невада (восточной) — к верхней юре. Интрузии прорывали собранные в складки и частично уже метаморфизованные эвгеосинклинальные осадки. В составе палеозойской части последних главенствуют терригенные отложения, а в мезозойской — лавы и пирокласты сравнительно основного состава.

Ранний плутонический комплекс региона ультрабазитовый, а среди последовавших за ним гранитоидов преобладают кварцевые монцититы, гранодиориты и кварцевые диориты. Формирование плутонов происходило с замещением эвгеосинклинальных пород. П.Гилд указывает, что размещение мезозойских интрузивов в западных штатах США соответствует субдукционной модели, хотя и с некоторым контролем со стороны фундамента (предшествовавшими структурами). Мезозойские рудные месторождения (всех типов) распределяются здесь вдоль магматической дуги Кордильер. В согласии с этим размещена и та часть скарно-шеелитовых месторождений, которая находится в эвгеосинклинальной части хребта Сьерра-Невада. Эти месторождения расположены вдоль восточного края магматической дуги в южной половине Калифорнии и отклоняются к границе с миогеосинклиналью севернее, в западной половине Невады, во внешних контактах и в остатках кровли батолита Сьерра-Невада и более мелких плутонов восточнее и севернее.

Оценивая роль линеаментов в размещении месторождений, П.Гилд замечает, что только некоторые линеаменты жили очень длительное время, вследствие чего совокупный эффект их может быть не отражен на картах, показывающих месторождения определенного возраста.

Рассмотренные выше факторы размещения изученных скарных месторождений и материнских интрузивов в различных регионах не являются специфическими только для этой группы месторождений. Они сходны с те-

ми факторами, которые контролируют локализацию месторождений иного типа и других магматических комплексов. Эти факторы определяют только участки и зоны внедрения магм (и флюидов?) в земную кору и места их локализации.

В числе факторов, регулирующих состав и распределение оруденения в месторождениях скарнового типа, многие исследователи отводят особую роль ассимиляции рудного вещества из комплексов пород, вмещающих интрузивы. Сторонники этой точки зрения [21, 22, 69, 73] указывают, например, на наличие в Южном Тянь-Шане повышенных фоновых содержаний вольфрама в породах силурийской эффузивно-терригенно-карбонатной формации и в покрывающих ее толщах, а также в интрузивах, залегающих в этих образованиях. По их данным, повышенные количества свинца и цинка отмечены также в породах нижнего палеозоя, вмещающих интрузивы со скарново-полиметаллическими месторождениями в их контактовых ореолах. Такими породами в Срединном Тянь-Шане являются доломиты, девонские песчаники и вулканиты верхнего силура — нижнего девона [97]. К.У.Урунбаев [102] считает, что на свинец и цинк специализированы также среднекарбонные трахиандезит-дацитовые эффузивы и конечные фазы гранодиорит-адамеллитового комплекса. Т.М.Мацокина-Воронич с соавторами [69] приводят данные, подтверждающие наличие "сквозной" специализации на полиметаллы осадочных и магматических образований Кураминской металлогенической подзоны.

Не подвергая сомнению сведения о зараженности полезными металлами разновозрастных толщ, вмещающих продуктивные интрузивы, нельзя не заметить, что природа такой взаимосвязи может быть и иной. Сомнения вызывает определенная зависимость между петрохимическими особенностями и металлогенической специализацией магматических комплексов в отношении скарновых месторождений. Если бы металл попадал в магму с материалом вмещающих пород, то такая зависимость, по-видимому, была бы невозможна из-за разнообразия состава вмещающих толщ.

Способность конкретных магматических тел порождать месторождения определяется иными причинами, чем те, которые обусловили геохимическую специализацию интрузивов. Так, Л.В.Таусон [99, 100] на обширном геохимическом материале, а В.В.Ляхович [65] по данным акцессорного минерального состава магматических комплексов показали, что интрузивы, продуцирующие рудные месторождения, могут характеризоваться как повышенными, так и пониженными против кларка содержаниями рудообразующих металлов (соответственно акцессорных минералов). П.Гилд [140] пишет, что вольфрамовые месторождения Калифорнии и Невады свидетельствуют о происхождении рудных элементов из континентальной литосферы, он рассматривает вольфрам как ведущий рудный элемент, имевший генетическую связь с главными батолитами.

Вопрос об источнике вещества более или менее определенно решается в отношении золото-скарновых месторождений. Натриевый петрохимический профиль продуктивных интрузивов, диоритовый или существенно диоритовый состав массивов на многих месторождениях золота свидетельствует об образовании их андезитовыми магмами, ювенильная природа которых признается всеми петрологами. В ряде массивов встречены минералы высоковосстановительной обстановки — муассанит и самородное железо, что обусловлено зарождением магм в восстановительных условиях мантии и под воздействием восстановленных мантийных флюидов. О магматическом источнике золота свидетельствует и повышенное его количество в породах продуктивных массивов. На перенос металла магматическими флюидами указывают повышенная минерализованность неизмененных магнезиальных

скарнов магматического этапа, установленная А.Ф.Коробейниковым и Л.К.Павловой на месторождениях Западной Сибири, а также присутствие золота в составе магнетитовых руд магматического этапа на этих месторождениях.

Вокруг продуктивных на золото интрузивов Алтае-Саянской складчатой области, по данным А.Ф. Коробейникова [56], в роговиках достоверно установлены первичные эманационные ореолы благородного металла. В контактово-метаморфических породах содержание золота увеличено примерно на 30% сравнительно с фоном в неметаморфизованных породах. Несомненно, что хотя бы в этих случаях золото выносилось магматическими эманациями.

Нам представляется, что с этих позиций следовало бы рассмотреть и изложенные выше данные о повышенных кларках вольфрама и полиметаллов в зонах распространения соответствующих скарновых месторождений. Нарастание содержания металлов в породах экзоконтакта с приближением к интрузиву должно однозначно интерпретироваться как первично-эманационное. Возможность получения такого рода результатов сопоставления фоновых содержаний рудообразующих элементов во вмещающих породах в контактовом ореоле и за его пределами, по-видимому, не может быть исключена. Во всяком случае концентрации Mg, Cu, W и Sn в шеелитовом месторождении Яхтон возрастают по мере приближения к рудным телам [103].

Продолжает оставаться проблемой установление причин, определяющих продуктивность магматических массивов. Вероятно, иногда процессы рудообразования протекают одновременно с магматическими, и трансмагматические флюиды участвуют в формировании продуктивных интрузивных тел и в переносе (доставке) металлов к месту их концентрации [39]. На исследованных месторождениях это подтверждается широким распространением магнезиальных скарнов магматического этапа, что указывает на участие трансмагматических флюидов в формировании продуктивных массивов. Для золото-скарновых месторождений это подтверждают данные А.Ф. Коробейникова и Л.К. Павловой о повышенном содержании золота в минералах скарнов раннего этапа.

ВОЗРАСТ АКТИВНЫХ ГРАНИТОИДОВ, ИХ ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ, ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

При анализе связи между парагенетическими особенностями магматических комплексов и их рудоносностью ниже используется методика Э.П. Исоха [42], хотя исходные данные по отдельным регионам и скарноворудным полям оказались статистически недостаточными для составления уверенной характеристики полноты, завершенности и контрастности дифференциации комплексов.

Сравнение по имеющимся данным возрастов гранитоидов, продуктивных на различные элементные типы оруденения, по разным регионам показало отсутствие параллелей между ними. Какие-либо эпохи, специализированные на преимущественное проявление скарновых руд шеелита, полиметаллов, золота, отсутствуют. Наряду с этим в пределах определенных регионов, в частности в среднеазиатской части Советского Союза, элементы такой специализации интрузивов различного возраста имеются.

Так, золотая и золото-медная скарновая минерализация распространена в контактах интрузивов среднекарбонатового габбро-диорит-гранодиоритового комплекса, а скарново-шеелитовые объекты Южного Тянь-Шаня связаны с гранодиоритовыми, адамеллитовыми, реже с гранитными массивами четырехфазового гранодиорит-адамеллитового комплекса [105, 108, 110].

Как уже упоминалось, полиметаллические скарновые месторождения Срединного Тянь-Шаня большинство исследователей связывают с малыми телами порфировых гранитоидов, которые рассматриваются как дайки второго этапа среднекарбонатных интрузий [21, 22, 69, 130]. Исследованиями Л.И. Шабынина и Т.Ш. Хаджиева в Кансайском скарнорудном поле установлено наличие мощных геленит-монтицеллитовых магнезиальных скарнов в контактах с порфировидными гранодиоритами Кураминского массива, которые в эндоконтакте приобретают повышенную щелочность. Такого же рода изменения состава интрузивных пород в связи с эффектом отраженной волны щелочности отмечены ранее В.А. Жариковым [35] и для малых интрузивных тел, в контактах которых с магнезиальными скарнами обычно выражена определенная закономерная смена пород — от гранита до сиенита на контакте.

Таким образом, можно заключить, что для Тянь-Шаня устанавливается наличие четких возрастных различий магматических комплексов, продуктивных на шеелитовую и полиметаллическую скарновую минерализацию. В других регионах Советского Союза и за рубежом возраст продуктивных интрузивов оказывается иным. В Саяно-Алтайской складчатой области и Северном Казахстане золото-скарновое оруденение генерируется раннекаледонскими батолитовыми интрузивами габбро-диорит-гранодиоритового состава с участием малых тел гранитов. Скарново-полиметаллические месторождения Балкано-Карпатской складчатой области на территории Югославии, Болгарии, Румынии и Венгрии образовались в кайнозое (ларамийская эпоха) в контактах многофазных плутонов, сложенных преимущественно диоритами и гранодиоритами и отчасти гранитами.

Большое число скарновых месторождений Японии, расположенных в мезозойском и кайнозойском орогенных поясах, генетически связано с кислым магматизмом от позднемиоценового до раннепалеогенового возраста. Гранитные породы этого региона разделяются [141, 143] на две примерно одинаково развитые серии — содержащие магнетит и свободные от него ильменитовые гранитоиды. Породы обеих серий имеют почти одинаковый общий химический состав, кроме отношения $Fe^{3+} : Fe^{2+}$. Граниты магнетитовой серии характеризуются акцессорным магнетитом и ильменитом, отношение $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ в них сравнительно высокое, граниты же ильменитовой серии содержат только небольшие количества ильменита и свободны от магнетита. В регионе широко развиты вулканические комагматы этих гранитоидов.

В обнажающейся части площади внутренней зоны Юго-Западной Японии главные массы от позднемиоценовых до раннетретичных гранитоидов состоят из следующих типов пород (в порядке убывающей распространенности): биотитовые граниты, роговообманково-биотитовые гранодиориты, тонкозернистые гранодиориты гетерогенного состава (от кварцевых габбро до гранита) и тонкозернистые лейкократовые граниты, включая аплиты [142].

Магнетитовая серия считается более молодой, образовавшейся из материнской магмы на глубоких горизонтах из основных вулканических пород верхней мантии—нижней коры без участия карбонатного материала, и связана с главной субдукцией. Ильменитовая серия, как полагают, сформир-

рвалась в нижней коре из осадочных пород, в том числе карбонатных, метаморфических и гранитоидных. Этим особенностям придается главное значение в формировании двух различных металлогенических провинций региона [144].

По представлениям японских геологов, внутренняя (северная) зона Юго-Западной Японии отделяется от ее внешней (южной) части срединной тектонической линией ("Median tectonic line"), прилегающая к которой с севера часть региона сложена комплексом сланцеватых гранитоидов и метаморфических пород фации высоких температур и низких давлений и лишена каких-либо рудных месторождений (пояс Риоке). Севернее ее расположена система верхнего палеозоя (до триаса), включающая магматические образования от позднемелового до раннепалеогенового возраста. Интрузивные гранитные породы преобладают в южной половине этой зоны, примыкающей к поясу метаморфических пород, эффузивные — к северу от нее. Возраст тех и других пород почти одинаков (95—60 млн. лет), и они рассматриваются как продукты кислого магматизма в различных фациях глубинности. Скарновые месторождения в этой зоне считаются ассоциированными с относительно более глубинными гранитными породами.

К северу от района распространения пород вулканической серии, вдоль берега Японского моря, преобладает другой тип гранитоидов — магнетитсодержащих, кислых, с высоким отношением $Fe^{3+} : Fe^{2+}$, более молодых (60—40 млн. лет), менее глубинных, с большей магнитной восприимчивостью [141, 143]. Этим двум гранитным комплексам соответствуют разные металлогенические провинции [144, 163]. Северная часть региона с ее магнетитсодержащими кислыми гранитоидами — молибденовая провинция, а более южная (примыкающая к поясу Риоке) с развитыми в ней ильменитсодержащими гранитоидами — медно-олово-вольфрамовая (шеелитовая). Молибденовые месторождения представлены только жильным типом.

Пространственно почти все скарново-полиметаллические месторождения региона находятся в северной его части, вмещающей молибденовые месторождения. Однако генетически они связываются в основном с дайками и штоками гранитоидов, имеющих возраст 95—60 млн. лет [162], т.е. с менее глубинной частью комплекса, продуктивного на шеелит. Среди гранитоидов здесь абсолютно преобладают порфиры и имеются граниты ($68-75\% SiO_2$).

Интересно, что добыча меди, свинца и цинка в Японии за 1941—1971 гг. распределяется так: около 60% меди добыто из месторождений (разного генетического типа), связанных с гранодиоритами, а большая часть свинца и цинка — из месторождений, ассоциирующих с гипабиссальными кварцевыми порфирами [162]. Руды этих полиметаллических месторождений характеризуются высоким отношением $Au : Cu$. Ассоциирующая с различными гранитоидами молибденовая и вольфрамовая минерализация пространственно распределена таким образом, что граница между ними почти совпадает с границей между зонами медной и полиметаллической минерализации [141].

Х. Симазак [162] приходит к выводу, что положение о существовании во внутренней зоне Юго-Западной Японии вольфрамово-медной и полиметаллической провинций скарновых месторождений распространяется и на жильный тип месторождений. Это означает, что отложение металлов в обоих типах месторождений, по-видимому, контролировалось одними и теми же факторами и зависело от глубины формирования. Интересно, что Дж. Ноубл [149], определявший границы металлических провинций

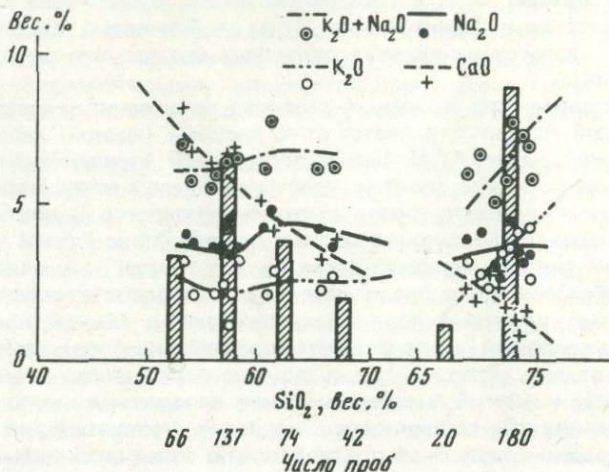


Рис. 30. Обобщенные вариационные статистико-петрохимические диаграммы для интрузивных комплексов нижнепалеозойской гранитоидной формации золотоносных районов Алтае-Саянской складчатой области. По материалам А.Ф. Коробейникова, основанным на литературных данных

в западных штатах Америки, объяснил наблюдаемые там аналогичные явления гетерогенностью содержания металла в верхней мантии, из которой рудные элементы извлекались магматической деятельностью. В отличие от этого Р. Силлитто [165], исходя из представлений о тектонике плит, предположил, что различные металлы освобождались из базальтовой океанической коры и пелагических осадков и переходили в магму при частичном плавлении на прогрессивно возрастающих глубинах.

Обратимся к петролого-формационному анализу магматических комплексов, продуцирующих скарновые месторождения.

На рис. 30 приведены диаграммы для золотоносных интрузивов Алтае-Саянской складчатой области, построенные А.Ф. Коробейниковым. Диаграммы содержат характеристики для массивов различных фаз магматических комплексов, поскольку фазы, сложенные основными и средними интрузивными породами, многие исследователи выделяют в самостоятельные комплексы [8, 87]. Из диаграмм следует, что золотоносные комплексы Алтае-Саянской складчатой области относятся к сложным, слабо контрастным магматическим, завершенным, по терминологии Э.П. Исоха, сериям. Завершенность выражается в присутствии в составе серий поздних лейкократовых гранитов. По составу комплекс имеет среднюю общую щелочность с устойчивым преобладанием натрия над калием в широком спектре вариаций по кремнекислотности за исключением максимально кремнекислых. В последних калий преобладает над натрием, кальциевость средняя. По этим признакам золотоносные интрузивы Саяно-Алтайской области сходны с другими комплексами, специализированными на золото [42]. При более детальном подразделении групп пород по кремнекислотности, чем на диаграммах Э.П. Исоха, выявились два участка резкого изменения содержания окислов — в средней и в умереннокислой областях составов. В частности, в этих участках резко понижается содержание щелочей, которое затем резко увеличивается.

Таким образом, золотоносные интрузивы Алтая и Саян подтверждают

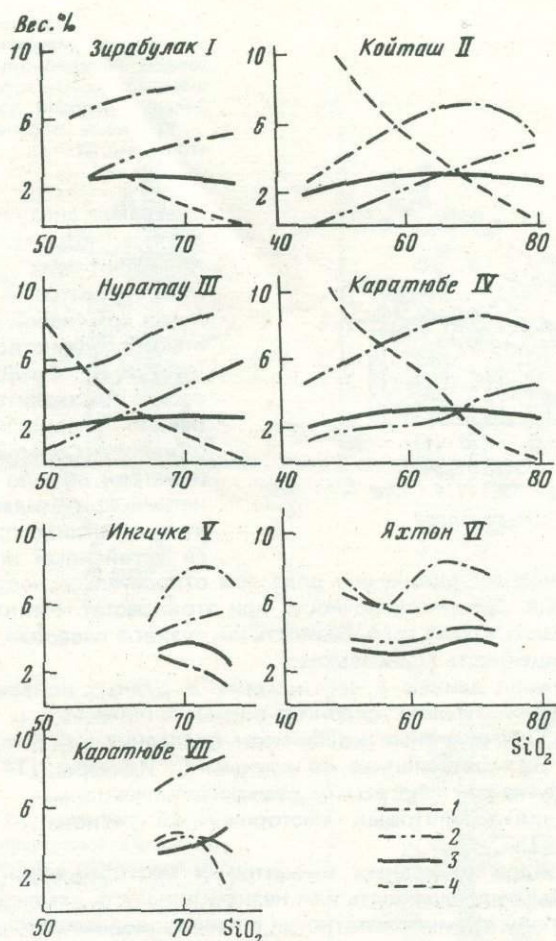


Рис. 31. Вариационные статистико-петрохимические диаграммы для гранитоидных массивов и комплексов скарново-шеелитовых месторождений Южного Тянь-Шаня I-IV — по Э.П. Изоху [42, рис. 32, № 270, 271, 278, 279]; V-VII — по данным авторов; 1 — $K_2O + Na_2O$; 2 — K_2O ; 3 — Na_2O ; 4 — CaO

выявленную Э.П. Изохом более общую закономерность: золотоносные интрузивы относятся к натриевому типу щелочности при среднем уровне общей щелочности, к сложным интрузивным сериям слабой контрастности и завершенным [42, с. 79–80].

Гранитоидные интрузивы района Южного Тянь-Шаня, продуктивные в отношении шеелитоносных скарнов, рассмотрены в ряде публикаций [105, 106, 108–110]. Возраст этих гранитоидов — от раннего до позднего герцинского. Они принадлежат к образованиям средних этапов развития структурно-формационных зон, формируются в условиях средних и малых глубин. Более продуктивны сложные многофазные плутоны и штокоподобные тела, часть которых — апофизарные выступы кровли батолитов. Для краткой петрологической их характеристики удобно воспользоваться диаграммами, приведенными в монографии Э.П. Изоха [42] (рис. 31). Из

вс. %

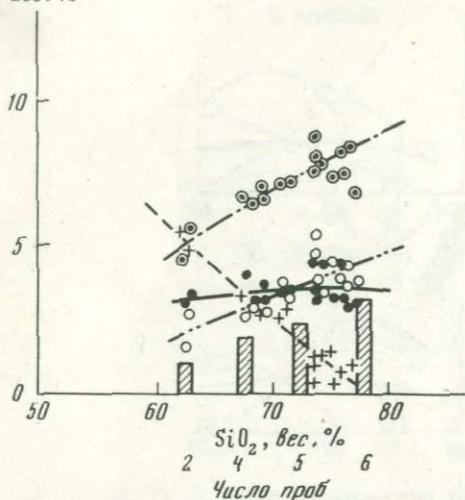


Рис. 32. Вариационная петрохимическая диаграмма для гранитоидов скарноворудного пояса шеелитовых месторождений Юго-Западной Японии, по [141]

Условные обозначения те же, что на рис. 31

диаграмм следует, что интрузивные комплексы скарново-шеелитовых месторождений относятся к типу сложных, со слабой контрастностью, большинство их имеет существенно гранодиоритовый состав при значительном колебании породообразующих окислов. Содержания калия и натрия обычно различны, и натрий преобладает. Наряду с этим отчетливо прослеживается устойчивый рост содержания

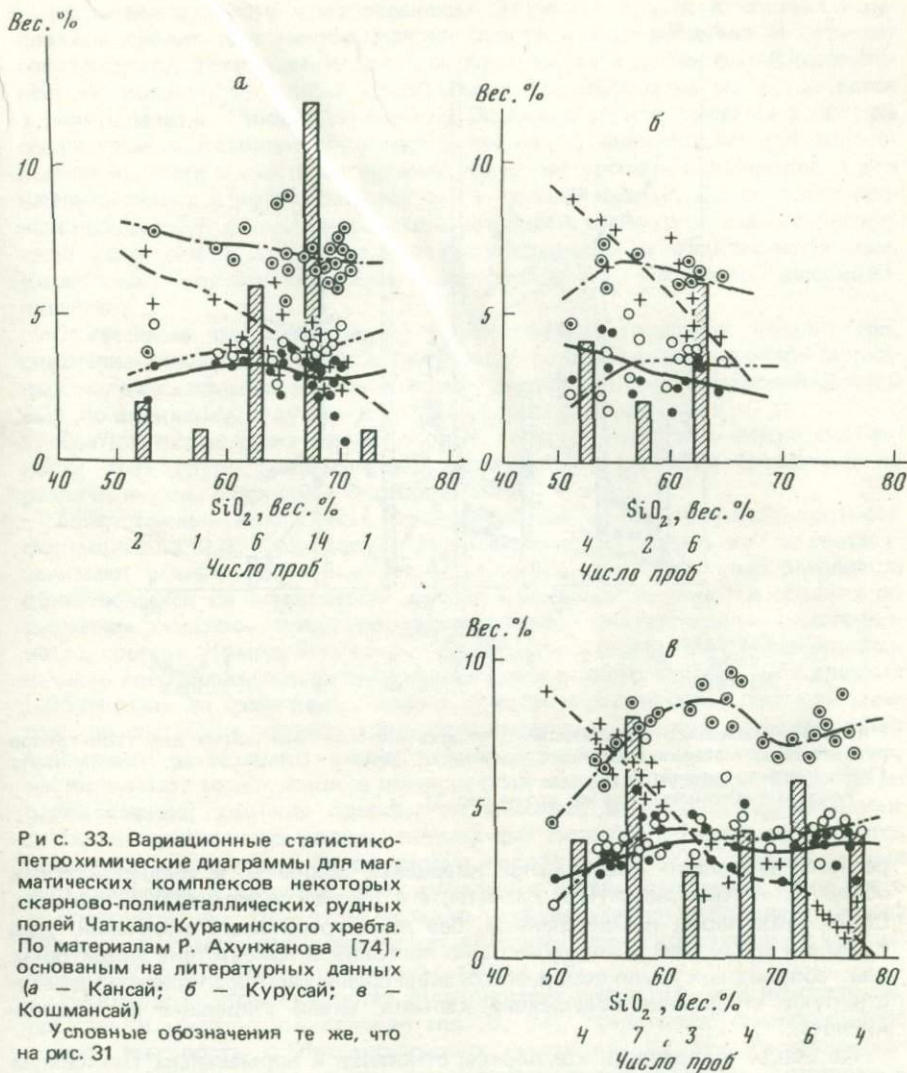
калия к кислому окончанию ряда при относительно постоянной концентрации натрия. Общая щелочность при этом растет. Некоторые исследователи отмечают, кроме того, бедность интрузивов известью, магнием и железом и насыщенность глиноземом.

Выше приведены данные о соотношении в рудных поясах внутренней зоны Юго-Западной Японии скарново-полиметаллических и шеелитовых месторождений. Интрузивные комплексы последних характеризует диаграмма на рис. 32, составленная по данным С. Исихары [141]. Уже при первом взгляде на эту диаграмму становится очевидным ее сходство с диаграммами для шеелитовых месторождений региона Южного Тянь-Шаня (см. рис. 31).

Для гранитоидов отдельных шеелитовых месторождений (например, Яхтона) типичны выдержанность или незначительность изменений содержания кальция в ряду кремнекислотности в противоположность содержаниям калия, преобладающего здесь над натрием, а также высокая железистость и низкое содержание кремнезема, что приближает эти породы к кварцевым монцодиоритам [108]. Подобно этому магматический комплекс скарноворудного поля Ингичке (Южный Тянь-Шань) отличается (см. рис. 31) от других аналогичных комплексов региона отсутствием диоритов и габбро, хотя по другим характеристикам (состав преобладающих пород, низкая общая щелочность их, соотношение натрия и калия в данной группе кремнекислотности) этот комплекс близок к остальным.

От вольфрамитоносных интрузивных комплексов скарново-шеелитовые отличаются принадлежностью к полнодифференцированным комплексам, с характерным увеличением щелочности и калиевости к концу серии.

Для магматических комплексов, продуктивных на полиметаллические скарновые месторождения, Р. Ахунжанов построил с привлечением новых данных отдельные диаграммы для скарноворудных полей Чаткало-Кураминского региона (рис. 33, а-е). Аналогичная диаграмма для месторождений района Бэица Бихор (Румыния), построенная нами по данным С. Стоичи [166], представлена на рис. 34. На ней отражены особенности своеобразной серии интрузивных пород, с которой связаны месторождения



полиметаллов, включающие одновременно и промышленную шеелитовую минерализацию.

Данные о химическом составе продуктивных на свинец и цинк гранитоидов Юго-Западной Японии в известных нам работах [141—144, 161—163 и др.] отсутствуют. Однако если принять эти гранитоиды "единокровными" с предшественными в шеелитовых месторождениях региона, то для сопоставления особенностей интрузивных пород скарново-полиметаллических месторождений Юго-Западной Японии с особенностями гранитоидов аналогичных месторождений других регионов нужно обратиться к диаграмме рис. 32. Сопоставив диаграммы рис. 32—34, отметим следующее.

Интрузивные комплексы скарново-полиметаллических месторождений относятся к неконтрастному и слабо контрастному типам. В румынском

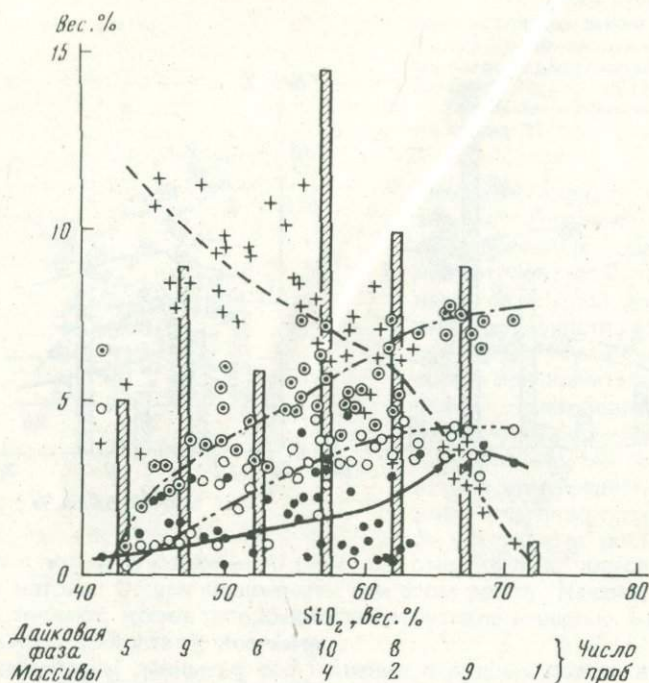


Рис. 34. Вариационная статистико-петрохимическая диаграмма для гранитоидов скарново-полиметаллических месторождений района Бэйца Бихор, Румыния, по [166] (часть точек снята)

Условные обозначения те же, что на рис. 31

регионе несколько преобладают кварцевые диориты, в среднеазиатских объектах — гранодиориты и граниты, а в Японии — кварцевые порфиры. Серии этих пород незавершенные, без лейкогранитовых окончаний. Для Румынии и Средней Азии характерно постоянное присутствие диоритовых или габброидных групп пород. Интрузивы среднеазиатского региона демонстрируют стабильное содержание кальция, слабо зависящее от кремнекислоты.

По общей щелочности комплексы относятся к нормальным (максимум суммы щелочей 7,5–8,5%) или пониженной щелочности. По соотношению щелочей они принадлежат к калиевым (калий преобладает над натрием в породах с кремнекислотностью больше 57% SiO_2). Поскольку гранитоиды японского региона представлены именно кислой частью серии, показанной на диаграмме рис. 32, следует, что для них также характерна калиевая щелочность и в этом отношении они сходны с гранитоидами скарново-полиметаллических месторождений других регионов.

Сравнением петрохимических особенностей магматических комплексов трех групп специализации — на золото, шеелит и полиметаллы — выявляются следующие их различия. Если у золотоносных и полиметаллических специализированных комплексов доминируют сложные и слабо контрастные ассоциации, то шеелитоносные комплексы представлены короткими гранитными ассоциациями. Гранитоидные серии комплексов золотых и особенно шеелитовых месторождений полные и завершенные.

Кремнекислотность преобладающих разностей пород в составе комплексов сходна для месторождений золота и полиметаллов и отвечает гранодиориту, реже граниту, т.е. умеренно кислым разностям. В шеелиитоносных комплексах также преобладают гранодиориты, но встречаются и лейкограниты (Япония, Ингичке). Особенно четкое различие в составе сравниваемых комплексов обнаруживается по щелочности: для золотоносной их части характерен средний и низкий уровень щелочности, а для шеелиитоносных и полиметаллических — только низкий. Среди золотоносных преобладают высоконатриевые и натриевые разности, в шеелиитоносных чаще встречаются натриевые, но распространены и калиево-натриевые. Комплексы полиметаллических месторождений устойчиво высококальциевые.

Отмеченные петрохимические различия магматических комплексов, специализированных на разные металлы, и устойчивость их в скарноворудных полях различных регионов подтверждают, что магматический фактор был, по-видимому, ведущим в контроле состава оруденения.

Кратко охарактеризуем некоторые геолого-петрографические особенности трех групп магматических комплексов, специализированных на различные типы скарновых месторождений.

Золотоносные комплексы, принадлежащие к габбро-гранодиоритовой формации, по Ю.А. Кузнецову, и часто называемые "пестрыми" по составу, занимают обычно обширные площади, имеют облик крупных батолитов, обнажающихся на поверхности в виде отдельных крупных и средних по размерам массивов простого (однофазного) или сложного (многофазного) состава. Комплексы считаются [58] гомодромно дифференцированными с последовательным внедрением магм разного состава — от древних габброидных до гранитных. Такая жесткость в расчленении этих комплексов по составу и последовательности внедрения фаз нам представляется чрезмерной и едва ли соответствующей действительности. Во-первых, настораживает то, что лишь в очень редких массивах встречаются все фазы одновременно; обычны однофазные массивы. Во-вторых, указываемые в составе комплексов породы первых фаз типа габбро часто встречаются лишь как ксенолиты в более кислых породах, так что выделение первых фаз внедрения в качестве самостоятельных порций расплавов чаще всего малообоснованно. При этом нередко устанавливается гибридная природа базитовых комплексов, обусловленная ассимиляцией гранитоидной магмой основных эффузивов и карбонатных пород [18].

Необходимо уточнить состав золотоносных магматических комплексов, поскольку некоторые исследователи [8, 87] принимают формационную самостоятельность габбро-диоритовых составляющих этих комплексов. Природа габброидных членов шеелиитоносных интрузивных комплексов также остается не ясной в связи с обычным обнаружением габброидов в виде ксенолитов в более поздних фазах. Возможно, эти основные породы окажутся преимущественно гибридными. Проблематично и происхождение лейкократовых гранитов поздних фаз комплексов. На примере магматических образований Яхтонского месторождения выявилась еще одна трудность в определении состава комплексов: здесь обнаружены [103] тела гранодиоритового состава, сформировавшиеся после главных тел комплексов. По-видимому, с этими поздними порфиоровыми гранодиоритами следует сопоставлять и поздние мелкие тела гранодиорит-порфиритов, обычные на других скарново-шеелиитовых месторождениях региона.

По тектонической позиции и иным геологическим характеристикам существенные отличия комплекса интрузивных пород скарново-шеелиито-

вых месторождений Южного Тянь-Шаня от интрузивных пород других групп продуктивности не установлены.

Для магматических образований скарново-полиметаллических полей Среднего Тянь-Шаня также выявились некоторые проблемы. Это в первую очередь проблема природы сиенитовых составляющих продуктивных магматических комплексов. Обычно сиениты относятся к более поздним фазам сложных комплексов, однако в Западном Карамазаре большинство таких магм, скорее всего, образовалось путем ощелачивания гранитоидных магм при воздействии на них отраженной волны щелочности в контактах массивов с магнезиальными карбонатными породами. Вторая проблема — наличие генетической связи скарнов оруденения с поздней, верхней карбон-пермской фазой магматизма Чаткало-Кураминского региона и природа продуктивных малых интрузивных тел, поскольку не исключена принадлежность этих тел (или их части) к апофизообразным выступам кровли крупных среднекарбонатовых (Кураминских) гранитоидных батолитов.

В природе рассмотренных разнородных комплексов есть и нечто общее: в их контактах с магнезиальными карбонатными породами образуются магнезиальные скарны. Это свидетельствует об участии в формировании комплексов трансмагматических флюидов. Нам представляется, что установленная для всех продуктивных на разные металлы массивов сложная морфология обусловлена не только сложной тектонической обстановкой, но также большой ролью магматического замещения в становлении массивов. Как установлено на примере базитовых интрузивов медно-никелевых сульфидных месторождений Восточно-Сибирской платформы [38, 39], обилие апофиз у массивов обусловлено широким проявлением магматического замещения. В этом процессе новообразование расплывов происходит в тыловых частях метасоматитов магматического этапа, возникающих по сложной системе тектонических трещин во вмещающих толщах.

О ПРИРОДЕ СВЯЗИ РУДООБРАЗОВАНИЯ СО СКАРНОВЫМ ПРОЦЕССОМ

В предыдущем разделе было показано, что вещественный состав скарнового оруденения коррелируется как с составом рудогенерирующих магматических комплексов, так и с направленностью их дифференциации. Это определенно свидетельствует о том, что состав магм и ход их эволюции в первую очередь определяют процессы рудообразования в скарнах, а роль вмещающих толщ является второстепенной. Вместе с тем, поскольку речь идет о скарновых объектах, то именно вмещающие толщи, наличие в них карбонатных пород, в частности магнезиальных, регламентируют тип месторождений. В скарноворудных полях рудное вещество магматического источника, видимо, избирательно осаждается в скарновой среде. В рудных полях со смешанными типами месторождений скарны нередко оказываются более благоприятной средой рудообразования, чем иные типы пород и метасоматитов, как например, в некоторых золоторудных полях Западной Сибири. В этих случаях масштабы оруденения оказываются связаны с размерами скарновых тел прямо пропорциональной зависимостью, разумеется, с поправкой на геолого-тектоническую обстановку. Именно в этом смысле прежде всего и рассматривалось положительное значение проявлений магнезиальноскарновой формации в районах при оценке их перспектив на

скарноворудные объекты. Как отмечалось, магнизиальное скарнообразование способствует значительному увеличению массы скарнов в районах, где распространены и собственно известковые скарны.

Однако сказанное выше не раскрывает генетических связей рудообразования со скарновым процессом. Широкое распространение в природе безрудных скарнов питает мнение о случайности связи оруденения со скарнами в противоположность проводимой в настоящей книге мысли о взаимообусловленности рассматриваемых процессов. Эта мысль основана и подкрепляется тем, что на этих объектах соответственно принципам их выделения все руды или подавляющая их часть локализованы именно в скарнах. Но само рудообразование и его тип определяются потенциальными возможностями магматического источника рудных элементов.

Имеется основание полагать, что магнизиальные скарны наряду с другими продуктами действия трансмагматических флюидов можно использовать в качестве показателя вероятных масштабов оруденения в рудных узлах вообще и в скарноворудных полях в частности. Предположение вытекает из недавно выдвинутой гипотезы образования крупных и уникальных месторождений [39], согласно которой большая часть сконцентрированных в них рудных элементов приносится из мантии трансмагматическими флюидами. Если гипотеза верна, то масштабы проявления магнизиальных скарнов и других метасоматитов магматического этапа как продуктов действия трансмагматических флюидов должны указывать на размеры месторождений. Основные положения гипотезы были разработаны на материале сульфидных медно-никелевых месторождений Талнахского рудного узла, где безрудные и оруденелые магнизиальные, апомагнизиальные и собственно известковые скарны связаны с трапповыми интрузивами различной продуктивности. Выявленные на этих месторождениях закономерности генетических соотношений магнизиального скарнообразования, протекающего под воздействием несомненно рудоносных и мантийных трансмагматических флюидов, с процессами рудообразования имеют большое значение для понимания обсуждаемых вопросов. Существование этих материалов и выводов из них будет рассмотрено ниже. Но прежде обсудим некоторые причины образования руд в скранах.

Многие рудные минералы отлагаются в скарнах благодаря тому, что у этих минералов и скарнов есть общие главные элементы. Эти рудные минералы Д.С. Коржинский называет реакционными. Таковы, к примеру, многие боросиликаты магния и кальция, вольфрамат кальция — шеелит, сульфиды железа, сульфиды меди и железа — халькопирит, кубанит, железосодержащий сфалерит. В этом ряду железосодержащие фазы фигурируют лишь потому, что уже на самом раннем этапе скарнообразования, при магнизиальном скарнировании образуются железосодержащие минералы (в том числе магнетит), отдающие позже железо образующимся сульфидам. Отложение таких рудных минералов в скарнах вполне объяснимо реакционным взаимодействием растворов с породами и должно происходить всегда, когда в рудоносных флюидах достигался достаточный химический потенциал бора, серы и меди и др., что определялось магматическим источником. Осаждение шеелита в апоскарновых породах вызывается высоким содержанием в них кальция и более высокой кислотностью в сравнении с мраморами, в которых шеелит не дает заметных концентраций. В золоторудных скарновых месторождениях Средней Азии халькопирит, сопровождаемый самородным золотом, осаждается преимущественно в андрадитовых скарнах и магнетитовых рудах. Реже халькопирит встречается в сильно окварцованных апомагнизиальных пироксеновых скарнах этих месторождений. И в этом случае образование халькопирита определяется железом, переходящим в раствор при

окварцевании скарнов. Однако в месторождениях Западной Сибири халькопирит с золотом отлагаются не в породах с повышенным содержанием железа, а в безжелезистых волластонитовых скарнах. Следовательно, на этих месторождениях растворы, переносившие золото и медь, имели иные геохимические характеристики, чем на аналогичных месторождениях Средней Азии. Для боросиликатов и швелита имеет значение высокая степень окисления рудных элементов. Это вполне достижимо именно в скарновой среде, во-первых, в силу обогащенности осадочных толщ кислородом сравнительно с глубинными магмами и, во-вторых, из-за увеличения степени окисления элементов при повышении щелочности среды¹, что имеет место при взаимодействии оснований в растворах, вступающих в богатую основаниями скарновую среду². Аналогичным образом действует и CO_2 , выделяющийся при скарнировании мраморов.

Возрастание окисления вещества в скарнах, вероятно, главным образом по второй причине (повышенной основности пород) весьма характерно для инфльтрационных магнезиальных скарнов магматического этапа. Силикаты этих скарнов имеют ограниченную железистость в ассоциации с магнетитом именно из-за высокого окислительного потенциала, обеспечивающего преимущественное связывание железа в магнетит, а не в силикаты. Например, железистость моноклинных пироксенов (фассаита или диопсида) в ассоциации с магнетитом не превосходит 20%, а энстатита — 25% [120, с. 27], хотя никаких ограничений для изоморфного вхождения железа в эти минералы не существует. По этим же причинам форстерит в ассоциации с магнетитом имеет железистость не выше примерно 10—15%. С этими данными интересно сопоставить состав моноклинных пироксенов магнетитсодержащих известковых скарнов, в которых железистость силикатов часто превосходит 50%. Очевидно, что железооруденение известковых скарнов вызывается ростом химической активности железа в растворах, обусловленным общим понижением температуры. Рост активности железа в растворах при переходе ко все более низкотемпературным ступеням скарнообразования отражается в постоянном увеличении железистости моноклинных пироксенов, нередко ассоциирующих с магнетитом. Это указывает на то, что рост активности закисного железа в растворах происходит на фоне снижения окислительного потенциала. Обоснованный таким образом вывод о высоком окислительном потенциале при образовании магнезиальных скарнов магматического этапа имеет, как будет показано, большое значение для понимания соотношения рудообразования с магнезиальным скарнированием.

Авторы придерживаются представления Д.С. Коржинского³ о том, что рудообразование является главным образом результатом физико-химической эволюции растворов по мере понижения температур минералообразования, а не изменения состава растворов, как предполагается сторонниками пульсационного отделения от магматического очага рудообразующих флюидов.

Гипотеза эволюционного развития эндогенных гидротермальных систем основана на устойчивой геологической закономерности, выражающейся в обязательном проявлении стадии кислотного выщелачивания (окварцева-

¹ Д.С. Коржинский. Зависимость степени окисления железа в магме от щелочности. — Докл. АН СССР, 1978, 238, № 4.

² Д.С. Коржинский. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозью магматическими растворами и гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955.

³ Д.С. Коржинский. Режим кислотности послемагматических растворов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 12.

ния в гранитоидных комплексах) в любой гидротермальной системе. Относительно этой стадии все предыдущие метасоматические процессы протекают в условиях нарастающей кислотности, а все последующие — с ее уменьшением. Соответственно начальные стадии метасоматоза отнесены к раннещелочной или нейтральной стадии, а завершающие — к поздней нейтральной или щелочной. Хотя вся последовательность метасоматических преобразований совершается на фоне снижения температуры, не только она, по мнению Д.С. Коржинского, определяет изменение кислотности растворов, так как максимум кислотности проявляется при различных температурах. Основной причиной роста кислотности послемагматических растворов является обогащение их легколетучими компонентами магм, концентрация которых в растворах увеличивается по мере охлаждения. Этот механизм дополняется предполагаемым Д.С. Коржинским более быстрым, опережающим движением кислотных компонентов относительно катионов в потоке флюидов. Имеет значение, конечно, взаимодействие флюидов с породами, через которые они следуют, основность замещаемых пород. При вступлении потока флюидов в породы, богатые основаниями, щелочность флюидов и, как показано, химический потенциал кислорода возрастают, смягчая действие волны кислотности. Этот тип взаимодействия имеет большое влияние на особенности оруденения скарнов, что показано ниже на примере магнезиальных скарнов Талнаха.

Талнахский рудный узел, расположенный на север-западе Восточно-Сибирской платформы, образован несколькими sillоподобными трапповыми интрузивами небольшой мощности (не более 300 км). Оси субгоризонтально лежащих интрузивов расходятся веерообразно из одной точки, скрытой под мощным чехлом лав и указывающей, видимо, на общий для интрузивов магмоподводящий канал. Толщи, вмещающие интрузивы, неметаморфизованы и представлены различными литологическими разновидностями терригенных пород, лавами, а также разнообразными хемогенными осадками, в том числе доломитами и ангидритовыми породами.

На территории рудного узла распространены интрузивы четырех типов, три из которых относятся к сульфидоносному комплексу: интрузивы нижнеталнахского типа, силлы оливиновых лейкогаббро, интрузивы верхнеталнахского типа. Все они содержат ликвационные вкрапления минералов халькопиритовой группы в ассоциации с пирротинами и пентландитом. Но если в оливиновых лейкогаббро и интрузивах нижнеталнахского типа сульфиды представлены редкими единичными выделениями, то концентрация сульфидов в интрузивах верхнеталнахского типа достигает в отдельных горизонтах промышленных концентраций. Уже по этому признаку верхнеталнахские интрузивы признаны руднопродуктивными. С ними локально и генетически связаны не только отмеченные ликвационно-вкрапленные в магматических породах сульфидные медно-никелевые руды, но и массивные сульфидные руды, образованные внедренными из глубины сульфидными расплавами, а также метасоматические руды в экзоконтактах магматических тел. Часть метасоматических руд локализована в разнообразных скарнах: магнезиальных магматического этапа, апомагнезиальных известковых и собственно известковых эндоконтактового типа.

Тела лейкогаббро представляют собой обособленный петрохимический тип, а средневзвешенные составы Нижне- и Верхнеталнахских интрузивов очень близки. Наиболее значительное их отличие состоит в большей магнезиальности (до 4 вес.% MgO) тел нижнеталнахского типа. Вместе с тем два сравниваемых типа интрузивов резко отличаются по внутреннему строению. Верхнеталнахские интрузивы полно и послоино дифференцированы от

безоливиновых долеритов сверху до пикритовых долеритов в средней части разреза. Ниже пикритового горизонта залегают слой необычно крупнозернистых оливиновых долеритов, которые из-за обилия в них в разной степени переработанных ксенолитов вмещающих пород называют "такситовыми". Накопление оливина и ликвационных каплевидных сульфидных выделений к нижним частям интрузивов большинством исследователей (в том числе и нами) интерпретируется как их гравитационное опускание в магме. Слой такситовых долеритов рассматривается Д.С. Коржинским и нами [38] как продукт метаматматического изменения исходной магмы под воздействием потока трансмагматических флюидов, для которых этот слой являлся каналом наиболее активного их движения через магму интрузивов. Имеются и другие точки зрения на генезис этих пород, но они не объясняют ряд их особенностей.

Нижнеталнахские интрузивы при той же мощности, что и Верхнеталнахские, дифференцированы значительно слабее. В них оливинсодержащие дифференциаты обычно залегают при кровлевой части, а слой, обогащенный оливином, выражен слабо и имеет незначительную мощность.

Руднопродуктивные Верхнеталнахские интрузивы резко отличаются от других типов по метаморфизирующему воздействию на вмещающие породы. Все интрузивы сульфидоносного комплекса характеризуются увеличенным метаморфическим ореолом, особенно его высокотемпературной части, сравнительно с присутствующими здесь же более древними титанавгитовыми бессульфидными долеритами. Характерна и повышенная мощность метаморфического ореола в кровле сульфидоносных интрузивов сравнительно с сульфидными вкраплениями в магме корневых частей, а также смена в этом направлении и в сторону контактов ассоциаций малошернистых сульфидов высокшернистыми сульфидными ассоциациями. Эти и другие признаки потоков сквозьмагматических флюидов, установленные различными коллективами исследователей, суммированы и проанализированы в [38, 39]. По совокупности признаков установлен восстановительный характер этих флюидов, что свидетельствует о мантийном, а не коровом источнике флюидов. Газово-жидкие включения в магматических минералах имеют азотно-углекислый состав (других компонентов меньше 5 объемн. %). С учетом серы обильной сульфидной вкрапленности магматических пород и восстановительной характеристики флюидов сделано заключение, что в составе ювенильных флюидов большую роль играли цианидные, цианамидные, роданидные соединения, образующие легко растворимые и летучие комплексы с редкими, сидерофильными и переходными металлами. С привнесом этих металлов потоком флюидов из мантии и отложением их в головных частях магматических тел в результате окисления и разложения здесь флюидов связывается [38, 39] концентрирование сульфидного вещества именно в Верхнеталнахских интрузивах. Как показано, интрузивы этого типа отличаются от других мощным потоком трансмагматических флюидов.

По своим характеристикам и источнику флюиды соответствуют трансмагматическим, в понимании Д.С. Коржинского. Материалы Талнаха свидетельствуют о том, что трансмагматические флюиды способны транспортировать полезные компоненты и формировать месторождения. Выказано предположение [39], что именно рудоносные трансмагматические флюиды ответственны за образование крупных и уникальных месторождений.

В Талнахском рудном узле довольно широко распространены доломиты, встречающиеся в различных стратиграфических горизонтах девона. В контактах с сульфидоносными интрузивами доломиты замещаются магнезиальными скарнами, преобладающая часть которых образовалась на

магматическом этапе. Соответственно охарактеризованному выше флюидному режиму интрузивов сульфидоносного комплекса наиболее мощные магнезиальные скарны формируются в контактах руднопродуктивных Верхнеталнахских интрузивов. Например, известны случаи скарнирования толщ доломитов площадью 1,5 км² при средней мощности около 2 м. Отдельные тела здесь достигают мощности в 20 м. Иногда тела скарнов удаляются от интрузивов на 40 м. Попутно отметим, что загрязненные алюмосиликатным материалом ангидритовые породы нередко метаморфизуются до пироксен-ангидритовых пород на удалении от интрузивов до 1,0 км.

Магнезиальные скарны формируются под действием потока трансмагматических флюидов, выходящего из магмы Верхнеталнахских интрузивов. Особенностью скарнов Талнаха является впервые установленное [38] выпадение из их разреза зоны шпинель-пироксеновых скарнов, о чем говорилось в разделе книги, где рассматривались внешние факторы рудообразования.

Наиболее важной стороной образования магнезиальных скарнов Талнаха является то, что образующие их трансмагматические флюиды несли, как показано, рудные компоненты. Но сингенетичное сульфидное оруденение в карнах отсутствует. Сульфиды в них появляются позже, уже после консолидации магматических тел. Оруднение это достаточно высокотемпературное и нередко сопровождается перекристаллизацией с укрупнением зерен форстерита. Но на месторождении много и безрудных магнезиальных скарнов.

Вопрос о причинах отсутствия в магнезиальных скарнах сингенетичного сульфидного оруденения, несмотря на формирование их под воздействием несомненно рудоносных флюидов, получает непротиворечивое объяснение с точки зрения общего процесса формирования магматических ликвационно-вкрапленных руд Верхнеталнахских интрузивов. Для понимания этого вернемся к проявленной в этих рудах минералого-парагенетической зональности. Она выражается в том, что зона максимальной концентрации сульфидного вещества, приходящаяся на нижнюю часть пикритового горизонта интрузивов, в прикорневых частях интрузивов образована парагенезисом низкосернистых разновидностей сульфидов. Здесь гексагональный пирротин и троилит ассоциируют с малосернистыми минералами группы халькопирита — талнахитом, моихукитом и значительно более железистым сульфидом меди — кубанитом. При переходе к верхнему и нижнему эндоконтактам и, что еще важнее, к флангам и фронтальным частям интрузивов содержание серы в сульфидах увеличивается, так что внешняя зона ликвационно-вкрапленных руд сложена максимально сернистым моноклинным пирротинном и обычным тетрагональным халькопиритом. Дополнительным минералом руд является пентландит. Так что породы эндоконтактных частей магматических тел магматических сульфидов не содержат, то рост в этом направлении содержания серы в сульфидах не может быть обусловлен увеличением концентрации серы и ее фугитивности. Присутствие разных сульфидных ассоциаций в одном и том же магматическом горизонте показывает, что минералогическая зональность руд не связана с температурными вариациями. Единственным фактором, определяющим зональность, является потенциал кислорода, рост которого к эндоконтактам интрузивов вызывает окисление серы флюидно-магматической системы. Соответственно, например, в пирротине увеличивается доля двухатомного, или "гантельного", комплекса серы, типичного для устойчивого в окислительной обстановке дисульфида железа — пирита. Видимо, пирит должен был находиться в магматических породах приконтактных частей

интрузивов. Однако недостаточная фугитивность серы и высокая температура были неблагоприятны для его образования. Это же объяснение приложимо и к халькопириту.

Столь же неблагоприятной для сульфидообразования очевидно была обстановка в магнезиальных скарнах. Температура их образования близка магматической, а окислительный потенциал, как отмечалось, в них всегда высокий. Этим и объясняется отсутствие сингенетических сульфидов в магнезиальных скарнах Талнаха.

Таким образом, можно утверждать, что флюиды, проходившие через магму эндоконтактных частей Верхнеталнахских интрузивов и участвовавшие в скарнообразовании, относятся к рудообразующему типу. Но содержащиеся в них рудные элементы не отлагались в скарнах из-за высоких температур и потенциала кислорода, при которых сульфидные минералы неустойчивы. Можно предположить, что рудное вещество флюидов, прошедшее через зоны скарнирования, отлагалось в более низкотемпературных зонах метаморфического ореола. Геологические наблюдения подтверждают это предположение.

Во внешних зонах метаморфических ореолов и далее породы Талнаха постоянно содержат пиритовую вкрапленность, сопровождаемую большим или меньшим количеством галенита, халькопирита, борнита. Эти сульфиды обнаруживаются в низко- и среднетемпературно метаморфизованных осадочных породах различного литологического состава, а также в жеодах базальтовых покровов, перекрывающих интрузивы. Вокруг руднопродуктивных интрузивов установлены оторванные от них, как бы "повешенные" ореолы меди, свинца и др. Интерпретация этих геохимических ореолов встречает у геохимиков большие затруднения. С точки зрения изложенной гипотезы такие ореолы представляются вполне закономерными. Как отмечают специалисты, изучающие эти ореолы, их контуры приходится на метаморфизованные породы.

Непрерывная проработка флюидами огромных объемов самых разнообразных горных пород, в том числе высокотемпературных метасоматитов и магматических образований, характерна именно для крупных и уникальных рудных полей и месторождений. Не обсуждая подробно вопрос об источнике этих длительно циркулирующих флюидов, заметим, что, по нашему мнению, они образованы смесью ювенильных (трансмагматических и остаточно-магматических) флюидов с метеорными водами. Со временем доля последних должна возрасти. Говоря о скарноворудных полях, видимо, необходимо допустить, что рудообразование в них происходит из флюидов, с большой долей ювенильной составляющей, особенно трансмагматических флюидов.

Причины преимущественного отложения руд в скарнах на рассмотренных месторождениях кратко обсуждалась выше. Однако эти вопросы требуют дальнейших, более обстоятельных исследований.

Рассмотренные материалы, как нам кажется, убедительно подтверждают эволюционную концепцию рудообразования, выдвинутую Д.С. Коржинским. Они демонстрируют генетическое единство процессов скарно- и рудообразования в скарноворудных полях, показывая, что скарновые месторождения представляют самостоятельный генетический тип. Рудные элементы этих месторождений имеют ювенильный источник. Существенную, если не ведущую, роль в формировании руд скарновых месторождений играли, видимо, трансмагматические флюиды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главное внимание в работе было уделено характеристике важных новых фактов, которые появились в последние годы в результате исследования скарноворудных месторождений в доломитовых контактах. Среди этих фактов наиболее существенны следующие.

Установлены конкретные принципиальные отличия рудоносных известковых скарнов разных формаций, что создает необходимость их дифференцированного изучения и выявления различий, из которых вытекают прогнозно-оценочные и поисковые критерии. Эти критерии требуют проверки практикой и должны приниматься во внимание на всех стадиях изучения и освоения месторождений.

Среди рудоносных скарнов рассмотренных групп месторождений, различающихся по составу оруденения, представлены как фронтальные разности непосредственных контактов с интрузивами, так и межпластовые, столбообразные и жильно-штокверковые тела. Между ними существуют различия во внутреннем строении, минеральном составе силикатов и зачастую в составе оруденения, однако все эти месторождения характеризуются рядом общих, устойчиво выдерживающихся черт, имеющих первостепенное значение при прогнозировании и оценке месторождений в формации магнезиальных скарнов.

Главная из этих черт состоит в том, что в отличие от руд в собственно известковых скарнах вмещающие оруденение тела апомагнезиальных известковых скарнов наследуют пространственное положение, формы, размеры и отчасти строение тел исходных магнезиальных скарнов, подвергшихся замещению известковыми. В постмагматический этап известковые скарны при прочих равных условиях формируются преимущественно на месте глиноземисто-силикатных масс магнезиальных скарнов, а не известковых мраморов, поскольку высокотемпературные преобразования скарновой стадии этого этапа протекают без привноса кремнезема, как гистерогенные. Это создает основу для глубоких различий в подходе к прогнозированию, поискам, оценке и разведке месторождений в скарнах по известнякам.

Уже имеющиеся данные по месторождениям шеелита и полиметаллов Средней Азии дают основание считать, что апомагнезиальная часть рудоносных известковых скарнов слагает более крупные тела, среди которых большое значение имеют столбообразные и жильные формы, а фронтальные скарны закономерно формируют практически непрерывные массы меняющейся мощности в контактах интрузивов с доломитами. В образовании тех или иных форм магнезиально-скарновых тел решающее значение имеет тектоническая обстановка периода внедрения и становления интрузивов, а также интенсивность и характер магматического замещения пород вмещающего комплекса.

Выявлено наличие безглиноземистых магнезиальных скарнов магмати-

ческого этапа, распространенных в столбообразных и жильных, а отчасти и в межпластовых телах. Такие различия отмечены также в виде ксенолитов в материнских интрузивах. Процессы преобразования части магнезиальных скарнов, кислотное выщелачивание в них и в их производных сопровождаются рудной минерализацией различного состава, как и в случае глиноземсодержащих магнезиальных скарнов.

Показано, что известково-скарновому замещению наиболее подвержены различия магнезиальных скарнов, содержащие шпинель или геленит, а также полевшпатовые околоскарновые породы, в которых отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ весьма близко к таковому в гроссуляровом гранате, везувиане и др. В безглиноземистых разностях магнезиальных скарнов постмагматические преобразования выражаются в основном в замене магнезиальных пироксенов более железистыми их разностями.

Установлено, что среди различных по температурности и глубинности фаций магнезиальных скарнов, подвергшихся известковому преобразованию и оруденению, скарны монтичеллитового состава распространены значительно шире, чем считалось раньше. Однако они известны пока только в полиметаллических и золоторудных месторождениях в связи с мелкими штоками и апофизарными выступами кровли крупных интрузивных тел.

Подтверждено, что высокотемпературные постмагматические инфильтрационные экзоскарны среди изученных объектов отсутствуют и в доломитах, и в известняках. В последних такого рода скарны всегда сложены железистыми и марганцовистыми разностями скарновых минералов.

Доказаны ошибки в диагностике формационной принадлежности известковых скарнов многих месторождений Средней Азии. Эти ошибки состояли в том, что за инфильтрационные скарны по известнякам принимались апомагнезиальные известковые скарны. Равным образом фронтальные экзоскарны большой мощности, рассматривавшиеся как биметасоматические образования, оказались инфильтрационными магнезиальными скарнами непосредственных контактов, замещенными известковыми скарнами, подвергшимися затем оруденению. В связи с этими данными выяснилось, что формация магнезиальных скарнов перспективна практически по всему спектру металлов, а не только по железу и бору, как это принималось раньше. В большинстве изученных шеелитовых месторождений Тянь-Шаня рудоносные известковые скарны представлены образованиями двух формаций. Магнезиально-скарновая часть в одних месторождениях главенствует (Майхура), в других несколько преобладает или соразмерна с собственно известково-скарновой (Ингичке, Яхтон) и лишь в немногих месторождениях подчинена или не представлена (Лянгар, Койташ).

В изучавшихся полиметаллических месторождениях Чаткало-Кураминского региона господствуют скарны по доломитам. Вместе с тем рудоносная их часть представлена почти исключительно известковой (апомагнезиальной) фацией, что и обусловило ошибочное отнесение их в прошлом к скарнам по известнякам. Особо следует отметить, что среди исходных магнезиальных скарнов распространены монтичеллитовые разности. Наряду с этим в регионе хорошо известны и полиметаллические месторождения в собственно известковых, в том числе инфильтрационных, экзоскарнах (Алтын-Топкан, Чалата, большая часть Курусая I и др.).

Скарны большинства золоторудных месторождений Чаткало-Сандалашской зоны Среднего Тянь-Шаня относятся к формации магнезиальных. В Западной Сибири только скарны Синюхинского месторождения представлены собственно известковыми биметасоматическими разностями. Формационная принадлежность скарнов Калиостровского месторождения

недостаточно изучена. Остальные золотоносные скарны, исследованные в этом регионе, принадлежат преимущественно к формации магнезиальных.

Поскольку рудоносные известковые скарны большинства изученных месторождений относятся к формации магнезиальных, налицо свидетельство того, что в формировании этих месторождений принимали участие трансмагматические флюиды. Вместе с тем роль последних в рудообразовании продолжает оставаться неясной. Недавно была высказана [39] гипотеза, согласно которой крупные рудные узлы и эндогенные месторождения формируются при участии трансмагматических флюидов, поставивших значительную часть рудного материала.

Анализ и обобщение обширного фактического материала, лежащего в основе настоящей работы, приводят к выводу, что значительный прогресс в познании процессов образования скарновых месторождений и уточнении на этой основе критериев их прогнозирования и оценки очевидным образом связан с целеустремленным изучением значительной плеяды месторождений в обеих формациях скарнов. Эти месторождения должны быть достаточно типичными по соответствующим характеристикам. Среди них должны быть представлены как крупные промышленные месторождения, так и более мелкие, особенно совмещающие скарны обеих формаций — известковой и магнезиальной. Наибольший успех обещает одновременное изучение в различных геологических регионах таких месторождений в сопоставительном плане по единой программе. Главное в таких исследованиях следующее.

Вопросы, относящиеся к магматическому этапу. Выяснение конкретных деталей влияния структурно-тектонической обстановки на положение в пространстве, форму, размеры и внутреннее строение скарновых тел — фронтальных, трещинных (столбообразных и жильных), межпластовых. Уточнение особенностей сочленения различных тел, закономерностей изменения мощности и минерального состава слагающих их пород по зонам метасоматической колонки, в частности для глиноземсодержащих минералов. Установление факторов понижения растворимости и возникновения низких концентраций глинозема в трансмагматических флюидах.

Выявление особенностей расположения в пространстве, форм и размеров различных групп скарновых тел в зависимости от характера поверхности материнских интрузивов (изгибы, контакты различной крутизны, апофизы и выступы, сетчатые инъекции в области контакта).

Уточнение размеров, состава и условий появления интрузивных масс, в контактах которых не образуются магнезиальные скарны по доломитам в условиях средних и малых глубин.

Вопросы, относящиеся к постмагматическому этапу. Выяснение числа и времени импульсов кальцитизации доломитов.

Выявление главных типов реакций, протекающих при известковом преобразовании ранних скарнов, уточнение поведения кремнезема и глинозема. Вывод о том, что скарнообразование постмагматического этапа и преобразование магнезиальных скарнов проходят без привноса кремнезема остаточными растворами гранитоидных магм, несмотря на серьезное его обоснование, приведенное выше, необычен и вызывает сомнение. В связи с этим сохраняется необходимость дальнейшего исследования поведения кремнезема в постмагматических процессах скарнообразования на природных объектах и экспериментально. Решение вопроса о том, существуют ли высокотемпературные постмагматические инфльтрационные экзоскарны как рудомещающие среды (в целом независимо от магнезиальности карбонатных пород), представляется практически очень важным, пос-

кольку именно инфильтрационные скарны чаще вмещают крупные рудные месторождения.

Оценка сравнительного значения метасоматической зональности ранних скарнов, неравномерности их сложения и микротрещиноватости для интенсивности процессов их постмагматического преобразования и известково-скарнового замещения. Выяснение условий, в которых развивается метасоматическая зональность апомагнезиальных известковых скарнов.

Выяснение роли минерального (и химического) состава ранних скарнов при формировании на их месте апоскарновых ассоциаций, продуктивных на различное оруденение, выявление закономерностей смены минеральных ассоциаций и условий этих преобразований по кислотности—щелочности, определение температуры, величин химических потенциалов железа, кислорода, серы, рудных компонентов.

Выявление эмпирических закономерностей ассоциаций различных силикатов из числа минералов скарнов и продуктов их изменения с теми или иными рудными минералами и раскрытие этих закономерностей.

Сбор фактического материала по изучению источников рудного вещества скарновых месторождений и роли трансмагматических флюидов в образовании рудных концентраций в месторождениях формации магнезиальных скарнов.

Если при решении этих и других научно-теоретических и практических задач, связанных с изучением скарноворудных месторождений, настоящая книга будет использована продуктивно, то цель, поставленная авторами, окажется достигнутой.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдрахманов К.А.* Петрология и металлогения щелочных пород в Таласском Алатау. Алма-Ата: Наука, 1965.
2. *Абдуллаев Х.М., Аделунг А.С., Воронич В.А.* Основные черты магматизма и металлогения Чаткало-Кураминских гор. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958.
3. *Аранович Л.Я.* Анализ эпидот-гранатовых минеральных равновесий: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1975.
4. *Бабаджанов А.А.* Генетические особенности контактовых мраморов некоторых скарново-редкометалльных полей Западного Узбекистана как индикатор скрытого оруденения: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент: Ин-т геологии и геофизики АН УзССР, 1979.
5. *Бабаходжаев С.М.* Петрология и особенности геохимической специализации интрузивных комплексов Восточного Карамазара. Душанбе: Дониш, 1975.
6. *Бадалов С.Т.* Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района. Ташкент: Наука, 1965.
7. *Бадалов С.Т., Голованов И.М., Хожателев Б.Л.* Монтичеллитовый скарн из Средней Азии. — ДАН СССР, 1958, 121, № 5.
8. *Балькин П.А.* Раннепалеозойский габбро-диорит-монзонитовый комплекс Белоюссско-Батеневского поднятия Кузнецкого Алатау: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977.
9. *Баратов О.Р.* О шепитовой минерализации в магнезиальных скарнах. — ДАН СССР, 1976, 231, № 1.
10. *Баратов Р.Б.* Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе: Дониш, 1966.
11. *Барсанов Г.П.* Везувиян из Кедабекского месторождения в Закавказье. — Тр. Минерал. музея АН СССР, 1949, вып. 1.
12. *Бекмухаметов А.Е.* Формирование скарново-рудных зон магнетитовых месторождений Южного Тургая. Алма-Ата: Наука, 1970.
13. *Благодарева Н.С.* Благодатненское месторождение как пример гидросиликатного типа оловорудной минерализации в скарнах. — В кн.: Геохимия и минералогия магматогенных образований. Владивосток: ДВГИ ДВ фил. СО АН СССР, 1966.
14. *Блохина Н.А.* Борная минерализация в скарнах золото-сульфидных месторождений Тарорской группы (Центральный Таджикистан). — ДАН ТаджССР, 1974, 17, № 8.
15. *Блохина Н.А.* Котоит и продукты его изменения в магнезиальноскарновом месторождении Центрального Таджикистана. — ДАН ТаджССР, 1975, 18, № 12.
16. *Блохина Н.А.* Скарны Харангонского магнетитового месторождения (Южный Гиссар). — Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат. и геол.-хим., 1975, вып. 4 (58).
17. *Богомолов М.А.* Об известковых скарнах магматической стадии. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1970, вып. 2.
18. *Бозин А.В., Охалкин Н.А., Ярошевич В.Н.* Интрузивные комплексы Коммунар-Балахчинского района в Кузнецком Алатау. — В кн.: Интрузивные комплексы золоторудных районов Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1967.
19. *Василев Л., Стайков М., Иванова-Панайотова В., Нечев Х.* Скарни и руди в ореле на Малкотырновский плутон. Странджа Планина. — В кн.: В чести акад. Иовчо Смилев. София, 1964.
20. *Вархрушев В.А., Воронцов А.Е.* Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976.
21. *Воронич Т.М., Горьковой О.П., Глейзер Л.М.* и др. Основные черты магматизма и рудоносности Чаткальских гор. Ташкент: Фан, 1970.
22. *Воронич Т.М., Кучукова М.С., Мансуров М.* и др. Эндогенные рудные

- формации и их положение в тектонических структурах. — В кн.: Глубинное строение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям. Ташкент: Фан, 1971.
23. Газизова К.С. Основные черты геологии и минералогии Гульшадского месторождения. Алма-Ата: Изд-во КазССР, 1962.
 24. Галюк В.А. Новые данные о геологии и минералогии Эмельджакского флогопитового месторождения (Южная Якутия). — Тр. МГРИ, 1957, вып. 31.
 25. Гитар Ж., Лаффитт П. Скарны пика Костабонн (Восточные Пиренеи). — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 1.
 26. Граменицкий Е.Н. Возрастные соотношения магнезиальных и известковых скарнов при совместном распространении и особенности условий их образования. — Вестн. МГУ, 1966, № 1.
 27. Граменицкий Е.Н. Роль кислотности в формировании зональности скарнов. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980.
 28. Гурулев С.А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965.
 29. Гурулев С.А., Гурулева Н.Н., Трунева М.Ф. Магнезиальные скарны в Йоко-Довыренском габбро-перидотитовом массиве (Северное Прибайкалье). — ДАН СССР, 1974, 214, № 3.
 30. Дженчуроева Р.Д., Дженчуроев Д.Д. Скарны и оруднение Гавасая. Фрунзе: Илим, 1973.
 31. Довгаль В.Н., Богнибов В.И., Широких В.А. О взаимоотношениях Сырского гранитоидного плутона с карбонатными породами. — Геология и геофизика, 1973, № 5.
 32. Дымкин А.М., Новожилов В.И., Леонова Э.А. Особенности рудной минерализации и строение скарновых зон месторождения Юлия-Медная. — В кн.: Минералого-геохимические особенности скарновых месторождений. Новосибирск: Наука, 1974.
 33. Еникеев М.Р. Чаткальский диопсидавит. — Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1951, вып. 2.
 34. Еникеева Л.Н., Игамбердиев Ш.Т. Хром-ванадиевый гранат из магнезиальных скарнов Каратобинского рудного поля. — Узб. геол. журн., 1977, № 1.
 35. Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Запад
- ного Кармазара. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 14.
 36. Жариков В.А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
 37. Жариков В.А., Власова Д.К. Контактные роговики и скарны месторождения Майхура. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 1.
 38. Зотов И.А. Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. М.: Наука, 1979.
 39. Зотов И.А. О роли трансмагматических флюидов в генезисе магматогенных рудных месторождений. — Сов. геология, 1980, № 1.
 40. Ивановна-Панайотова В.Г. Минералогия и зональность на магнезиально-скарновите находкища в югоизточна България: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. София: Геол. ин-т, 1973.
 41. Ивановна-Панайотова В.Г., Бояджиан О. Исследования вверху скарните в мантията на младия Звездечки плутон, Бургаско. — Изв. Геол. ин-та Бълг. АН Комитет геол. Сер. Геохимии, минералогии и петрографии, 1969, кн. 18.
 42. Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978.
 43. Изох Э.П., Юдаевич З.А., Мушкин И.В. и др. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск: Наука, 1975.
 44. Индукаев Ю.В. Рудные формации контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1980.
 45. Исмаилов М.И. О зависимости скарнов от литологического состава вмещающих пород в месторождении Накай (Алмалыкский район). — Тр. аспирантов САГУ. Естеств. науки, 1958, вып. 5.
 46. Исмаилов М.И. Известковые скарны магматического этапа замещения в Западном Узбекистане. — Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1973, вып. 26.
 47. Колесник Ю.Н. К петрографии Оспинского гипербазитового массива. — Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1967, № 1.
 48. Колесник Ю.Н. Составы кальциевых пироксенов в гипербазитах и связанных с ними постмагматических образованиях. — Геология и геофизика, 1971, № 10.
 49. Комаров П.В. О взаимоотношениях магнезиальных и известковых скарнов на месторождении Железный Кряж в Восточном Забайкалье. —

- Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1960, вып. 1.
50. *Конев А.А., Самойлов В.С.* Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974.
 51. *Коржинский Д.С.* Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. — Тр. ИГН АН СССР. Петрогр. сер., 1940, вып. 12, № 5.
 52. *Коржинский Д.С.* Образование контактовых месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 3.
 53. *Коржинский Д.С.* Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. — Тр. ИГН АН СССР. Петрогр. сер., 1947, № 10.
 54. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
 55. *Коржинский Д.С.* Проблемы оценки кислотности минералов и пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 6.
 56. *Коробейников А.Ф.* К геохимии золота в контактово-метасоматических процессах гранитоидных интрузивов. — ДАН СССР, 1976, 277, № 5.
 57. *Косалс Я., Дмитриева А.Н., Дорош В.М., Симонов В.И.* Геохимия редких элементов в процессе образования известковых скарнов. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1976, вып. 255.
 58. *Кузнецов Ю.А.* О состоянии и задачах учения о магматических формациях. — Геология и геофизика, 1973, № 8.
 59. *Курбатов С.М.* Везувианы из месторождений СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1946.
 60. *Кучукова М.С.* Везувиан из гор Каратюбе. — Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1955, вып. 8.
 61. *Кучукова М.С., Исмаилов М.И., Джамалетдинов Н.К.* Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Западного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971.
 62. *Лаверов Н.П., Томсон И.Н., Полуктов В.Н., Кочнева Н.Т.* Орогенная структура Чаткало-Кураминского региона и ее влияние на размещение оруденения. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980.
 63. *Лисицын А.Е.* Гранитизация докембрия Кокчетавской глыбы и генезис магнезиальных скарнов. М.: Недра, 1970.
 64. *Лицарев М.А.* Генезис флогопитовых месторождений. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 67.
 65. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968.
 66. *Маракушев А.А.* Петрология Таежно-железородного месторождения в архее Алданского щита. — Тр. ДВ фил. АН СССР. Сер. геол., 1958, 5.
 67. *Маракушев А.А.* Кислотно-щелочные свойства минералов и петрохимические расчеты. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1973, № 5.
 68. *Махмудов С.А.* Минералогия скарнов Кедабекского района. Баку: Элм, 1970.
 69. *Мацокина-Воронич Т.М., Горьковой О.П., Панкратьев П.В., Максудов М.* Срединно-Тяньшанская металлогеническая область. — В кн.: Региональная металлогения Центральной части Средней Азии. Ташкент: Фан, 1979.
 70. *Мирошниченко Л.Н., Гуляев А.П.* Известковые скарны магматического этапа и связь их с оруденением (на примере скарново-грейзенового месторождения). — В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата: КазИМС, 1972, ч. 1.
 71. *Мирошниченко Л.Н., Гуляев А.П.* Скарново-грейзеновые месторождения. Алма-Ата: Наука, 1978.
 72. *Михайлов Д.А.* Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л.: Наука, 1973.
 73. *Мусин Р.А.* Формации метасоматитов и металлогенические особенности Алмалыкского рудного района. Ташкент: Фан, 1980.
 74. *Мусин Р.А., Ахунжанов Р., Гай А.Г.* и др. Гранитоиды некоторых скарново-рудных полей Чаткало-Кураминского региона. — В кн.: Магматизм и глубинное строение земной коры Средней Азии. Ташкент: Фан, 1981.
 75. *Наседкина В.Х.* Месторождения корундовых и шпинелевых пород. М.: Наука, 1977.
 76. *Овчинников Л.Н.* Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. — Тр. Горногеол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1960, вып. 39.
 77. *Овчинникова Л.В.* Метасоматиты и руды Лебяжинского железорудного месторождения. М.: Недра, 1976.
 78. *Отрощенко В.Д.* Металлогенический анализ рудных формаций вольфрама Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1977.
 79. *Отрощенко В.Д.* Геология и закономерности размещения эндогенных рудных формаций Тянь-Шаня. Ташкент: САИГИМС, 1978, вып. 2.
 80. *Панкратьев П.В., Михайлова Ю.В.* Металлогенические особенности свинцово-цинкового оруденения. — В кн.: Региональная металлогения централь-

- ной части Средней Азии. Ташкент: Фан, 1979.
81. *Перцев Н.Н.* Двойники форстерита из магнезиальных скарнов Полярной Якутии. — Тр. Минерал. музея АН СССР, 1965, вып. 16.
 82. *Перцев Н.П.* Парагенезисы борных минералов магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1971.
 83. *Перцев Н.Н.* Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977.
 84. *Перцев Н.Н.* Магнезиальные скарны постмагматического этапа. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1980.
 85. *Перцев Н.Н., Шмулович К.И.* Мольная доля CO_2 во флюиде при контактовом метаморфизме. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. М., 1972, т. III, кн. 1.
 86. *Подлесский К.В.* Скарны и околорудные метасоматиты железорудных месторождений Урала и Кавказа. М.: Наука, 1979.
 87. *Поляков Г.В., Кривенко А.П., Федосеев Г.С., Богнибов В.И.* Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973.
 88. *Полов В.И.* Ядерная теория развития земной коры. Ташкент: САГУ, 1960.
 89. *Реввердатто В.В.* К проблеме генезиса скарнов. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1.
 90. *Рябчиков И.Д.* Термально-флюидные фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975.
 91. *Синяков В.И.* Особенности формирования магнезиально-скарновых месторождений Горной Шории. Новосибирск: Наука, 1967.
 92. *Синяков В.И.* Структурные и генетические особенности магнетитовых месторождений Казского рудного поля (Горная Шория). Новосибирск: Наука, 1974.
 93. *Синяков В.И., Федосеева М.М.* Два типа пироксенов из магнезиальных скарнов Темир-Тау (Горная Шория). — Геология и геофизика, 1971, № 7.
 94. *Слободской Р.М.* Гидротермальная минерализация прогрессивной стадии формирования гранитоидных плутонов. — ДАН СССР, 1967, 173, № 1.
 95. *Слободской Р.М.* Контактные скарны Усть-Чуйского гранитоидного массива в Центральном Алтае. — Геология и геофизика, 1968, № 8.
 96. Справочник физических констант горных пород/Под ред. С. Кларка. М.: Мир, 1969.
 97. *Сургутанова Д.М.* Распределение малых элементов в красцветной толще девона Северо-Чаткальской подзоны. — Узб. геол. журн., 1965, № 5.
 98. *Тарасов В.А.* Курусайское рудное поле. Ташкент: Фан, 1967.
 99. *Таусон Л.В.* Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
 100. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977.
 101. *Тимофеева Т.С.* О находке илюита на одном из месторождений Средней Азии. — Зап. Узб. отделения Всесоюз. минерал. о-ва, 1962, вып. 14.
 102. *Урунбаев К.У.* Поведение свинца, цинка и меди в гранитоидах юго-западных отрогов Чаткальского хребта (Западный Тянь-Шань). — Узб. геол. журн., 1969, № 3.
 103. *Ушаков В.Н.* Глубинный прогноз скарново-шелитового оруденения. Ташкент: Фан, 1980.
 104. *Хаджиев Т.Ш.* Пример образования известковых скарнов магматической стадии (Кумышканское рудное поле. Кураминская подзона). — В кн.: Проблемы метасоматизма. Л.: Наука, 1969.
 105. *Хамрабаев И.Х.* Магматизм и постмагматические процессы Западного Узбекистана. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958.
 106. *Хамрабаев И.Х.* Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов на примере Узбекистана. Ташкент: Фан, 1969.
 107. *Хамрабаев И.Х., Воронин Т.М.* Особенности строения земной коры и металлогения. — В кн.: Региональная металлогения центральной части Средней Азии. Ташкент: Фан, 1979.
 108. *Хамрабаев И.Х., Кучукова М.С., Мурадов З.М., Шувалов В.Б.* Металлогенетические особенности вольфрамового оруденения. — В кн.: Региональная металлогения центральной части Средней Азии. Ташкент: Фан, 1979.
 109. *Хамрабаев И.Х., Далимов Т.Д., Айзештат В.И.* и др. Магматические формации и фации Узбекистана. Ташкент: Фан, 1977.
 110. *Хамрабаев И.Х., Рахматуллаев Х.Р., Панкратьев П.В.* и др. Южно-Тяньшаньская металлогенетическая область. — В кн.: Региональная металлогения центральной части Средней Азии. Ташкент: Фан, 1979.
 111. *Шабьинин Л.И.* О некоторых особенностях образования рудоносных скарнов в доломитовых контактах. — Геология руд. месторождений, 1961, № 1.
 112. *Шабьинин Л.И.* О магнезиально-скар-

- новой формации. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Наука, 1966.
113. *Шабынин Л.И.* О геохимических условиях образования везувияна в скарнах. — *Геохимия*, 1968, № 10.
 114. *Шабынин Л.И.* Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973.
 115. *Шабынин Л.И.* Об известковых скарнах магнезиально-скарновой формации и связанных с ними рудных месторождениях. — *Геология руд. месторождений*, 1973, № 2.
 116. *Шабынин Л.И.* Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М.: Недра, 1974.
 117. *Шабынин Л.И.* Еще раз о скарнах и роговиках Майхуры (Южный Гиссар). — В кн.: *Метасоматиты и оруденение*. М.: Наука, 1975.
 118. *Шабынин Л.И.* О новых аспектах в изучении скарновых месторождений. М.: ИГЕМ АН СССР, 1977.
 119. *Шабынин Л.И.* К проблеме ритмически-полосчатых скарново-грейзеновых образований. — *Геохимия*, 1977, № 9.
 120. *Шабынин Л.И.* Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. М.: Недра, 1978.
 121. *Шабынин Л.И.* О некоторых особенностях жильных трещинных и межпластовых скарнов. — В кн.: *Проблемы физико-химической петрологии*. М.: Наука, 1979, т. 2.
 122. *Шабынин Л.И.* О прогнозно-оценочных и поисковых критериях рудных месторождений в формациях магнезиальных и известковых скарнов. — *Геология руд. месторождений*, 1981, № 2.
 123. *Шабынин Л.И., Иванова-Панайотова В.Г.* Диффузионное магматическое замещение в доломитовых контактах Юго-Восточной Болгарии. — В кн.: *Флюиды в магматических процессах*. М.: Наука, 1982.
 124. *Шабынин Л.И., Унанова О.Г.* О фасcitaх из скарнов Везувияновой горки и других участков района Кедабекского месторождения и о природе этих скарнов. — *Тр. Минерал. музея АН СССР*, 1972, вып. 21.
 125. *Шабынин Л.И., Хаджиев Т.Ш.* О геленит-монтichelлитовых скарнах Кансайского рудного поля (Западный Карамазар). — *ДАН СССР*, 1980, 252, № 1.
 126. *Шабынин Л.И., Хаджиев Т.Ш., Попов В.С.* К вопросу о составе карбонатных пород Кансайского рудного поля (Кураминский хребет). — *Узб. геол. журн.*, 1980, № 4.
 127. *Шабынин Л.И., Лицарев М.А., Перцев Н.Н., Шмакин Б.М.* Шпинелево-пироксеновые породы как метасоматическое образования. — В кн.: *Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд*. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 1.
 128. *Шепель А.Б.* Пироксены известковых скарнов магнетитовых месторождений Ташелгино-Майзасской рудной зоны. — *Геология и геофизика*, 1971, № 7.
 129. *Шепель А.Д., Гаевилова Л.Н.* Гранаты известковых скарнов Ташелгинского железорудного поля (Кузнецкий Алатау). — *Геология и геофизика*, 1976, № 9.
 130. *Юдаевич З.Л.* Взаимоотношения жильных пород второго и третьего этапов нижекарбонového (Кызылсайского) интрузивного комплекса и оруденения в бассейне р. Акбулак (центральная часть Чаткальского хребта). — В кн.: *Петрография и геохимия рудных районов Узбекистана*. Ташкент: Фан, 1966.
 131. *Юдина В.В.* Некоторые явления метаморфизма и метасоматоза, связанные с Талнахской дифференцированной интрузией. — В кн.: *Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов*. М.: Наука, 1965.
 132. *Besairie H.* Gites minéraux de Madagascar. — *Ann. géol. Madagascar*, 1966, 34.
 133. *Burnham C.W.* Contact metamorphism of magnesium limestones at Crestmore. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1959, 70, N 7.
 134. *Ciofflica G., Vlad S.* The correlation of Iaramian metallogenic events belonging to the Carpatho-Balkan area. — *Rev. roum. géol., géophys. et géogr. Sér. géol.*, 1973, 17, N 2.
 135. *Du Toit.* The geology of the Marble delta (Natal). — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1920, 75, N 298.
 136. *Edwards A.B., Baker G., Callow K.J.* Metamorphism and metasomatism at King island scheelite mine. — *J. Geol. Soc. Austral.*, 1956, 3.
 137. *Gindy A.R.* Progressive replacement of limestone inclusions in granite at Ballynacarrick, Co Donegal. — *Geol. Mag.*, 1953, 90, N 3.
 138. *Graf D.L., Goldsmith J.R.* Dolomite-magnesian calcite relations at elevated temperatures and CO₂ pressures. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1955, 7, N 3/4.
 139. *Gray R.E., Hoffman V.J., Bagan R.J., McKinley H.L.* Bishop tungsten district California. — *AIME*, 1968, 11, N 4.
 140. *Giuld P.W.* Metallogenesis in the western United States. — *J. Geol. Soc.*, 1978, 135, pt 4.
 141. *Ishihara S.* Modal and chemical compo-

- sition of the granitic rocks related to the major molybdenum and tungsten deposits in the inner zone of Southwest Japan. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1971, **77**, N 7.
142. *Ishihara S.* Major molybdenum deposits and related granitic rocks in Japan. — *Rep. Geol. Surv. Jap.*, 1978 N 239.
 143. *Ishihara S.* The magnetite series and ilmenite series granitic rocks. — *Mining Geol.*, 1977, **27**.
 144. *Ishihara S.* Metallogenesi in the Japanese island arc system. — *J. Geol. Soc.*, 1978, **135**, pt 4.
 145. *Keith M.L.* Brucite deposits in Rutherglen district, Ontario. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1946, **57**.
 146. *Kennedy W.Q.* The igneous rocks, pyrometasomatism and ore deposition at Traversella, Italy. — *Schweiz. Miner. und petrogr. Mitt.*, 1931, **2**, N 1.
 147. *Le Bas M.J.* The contamination of a gabbro by carboniferous limestone at Carlingford, Co Louth. — *Miner. Mag.*, 1965, **34**, N 268.
 148. *Nemec D.* Mg-skarne des westmährischen Kristallins. — *S.-Ber. Osterr. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl., Abt. 1*, 1963, **172**, H. 6/8.
 149. *Noble J.A.* Metal provinces of the western United States. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, **81**.
 150. *Nockolds S.R.* Contributions to the petrology of Barnavave, Carlingford, I. F.S.-2. An occurrence of quartz-bearing syenite and its xenoliths. — *Geol. Mag.*, 1937, **74**, N 873.
 151. *Nockolds S.R.* On tilleyite and its associated minerals from Carlingford, Ireland. — *Miner. Mag.*, 1947, **28**, N198.
 152. *Nockolds S.R., Mitchell R.L.* Contributions to the petrology of Barnavave, Carlingford, I. F.S.-4. Some Limestone xenoliths enclosed in the junction hybrids. — *Geol. Mag.*, 1944, **31**, N 2.
 153. *Nockolds S.R., Scoon J.H.* The "pseudodiorites" of Dielette. — *Miner. Mag.*, 1965, **34**, N 268.
 154. *Omori K., Hasegawa S., Nakajama M.* Scheelite, vesuvianite, garnet and epidot from skarn at Fujikaramari, Ryozen town, Fukushima prefecture. — *J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.*, 1960, **44**, N 3.
 155. *Osborne G.D.* On the occurrence of custerite and montichellite in metamorphosed limestone from the Carlingford district Co Louth, Ireland. — *Geol. Mag.*, 1932, **69**, N 812.
 156. *Osborne G.D.* The metamorphosed limestones and associated contaminated igneous rocks of the Carlingford district, Co Louth. — *Geol. Mag.*, 1932, **69**, N 815.
 157. *Pitcher W.S.* Calcic-silicate scarn veins in the limestone of Lough Anure, Co Donegal. — *Miner. Mag.*, 1950, **29**, N 209.
 158. *Robie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R.* Thermodynamic properties of minerals and related substances. — *Geol. Surv. Bull.*, 1978, N 1452.
 159. *Sabynin L.I.* Über die Fassaite der Magnesium-Skarnkontakt. — *Geologie*, 1970, H. 5.
 160. *Salotti C.A.* Mineralogy and paragenesis of the Cotopaxi Colorado Cu-Zn skarn-deposit. — *Amer. Miner.*, 1965, **50**, N 9.
 161. *Shimazaki H.* Genesis of pyrometasomatic ore deposits of the Tsumo Mine, Shimane prefecture. — *Jap. J. Geol. and Geogr.*, 1968, **39**, N 2/4.
 162. *Shimazaki H.* The ratios of Cu/Zn-Pb of pyrometasomatic deposits in Japan and their genetical implications. — *Econ. Geol.*, 1975, **70**, N 4.
 163. *Shimazaki H.* Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan. — *Econ. Geol.*, 1980, **75**, N2.
 164. *Shoji T.* Role of temperature and CO₂ pressure in the formation of skarn and its bearing on mineralization. — *Econ. Geol.*, 1975, **70**.
 165. *Sillitoe R.H.* Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, **83**.
 166. *Stoici S.D.* Studiul geologic si petrografic al Bazinului superior al Crisului Negru — Baita Bihor, cu privire speciala asupra mineralizatiiei de bor si skarn-erol magneziene. — *Inst. geol. stud. tehn. si econ. Ser. 1*, 1974, N 7.
 167. *Taylor J.H.* A contact zone in Montana. — *Geol. Mag.*, 1938, **75**, N 12.
 168. *Tilley C.E.* Aluminous pyroxenes in metamorphosed limestones. — *Geol. Mag.*, 1938, **75**.
 169. *Tilley C.E.* The zoned contact-scarns of the Broadford area, Skye: A study of boron-fluorine metasomatism in dolomites. — *Miner. Mag.*, 1951, **29**, N 214.
 170. *Tilley C.E., Alderman A.R.* Progressive metasomatism in the flint nodules of the Scawt Mill contact zone. — *Miner. Mag.*, 1934, **23**, N 144.
 171. *Tomasì L.* Fassaite di Val di Solda a sua paragenesis. — *Stud. Trentini di scienze natur.*, 1940, **25**.
 172. *Tsuseue A.* Contact metasomatic iron and copper ore deposits of the Kamaiishi mining district Northeastern Japan. — *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sect. II*, 1961, **13**, pt 2.
 173. *Umpleby J.B.* Geology and ore deposits of the Mackay region Idaho. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1971, N 97.
 174. *Watanaba T.* Geology and mineralization of the Suian district Työsen (Korea). — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV*, 1943, **6**, N 3.
 175. *Willbourn E.S.* The Beatrice mine, Selibine, Fed. Malay States. — *Mining Mag.*, 1931, **45**, N 6; 1932, **46**, N 1.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение (И.А. Зотов)	3
Главные закономерности образования скарнов и их классификация (Л.И. Шабынин, И.А. Зотов)	6
Физико-химические особенности образования скарнов доломитовых контактов (Н.Н. Перцев, И.А. Зотов)	9
Строение и состав магнезиальных скарнов магматического этапа в зависимости от внешних факторов (Н.Н. Перцев)	17
Поведение магнезиальных скарнов в постмагматических условиях (Л.И. Шабынин)	25
Новообразованные постмагматические магнезиальные скарны больших глубин	25
Постмагматические преобразованные магнезиальные скарны гипабиссальных условий	27
Известково-скарновое замещение магнезиальных скарнов	29
Время образования собственно известковых скарнов (Л.И. Шабынин)	45
Физико-химические особенности образования собственно известковых скарнов (Н.Н. Перцев)	50
Экзоскарны	50
Эндоскарны	51
Некоторые минеральные особенности скарновых образований	52
Минеральные типы скарноидов и их эволюция в скарновом процессе (Н.Н. Перцев)	53
Изменение состава и свойств карбонатных пород в скарновых контактах (Н.Н. Перцев)	55
Минеральный и химический состав скарнов магнезиальной формации (Л.И. Шабынин)	58
Некоторые особенности внутреннего строения скарноворудных тел (Л.И. Шабынин)	68
Формы, размеры и пространственное положение скарноворудных тел магнезиальной формации (Л.И. Шабынин)	70
Распределение рудной минерализации в скарноворудных телах (Л.И. Шабынин)	72
Структурно-фациальные условия размещения скарновых месторождений (И.А. Зотов)	74
Возраст активных гранитоидов, их формационная принадлежность, петро- и геохимические особенности (И.А. Зотов)	79
О природе связи рудообразования со скарновым процессом (И.А. Зотов)	88
Заключение (Л.И. Шабынин)	95
Литература	99

1р. 50 к.

4191