В. И. СИНЯКОВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СКАРНОВЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
им. 60-летия Союза ССР

Выпуск 774

В. И. СИНЯКОВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СКАРНОВЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
В. И. Сотников

НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990

УДК 553.311

Генетические типы скарновых рудообразующих систем/Синяков В. И.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.— 71 с.
ISBN 5-02-029487-X.

В монографии на основе модельных построений рассмотрены общие принципы классификации и основные генетические типы скарновых рудообразующих систем. Показано генетическое многообразие скарновых месторождений, выделено шесть типов рудообразующих систем, подробно разобраны их элементы. Каждая система охарактеризована своими параметрами, имеет свои граничные условия применения и свои следствия. Типизация скарново-рудных систем использована для создания генетической классификации скарновых месторождений.

Книга предназначена для специалистов в области теории эндогенного рудообразования и металлогении, аспирантов и студентов геологических вузов, геологов-производственников.

Табл. 2. Ил. 23. Библиогр.: 108 назв.

Рецензенты

кандидат геолого-минералогических наук *В. И. Гаврилов*
доктор геолого-минералогических наук *М. П. Мазуров*

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР
СО АН СССР

С $\frac{1804020200—049}{055(02)—90}$ 370—90 I полугодие

© Издательство «Наука», 1990

ISBN 5—02—029487—X

ПРЕДИСЛОВИЕ

Скарновые месторождения занимают важное место среди эндогенных месторождений. Они являются одним из главных источников вольфрама, важнейшим поставщиком руд железа, молибдена, цинка и свинца, бора. К скарновому типу относятся уникальные месторождения флогопита и лазурита. Благодаря повышенному интересу к скарновым месторождениям они сделались объектом интенсивного исследования как с научной, так и с практической точки зрения.

Уже достигнуты значительные успехи в изучении геологии, минералогии и геохимии скарновых месторождений, выполнен большой объем экспериментальных и теоретических исследований по физико-химическим условиям образования скарнов. Многие данные по проблеме получили полное освещение в монографиях, обобщающих работах и журнальных статьях последних двух десятилетий. О скарновых месторождениях сложилось представление как о четко индивидуализированной единой группе эндогенных месторождений, характеризующихся близкими геологическими условиями размещения, тождественными минеральными ассоциациями и сходными условиями образования.

Однако в последние годы, анализируя большой фактический материал по скарновым месторождениям разных рудных формаций, мы начинаем все более различать генетическую неоднородность этой группы. Проявляется это прежде всего в том, что в образовании скарновых месторождений участвуют разные источники энергии, связанные то с коровым гранитоидным магматизмом в складчатых областях, то мантийным базитовым магматизмом платформ или процессами ультраметаморфизма.

Скарновые месторождения различаются по источникам растворов и рудного вещества. Последние могут выноситься из магматического расплава (в случае магнезиально-скарновых месторождений) или остывающего плутона, поступать в виде интрателлурических растворов из верхней мантии и, наконец, в широком масштабе вместе с седиментогенными рассольными водами выноситься из осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. Формирование месторождений может протекать в разных структурно-литологических обстановках и при разном механизме транспортировки флюида.

Генетические различия скарновых месторождений могут быть определены путем создания и исследования их геолого-генетических моделей в объеме рудообразующих систем от корневых областей зарождений системы до верхних зон концентрирования. Только таким образом можно понять и оценить процессы и в полном объеме выявить причинно-следственные отношения. Отсутствие целостных представлений о предмете исследований является тормозом в наших знаниях о скарновых месторождениях.

Цель настоящей работы — показать генетическое разнообразие скарновых месторождений посредством рассмотрения моделей скарновых рудообразующих систем. Это первая попытка системного анализа скарновых месторождений. Обобщен большой и разнообразный фактический материал и на основе модельных построений рассмотрены шесть типов рудообразующих систем, каждая из которых охарактеризована геологическими и термодинамическими параметрами, имеет свои граничные условия применения и свои следствия. Предполагается, что приведенные в работе данные могут служить основанием для создания генетической классификации скарновых месторождений.

Автор выражает глубокую признательность Э. Г. Дистанову, В. И. Сотникову, М. П. Мазурову, В. В. Велинскому, принявшим участие в обсуждении работы.

Глава 1

СКАРНОВО-РУДНЫЕ СИСТЕМЫ

СИСТЕМНО-МОДЕЛЬНЫЙ ПОДХОД К ИЗУЧЕНИЮ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В природе, где все взаимосвязано, всегда можно выделить определенные самостоятельные части — системы. Природные объекты — это сложные динамические системы, включающие множество систем различного порядка. Любая система может рассматриваться как элемент более высокого уровня, в то же время ее элементы могут выступать в качестве самостоятельных систем более низкого ранга.

В геологии системный подход нашел применение при построении моделей структуры земной коры или ее частей, в геоморфологии при изучении процессов рельефообразования, экспериментальной и теоретической петрологии, при геологическом прогнозировании ресурсов полезных ископаемых, в теории рудообразования [Груза, 1977; Кашменская, 1980; Кузнецов и др., 1983; и др.]. Главная особенность системного подхода — это комплексность исследования, изучение объекта как целого со всеми его взаимосвязями. Для него характерна широта охвата, четкость в организации, но в конкретном приложении к геологическим объектам системно-модельный подход разработан еще недостаточно.

Система — это определенная совокупность элементов (предметов, явлений, процессов), закономерно связанных друг с другом и образующих единую целостную структуру [Кондаков, 1975; Методологические проблемы..., 1984]. Такое определение является общим, удобным для наук с разработанным формальным аппаратом. Каждой системе свойственны специфические элементы, типы их связей, пространственно-временные отношения, свои законы развития, а также определенная устойчивость структуры. Каждая система обладает эмерджентным свойством, т. е. такими качествами, которых нет в каждом ее компоненте в отдельности.

Объект нашего рассмотрения — группа скарновых месторождений. Скарновыми называются месторождения, рудные залежи в которых локализованы в различных скарнах, апоскарновых и околоскарновых породах, причем скарны и руды составляют отдельные стадии единого метасоматического процесса и связаны общностью структурного положения. Месторождения этого типа весьма разнообразны, встречаются в различных геодинамических обстановках: в геосинклинально-складчатых зонах в контактах с интрузиями, на древних щитах в связи с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма, в зонах тектономагматической активизации; имеют разный возраст.

Скарновые месторождения представляют собой сложные природные системы, включающие комплекс вещественно-структурных элементов (рудные и скарновые залежи, магматические и осадочные породы, складчатые и разрывные структуры), составные части которого связаны определенными отношениями, т. е. образуют целостную структуру. Скарновые системы существуют в границах, определенных самой природой. В наиболее общем случае граница системы устанавливается в пределах контура рудного поля или рудного района.

Наиболее важной задачей системного изучения скарновых месторождений является познание их генезиса путем раскрытия сущности и механизма процессов скарно- и рудообразования в различных геологических

обстановках. Для решения таких генетических задач целесообразно использовать приемы моделирования.

Модель — это искусственно созданный образ (объект), отображающий и воспроизводящий в более общем и простом виде структуру, свойства, взаимосвязи и отношения между элементами реального исследуемого явления (объекта). Сама модель может иметь форму содержательных геологических концепций, гипотез, описывающих строение системы, основные ее элементы, динамику развития и др. (концептуальное моделирование); форму качественных и количественных графических схем и разрезов, построенных на параметрической базе природных систем; в виде логико-математических знаковых формул (математическое моделирование) и т. п. [Методологические проблемы..., 1984; и др.].

К моделям предъявляются следующие требования. Модель должна иметь общее значение (быть достаточно абстрактной), и в ее основу должны быть положены наиболее существенные признаки. Она должна быть таким упрощением исследуемого объекта, чтобы в ней сохранились важные для конкретной задачи особенности. Важно, чтобы созданная модель не входила в противоречия с имеющимися наблюдениями и учитывала большинство из известных фактов. Она должна быть простой и весьма наглядной, показывающей динамику системы в целом, должна обеспечить получение новой информации об объекте. Каждая модель имеет свой комплекс оценки. Моделирование обычно используется там, где оперировать непосредственно с объектом затруднительно или совсем невозможно. Для поставленной нами задачи предметом моделирования является скарновая рудообразующая система.

Скарновая рудообразующая система — это совокупность структурно-вещественных и флюидогенных элементов, объединенных общностью геологического пространства и энергии, взаимодействие которых во времени приводит к накоплению рудных масс в границах системы. Структурно-вещественными элементами являются любые геологические тела с присущими им минеральным и химическим составами, складки разного типа и их части, разрывные нарушения и зоны трещиноватости разных масштабов. К флюидогенным элементам относятся растворы и вещество, их источники и пути транспортировки, физико-химические процессы, характер среды и механизм минералообразования.

Скарново-рудные системы характеризуются наличием 1) устойчивого высокотемпературного и в то же время градиентного теплового поля; 2) среды, благоприятной для развития минералов скарновой ассоциации; 3) рудоносного флюида. Только совмещение всех этих факторов в пространстве и времени как единой системы приводит к формированию скарновых месторождений.

В геологическом пространстве скарновые рудообразующие системы занимают определенный объем, имеют свою геометрию, внутреннюю структуру и время существования, в пределах которого система возникает, развивается и естественно затухает, оставляя определенные следы в виде измененных пород и руд. Система обменивается веществом и энергией с окружающей средой. Месторождения занимают чаще всего верхнюю часть рудной системы. Рудообразующая система должна изучаться во всем пространстве и времени ее существования. В скарновой рудообразующей системе прямыми наблюдениями может быть охарактеризована лишь ее самая верхняя часть, и потому вся система может быть понята только на основе общих модельных построений.

Общие закономерности скарнового рудообразования не могут быть до конца поняты и точно описаны, а следствия из них надежно предсказаны без количественных оценок. К сожалению, в настоящее время можно говорить лишь о качественных характеристиках моделей, поскольку многие связи геологических явлений трудно обосновать физико-химическими величинами и формализовать уравнением.

Таблица 1

Основные параметры процессов формирования скарновых месторождений

Месторождение	Минеральная ассоциация	T, °С	$P_{общ}$, кбар / Глубина образования, км	X_{CO_2}	Концентрация, мас. % (NaCl экв.)	Источник
1	2	3	4	5	6	7
Fe. Гороблагодатское (Урал)	Пироксен + скаполит Пироксен + гранат Магнетитовая руда Эпидот + магнетит + сульфиды Альбит + хлорит + кальцит	670 560—480 560—460 480—380 260—180				Вулканогенно-осадочные... месторождения..., 1982
Fe. Леспромхозное (Горная Шория)	Шпинель + пироксен Монтичеллитовый скарн Магнетитовая руда Пироксен + гранат (пострудная) Эпидот + аксинит Серпентинизация	860—780 870—730 580—460 580—480 500—420 300—200	— 1,5—2			Спиряков, 1975
Fe. Темир-Тау (Горная Шория)	Шпинель + пироксен Белый диопсидовый скарн Флогопит-магнетитовая руда	860—780 700—600 560—440	— 2			Спиряков, 1975
Fe. Верхний Учулен (Горная Шория)	Шпинель + пироксен Белый диопсидовый скарн	860—800 700—660	— 1,5—2			Спиряков, 1975
Fe. Тейское (Кузнецкий Алатау)	Флогопит-магнетитовая руда Магнетитовая руда Карбонатно-магнетитовая руда	620—560 560—460 460—440				Спиряков, 1980
Fe. Ирбинское (Восточный Саян)	Гранатовый скарн Пироксен + скаполит Магнетитовая руда с гастингситом Актинолит + эпидот	740—430 680—450 480—350 390—270	0,18—0,2 —		24—46	Мазуров, 1974; Дымкин и др., 1975

Fe. Центральные Штоки (Горная Шория)	Гранатовый скарн Магнетитовая руда	480—350 540—420				Синяков, 1975
Fe. Тельбесское (Горная Шория)	Магнетитовая руда	460—420				Синяков, 1980
Fe. Хабалыкское (Восточный Саян)	Пироксен + гранат Пироксен + скаполит Магнетитовая руда Гастингсит + эпидот Альбит + актинолит + эпидот Кальцит + хлорит	680—400 660—540 480—360 480—360 430—360 350—220				Мазуров, 1985
Fe. Табратское (Восточный Саян)	Пироксен + гранат Пироксен + дашкесанит Магнетитовая руда Эпидот + актинолит + кварц	670—550 580—540 570—440 440—360				Мазуров, 1985
W. Майхура (Средняя Азия)	Пироксен Гранат Шеелит Кварц	600—550 380—360 ~450 300—260	— 1—3			Кучукова и др., 1971
W. Чорух-Дайрон (Таджикистан)	Известковые скарны с шеелитом Послескарновые ассоциации	550—470 450—400	1,6 —		45—75	Генезис..., 1984; Иванова и др., 1986
W, Mo. Тырныауз (Северный Кавказ)	Пироксеновый скарн Гранатовый скарн Геденбергит сорудный Шеелит в кварцевых жилах Кварц рудных прожилков Молибденит из кварцевых жил	700—450 650—450 500—450 530—225 450—220 220—180				Родзянко и др., 1973
W. Сангдонг (Южная Корея)	Известковые скарны Послескарновые ассоциации Шеелит	550 450—400 367—190	1 —		15 4—19	Генезис..., 1984; Иванова и др., 1986

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5	6	7
W. Осгуд-Маунтис (Невада, США)	Пироксен + гранат +волластонит Амфибол + эпидот + кварц	650—550 520—350	$\frac{1,5—2}{1—4}$	<0,15 <0,01		Генезис..., 1984
W. Костабони (Пиренеи, Франция)	Форстеритовый кальцифир Гранатовый скарн Кварц + тремолит + тальк + + серпентин + брусит Кальцит + сульфиды + кварц	550—450 550—450 450—350 350—300	$\frac{1,4—2}{1—4}$	0,2—0,1 0,05	 10—25 10—25	Генезис..., 1984
W. Сьерра-Невада (Калифорния, США)	Гранат-пироксеновый скарн	650—600	$\frac{1,5—2}{1—4}$	<0,1	4—8	Генезис..., 1984
W. Кинг-Айленд (о. Тасмания, Австралия)	Гранат-пироксеновый скарн Послескарновые ассоциации	750—500 450—300	$\frac{>1}{1—4}$	<0,1	25—55	Генезис..., 1984
W. Пайн-Крик (Калифорния, США)	Форстеритовый кальцифир Гранат + пироксен Амфибол + эпидот + сульфиды	600—500 550—450 450—350	$\frac{>1,5}{1—4}$	0,1—0,03		Генезис..., 1984
W. Кенеда-Тангстен (Канада)	Пироксен-гранатовый скарн Послескарновые ассоциации	520—450 460—370				Генезис..., 1984
W. Тангстен-Джим (Айдахо, США)	Пироксен-гранатовый скарн Послескарновые ассоциации	520—450 400—350				Генезис..., 1984
W. Фудзигатани (Япония)	Пироксен-гранатовый скарн Послескарновые ассоциации	>500 460—370			4—8	Генезис..., 1984
W. Восток-2 (Приморье)	Известковые скарны Кварц-шеелитовая Сульфидно-кальцитовая	520—450 345—320 240—160				Иванова и др., 1986

Cu. Или (Невада, США)	Гранат + пироксен Кварц + актинолит + магнетит + халькопирит Кварц + пирит + карбонат Поздние жилы пирит + сфалерит	575—420 445—315 385—240 100	0,6—1,0 0,5—2	<0,06	26—42 26—42	Генезис..., 1984
Cu. Санта-Рита (Нью-Мексико, США)	Андрадит + кварц + диопсид Хлорит + актинолит + пирит + + халькопирит	425—325 450—250	0,33—0,12 0,5—2	<0,1	5—10 >26	Генезис..., 1984
Cu. Коппер-Каньон (Невада, США)	Андрадит + диопсид Актинолит + эпидот + халькопирит Кальцит + кварц + пирит	500—450 425—300 220—160	0,38 0,12	Низкая	20 30—45 Разбавл.	Генезис..., 1984
Pb, Zn. Дальнегорское (Южное Приморье)	Геденбергитовый скарн Галенит + сфалерит	620—300 310—190	0,6—2			Синяков, 1978
Pb, Zn. Николаевское (Южное Приморье)	Геденбергитовый скарн Галенит + сфалерит Перекристаллизация геденбергита	620—300 440—300 375—360	0,6—2			Дымкин и др., 1974
Cu. Саякская группа (Казахстан)	Пироксен-гранатовый скарн Магнетит + актинолит + эпидот Молибденит + халькопирит + + борнит Галенит + сфалерит Кальцит + кварц	660—480 630—540 520—350 460—410 440—70			27 13—18 17—24	Парилов, 1988 (устное сообщение)

ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Прежде чем перейти к рассмотрению моделей рудообразующих скарновых систем, остановимся на основных параметрах, характеризующих процессы формирования скарновых месторождений и полученных при их изучении разными исследователями (табл. 1). Анализ этих данных позволяет сделать следующие заключения.

Глубина формирования скарновых месторождений складчатых областей фанерозоя составляла 1—4 км, месторождений в зонах регионального метаморфизма и ультраметаморфизма — 15—30 км. Усредненные результаты наблюдений показывают, что температура образования наиболее ранних магнезиальных скарнов магматического этапа варьирует от 900 до 730 °С, оптимальная температура их образования соответствует 860—780 °С. Известково-скарновые минералы образуются в достаточно широком температурном интервале от 740 до 325 °С; оптимальные условия формирования известковых скарнов определяются температурой 640—450 °С для железорудных и вольфрамовых и 500—400 °С для медных и свинцово-цинковых месторождений.

Оруденение для большинства скарновых месторождений одновременное или сопутствующее скарнам и только для скарново-сульфидных месторождений молибдена, меди, свинца и цинка отстающее. Основная масса известково-скарновых магнетитовых руд сформировалась в температурном интервале 580—460 °С; магнетитовые руды с флогопитом из преобразованных магнезиальных скарнов — 620—560 °С, а магнетитовые руды с гастингситом — 480—350 °С. Шеелитовые руды образовались при температуре 450—225 °С, молибденитовые — 220—180, свинцово-цинковые — 440—125 °С.

Общее давление в рудообразующей скарновой системе, вероятно, ненамного отличалось от литостатического. Оно изменялось от 0,3—0,8 кбар для области скарно- и рудообразования до 1,5—2 кбар для глубинных зон, а для метаморфогенных систем достигало 5—7 кбар.

Имеющиеся данные, пока, к сожалению, недостаточно многочисленные, о составе и концентрации растворов во флюидных включениях в скарновых и сорудных минералах позволяют выделять два типа флюидов. В гранатах скарновой стадии установлены малоконцентрированные водные флюиды (концентрация 4—10 мас. % NaCl эквивалента; $X_{CO_2} < 0{,}1$); для рудных стадий — хлоридные высококонцентрированные (концентрации 25—55 мас. % NaCl эквивалента); растворы заключительных стадий были разбавленными, углекислыми.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ СКАРНОВО-РУДНЫХ СИСТЕМ

Системные реконструкции процессов скарно- и рудообразования должны охватывать области как рудоотложения, так и генерации рудоносных флюидов с конкретной характеристикой их источников по природе, вещественному составу, энергетическому состоянию и положению в пространстве. Только с помощью модельных построений можно получить более или менее ясные представления о всей скарново-рудной системе в целом.

Развитие скарново-рудных систем в природных условиях определяется благоприятным сочетанием ее трех главных элементов: 1) источника энергии, за счет которой осуществляется работа всей системы; 2) источника вещества и растворов; 3) способов транспортировки растворов и вещества, определяющих весь механизм концентрирования. Энергия и вещество — основа функционирования любой природной системы, поэтому они

взяты в качестве главных признаков при классификации скарново-рудных систем (табл. 2).

В крупном плане скарново-рудные системы подразделяются на две группы: магматогенную и метаморфогенную, именно в таком аспекте они и рассмотрены нами. Большинство из скарново-рудных систем относятся к магматогенно-гидротермальной группе. Они генетически связаны с внутрикоровым магматизмом и формируются в складчатых областях при тесной функциональной связи между становлением плутона, эволюцией его теплового поля, полей напряжений и деформаций, флюидных потоков в верхних частях земной коры на глубинах до 20 км. В качестве постулата мы принимаем, что глубина зарождения скарново-рудной системы в пределах магматического тела не может быть больше глубины образования магматического очага. Метаморфогенные системы связаны с процессами регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и развитием процессов гранитизации. Они типичны для докембрийских эпох развития земной коры и формируются на значительных глубинах (до 25—30 км от земной поверхности) при высоких PT-параметрах и высоком глубинном тепловом потоке.

Источник энергии скарново-рудных процессов глубинный, но по форме своего проявления в разных группах систем он принципиально разный (рис. 1). В магматогенной группе энергия в земную кору поступала из глубин с внедрением определенного объема силикатного расплава — магмы. Это был локальный источник, время существования которого в земной коре как генератора энергии было геологически кратковременным. Запас тепловой энергии определялся размерами интрузии, температурой солидуса расплава и величиной скрытой теплоты его кристаллизации, температурой вмещающей среды. Геологические данные (параметры рудных полей) позволяют оценить размеры магматических очагов, с которыми могли быть связаны скарновые системы. Площади их не превышали десятки — сотни квадратных километров, а объемы — сотни кубических километров, что соответствует небольшим по размерам массивам, апофизы которых фиксируются на уровне эрозионного среза месторождений. Время кристаллизации таких интрузий в условиях малых глубин исследователи оценивают в сотни тысяч, максимум в несколько миллионов лет, а существование в экзоконтактовых зонах высоких температур, наиболее благоприятных для скарнообразования, всего в несколько десятков тысяч — первые сотни тысяч лет. Длительность и многофазность развития магматизма — весьма благоприятный фактор для образования мощных скарново-рудных систем.

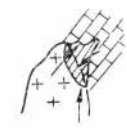
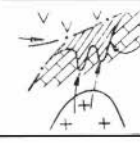
Источником энергии метаморфогенно-метасоматических скарновых систем является мантийный тепловой поток, длительно действующий, захватывающий большие площади и создающий тепловые поля с малыми градиентами температуры. В участках развития тепловых куполов поток тепла в 2—3 раза превышал среднеземную величину и составлял $1 \cdot 10^{-6}$ кал/(см^2·с) и более [Фации..., 1974]. Длительность действия таких мощных потоков глубинной энергии составляла десятки — сотни миллионов лет.

Источник растворов и вещества. Центральное место в теории рудообразования — проблема источника вещества и растворов. В скарново-рудных системах такими источниками могут быть магматический очаг, зоны регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, вулканогенно-осадочные толщи, как удаленные от мест концентрации, так и размещающиеся в непосредственной близости. При этом глубинные уровни зарождения рудоносных флюидов были весьма различны.

Магматический источник растворов и вещества является основным при образовании скарновых месторождений по ортомагматической модели. Флюиды, формирующие ортомагматические системы, зарождаются преимущественно в остаточных очагах магматических тел или отделяются

Группа	Скарново-рудная система и главные параметры образования месторождений	Тип метасоматической формации	Классификационные	
			Источник энергии	Источники растворов и вещества
Магматогенная	Ортомагматическая T = 900—730 °С P = 0,2—2 кбар Глубина 1—3 км	Магнезиальные скарны	Глубинный коровый магматизм	Магматический расплав
	Контактово-метасоматическая T = 740—400 °С P = 0,3—1 кбар Глубина 1,5—3 км	Известковые скарны		Остывающий интрузив
	Конвективная T = 680—200 °С P = 0,1—1,5 кбар Глубина 1,5—3 км	Известковые скарны, скарноиды, «гидросиликатная»		Вулканогенно-осадочные породы
	Фильтрационная T = 500—150 °С P = 0,2—1,1 кбар Глубина 0,6—3 км	Известковые скарны		Смешанный (ювенильный и вадозный)
		Автореакционные магнезиальные скарны; известковые скарны	Мантийный базитовый магматизм	Смешанный (толщи соленосной формации, ювенильный)
Метаморфогенная	Метаморфогенно-метасоматическая T = 850—600 °С P = 4—10 кбар Глубина 15—30 км	Магнезиальные скарны, скарноиды	Мантийный тепловой поток	Породы метаморфизуемых толщ, трансмагматические флюиды

рудообразующих систем

признаки		Примеры месторождений	Принципиальная геологическая схема
Механизм транспортирования и мобилизации	Среда: структурно-тектоническая и литологическая обстановка		
Фильтрация	Доломитовые экзоконтакты	Fe, B — Леспромхозное, Темир-Тау (Горная Шория); Магнетитовое (Бурятия); Железный Кряж (Восточное Забайкалье) B — Титовское (Якутия)	
Диффузия, фильтрация	Известняковые эндо- и экзоконтакты	Fe — Ирбинское, Краснокаменская грива (Восточный Саян); Казское, Тельбесское (Горная Шория); Песчанское (Урал) W, Mo — Тырныауз (Северный Кавказ), Ингичке, Лянгар и др. (Узбекистан); Чорух-Дайрон (Таджикистан) Cu — Турьинское (Урал); Саяк-1 (Казахстан)	
Свободная конвекция	Пласты пористых водонасыщенных пород в вулканогенно-осадочных толщах	Fe — Дашкесанское (Азербайджан); Магнитогорское, Высокогорское, Гороблагодатское (Урал); Соколовское, Сарбайское и др. (Тургай) W — Сангдонг (Южная Корея)	
Принудительная фильтрация	Структурные и литологические контакты; зоны трещиноватости, разломы	Pb, Zn — Дальнегорское, Николаевское (Южное Приморье); Алтын-Топкан, Кансай, Курусай (Узбекистан)	
	Локальные вертикальные трубчатые структуры (трубки взрыва)	Fe — Коршуновское, Рудногорское, Краснояровское, Нерюндинское, Октябрьское, Канаевское и др. (Восточная Сибирь); Тёйское (Кузнецкий Алатау)	
Фильтрация и диффузия	Складчатые и разрывные структуры доломитсодержащих комплексов в областях гранитогнейсовых куполов	Fe — Таежное, Десовское, Леглиерское и др. (Южная Якутия); Питкяранта (Карелия); Центральная Швеция W — Бразильский щит. Месторождения стратиформной шеелит-сульфидно-скарноидной формации докембрия (Норвегия, США, Канада, СССР) Флогопит — Алданский щит, Южное Прибайкалье, Памир, Канадский щит Лазурит — Прибайкалье, Памир, Афганистан	

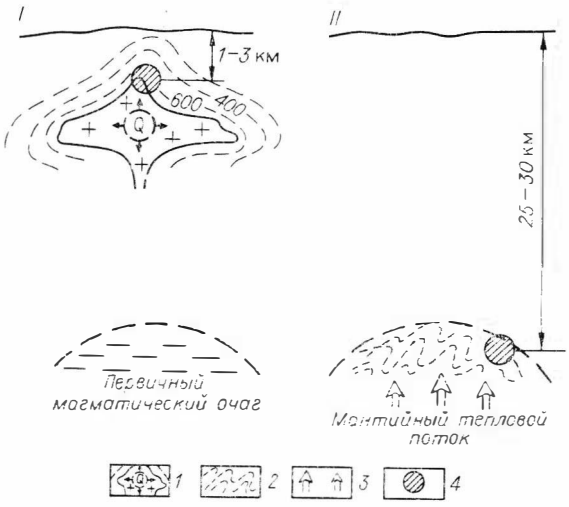


Рис. 1. Энергообеспеченность скарново-рудных систем.

I — магматогенный тип (энергия внедрившихся расплавов); II — метаморфогенный тип (мощный мантийный тепловой поток).

1 — гранитоидная интрузия; *2* — гранито-гнейсовый купол; *3* — мантийный тепловой поток; *4* — область скарнообразования.

от магматических пород в процессе их остывания в постмагматический этап на глубинах 3—5 км от поверхности земли.

Основная масса флюида при региональном метаморфизме поступает из метаморфизуемых пород за счет их дегидратации и декарбонатизации. Важную роль также играют глубинные трансмагматические растворы в зонах гранитизации. Давление флюида при региональном метаморфизме, по-видимому, никогда не опускается существенно ниже величины литостатического давления. Что касается $P_{лит} > P_{фл}$, то на прогрессивной стадии метаморфизма осадочных толщ оно поддерживается за счет непрерывной дегидратации и декарбонатизации. При метаморфических процессах происходил не только вынос рассеянного в породах рудного вещества, но и перераспределение рудных залежей, ранее находившихся в метаморфизуемых толщах, с формированием новых месторождений.

Довольно широко распространен случай, когда источником растворов и рудного вещества являются геологические формации, непосредственно вмещающие скарново-рудные залежи. Главная роль при этом принадлежит относительно проницаемым, водонасыщенным, прогретым до высоких температур вулканогенно-осадочным толщам. Особенно велико значение содержащихся в них морских седиментогенных хлоридных рассолов, способных выщелачивать и переносить многие металлы в форме растворимых комплексов. Это прежде всего относится к формированию определенной группы скарновых стратиформных магнетитовых и шеелитовых месторождений в вулканогенно-осадочных толщах. Решение проблемы источника вещества значительно затрудняется многоэтапностью процессов и возможностью участия нескольких источников в формировании определенных групп месторождений.

Важную роль в функционировании скарново-рудных систем играют также способы транспортирования растворов и вещества и механизмы концентрирования, а также благоприятные структурно-литологические условия рудоотложения. В скарновых системах преобладают диффузия вещества в поровых растворах, фильтрация по проницаемым зонам глубокого заложения, структурным и литологическим контактам и конвекция. Конвекция флюида создает возможность существования длительной и интенсивной циркуляции флюида в пористых и трещиноватых горных породах, обеспечивает повышенные соотношения флюид/порода в зоне циркуляции. Удержанию флюида в области конвекции способствует тепловое поле интрузии. С конвективными системами связаны наиболее крупные промышленно важные железорудные и вольфрамовые месторождения (Магнитогорское, Высокогорское, Гороблагодатское на Урале; Соколовское, Сарбайское и другие в Тургае; месторождение Сангдонг в Корее и др.). Положение источника рудных компонентов и места их концентрации с образованием рудных залежей могли находиться на разных расстоя-

ниях — от десятков и сотен метров до первых километров — в зависимости от типа рудообразующей системы. Близкое расположение областей выноса и отложения, практически на одном уровне, характерно для скарновых месторождений, сформировавшихся по конвективной модели. Для ортомагматических систем вертикальная миграция рудоносных флюидов могла достигать 2—3 км.

МОДЕЛИ СКАРНОВО-РУДНЫХ СИСТЕМ

Закономерные сочетания источников энергии, источников растворов и вещества, характера транспортирующих и концентрирующих механизмов являются основой при выделении следующих генетических типов моделей скарново-рудных систем.

Ортомагматическая модель. По этой модели развитие скарново-рудной системы происходит в магматический этап. Тепловая энергия, флюиды и рудное вещество поступают из магматического расплава внутрикоровых плутонов. Система развивается на глубинах от 20 до 1 км. Метасоматиты относятся к магнезиально-скарновой формации и образуются в доломитовых экзоконтактах при 730—900 °С на глубинах 1—3 км.

Контактово-метасоматическая модель. Скарново-рудные системы формируются в послемагматический этап. Источником энергии, растворов и рудного вещества являются остывающие гранитоидные массивы. Они определяют рудовмещающие структуры и пути движения флюидов. Система развивается на глубинах от 5 до 1,5 км и приводит к образованию известковых скарнов в зоне эндо- и экзоконтактов гранитоидных интрузий с известняками при 740—400 °С на глубинах 1,5—3 км. Скарново-рудные залежи имеют, как правило, небольшие размеры.

Конвективная модель. В этой модели энергетическое обеспечение системы сохраняется за коровым магматизмом. Магматические тела осуществляют прогрев вмещающих пород до высоких температур и возбуждают в них свободное конвективное движение нагретых поровых флюидов. Растворы и рудное вещество имеют немагматическое происхождение. Флюидом являются нагретые поровые седиментогенные воды осадочных и вулканогенно-осадочных толщ; источником рудного вещества — рассеянная рудная минерализация, а иногда и первичные рудные скопления в тех же толщах. Путями движения растворов служат пористые хорошо проницаемые пласты осадочных и пирокластических пород, залегающие среди малопроницаемых толщ, играющих роль водоупоров.

Конвективные системы отличаются длительным существованием и по сравнению с ортомагматическими более низкотемпературны (680—200 °С). Определяющими признаками конвективной системы служат: удаленность скарново-рудных залежей от интрузий; пластообразная форма рудных тел и согласное их залегание с общей структурой вмещающих пород; широкое развитие скаполитовой и гидросиликатной (актинолит-эпидот-хлоритовой) минерализации. Конвективные системы способствуют возникновению грандиозных накоплений рудного вещества.

Фильтрационная модель. Так же как и предыдущая, развивается на глубинах 2—20 км, но отличается принудительной фильтрацией растворов. Источником энергии является коровый (гранитоидный) и мантийный (базальтоидный) магматизм. Растворы и рудное вещество имеют смешанное (комбинированное) происхождение. Часть их заимствуется из вмещающих пород, другая — поступает вместе с ювенильными растворами из магматического очага или верхней мантии. Системы связаны с разломами, структурными и литологическими контактами, трубками взрыва, которые выполняют роль путей фильтрации флюида и мест концентрации рудного вещества. Системы относительно низкотемпературные (600—200 °С). редко наблюдаются высокотемпературные. Различают два вари-

анта. Вариант А — системы связаны с коровым гранитоидным магматизмом и определяются приуроченностью к разрывным нарушениям, структурным и литологическим контактам. Характерны для месторождений известково-скарновой формации. Вариант Б — системы, генетически связанные с базальтоидным (трапповым) и реже гранитоидным магматизмом и локализованные в трубках взрыва.

Метаморфогенно-метасоматическая модель. Системы пространственно и генетически связаны с региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом и развиваются в условиях абиссальной фации на глубинах 15—30 км. Источником энергии является глубинный мантийный тепловой поток, источником растворов и рудного вещества — метаморфизуемые осадочные и вулканогенно-осадочные толщи и трансмагматические флюиды. Системы характеризуются очень медленным развитием в течение миллионов и десятков миллионов лет. Параметры условий скарно- и рудообразования: температура 850—600 °С, общее литостатическое давление 4—10 кбар, низкие температурные градиенты. Системы приводят к образованию месторождений только магнезиально-скарновой формации.

Обратимся теперь к подробному разбору отдельных моделей.

Глава 2

ОРТОМАГМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СКАРНОВО-РУДНОЙ СИСТЕМЫ

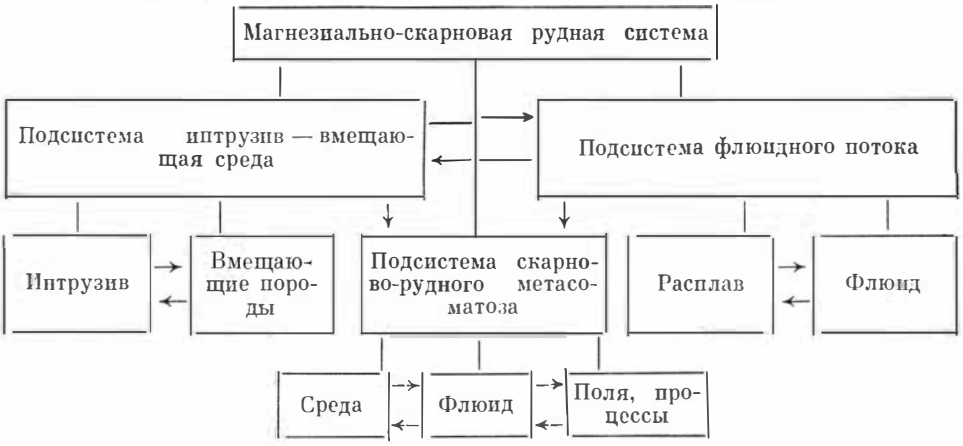
Данная модель разработана применительно к магнезиально-скарновым месторождениям складчатых областей фанерозоя. Накопленный исследователями [Жариков, 1968; Синяков, 1967, 1975; Шабынин, 1973, 1974; Шабынин и др., 1984; Александров, 1982] фактический материал позволяет утверждать, что образование этих месторождений определяется: а) наличием магнезиальных карбонатных пород (доломитов, доломитистых известняков, содержащих не менее 9—13 % MgO, магнезитов); б) интенсивным развитием магматической деятельности и особенно процессов магматического замещения вмещающих пород.

Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что магнезиально-скарновые месторождения образуются на малых глубинах (1—3 км) на магматическом этапе формирования интрузий в зонах высокотемпературного контакта в процессе взаимодействия доломитов с трансмагматическим флюидом, выделяющимся из расплава. Флюиды, просачиваясь сквозь магматический расплав, насыщались компонентами магмы (кремнеземом, глиноземом, железом и др.) и, проникая в доломиты, последовательно преобразовывали их в зональные тела магнезиальных скарнов. Скарны разрастались только в одну сторону — от интрузий; они не известны в эндоконтактах (по интрузивной породе).

Механизм образования магнезиально-скарновых месторождений преимущественно инфильтрационный. Среди скарновых месторождений это наиболее высокотемпературные образования. Магнезиальные скарны образуются при 900—730 °С. Оруденение осуществляется в два этапа метасоматоза: магматический (800—650 °С) и послемагматический (600—300 °С).

Главная особенность химизма процесса магнезиального скарнообразования состоит в привносе флюидом из магмы Si, Al, Fe и других элементов и последовательном преобразовании доломитов, приближающем состав метасоматитов к составу магматической породы.

1. Функциональная схема элементов магнезиально-скарновой рудной системы



Магнезиальные скарны магматического этапа являются наиболее ранними по времени скарновыми образованиями и возникают раньше послемагматических магнезиальных и известковых скарнов.

Система включает в себя следующие составные части (подсистемы), объединенные определенными связями и состояниями, каждая из которых, обладая известной степенью независимости, также является сложной (см. схему 1):

Подсистема интрузив — вмещающая среда создает тепловое поле вокруг интрузива и обеспечивает систему энергией, растворами и веществом. Подсистема флюидного потока формирует отделение флюидной фазы от магматического расплава и осуществляет его перенос в область скарнообразования. Функционирование подсистемы скарново-рудного метасоматоза определяет физические поля и химизм процессов образования скарнов и отложения руд. Рассмотрим детальнее выделенные подсистемы.

Подсистема интрузив — вмещающая среда. В представленной на рис. 2 общей модели магнезиально-скарновой рудной системы с достаточной полнотой отражена геологическая ситуация подсистемы интрузив — вмещающая среда на период внедрения расплава и показан ее размер. Периферический магматический очаг, с которым связано формирование скарновых месторождений, имеет форму горизонтально залегающей пластины размером $3 \times 7 \times 3$ км с апикальным выступом до 1 км. Кровля интрузива находится на глубине 2—3 км от поверхности земли. Среда сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами, содержащими доломиты, и характеризуется

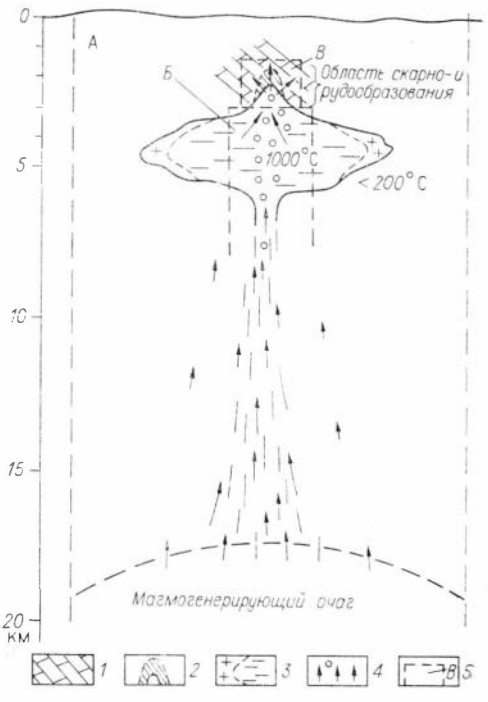


Рис. 2. Общая модель ортомагматической магнезиально-скарновой системы.

1 — доломиты; *2* — зона магнезиальных скарнов; *3* — магматический расплав; *4* — глубинный поток высоконагретых флюидов; *5* — подсистемы: А — интрузив — вмещающая среда, Б — флюидного потока, В — скарново-рудного метасоматоза.

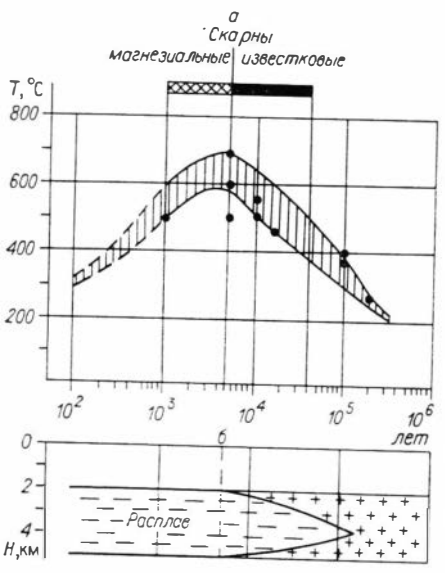


Рис. 3. Изменение во времени температуры в 100-метровой зоне эндо- и экзоконтакта интрузии (составлено по литературным данным) (*а*) и динамика перемещения фронта солидуса в интрузиве при его охлаждении [по Шарапову, Черепанову, 1986] (*б*).

температурой < 200 °С. Температура расплава 1000 °С. Данный периферический очаг магматической колонной соединяется с первичным магмогенерирующим очагом. Система периферический очаг — вмещающие породы является открытой в отношении тепломассообмена. На охлаждение расплава оказывает влияние неоднородное температурное поле — близость поверхности земли в верхней части и глубинный тепловой поток у нижнего контакта.

Динамика теплового разогрева пород вокруг интрузива исследовалась многими учеными и моделировалась с помощью ЭВМ [Дударев и др., 1972; Голубев, Шарапов, 1974; Калинин А. С., Васильева, 1973; Калинин А. С. и др., 1981; Меламед, 1980; Шарапов, Черепанов, 1986; Cathles, 1977, 1980; и др.]. Прогрев пород, окружающих интрузов, за счет кондуктивного и особенно конвективного теплопереноса при развитии кипения происходит довольно быстро. Уже через несколько тысяч ($2—5 \cdot 10^3$) лет после внедрения расплава температурное поле вокруг интрузива достигает своего максимума (рис. 3). В зоне непосредственного контакта с расплавом и на некотором отдалении от него доломиты окажутся нагретыми до температуры 800—600 °С. В дальнейшем идет кристаллизация, затвердевание массива с перемещением фронта затвердевания внутри камеры. Через $n \cdot 10^5$ лет интрузив затвердеет.

Тепловой разогрев доломитов на небольших глубинах (литостатическое давление 300—450 бар) вызывает их термическую диссоциацию с образованием зоны периклазового мрамора (периклаз + кальцит) и выделение углекислоты, что приводит к значительному увеличению в зоне (до 30 %) пористости и проницаемости пород.

Чтобы в зоне экзоконтакта развивалось магнезиальное скарнирование, необходимы два условия: а) чтобы температура в контакте и в расплаве превышала температуру солидуса магмы; б) от расплава должен отделяться флюид, который поступает в доломиты под давлением бо́льшим, чем давление поровых растворов вмещающих пород. Формирование магнезиальных скарнов прекращается при исчерпании в расплаве избыточного содержания летучих и при возникновении в зоне контакта с доломитами твердой закристаллизованной оторочки магматической породы. Как показывают расчеты, время существования таких условий для малых глубин оценивается в $1—5 \cdot 10^3$ лет (см. рис. 3). Этого времени достаточно для образования магнезиально-скарновых зон [Синяков, Дударев, 1971].

Подсистема флюидного потока. Подсистеме флюидного потока отводится важнейшая роль в образовании магнезиально-скарновых месторождений. Она включает отделение флюидной фазы от расплава и осуществляет его перенос. Процессы магнезиального скарнирования практически могут реализоваться только при наличии в расплаве восходящих потоков высоконагретых теплоемких флюидов (рис. 4). Подобные конвективные течения легче всего образуются в апикальных выступах. Моделируя динамику температурного поля над такими штокообразными выступами, А. С. Калинин [1982] пришел к выводу, что вертикальный шток представ-

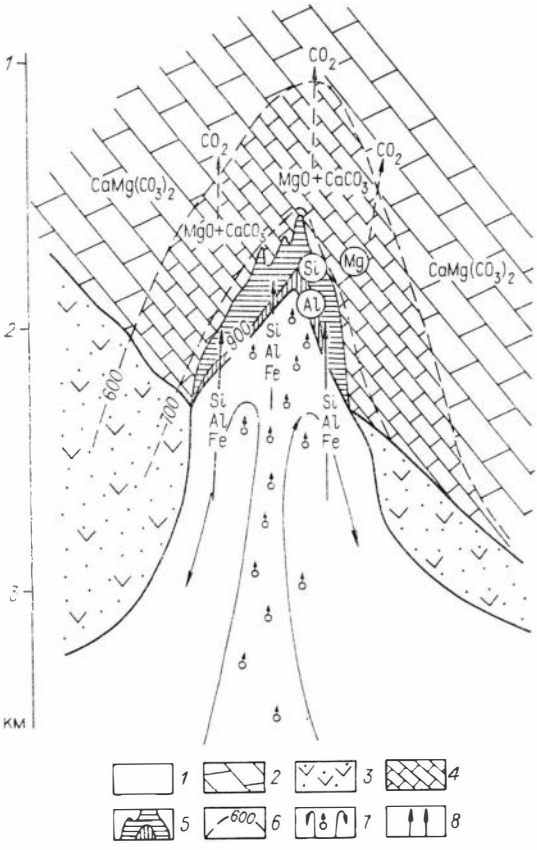


Рис. 4. Фрагмент магнезиально-скарново-рудной системы на уровне скарно- и рудообразования.

1 — магматический расплав с $T = 1000$ °С; *2* — доломит; *3* — вулканогенные породы, ороговикованные; *4* — периклазовый мрамор; *5* — магнезиальные скарны; *6* — изотермы теплового поля интрузии (°С); *7* — конвективные потоки флюида в расплаве; *8* — трансмагматический флюид, участвующий в образовании магнезиальных скарнов.

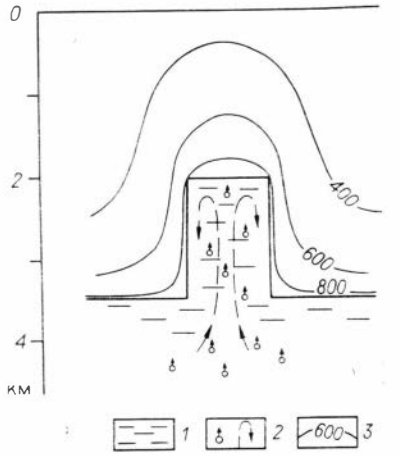


Рис. 5. Флюидные потоки в штокообразных выступах.

1 — магматический расплав с $T = 1000$ °С; *2* — направление потока флюидов; *3* — изотермы теплового поля на магматическом этапе (°С).

ляет собою мощную тепловую аномалию. В центральной части расплав свободно конвектирует, причем наиболее мощные флюидные потоки приурочены к вертикальным контактам (рис. 5). Под штоками длительное время сохраняются куполообразные выступы расплава, в которых создаются условия для сбора магматической газовой фазы. Это способствует поддержанию в штоке высокой температуры и сохранению в нем расплава. Подобный режим процесса вероятен в том случае, когда магматический расплав несколько перегрет и имеет начальные содержания летучих порядка 4—5 мас. %. Время формирования флюидных потоков, с которыми связаны магнезиально-скарновые процессы в доломитовых экзоконтактах — от нескольких сотен до нескольких тысяч лет [Синяков, 1975; Шарапов, Черепанов, 1986].

Механизм отделения флюида от расплава рассмотрен многими исследователями [Калинин А. С., 1982; Шарапов, Черепанов, 1986; Летников и др., 1981]. Наиболее вероятный способ транспорта флюида в расплаве представляется как всплывание в расплаве пузырьков газа или капель жидкого флюида со скоростями, которые способны обеспечить режим прогрева доломита до температуры солидуса магмы. Движущей силой этого процесса явилось снижение давления флюида по вертикали.

В качестве генератора флюидов принимается водосодержащая магма глубинных зон, вплоть до магмогенерирующего очага, а магматические тела, в контактовых зонах которых образуются магнезиальные скарны, рассматриваются как флюидопроводники [Поспелов, 1963; Синяков, 1975].

Поток флюидов мог ускориться при наличии ламинарных течений в магме. Наиболее быстрым может быть конвективный перенос флюидов вместе с магмой, когда глубинная магма, богатая флюидными компонен-

тами, более высокотемпературная и более легкая, всплывает, а в более высоких горизонтах, отдав избыток летучих компонентов и охладившись, опускается. Массоперенос флюидов в пузырьках в движущемся расплаве приводит к их уплощению и вытягиванию вдоль направления движения, что резко повышало флюидопроводимость системы в целом [Летников и др., 1981].

Подсистема магнезиально-скарнового и рудного метасоматоза. Данная подсистема занимает верхнюю часть скарново-рудной системы, размещаясь в надынтрузивном пространстве, на глубинах 1,5—3 км от поверхности земли (см. рис. 4). Возникновение и развитие ее тесно связано с деятельностью названных выше подсистем и происходит в магматический этап становления интрузива в непосредственном контакте жидкой магмы с твердыми доломитами. Магнезиальные скарны образуются метасоматическим путем в результате химического и термического воздействия на доломиты восходящего потока трансмагматических флюидов, выделяющихся из расплава. Взаимодействие двух контрастных и неравновесных по составу сред (флюида и доломита) приводит к формированию инфильтрационной метасоматической колонки с набором зон, промежуточных по составу между магмой и доломитами, с общей химической направленностью от более богатых кремнеземом и глиноземом, примыкающих к магме, к более основным в контакте с доломитами. Функционирование подсистемы определяется взаимодействием всех ее элементов: среды, флюидов, физико-химических полей и процессов.

С р е д а. Магнезиальная среда определяет все особенности системы: время и физико-химические условия метасоматоза, формационный тип скарнов, вещественный состав и строение метасоматической колонки, размещение оруденения.

Статистика показывает [Шабынин и др., 1984], что минимальное содержание магния в мраморе, при котором он может преобразовываться в магнезиальные скарны, находится между 8—10 и 13 мас. % MgO, что соответствует приблизительно 30—50 мол. % доломита в мраморе.

Многие физические и химические свойства магнезиальных карбонатных пород способствуют развитию метасоматических процессов. Доломиты термически неустойчивы. При температурах выше 750 °С и давлении до 350—400 бар, т. е. на глубинах 1,5—2 км, они диссоциируют на периклаз и кальцит с выделением CO_2 и увеличением пористости до 30 %. Мощности дедоломитизированных зон зависят от температурного градиента в контакте, основности магматического расплава и его температуры, содержания доломита в исходной карбонатной породе, глубинности интрузий. Обычно мощность дедоломитизации колеблется от долей метра до сотен метров. Доломиты обладают повышенной хрупкостью; в присводовых частях внедряющихся интрузивов среди вмещающих доломитов нередко возникает интенсивная трещиноватость. В этом случае наряду с фронтальными магнезиальными скарнами развиваются тесно связанные с ними жильные и штокверковые.

Магнезиальные карбонатные породы химически более активны при развитии метасоматоза, чем известковые. Они способны активно высаживать кремнезем из флюидов с образованием скарнов при значительно более низкой его концентрации, чем это необходимо для формирования известковых скарнов. В свете этого становятся понятными частое отсутствие скарнов в высокотемпературных контактах гранитоидов с известняками и почти непременное присутствие магнезиальных скарнов в контактах с доломитами.

Магнезиальные скарны магматического этапа образуются в доломитовых контактах с разнообразными по составу расплавами от щелочных до ультраосновных. При этом устанавливается качественное упрощение строения метасоматических колонок, изменение их состава с увеличением основности расплава, контактирующего с доломитом [Александров, 1982].

В контакте с гранитным и диоритовым расплавом формируются наиболее полные типичные колонки: гранит → шпинель-пироксеновый скарн → → шпинель-форстеритовый скарн → форстеритовый кальцифир → доломит. В контакте с расплавом габбро и пироксенитов за приконтактовой зоной шпинель-пироксенового состава появляются монтичеллитовые скарны. Еще более колонка упрощается в контактах ультраосновных (пикритовых) расплавов, где развиваются только форстеритовые кальцифиры в ореоле периклазовых мраморов. С увеличением щелочности расплавов состав метасоматической колонки магнезиальных скарнов также упрощается, а в составе метасоматических пород появляется нефелин.

Ф л ю и д. Трансмагматические флюиды во многом определяют течение всех процессов в системе. В основе их формирования лежит высокая степень газонасыщенности силикатных расплавов. Проникая из магматического расплава, где они насыщались избыточными компонентами магмы, флюиды воздействовали на доломиты, оставляя в них кремнезем, глинозем, железо, растворяли CaO и MgO и преобразовывали доломиты в магнезиальные скарны. Перемещение флюидов облегчалось тем, что поровые растворы вмещающих пород находились под меньшим давлением, чем магматический расплав. Флюиды обладали избытком энергии, необходимой для осуществления всех реакций скарнообразования. Исходная температура их определялась температурой магмы и была не ниже 900 °С.

О составе трансмагматических флюидов можно судить по включениям в магматических минералах, минеральному и химическому составу новообразованных магнезиальных скарнов. Главными компонентами флюидов являются вода и углекислота, второстепенными — CO, CH_3, H_2, N_2, HCl, HF, щелочи. Флюид содержал в заметных количествах как петрогенные, так и рудные компоненты. Для флюида с петрогенными характерны высокие концентрации растворенной кремнекислоты, глинозема, а с рудными — железа.

Кремнезем при формировании скарнов магматического этапа одним из первых поступает из расплава в доломиты и связывается в составе пироксенов и форстерита; вместе с кремнеземом переносится глинозем. В термодинамическом смысле он в этом процессе инертен, а в геохимическом — подвижен. В скарнах глинозем образовывал шпинель и в значительных количествах (до 10—12 %) входил в пироксен (фассаит).

Вопрос о формах переноса флюидом кремнезема и глинозема при высоких температурах до сих пор окончательно не решен. Высказываются предположения, что перенос этих элементов осуществляется сложными комплексами с возможным участием щелочей. Перенос кремнезема предполагается в виде метакремниевых и ортокремниевых соединений, так как экспериментально доказано преобладающее значение именно этих соединений в силикатных расплавах [Жариков, 1960; Летников и др., 1981]. Повышение щелочности растворов способствует увеличению растворимости кремнезема и возрастанию его переноса. К. В. Бернэм [1970] также считает, что в равновесии с гранитным расплавом в водной фазе существует один или несколько алюмосиликатных комплексов. Попутно с кремнеземом и глиноземом флюиды, содержащие CO_2 и H_2, привносили в доломитовые контакты рудные элементы: Mn, Co, Ni, Au, Cu, Pb, Zn, B и др. [Синяков, 1969]. Ф. А. Летников [Летников и др., 1978] отмечает, что вынос этих элементов из расплава существенно зависит от содержания воды в расплаве и увеличивается с повышением ее концентрации. Уровень концентрации флюидов в гранитных расплавах по его данным составляет 2—7 мл/г.

Оценка концентрации CO_2 в трансмагматических флюидах [Перцев, 1977] показывает значительное однообразие ее в различных магмах независимо от глубины и других факторов. Она близка к 0,3—0,4 мольных долей.

Флюиды характеризуются преимущественно щелочной реакцией и восстановительными свойствами. Однако при взаимодействии с доломитами их окислительный потенциал повышается, на что указывает развитие в скарнах синхронного магнетита. Изменение щелочности-кислотности в разрезе метасоматической колонки подтверждается поведением микроэлементов [Синяков, 1969].

Разная интенсивность флюидного потока в доломитовых контактах оказывала существенное влияние на дифференцированный вынос кремнезема и глинозема, изменяя соответствующим образом строение и мощность колонки магнезиальных скарнов.

П о л я, п р о ц е с с ы. Данная подсистема является областью существования различных высокоградиентных физических и химических полей, проявления сложных процессов скарно- и рудообразования. Здесь, в зоне непосредственного контакта магматического расплава с доломитами, в условиях высоких температур, в результате взаимодействия доломитов с выделяющимися из расплава флюидами формируется метасоматическая зональность, отражающая реакционное изменение состава пород.

В зависимости от особенностей режима Si, Al, Mg, их концентраций во флюиде, особенностей перемещения, от условий протекания процесса возникают различные типы метасоматической зональности магнезиальных скарнов. Наиболее обычна такая последовательность зон: магма → шпинель-фассаитовый скарн → шпинель-форстеритовый скарн → форстеритовый кальцифир → доломит. В условиях наименьших глубин (1,5 км и меньше) для гранитоидных контактов характерна наиболее высокотемпературная (730—890 °С) монтичеллит-периклазовая фация магнезиальных скарнов [Синяков, 1975]. Обычная для более глубинных магнезиальных скарнов форстеритовая зона здесь отсутствует из-за нестабильности форстерит-кальцитового парагенезиса и сменяется монтичеллитовой или геленит-монтичеллитовой [Конев, Самойлов, 1974]: магма → шпинель-фассаитовый скарн → шпинель-монтичеллитовый скарн → периклазовый мрамор → доломит. Граница между периклазовой и бесперикласовой фациями проходит на уровне 2,5 (±0,5) км [Шабынин и др., 1984].

Оптимальная температура образования магнезиальных скарнов малых глубин 780—860 °С.

Скарны формируются в щелочных условиях. Как свидетельствуют экспериментальные данные [Экспериментальное исследование..., 1986], слабокислые и тем более кислые растворы не могут приводить к формированию магнезиальных скарнов. Отмечаются изменение щелочности-кислотности среды и соответствующее изменение минеральных парагенезисов в направлении просачивания в зависимости от температуры. Все это свидетельствует о сложности и изменчивости параметров щелочно-кислотного поля в области магнезиального скарнообразования.

Магнезиальные скарны образуются инфильтрационным путем. В условиях, когда инфильтрационный поток флюидов незначителен, возникают маломощные зоны скарнов, а взаимодействие доломита с магмой приводит к диффузии магния и кальция в расплав.

Термодинамические расчеты и экспериментальные данные [Синяков, Дударев, 1971] свидетельствуют о том, что образование магнезиальных скарнов является эндотермическим процессом, поглощающим огромное количество тепла и требующим больших масс вещества, особенно кремнезема, глинозема и железа. Так, формирование магнезиально-скарновой зоны Леспромхозного месторождения (Горная Шория) мощностью 70 м сопровождалось привносом со стороны интрузии через поверхность контакта в 100 см² 630 кг кремнезема, 82 кг глинозема, 39 кг железа, т. е. 751 кг вещества. Привнос вещества сопровождался привносом от $6 \cdot 10^5$ до $9 \cdot 10^5$ ккал [Синяков, 1975].

С магнезиальными скарнами магматического этапа связано образование промышленных концентраций железа в виде магнетита в пироксено-

вых и форстеритовых скарнах. Магнетиту свойственны повышенные количества титана и соответственно вростки ильменита, а также шпинели в структуре распада и в виде межзерновых выделений [Синяков, 1986; Мазуров, 1985]. Характеризуется он также повышенной марганцовистостью (пирофанит). Количество магнетитовых руд магматического этапа в магнезиально-скарновых месторождениях трудно поддается учету из-за значительных постмагматических преобразований. В магнезиальных скарнах магматического этапа концентрируются также боратное оруденение, олово, золото. Часть рудного вещества, заключенного в скарновых минералах магматического этапа, высвобождается и дает промышленные концентрации при их позднейших преобразованиях.

Послемагматический этап начинается после начала застывания магматического тела вследствие прекращения интенсивного потока трансмагматических флюидов, приносивших достаточное количество тепла, чтобы предотвратить это застывание. Он характеризуется падением температуры со временем и сопровождается важными изменениями состава и свойств флюида. Растет кислотность растворов, уменьшается концентрация CO_2, увеличивается железистость и падает магнезиальность. С постмагматическим этапом связаны преобразования магнезиальных скарнов, развитие в них флогопитизации и магнетитового оруденения, наложение на магнезиальные скарны известковых скарнов, процессов кислотного выщелачивания.

Применение модели. Данная модель разработана применительно к группе магнезиально-скарновых месторождений малых глубин складчатых областей фанерозоя. Этим месторождениям свойственны следующие признаки.

1. Скарново-рудные залежи размещаются в доломитовых экзоконтактах гранитоидных интрузий и имеют преимущественно форму контактовых тел и столбообразных залежей. В случаях развития в доломитах экзоконтакта трещиноватости и дробления образуются штокверковые и жильные тела. Во многих случаях они пространственно сопряжены со скарнами непосредственных контактов.

2. Для скарновых зон характерна отчетливая зональность строения.

3. В приконтактовых частях интрузий обычно развиваются породы повышенной щелочности или основности.

4. Размеры скарново-рудных тел, как правило, небольшие.

Типичным представителем магнетитовых магнезиально-скарновых месторождений, возникших по ортомагматической модели, является *Леспромхозное месторождение* в Горной Шории [Синяков, 1961, 1975]. Оно приурочено к вертикальному контакту небольшого сиенитового интрузива с доломитами нижнего кембрия. Магнезиально-скарновая зона развита как в южном, так и северном контакте интрузива, имеет отчетливое зональное строение. На южном контакте: сиениты → пироксен-шпинелевые скарны (0—8 м) → монтичеллитовые скарны (8—70 м) → апопериклазовые бруситовые мраморы (50—130 м) → доломиты. Северная скарновая залежь имеет более сложное строение и состав.

Сиениты в контактовой зоне характеризуются неравномерно-зернистыми структурами, обладают повышенной щелочностью и некоторым увеличением глинозема, а в непосредственном контакте с магнезиальными скарнами и MgO. Контакты с магнезиальными скарнами резкие, отчетливые, наблюдаются апофизы сиенитов в магнезиальные скарны.

Рудная зона месторождений расположена вдоль северного контакта интрузива. На поверхность она не выходит, выклинивается в бруситовых мраморах, на глубину прослежена более 600 м, постепенно затухая книзу. В рудной зоне широко распространены магнезиальные скарны и развитые по ним апоскарновые породы и магнетитовые руды, известковые скарны. Здесь встречаются блоки бруситовых мраморов и доломитов. Из магнезиальных скарнов и апоскарновых пород в рудной зоне наиболее

широко распространены шпинель-пироксеновые, флогопит-пироксеновые и клиногумитовые скарны, магнетит-флогопитовые, магнетит-серпентин-клиногумитовые руды и породы.

Известковые скарны на Леспромхозном месторождении имеют небольшое распространение. Развиты они по сиенитам, дайкам сиенит-порфиров, замещают магнезиальные скарны.

Зональность в строении рудной зоны проявлена слабо; она затушевана здесь оруденением и последующими метасоматическими изменениями. Серпентиновые породы преимущественно распространены в верхних горизонтах, флогопитовые — в средней части, а клиногумитовые скарны — на нижних горизонтах рудной зоны и внутри нее. Для глубоких горизонтов характерны также известковые скарны.

В скарново-рудной зоне магнетитовые рудные тела занимают около 30 % ее объема, остальное приходится на скарны и доломиты. Руды пространственно связаны главным образом с флогопитовыми породами. По минеральному составу здесь преобладают флогопит-магнетитовые, клиногумит-магнетитовые, клиногумит-серпентин-магнетитовые и людвигит (ашарит)-магнетитовые руды. По содержанию сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит) выделяются магнетитовые и сульфидно-магнетитовые разности.

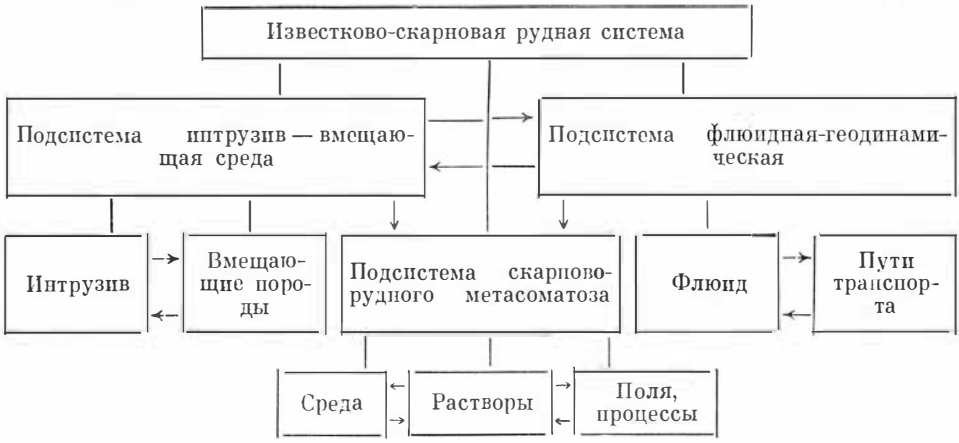
Леспромхозное месторождение сформировалось на глубине 1,5—2 км. Магнезиальные скарны являются синмагматическими метасоматическими образованиями по доломитам. Температура их формирования 730 — 860 °С. Магнетитовое оруденение двух этапов метасоматоза: магматического и послемагматического. Оруденение магматического этапа начинается в процессе образования магнезиальных скарнов и происходит одновременно и при тех же термодинамических условиях. Оно захватывало главным образом зоны форстеритового и пироксенового скарнов. Магнетитовые руды постмагматического этапа образовались в период превращения шпинель-пироксеновых и форстеритовых скарнов в флогопитовые и клиногумит-флогопитовые породы. Температура образования этих руд 580—440 °С. Людвигитовое оруденение связано с послемагматическим процессом. Известковые скарны являются послерудными образованиями. Были сделаны расчеты продолжительности периода формирования магнезиальных скарнов на месторождении [Синяков, Дударев, 1971]. Они показали, что мощная зона скарнов сформировалась здесь за относительно короткий промежуток времени — $3{,}4—17 \cdot 10^3$ лет.

Глава 3

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СКАРНОВО-РУДНОЙ СИСТЕМЫ

Эта модель рассматривает образование известково-скарновых месторождений, приуроченных к ореольным зонам плутонов, к их контакту с известняками и известковистыми породами. Скарново-рудные тела таких месторождений размещаются как в эндо-, так и в экзоконтактах интрузий. Метасоматические тела имеют зональное строение, скарны представлены высокотемпературными разностями. Зона рудоотложения имеет, как правило, небольшие размеры. Образование известково-скарновых месторождений связано с послемагматическими процессами; в магматический этап они не образуются — это одна из главных их генетических особенностей. Образование известковых скарнов происходит в интервале

2. Функциональная схема элементов известково-скарновой рудной системы



температур 740—400 °С, оруденение — 560—200 °С. Глубина формирования месторождений — 1,5—3 км от земной поверхности (давление 0,3—1,0 кбар). Длительность функционирования контактово-метасоматической системы определяется временем жизни магматического плутона.

Контактово-метасоматическая известково-скарновая система представляет собой сложную многоэлементную иерархически устроенную природную систему (схема 2).

Подсистема интрузив — вмещающая среда формирует необходимое для образования скарнов тепловое поле вокруг интрузива, осуществляет выход энергии и вещества в окружающую среду.

Флюидная геодинамическая подсистема в процессе своей работы генерирует флюид, определяет его концентрацию в определенных зонах и осуществляет транспорт вещества и энергии в подсистему скарново-рудного метасоматоза. Выходными параметрами ее являются состав, агрегатное состояние и температура флюида.

Подсистема скарново-рудного метасоматоза формирует скарновую зону и рудные залежи в ней. Общая модель ортомагматической известково-скарновой системы показана на рис. 6.

Перейдем к общему разбору выделенных подсистем и характеристике связей между ними.

Подсистема интрузив — вмещающая среда. Тепловая энергия гранитоидных плутонов в рассматриваемой модели играет главную роль. Магматические процессы в таких системах выступают в роли не только источника энергии, но и вещества в скарново-рудном процессе. Магматические тела вызывают высокотемпературный разогрев вмещающих пород, создают необходимый для образования скарнов и развития оруденения энергетический уровень.

В основу модели подсистемы интрузив — вмещающая среда положены следующие исходные данные (рис. 7). В осадочную толщу на глубинах 3—5 км внедрился гранитоидный расплав, образовав тело плитообразной формы. Он быстро прогревает вмещающие породы, так что через несколько тысяч ($2—5 \cdot 10^3$) лет с момента внедрения тепловое поле вокруг интрузива достигает своего максимума и система выходит на стационарный режим. Кристаллизация расплава сопровождается перемещением фронта затвердевания внутрь интрузива: у верхнего контакта скорость затвердевания несколько больше, чем у нижнего [Шарапов, Черепанов, 1986]. Время кристаллизации небольших интрузий ($3 \times 7 \times 3$ км), застывающих на малых глубинах, оценивается исследователями в сотни тысяч ($2—8 \cdot 10^5$) лет. Через $n \cdot 10^5$ лет интрузив полностью раскристаллизовывается и начинается его охлаждение как нагретого твердого тела. Через миллион лет температурное поле вернется в первоначальное состояние.

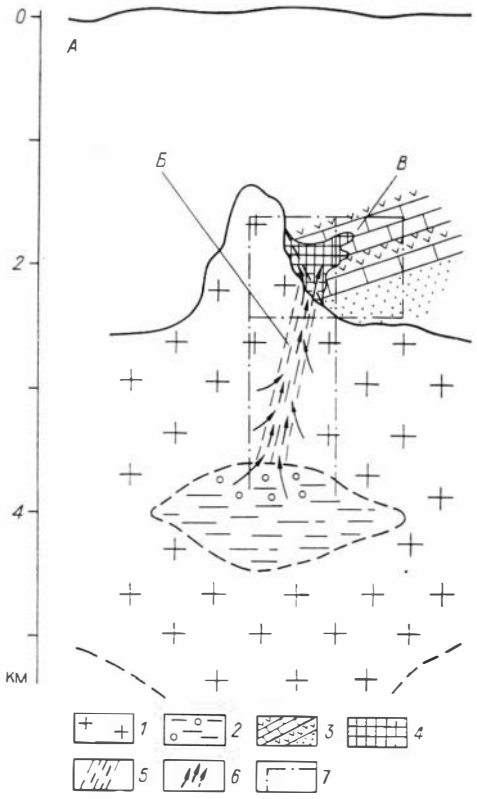


Рис. 6. Общая модель контактово-метасоматической известково-скарновой системы.

1 — закристаллизованный, но очень горячий гранитоидный интрузив; *2* — остаточный кипящий магматический расплав; *3* — вулканогенно-осадочная (с карбонатными породами) толща; *4* — известковые скарны; *5* — проницаемая зона; *6* — восходящий флюидный поток; *7* — подсистемы: *А* — интрузив — вмещающая среда, *Б* — флюидная геодинамическая, *В* — скарново-рудного метасоматоза.

Подсистема обеспечивает: а) создание в контактовом ореоле интрузии зоны нагретых до 500 — 700 °С пород, каждый кубический метр которых накапливает до $3—4{,}9 \cdot 10^5$ ккал (из расчета средней теплоемкости в интервале 500—700 °С — 500 ккал/(м³·град)); б) разогрев пород способствует увеличению их пористости, а охлаждение — развитию контракционной трещиноватости, что является одной из причин возрастания проницаемости пород; в) интрузив выступает как источник и область сквозного транспорта флюида и вещества к поверхности.

Когда же в зоне контакта остывающей гранитоидной интрузии могли существовать температурные условия, благоприятные для образования известковых скарнов, и как долго сохранялись эти условия? Чтобы ответить на эти вопросы, обратимся к графику динамики температур в системе интрузив — среда (см. рис. 3), составленному по количественным оценкам. Из него следует, что стометровая зона эндо- и экзоконтакта интрузива по крайней мере в течение нескольких десятков тысяч (до $35—40 \cdot 10^3$) лет находилась в области температур выше 500 °С и этот отрезок времени надо рассматривать как период возможного скарно- и рудообразования. Конечно, образование скарнов и отложение в них руд происходило и при температурах ниже 500 °С, но в этом случае необходимое для скарно- и рудообразования тепловое поле создавалось потоком высокотемпературных эндогенных флюидов.

Флюидная геодинамическая подсистема. Это одна из важнейших подсистем скарново-рудной системы, определяющая существование в интрузиве интенсивных и длительно действующих флюидных потоков, поставляющих энергию и вещество в области скарно- и рудообразования.

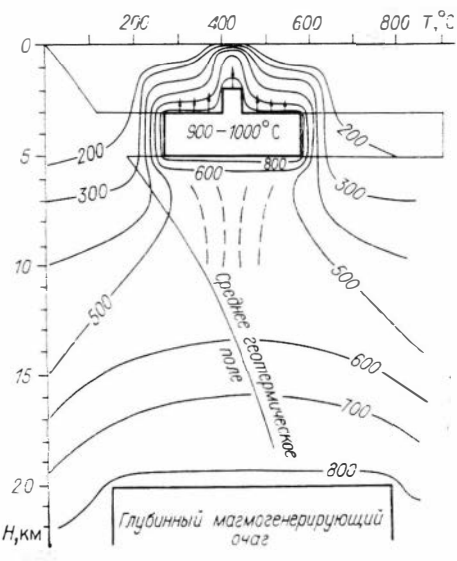


Рис. 7. Температурное поле, созданное во вмещающих породах внедрившимся гранитоидным расплавом в условиях малых глубин на момент выхода на стационарный прогрев ($n \cdot 10^3$ лет после внедрения; составлено по Ю. А. Аверкину).

Ее основными элементами являются флюид и пути (зоны) его транспортировки. Образование флюидной подсистемы начинается с момента отделения надкритического флюида от интрузива, а устойчивое ее состояние определяется прежде всего геодинамическими условиями. Под последними понимаются все изменения состояния системы, вызываемые воздействием внешних и внутренних природных факторов (геологических, термодинамических и др.).

Флюидная подсистема, как и любая система, имеет определенную структуру и соотношение своих функциональных частей: а) источник флюида, располагающийся на определенной глубине в интрузиве; б) вмещающую среду — магматические, осадочные и вулканогенные породы и в) проницаемую зону — ограниченную в поперечном сечении область пород, обладающих более высокой проницаемостью. Структура и геометрия подсистемы, ее физические параметры, прежде всего проницаемость, температура и давление флюида, его состав и др., конкретны для каждой скарново-рудной системы.

Флюидная геодинамическая подсистема — это открытая магматогенная система, в которой ведущей формой переноса флюида является фильтрация. Проявляется она в земной коре в виде струевого обособления высокоподвижного насыщенного энергией флюида. Источником флюида в данной модели служат магматические породы, представляющие собою нагретую капиллярно-пористую среду с порами, заполненными раствором, и остаточные очаги кислых расплавов в интрузиве. Отделение флюида осуществляется на глубинах 3—5 км от поверхности земли путем стягивания поровых растворов и вскипания расплава. Давление на фронте отделения принимается равным литостатическому (0,8—1,0 кбар). Протяженность фильтрующейся колонны по вертикали 2—5 км.

Ф л ю и д — надкритический водный газово-жидкий раствор с температурой 500—700 °С, насыщенный в отношении минералов магматических пород. Первоначальный состав магматогенного флюида неизвестен, но на основании изучения расплавных и флюидных включений в магматических породах, моделирования равновесного состояния фаз в магматических системах при давлении до нескольких кбар мы можем получить определенную информацию о нем. Главным компонентом флюида является вода (до 90—95 %), второстепенными — CO_2 (до 4—7 %), H_2 (до 0,5 %), HCl (до 0,25 %), N_2, O_2, S, а также SiO_2 (0,05 мол/л), Al_2O_3 ($n \cdot 10^{-4}$—10^{-2} мол/л), CaO, MgO и рудные элементы [Летников и др., 1981]. Он относится, как правило, к типу малоконцентрированных (до 5—15 мас.% по NaCl эквиваленту) и только, попадая в зоны скарново-рудного метасоматоза, в связи с нарушениями PT-условий становится высококонцентрированным (30—50 %) и даже гиперсолевым (расплав — раствор).

Состав отделяющегося от интрузива флюида во времени не остается постоянным. А. С. Калинин и В. В. Ревердатто [1980] путем математического моделирования показали, что в случае дегазации в системе расплав — H_2O—CO_2 на регрессивной стадии развития вначале происходит отделение флюида, существенно обогащенного углекислотой ($H_2O/H_2O + CO_2 = 0{,}1$—$0{,}3$), а после 10 тыс. лет идет плавное нарастание мольной доли воды во флюиде и последние его порции оказываются практически чисто водными ($H_2O/H_2O + CO_2 = 0{,}8$). И. Д. Рябчиков [1969, 1975], исследуя систему гранит — хлориды — вода, установил, что при охлаждении кислого расплава происходит одновременное выделение существенно водного газа ($X_{Cl} \leqslant 0{,}02$) и концентрированной водно-хлоридной жидкости ($H_{Cl} \geqslant 0{,}4$), причем обе составляющие обладают способностью интенсивно выщелачивать из пород кремнезем, глинозем, а также рудные элементы (железо, вольфрам, свинец, цинк, молибден и др.). Энергия надкритического флюида находится на уровне собственно магматического процесса (теплоемкость флюида 3000—4200 Дж/(кг·град)).

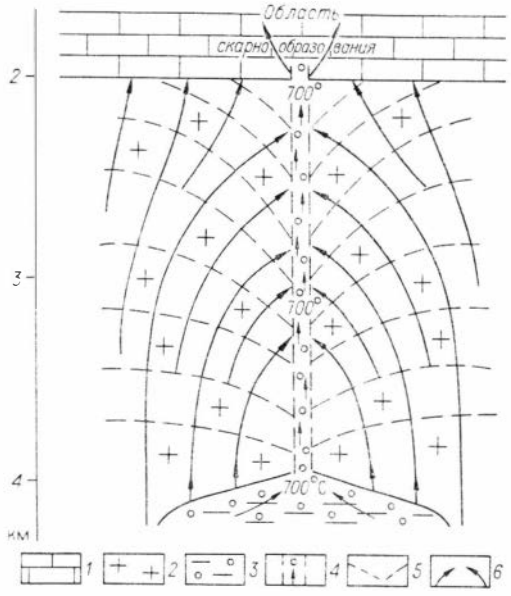


Рис. 8. Флюидная геодинамическая подсистема восходящего потока растворов, формирующая скарновые месторождения.

1 — известняки; *2* — гранитоид с межзерновым флюидом; *3* — остаточный очаг гранитоидного расплава, насыщенного летучими; *4* — дренирующая трещинная структура с нарастающей проницаемостью к верху; *5* — изобары гидродинамического давления; *6* — направление движения растворов.

Пути транспортировки. Движение флюида в интрузиве вызывается наличием вертикального температурного градиента, разностью литостатического и гидростатического давления, градиентом плотности растворов, повышенной пористостью зон, через которые фильтруется восходящий флюидный поток. Глубинные движения флюида подчиняются законам гидрогазодинамики.

Характер движения флюида в интрузиве зависит от пористости и трещиноватости пород. Как известно, пористые среды подразделяются на: а) изотропно-пористые; б) трещиновато-пористые и в) трещиноватые [Шейдеггер, 1960]. Поры в гранитоидах появляются в результате усадки при кристаллизации; трещинообразование связано с разрядкой термоупругих напряжений. Когда в породах интрузива не происходят тектонические подвижки и не образуются достаточно четко выраженные дренирующие структуры, движение растворов осуществляется в виде относительно рассредоточенных течений, использующих мельчайшие сообщающиеся каналы порового пространства и фоновую трещиноватость пород. Появление в интрузиве значительных тектонических разрывов, хорошо выдержанных зон трещиноватости пород приводит к концентрации в таких зонах флюида. Возникают мощные флюидные системы в виде восходящего потока растворов, который стягивается в зону повышенной проницаемости в его нижней части и дренируется в области ее выклинивания по восстанию. Вопросы строения и развития таких систем были поставлены и начали разрабатываться в 60—70-е гг. еще Г. Л. Поспеловым [1963, 1969, 1973].

Качественную схему функционирования флюидной системы можно представить в виде гидродинамической сетки фильтрации, построенной по результатам аналогового электрогидродинамического моделирования [Пэк, 1979; Пэк и др., 1986]. На рис. 8 видно, что даже при относительно небольшой разнице в проницаемости вмещающих пород и трещинной зоны (на схеме 1 : 150) отмечается отчетливое стягивание растворов в контролирующую трещинную структуру. Ширина области дренирования растворов трещинной зоной соизмерима с ее протяженностью по вертикали. Особенно интенсивно процессу стягивания растворов способствует увеличение проницаемости трещинной структуры снизу вверх, что наиболее характерно для природных условий.

Флюиды в подсистеме не только используют готовые трещинные структуры, но и сами формируют пути миграции растворов. При развитии в системе больших напоров ($\Delta P \sim 500$—600 бар) неизбежно возникают гидроразрывы. Активизирующую роль при этом могут играть сейсмические удары, аномальное газовое давление, связанное с фазовым расслое-

нием флюидов, взрывообразные процессы. Формирование сквозной проницаемости усиливается еще тем, что сам флюид усиленно растворяет породы в местах концентраций напряжений.

Внутреннее строение природных фильтрующихся колонн представляется крайне неоднородным как в плане, так и при вертикальном прослеживании. Хорошо проницаемые участки могут сменяться плохо проницаемыми, зоны брекчирования — тонкотрещиноватыми породами. Эта структурная и, как следствие, фильтрационная неоднородности осложняют реальную картину течения флюида, вызывают распадение единого потока растворов на отдельные струи, что приводит к формированию в рудном поле разобщенных участков скарново-рудного метасоматоза.

Основными факторами, обусловливающими теплоперенос флюидной системы, являются: проницаемость зоны фильтрации, температура флюида и его расход в источнике. Проницаемость определяет скорость фильтрации флюида, которая для ортомагматических флюидных систем оценивается исследователями в интервале 10^{-8}—10^{-11} м/с [Аверкин, 1987]. Пористые породы в зоне фильтрации всегда насыщены флюидом от источника до области скарнообразования. Фильтрация флюида является напорной. Если проницаемость в фильтрующейся колонне увеличивается к поверхности земли, то давление во флюиде в любой точке системы ниже литостатического. При наличии же участков с низкой проницаемостью давление во флюиде будет выше литостатического для этой части системы в 2—2,5 раза [Аверкин, 1987].

Тепловая эволюция системы зависит от переноса тепла горячим флюидом. Теоретически установлено, что низковязкие малоконцентрированные магматогенные флюиды в проницаемых зонах при отсутствии в них водоупоров могут образовывать за весьма короткие отрезки времени довольно мощные высокотемпературные системы с почти однородным распределением температуры по вертикали до нескольких километров [Аверкин, 1987]. Особенно высокие (до 700 °С) температуры создаются системами, где источником флюида служат остаточные очаги расплава, насыщенные летучими компонентами (см. рис. 8). В случае же дренирования флюидной системой поровых вод интрузивных пород температура флюида оказывается более низкой, соответствующей температуре глубинных частей остывающего интрузива.

Расход флюида определяется начальной концентрацией летучих компонентов в области сбора и динамикой их поступления в зону фильтрации. Поступление может быть непрерывным в случае дренирования поровых вод при высоком их начальном содержании в магматических породах и пульсационным при относительно низком начальном содержании в очаге при вскипании магмы. По данным Ю. А. Аверкина [1987], периоды пульсации могут быть продолжительными (достигать 10^3—10^4 лет). Для ортомагматических флюидных систем характерно отсутствие смешения магматического флюида с поверхностными водами во всем диапазоне глубин.

Таким образом, флюидная геодинамическая подсистема обеспечивает выход в область скарново-рудного метасоматоза энергетически насыщенного эндогенного флюида с температурой 700—500 °С, содержащего породо- и рудообразующие компоненты, в том числе мобилизованные им на путях транзита.

Подсистема скарново-рудного метасоматоза. Данная подсистема размещается на глубине 1,5—3 км от земной поверхности и составляет верхнюю часть общей скарново-рудной системы. Именно здесь осуществляется формирование скарнов и рудных залежей. Благодаря детальным исследованиям геологии, минералогии и геохимии многих известково-скарновых месторождений наши знания об этой подсистеме являются наиболее полными. Удалось вскрыть специфические особенности ее строения, по продуктам системы восстановить происходившие в ней процессы, изучить последовательную смену процессов во времени и разработать общую

генетическую модель скарно-рудообразования. Для количественной оценки многих физико-химических параметров скарно- и рудообразования большое значение имели результаты моделирования в экспериментальных условиях скарнообразования, термо-барометрические исследования газожидких включений, термодинамические расчеты равновесий скарновых минералов. Многие данные по проблеме генезиса скарновых месторождений получили наиболее полное отражение в журнальных статьях, монографиях, обобщающих работах последних двух десятилетий [Жариков, 1968; Экспериментальное исследование..., 1986; Перцев, 1971, 1977; Мазуров, 1985; Синяков, 1967, 1975, 1986, 1987; Скарновые месторождения, 1985; Чернышев, 1985; Александров, 1982; Шабынин, 1973, 1974, 1978; Мурзаев, 1974, Баклаев, 1973; Вахрушев, 1965; Овчинников, 1960; и др.].

Подсистема включает следующие основные элементы: а) геологическую среду (породы, структуры); б) минералообразующую субстанцию (подвижную фазу, растворы) и в) физические поля. Размеры подсистемы по площади соответствуют величинам скарново-рудных полей (0,5—10 км², редко более), а на глубину — вертикальной протяженности скарнов и оруденения. Подсистема открытая, поскольку она обменивается с внешней средой не только энергией, но и веществом. Функционирование подсистемы заключается в сложном взаимодействии комплекса элементов, приводящем к развитию в ней процессов метасоматоза с последовательным возникновением скарновых тел и рудных скоплений. Развитие подсистемы определяется геологическими условиями и физико-химическими параметрами и обеспечивается устойчивым поступлением в зону метасоматоза ювенильных флюидов из глубинных источников.

Геологическая среда. Для формирования известково-скарновых месторождений из геологических условий самыми важными являются: 1) наличие контактов карбонатных и алюмосиликатных пород; 2) расположение в зоне высокотемпературного контактового ореола активных интрузий; 3) нахождение их в участках фильтрации постмагматических растворов. Особенно благоприятны зоны непосредственного контакта гранитоидов с мраморизованными карбонатными породами, которые в условиях высоких температур скарнообразования и палеотектонических напряжений характеризовались развитием околоконтактовых пластических деформаций, а также согласных и секущих разрывов. Общая геолого-структурная позиция проявлений скарново-рудного метасоматоза в отличие от участков, не имеющих скарновых залежей, определяется более сложной и интенсивной складчатой деформированностью вмещающих пород, более сложной морфологией контактовой поверхности интрузивных массивов, интенсивным развитием разрывов различного масштаба, генетического типа и направлений, в том числе глубоко проникающих в интрузив секущих дизъюнктивов. Именно такая геолого-структурная обстановка присуща многим скарновым месторождениям, расположенным в различных геологических условиях.

Развитие метасоматических процессов в подсистеме определялось благоприятным сочетанием взаимосвязанных физико-механических и гидродинамических свойств пород (составом и строением, пористостью и проницаемостью, термоупругими свойствами и др.), меняющихся во времени в зависимости от *PT*-параметров процесса. Остывающие магматические интрузии играли роль не только источника тепла и растворов, необходимых для контактово-реакционного взаимодействия, но и источника вещества, необходимого для образования и оруденения скарнов. Известняки и гранитоиды выступали как исходная среда, участвующая в контактово-реакционном взаимодействии. Особенно важное значение в локализации скарнов и оруденения в них имели проницаемость и эффективная пористость пород. Совместно с высокопроницаемыми трещинными зонами пористые породы улавливали и перераспределяли потоки гидротермаль-

ных растворов, восходивших от кристаллизующегося магматического тела. В одних участках подсистемы создавались зоны интенсивной фильтрации растворов, в других — застойная обстановка.

Минералообразующие растворы. Флюидный режим подсистемы определялся составом флюида, его энергетическим состоянием давлением, кислотностью, поведением подвижных компонентов, а также концентрацией растворов, активностью CO_2, O_2, Cl и другими параметрами.

В данной модели фильтрующийся поток водного флюида имел своим источником глубинные зоны интрузива и был энергетически высоко насыщен. Представление о его составе получено путем изучения газожидких включений в скарновых минералах, по результатам экспериментального моделирования и расчетам равновесий с минеральными ассоциациями [Экспериментальное исследование..., 1986].

Установлено, что для образования известковых скарнов необходимо участие близнейтральных или слабокислых (pH = 6,5—7,0) хлоридных растворов типа NaCl, KCl, $CaCl_2$, $MgCl_2$. Общая хлоридная концентрация растворов колебалась от 0,01 до 2,0 мол/кг. Щелочные растворы, как свидетельствуют экспериментальные работы, были неблагоприятны для образования известковых скарнов [Там же]. Участие чисто водного или водно-углекислого флюида без дополнительной солевой нагрузки также не может вызвать известкового скарнирования. Величина активности CO_2, O_2 и концентрации растворов имела второстепенное значение. Мольная доля углекислоты во флюиде в период скарнообразования 0,2 [Там же].

Образование известковых скарнов во всех формационных типах скарновых месторождений осуществляется примерно в одном и том же температурном интервале — 740—400 °С; оптимальным температурным диапазоном скарнообразования нужно считать 640—450 °С. При понижении температуры происходили гнстерогенные изменения скарнов и рудоотложение. Физические свойства водных растворов, их вязкость и плотность, агрессивное состояние флюида определялись в основном температурой, давлением и концентрацией солей. В стадии скарнообразования преобладала газовая форма, существенно жидкое состояние флюид имел в период образования руд и в позднюю стадию. Ведущей формой переноса растворов являлась фильтрация по флюидопроводникам. Давление в подсистеме соответствовало литостатическому (0,3—1,5 кбар), хотя в отдельных участках могло значительно отличаться от него. Течение флюида по каналам переменного сечения, вытекание его из трещин в поровое пространство и дренирование трещинами флюида из пористых сред всегда вызывали локальные перепады давления.

Условия скарнообразования различались по режиму щелочей в скарнирующих растворах. В зависимости от величины химических потенциалов Na и K выделяются следующие фации щелочности известковых скарнов: 1) пироксен-плагиоклазовая (нормальная щелочность); 2) пироксен-скаполитовая (повышенная натриевая щелочность); 3) ортоклаз-гранатовая (повышенная калиевая щелочность) [Жариков, 1968]. Различаются также фации известковых скарнов в зависимости от активностей магния, железа и марганца (по составам образующихся пироксена, граната и эпидота). Характерна общая закономерность возрастания железистости в течение всего скарнового процесса.

Образование известковых скарнов происходит диффузионным (биметасоматическим) и инфильтрационным (контактово-инфильтрационным) путями. При диффузионном скарнировании перенос вещества осуществляется диффузией в поровом растворе. При диффузии движение вещества разнонаправленно, обычна встречная диффузия. На контакте карбонатных и алюмосиликатных пород вследствие различной активности кальция, кремния и алюминия в зоне встречной диффузии возникали зональные

контактово-реакционные скарны. Строение этой зональности зависело от температуры, глубинности, кислотности растворов, от величины химических потенциалов щелочей, магния и железа и условий диффузии инертных компонентов — кальция, кремния и алюминия.

Многочисленные опыты по экспериментальному моделированию процессов биметасоматического взаимодействия выявили ряд его особенностей [Экспериментальное исследование..., 1986]. Установлено, что строение и мощность зон зависят главным образом от общей кислотности растворов и температуры. Различная активность K, Na, Fe, Mg влияет на состав околоскарновых пород, на состав пироксена экзоскарнов. Подтверждена значительно меньшая диффузионная способность алюминия по сравнению с кремнием. Экспериментально были определены скорости разрастания зон биметасоматических колонок. Перенося эти данные на природные условия, можно подсчитать, что для образования биметасоматических тел мощностью 1,5—2 м требуется 70—90 тыс. лет [Скарновые месторождения, 1985]. Биметасоматическое скарнообразование практически всегда сопровождается инфильтрационными процессами.

Другой механизм образования известковых скарнов — инфильтрационный, когда скарны возникают в условиях переноса компонентов однонаправленным течением растворов по проницаемым средам (пористым и трещиноватым зонам). Транспорт вещества определяется не градиентами химических потенциалов, как при диффузии, а гидродинамическим градиентом. Высокотемпературные растворы, просачиваясь по мелким трещинам гранитоидов (или другой алюмосиликатной породы), выносят из них кремнезем и глинозем и, попадая в карбонатную среду, вступают с ней в реакцию взаимодействия. В результате сложных реакций, в которых участвуют привнесенные компоненты и компоненты замещаемой породы, образуются метасоматические тела скарнов. Среди инфильтрационных известковых скарнов различают две фации: а) апоизвестковую и б) апоалюмосиликатную. Морфологически выделяются инфильтрационные скарны жильные и трубообразные, фронтальные экзоскарны.

Инфильтрационные известковые скарны возникают в условиях меньшего температурного прогрева, чем главная масса биметасоматических скарнов. Метасоматические процессы в условиях фильтрации протекают быстрее, и образующиеся скарновые тела, как правило, имеют большую мощность. Контактово-инфильтрационный процесс также воспроизведен экспериментально.

Отложение рудных минералов в известково-скарновых месторождениях следует за скарнообразованием и происходит при более низких температурах. В одних месторождениях оруденение непосредственно сменяет скарновый процесс и развивается исключительно в пределах скарновых зон в условиях устойчивости скарновых минералов (сопутствующее оруденение). В других — рудные минеральные ассоциации связаны с более поздними процессами и сопровождаются разложением и замещением скарновых минералов амфиболами, эпидотом, хлоритом, кальцитом (отстающее оруденение). Формирование такого оруденения всегда происходит в условиях значительной тектонической активности.

К сопутствующему оруденению в известковых скарнах относятся многие магнетитовые руды. Отложение магнетита нередко начинается еще в то время, когда образование пироксена или граната еще не закончилось (температура 560—420 °С) и сопровождается перекристаллизацией и андрадитизацией скарнов. Рудная стадия от скарновой обычно не отделяется четким деформационным перерывом, и переход устанавливается по смене минеральных ассоциаций. Главной причиной сопутствующего оруденения скарнов является повышение кислотности растворов, что уже отмечается в конце известково-скарнового процесса образованием железистых пироксенов и гранатов.

К отстающему оруденению в известковых скарнах относится шеелитовое, молибден-шеелитовое и сульфидное (галенит-сфалеритовое, медное) оруденение, а также некоторые магнетитовые месторождения. Физико-химические условия образования отстающего оруденения определяются взаимодействием кислых растворов с основной средой скарнов в условиях значительной тектонической активности. Нейтрализация кислых рудоносных растворов — основная причина рудоотложения. Рудные тела и минеральные ассоциации отстающего типа всегда размещаются в зонах интенсивного метасоматического изменения скарнов, имеют, как правило, более низкие температуры образования, чем руды сопутствующего типа, и всегда связаны с разрывными нарушениями, распространяясь и за пределы скарнов. В зависимости от особенностей метасоматических процессов и интенсивности их проявления возникают разные типы оруденения. С кварц-полевошпатовым метасоматозом связано образование молибденит-шеелитовых (с сульфидами) руд — температура формирования такого оруденения находится в пределах 470—110 °С. Пропилитизация сопровождает сульфидное пирит-халькопиритовое и галенит-сфалеритовое оруденение (температура 400—120 °С). Березитизация и кварц-серицитовый метасоматоз, наложенные на скарны, приводят к образованию сульфидных месторождений, нередко с повышенной концентрацией золота.

Физические поля. Развитие подсистемы скарново-рудного метасоматоза сопровождается возникновением различных физических полей. Здесь активно проявляются поля тектонических напряжений, происходят интенсивные процессы тепломассопереноса и дифференциации вещества, развиваются тепловые, магнитные и электромагнитные, гравитационные и другие поля. И хотя эти физические поля в настоящее время еще достаточно не изучены, можно утверждать, что они оказывают непосредственное воздействие на течение процессов в системе.

Большое влияние на пространственное размещение скарно- и рудообразования оказывают палеотектонические поля деформаций и напряжений. Особо важную роль играют хрупкие деформации, создающие взаимосвязанные системы путей движения эндогенных растворов. Морфокинетический анализ структурно-геологических позиций большинства рудных полей скарновых месторождений показал, что во время минералообразования в них, как правило, преобладает локальное растяжение на фоне регионального сжатия [Баклаев, 1973; Чернышев, 1985; Фатхуллаев, 1981; и др.]. Исследователи скарновых месторождений Средней Азии пришли к выводу, что многие из них формируются в условиях воздымания рудоносных интрузивов, сопровождающегося развитием зон интенсивных пластических деформаций вдоль контактов гранитоидов с мраморизованными известняками. Именно в таких зонах происходило резкое увеличение эффективной пористости и проницаемости, что обусловливало стягивание растворов и соответствующую локализацию скарнов. Механизм этого контроля был разработан А. А. Пэком [Пэк, Чернышев, 1986].

Особо важное значение в подсистеме имеет тепловое поле, созданное магматическим телом, продолжительное время генерировавшим стабильный тепловой поток. За длительное время прогрева горные породы в зоне контакта с активным интрузивом накопили огромные запасы энергии, что привело к созданию здесь стационарного поля с температурой 500—600 °С. Стабилизация температурного поля способствовала длительному устойчивому существованию системы, определяла полноту процессов минералообразования, влияла на интенсивность и законченность метасоматических процессов, возникновение четкой зональности скарнов.

Непосредственные измерения теплофизических констант метасоматических пород, возникавших в области скарнообразования, обнаруживают в них значительные колебания параметров: теплоемкости, тепло- и температуропроводности [Дударев, 1975]. Одни зоны скарнов оказываются сложенными теплоемкими породами, и их можно рассматривать как теп-

ловые аккумуляторы; другие, сложенные породами с большой тепло- и температуропроводностью,— тепловыми проводниками. Такие различия в тепловых свойствах пород приводили к значительной дифференциации энергетического поля скарновой зоны и тем самым способствовали образованию в определенных участках рудных тел.

Процессы в области скарново-рудного метасоматоза во многих случаях сопровождались образованием естественных гравитационных, магнитных и электромагнитных полей со своими параметрами и величинами. Эти поля менялись во времени и пространстве. Лучше изучено магнитное поле на скарновых железорудных месторождениях. Работами С. С. Лапина [1976] показано, что магнитное поле, возникающее вокруг формирующейся залежи магнетита, его параметры во многом зависят от текстурно-структурных особенностей замещаемых пород, объемной концентрации магнетита и физико-химических условий процесса рудообразования. Морфология магнитного поля может испытывать изменения при наложении низкотемпературных процессов и проявлений тектоники.

Условия применения модели. Данная модель применима для объяснения генезиса известково-скарновых месторождений, обладающих следующими типоморфными особенностями.

1. Месторождения приурочены к зонам непосредственного контакта гранитоидных плутонов с известняковыми и известняксодержащими толщами. Скарново-рудные тела размещаются как в эндо-, так и в экзоконтактовых зонах интрузий.

2. Залежи известковых скарнов обладают метасоматической минеральной зональностью и образованы высокотемпературными пироксен-гранатовыми ассоциациями; размеры скарновых тел, как правило, небольшие.

3. Оруденение обычно сопутствующее. Изотермические условия скарнообразования приводят к тому, что во всех типах скарновых месторождений вертикальная температурная зональность в пределах зоны оруденения выражена слабо.

4. Морфология скарново-рудных залежей определяется элементами строения контактовой поверхности интрузивных тел, характером напластования пород, складками и осложняющими нарушениями. Обычны контактовые оторочки, штоки, гнезда, столбообразные залежи, короткие линзы. Не типичны пластообразные тела. Рудные залежи редко имеют крупные размеры.

Примеры месторождений, образовавшихся по контактово-метасоматической модели. Наиболее типично для этой модели *Ирбинское месторождение* в Восточном Саяне, детально изученное М. П. Мазуровым [Дымкин и др., 1975]. Оно приурочено к останцу кембрийских пород кровли многофазного габбро-диорит-гранодиоритового интрузивного массива. Скарново-рудная зона размещается в непосредственном контакте интрузива с вулканогенно-осадочными породами, представленными переслаивающимися известняками, эффузивами андезит-базальтового состава и мелкообломочными туфами. Морфология зоны определяется формой контактовых поверхностей интрузии, строением и составом вмещающих толщ, трещинной тектоникой и другими факторами. Форма и размеры скарновых тел весьма разнообразны: длина 1,5—2 км, ширина — 0,3—0,7 и мощность 0,1—0,2 км. Основная масса метасоматических пород образовалась по слоистым вулканогенно-осадочным породам и габбро-диоритам. Реликты этих пород сохранились в виде небольших неправильной формы блоков, окруженных рудами и скарнами. На флангах месторождения по слоистым туфопесчаникам, содержащим карбонатный материал, образовались тонкополосчатые скарноиды.

Скарново-рудная зона представлена в основном пироксен-гранатовыми скарнами, амфиболовыми и эпидотовыми метасоматитами и магнетитовыми рудами. Большинство скарновых залежей возникло в контактовых

зонах алюмосиликатных и карбонатных пород. Они образуют сложно построенные тела, в которых неоднократно чередуются четко выраженные элементарные метасоматические колонки (диффузионные). Состав гранатов зависит от состава замещенных пород. Наиболее глиноземистые разности отмечаются в пироксен-гранатовых апотуфовых скарноидах, а также слагают эндоскарновые зоны диффузионных скарнов. В инфильтрационных залежах, образованных по известнякам, гранаты существенно андрадитовые.

Рудные тела имеют сложную, приближающуюся к линзообразной, форму. Все они падают на запад, что отражает унаследованность первичных структур вулканогенно-осадочных пород. Резкие раздувы, чередующиеся с пережимами, многочисленные жильные ответвления, а также наличие внутри руд скарновых блоков создают неоднородность внутреннего строения тел. Текстурный облик магнетитовых руд обусловлен текстурами замещаемых пород. Широко распространены массивные, пятнистые, полосчато-прожилковые текстуры. Структура руд неравномерно-зернистая. Помимо главного рудного минерала — магнетита — руды содержат сульфиды: пирит, пирротин, халькопирит и др.

Формирование месторождения связано со становлением габбро-диорит-гранодиоритовой интрузии додевонского возраста. Реставрация геологического разреза перекрывающих толщ свидетельствует о том, что главная масса рудных тел Ирбинского месторождения образовалась на глубине 1,5—3,9 км от палеоповерхности. Известковые скарны возникли на месторождении в довольно широком температурном интервале: от 740 до 430 °С. Формирование промышленного магнетитового оруденения и сопутствующей ему гастингситовой минерализации осуществлялось при температурах не ниже 430—380 °С [Мазуров, 1985]. Отложение магнетитовых руд в известковых скарнах происходило метасоматически в результате растворения граната и пироксена либо перекристаллизации их с изменением состава.

Другим примером могут служить месторождения *Ауэрбаховско-Песчанской* группы на Урале [Геология СССР, 1973; Рудные месторождения СССР, 1974]. Наиболее крупное Песчанское месторождение приурочено к западному контакту Песчанского диоритового массива с осадочными и вулканогенно-осадочными толщами нижнего девона (известняки, туфопесчаники, туфосланцы и туфы с прослоями известняков) (рис. 9).

Скарново-рудная зона развивается вдоль крутого контакта известняков с диоритами. Интенсивному скарнированию подвергались как вулканогенно-осадочные (порфириты, туфы, известняки), так и краевые части интрузива. Здесь широко развиты пироксен-гранатовые и гранатовые скарны; по вулканогенным породам развиваются альбитизация и эпидотизация. Основное рудное тело — крутая пластообразная залежь, приуроченная непосредственно к контакту диоритов с известняками. Магнетитовые руды залегают в гранатовых и пироксен-гранатовых скарнах. Западно-Песчанская рудная залежь отличается повышенным содержанием халькопирита. Текстура руд массивная, полосчатая и пятнистая. Вблизи мощных скарновых зон в известняках отмечаются жильные инфильтрационные скарны, развивающиеся по системе пересекающихся трещин.

К этому же типу относятся *Турьинские* скарновые месторождения меди (Урал). Скарново-рудная зона месторождений приурочена к контакту известняков с интрузией габбро и гранодиоритов [Овчинников, 1948]. Скарново-рудные залежи имеют вид крутопадающих плитообразных тел непосредственно вдоль контакта известняков с интрузивом и пологих пластообразных залежей среди вулканогенно-осадочных пород. В непосредственном контакте развиты зональные тела скарнов: диориты → пироксен-гранатовые эндоскарны → гранатовые эндо- и экзоскарны → пироксеновые скарны → мраморизованные известняки. Среди руд по вещественному составу выделяются: магнетитовые, халькопирит-пирроти-

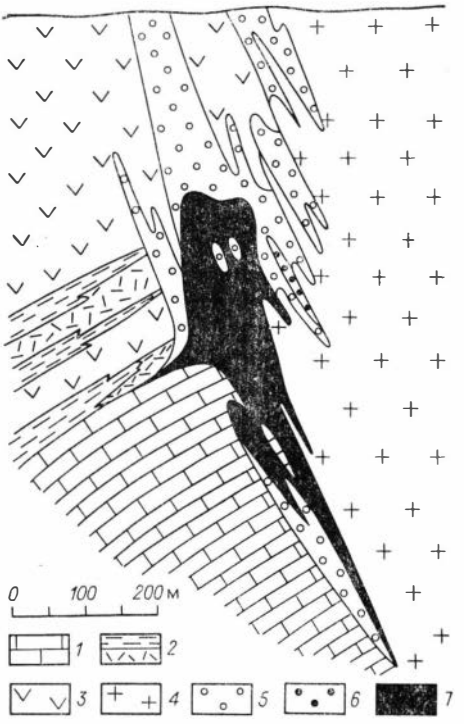


Рис. 9. Геологический разрез Песчанского месторождения [Геология СССР, 1973].

1 — известняки мраморизованные; *2* — слоистые туфы, туфопесчаники (*а*) и туфы порфиритов (*б*); *3* — порфириты; *4* — диориты; *5* — скарны гранатовые и пироксен-гранатовые; *6* — пироксен-гранатовые скарны с халькопиритом; *7* — скарново-магнетитовая руда.

новые и пирит-халькопиритовые. Магнетитовые руды в рудном поле Турьинских месторождений развиты слабо. Обычно это мелкие неправильные плитообразные и гнездообразные тела, приуроченные в большинстве своем к непосредственному контакту гранатовых скарнов с известняками. Магнетитовые руды образуются за счет замещения гранатовых скарнов. Стадия магнетитового оруденения следует непосредственно за образованием пироксен-гранатовых скарнов при высоких температурах, когда гранат и пироксен были еще устойчивы. Промышленное медное оруденение представлено сплошными пирит-халькопиритовыми рудами, образующимися за счет замещения пироксеновых скарнов экзоконтактов. Размеры и мощность скарнов определяют форму рудных тел.

Примером шеелитоносных известковых скарнов является *месторождение Ингичке* в Узбекистане. Скарново-рудные залежи здесь в основном размещаются вдоль пологой кровли гранитоидной многофазной интрузии с карбонатными породами силура и девона [Чернышев, 1985; Рудные месторождения СССР, 1974] (рис. 10). Морфология контактовых скарновых тел определяется элементами залегания контактовой поверхности интрузива. Наибольшая мощность характерна для скарнов, возникших в мульдообразных прогибах контактовой поверхности. Это в основном пологопадающие пластообразные тела, линзы, гнезда; крутопадающие скарновые залежи редки и приурочены к контактам даек (относятся к биметасоматическому типу).

В строении контактовых скарновых тел проявлена вертикальная зональность: биотитовые граниты → скарнированные граниты (пироксен-плагиоклазовая порода) → геденбергитовые скарны → кальцитовые мраморы. Контакты скарнов с мраморами неровные, извилистые; с гранитами — четкие или расплывчатые.

Основная масса скарнов представлена геденбергитовым типом, реже встречаются гранат-геденбергитовые скарны и продукты их изменения. Известны магнезиальные скарны, развивающиеся по доломитам, но распространены они относительно нешироко. Главная масса шеелитовых руд сконцентрирована в пироксеновых скарнах.

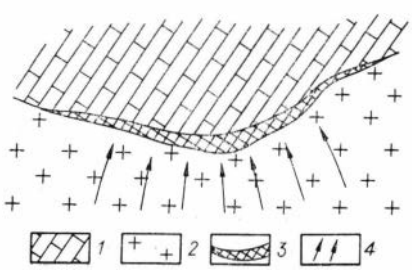


Рис. 10. Фронтальные залежи инфильтрационных известковых скарнов месторождения Ингичке.

1 — мраморы; *2* — граниты; *3* — контактово-инфильтрационные скарны; *4* — восходящий фронтальный поток растворов, концентрирующийся в мульдообразных прогибах мраморов, обладающих большей проницаемостью по сравнению с подстилающими их гранитоидами.

Рудная (шеелитовая) минерализация формировалась длительное время; наиболее ранняя — непосредственно с образованием пироксеновых скарнов; затем в период возникновения кварц-пироксен-шеелитовой ассоциации и, наконец, в связи с последующим кварц-амфиболовым (с полевым шпатом) изменением пироксеновых скарнов в локальных участках рудных тел. Помимо шеелитовых руд на месторождении имеется касситеритовая, редкая молибденитовая и сульфидная минерализации (в связи с разрывной тектоникой).

Контактовые инфильтрационные залежи скарнов месторождения формировались под воздействием восходящих фронтальных потоков растворов. Образование мощных скарновых залежей в мульдообразных прогибах контактовой поверхности гранитоидного массива с вышележащими мраморами определяется гидродинамическим стягиванием фронтального потока минерализующих растворов к замковым частям прогибов контакта (принцип А. А. Пэка) (см. рис. 10).

Глава 4

КОНВЕКТИВНАЯ МОДЕЛЬ СКАРНОВО-РУДНОЙ СИСТЕМЫ

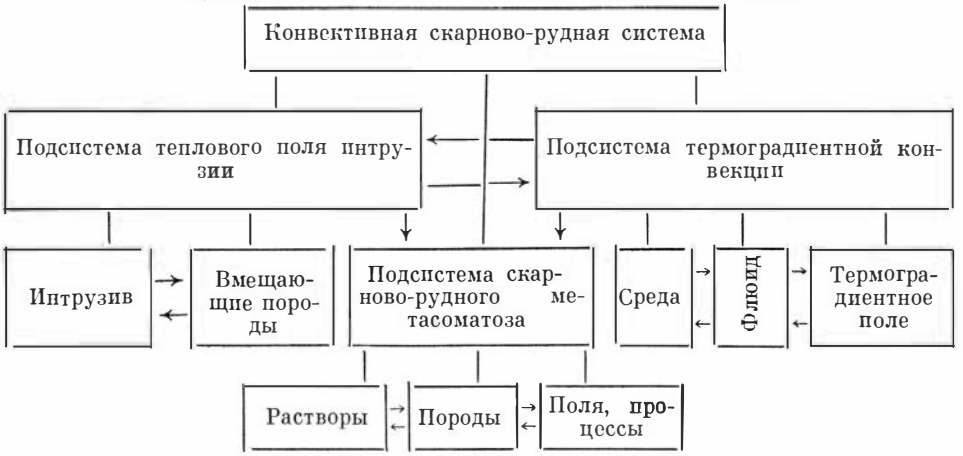
Многие железорудные и вольфрамовые месторождения, относимые к скарновой формации и залегающие в толщах вулканогенно-осадочных пород, обладают удивительно сходными чертами локализации, морфологии, близкими фациально-формационными признаками. Им свойственны следующие особенности: 1) большинство рудных залежей имеет стратиформный характер, отмечается литологический и стратиграфический контроль; 2) скарново-рудные залежи часто значительно удалены от контактов с активными интрузиями; 3) на многих месторождениях одновременно с близкой ассоциацией скарнов и руд наблюдается и их разобщение, трудно объяснимое эндогенным привносом вещества; особенно часто — в месторождениях, удаленных от контактовых зон; 4) скарны характеризуются весьма простым составом, в скарновых залежах отсутствует зональность, в рудовмещающих породах широко развиты процессы альбитизации и скаполитизации и др. Все это заставило многих исследователей (И. В. Дербиков, Г. С. Момджи, А. С. Калугин, И. С. Руткевич, Я. Н. Белевцев и др.) отказаться от контактово-метасоматической гипотезы образования скарновых месторождений и в качестве альтернативы выдвинуть вулканогенно-осадочную (с последующим метаморфизмом) концепцию их происхождения. Предлагаемая конвективная модель скарново-рудной системы позволяет по-новому решить проблему генезиса скарновых месторождений такого типа.

При построении конвективной модели мы исходили из следующих положений.

1. Геологическая среда представлена слоистой терригенно-карбонатно-вулканогенной толщей с неоднородной пористостью (проницаемостью), содержащей большие запасы седиментогенных поровых вод и рассеянное рудное вещество, возможно, даже в виде осадочных (вулканогенно-осадочных) рудных скоплений.

2. Вулканогенно-осадочные породы являются источниками растворов и рудного вещества. Общий химический состав пород отвечает стехиометрическому составу скарновой ассоциации. Участие в процессах эндогенных источников принимается минимальным (не более 5—10 %).

3. Функциональная схема структуры конвективной модели



3. Магматизм играет роль источника энергии, он осуществляет прогрев вмещающих пород до высоких температур, возбуждает конвективное движение поровых вод и обеспечивает энергией все идущие в системе процессы минералообразования.

4. Тепломассоперенос осуществляется с помощью тепловой гравитационной конвекции разогретых седиментогенных рассолов по проницаемым горизонтам (пластам, пачкам).

Структурная схема 3 модели включает в себя три подсистемы, отражающие взаимодействие физических полей и процессов, протекающих в системе. Связи между структурными элементами показаны стрелками. Подсистема теплового поля интрузии ответственна за энергообеспечение всех процессов в системе. Подсистема термоградиентной конвекции определяет создание в пластах повышенной пористости и проницаемости конвективного движения седиментогенных рассолов. Подсистема скарново-рудного метасоматоза обеспечивает развитие в пластах и пачках метасоматических и рудных процессов. Для продуктивной работы системы необходима согласованная деятельность всех ее подсистем и блоков. Общая модель конвективной скарново-рудной системы показана на рис. 11.

Подсистема теплового поля интрузии. Ранее при анализе ортомагматической и контактово-метасоматической систем была подробно рассмотрена динамика теплового поля, возникающего вокруг магматических масс, внедрившихся в осадочные и вулканогенно-осадочные толщи земной коры на глубинах 3—5 км. Было показано, что уже через несколько тысяч ($2—5 \cdot 10^3$) лет

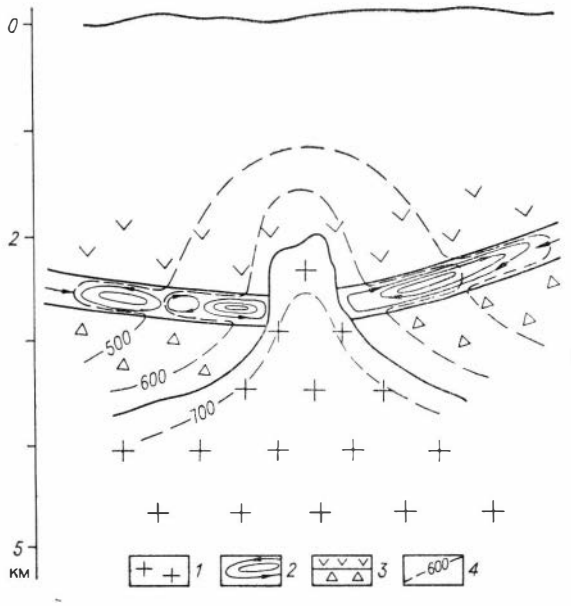


Рис. 11. Общая модель конвективной скарново-рудной системы.

1 — остывающий гранитоидный интрузив; *2* — конвективные течения поровых седиментационных вод в проницаемых пластах; *3* — водоупорные пласты; *4* — изотермы теплового поля интрузии (°С).

с момента внедрения расплава окружающие породы оказывались нагретыми до очень высоких температур. В непосредственном контакте температура пород достигала 700—600 °С, но по мере удаления от интрузии она закономерно уменьшалась с определенным градиентом. Высокие температуры в околоинтрузивном пространстве поддерживались достаточно длительное время — $2—8 \cdot 10^4$ лет, во все время кристаллизации расплава за счет фазовых процессов и конвекции. Наиболее благоприятные условия для метасоматоза в околоинтрузивном пространстве существовали 30—40 тыс. лет. Этого времени и того запаса тепловой энергии, которая поступала от магматических масс в окружающие их породы, оказывалось вполне достаточно, чтобы создать в проницаемых пластах конвективное движение поровых растворов и обеспечить энергией все идущие там процессы скарно- и рудообразования. Наиболее благоприятная обстановка для осуществления длительного прогрева и энергообеспечения системы создавалась при многократных внедрениях в один участок крупных магматических масс.

Подсистема термоградиентной конвекции. Конвективные системы формируются в пластах осадочных и вулканогенно-осадочных пород, обладающих повышенной проницаемостью и ограниченных сверху и снизу слабопроницаемыми толщами при наличии локальных тепловых очагов. Оптимальные глубины их развития — 1,5 —3,0 км от палеоповерхности. Процессы конвекции имеют сложный площадной характер и нередко охватывают области вокруг интрузий шириною до 2—3,5 км при распространении по вертикали на 0,3—1,0 км. Обязательными элементами конвективной системы являются гетерогенная среда, достаточная ее увлажненность и существование термоградиентного поля.

С р е д а. Для развития продуктивных конвективных систем наиболее благоприятны области пологих синклинальных структур и сводовые части брахиантиклинальных складок при размещении интрузивных тел в их ядерной части. Конвективные системы контролируются пластовыми структурами и стратиграфическими горизонтами, роль трещинных структур незначительная.

Горные породы, в которых осуществлялись тепловые гравитационные течения растворов, представляли собой капиллярно-пористые дисперсные среды, содержащие в себе подвижную жидкую фазу. Наиболее благоприятны для свободной конвекции слоистые терригенно-карбонатно-эффузивные толщи, содержащие пласты с высокой эффективной пористостью и проницаемостью, ограниченные слабопроницаемыми подстилающими и перекрывающими горизонтами. Именно по таким пластам и осуществляются конвективные течения растворов в форме замкнутых ячей. На одних месторождениях это были пачки туфогенно-карбонатных пород (известковистые туфы, туфоконгломераты с эффективной пористостью до 10—12 %), залегающие среди плотных диабазовых порфиритов; на других — лаво-пирокласто-осадочные пачки, обычно содержащие известняки; ритмично-слоистые туфопесчаники и туфогравелиты, подстилающиеся и перекрывающиеся порфиритами андезит-базальтового состава (Гороблагодатское месторождение). Мощности таких благоприятных для конвективного течения растворов толщ в конкретных случаях колебались от 300 до 1000 м, редко более. Не исключено, что в составе таких толщ были пласты (горизонты), обогащенные рудным веществом (в частности, железом, вольфрамом), которое позднее могло служить исходным материалом для формирования промышленных рудных скоплений.

Ф л ю и д. Важнейшим элементом конвективной системы является увлажненность пористой среды. Хотя существование конвективной циркуляции поровых растворов в термоградиентном поле возможно даже при существенно небольшом запасе свободной воды в породах, мощные конвективные системы возникают лишь в условиях высокой влагонасыщенности осадочных толщ.

В системе участвуют экзогенные воды, захороненные вместе с осадками — седиментогенная вода. Недра осадочных толщ изначально насыщены седиментационной водой. Содержание таких растворов составляет 150—200 л в 1 м³ породы [Богашова, 1987]. По источнику происхождения это воды морского генезиса, наследующие солевой состав древних бассейнов. Особенно активны рассольные воды хлоридно-натриевого состава, накопившиеся в породах в условиях лагунного осадконакопления в артезианских бассейнах. Примером таких структур, где возможно было накопление хлоридных рассольных вод в осадочных толщах, можно назвать Тургайский прогиб, впадину, где шло накопление верхнеюрских осадков Кавказа, вмещающую известное Дашкесанское магнетитовое месторождение.

В настоящее время никто не сомневается в той большой роли, которую играют в рудообразовании экзогенные воды [Павлов, 1975; Пухнаревич, 1986; Басков, 1976; и др.]. Имеется много данных о количестве, химическом и газовом составе минерализованных вод в осадочных толщах. Установлена вертикальная зональность подземных вод; на нижних горизонтах отмечаются хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциево-натриевые рассолы, ближе к поверхности — сульфатно-магниево-кальциевые солоноватые и углекислые воды. Концентрация растворимых солей в водах с глубиной увеличивается от 20—40 до 600 г/л и более. Так, средняя минерализация хлоридно-натриевых и хлоридно-кальциевых рассолов в нижнепалеозойских отложениях чехла Сибирской платформы составляет 320 г/л, а запасы воды в пластовых коллекторах достигают 80 млн м³ на площади 1 км². Эти рассолы постоянно обогащены K (до 10—15 г/л), Mg (до 5—10 г/л), Fe (до 1—3 г/л), Mn, Li, B, Sr и другими компонентами [Пухнаревич, 1986].

На состав седиментационных вод влияют состав морских осадков, изменение поровых вод под воздействием литификации, взаимодействие воды и породы, поверхностные воды. Повышенные температура и давление, возрастающие, как и солевые концентрации, по мере углубления в недра, способствуют извлечению ряда компонентов пород в раствор. Агрессивность таких высоконагретых экзогенных вод не отличается от агрессивности ювенильных гидротерм. Массовое растворение исходных минералов пород приводит к обогащению надкритических растворов (флюидов) кремнекислотой, хлором, углекислотой и рудными компонентами, входившими в осадочные породы. Особенно легко хлоридные растворы выщелачивают из пород железо, так что его концентрация в надкритических растворах могла достигать 5—70 г/л. Естественно, что в случае дополнительного разогрева седиментационных вод в околоинтрузивном тепловом ореоле существенно повышаются их рудоконцентрирующие возможности.

Нагретые экзогенные хлоридные воды помимо агрессивности обладают рядом свойств, имеющих важное значение в процессах скарно- и рудообразования. Они оказывают каталитическое воздействие, увеличивая тем самым скорости реакций скарнообразования на три порядка, а также заметно снижают нижние температурные границы таких реакций. Они способствуют комплексообразованию, значительно повышают транспортирующие свойства хлоридных растворов в отношении железа, свинца, цинка, меди и других тяжелых металлов. Учитывая высокую соленость глубокозалегающих подземных вод, С. И. Смирнов [1971] обосновывает вывод, по которому зона водяного пара в земной коре отсутствует и вода в ней существует и мигрирует в виде уплотненной жидкой фазы.

Таким образом, в формировании фильтрационно-конвективного течения растворов в данной системе участвуют огромные массы поровых седиментогенных вод вулканогенно-осадочных толщ, имеющие хлоридно-натриевый состав, высокую минерализацию (до 200 г/л и более) и параметры, сходные с параметрами ювенильных гидротерм.

Т е р м о г р а д и е н т н ы е п о л я. Тепловые аномалии, возникающие вокруг магматических масс, внедрившихся в породы верхних зон зем-

ной коры, характеризуются значительными градиентами температуры. Вблизи интрузий вмещающие толщи оказываются нагретыми до температуры 600—700 °С, а на удалении от них температура пород снижается до 200 °С и ниже. Именно наличие этого энергетического градиента вблизи интрузий и является первопричиной возникновения здесь конвективных течений растворов. Раз начавшись, конвекция флюидов продолжалась до тех пор, пока существовал градиент температуры, а породы содержали еще достаточное количество поровых растворов.

Известно, что области неоднородного нагрева являются зонами повышенной проницаемости и подвижности вещества, мобилизации и концентрации рудных компонентов. Об этом свидетельствуют геологические наблюдения и экспериментальные работы. Существование разнонаправленных конвективных перемещений холодных и горячих вод без их смешения подтверждается наблюдениями над движением вод по трещинам в кровле газифицируемых угольных пластов. Процесс конвективного теплообмена воды, заполняющей не трещины, а поры водонасыщенного пласта, выражен, конечно, слабее и протекает медленнее, чем в трещинных зонах, но само наличие его сомнению не подвергается. Фильтрация горячих вод над кровлей интрузива вверх и одновременное с этим проникновение холодных поверхностных вод к интрузиву установлены исследователями в областях активного вулканизма [Кононов, 1983]. Опыты с термоградиентным прогревом больших объемов горных пород в естественном залегании [Дударев и др., 1976] показали, что при длительном нагревании пород в зону максимальных температур непрерывно подсасывается влага из окружающих пород, а вместе с растворами — и рудные компоненты (Cu, Zn, Ni и др.). При этом их максимальные концентрации отмечаются в непосредственной близости от нагревателя.

Конвекционные потоки имеют разную направленность. В термоградиентном поле преобладают потоки жидкости и вещества, направленные против потока тепла (к интрузиву, нагревателю), но существуют и движения обратного направления. Областью развития такой конвекции являются высокопористые и хорошо проницаемые обводненные пласты пород, при этом большую роль в локализации флюидных потоков играют литологические экраны — слабопроницаемые породы почвы и кровли. Ведущее значение имеет горизонтальная или близкая к нему миграция флюидов.

Среди форм передвижения водного флюида в пористых средах следует выделять фильтрационную миграцию и молекулярную диффузию. В конвективно-диффузионной системе фильтрация проявляется в виде конвективных потоков растворов через взаимосвязанные поры и трещины. Молекулярная диффузия включает свойственные всем породам с капиллярно-пористой структурой термодиффузию и диффузию, вызванную градиентом влажности.

Для процесса фильтрации флюидов первостепенное значение имеют эффективная проницаемость вдоль линии тока и распределение ее в пространстве. Неоднородность пористости и проницаемости горных пород как по мощности, так и по простиранию водосодержащих толщ обусловливает неоднородность флюидных потоков.

Растворы в конвективной системе являются носителями тепловой энергии. Они переносят тепло от интрузии и, просачиваясь по пористым породам, отдают им тепловую энергию. А так как теплоемкость воды примерно в 5 раз превышает теплоемкость горных пород, то пути наиболее интенсивного перемещения растворов, проходящие по горизонтам легкопроницаемых пористых пород, оказываются и зонами максимального прогрева. Температура внутри системы зависит также от близости к интрузии. Температура и давление вместе с вещественным составом пористых обводненных пород определяют весь ход физико-химического развития скарново-рудного метасоматоза в конвективной системе.

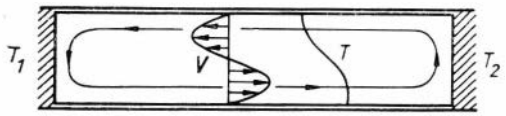


Рис. 12. Схема течения жидкости в горизонтальном слое, подогреваемом сбоку ($T_2 > T_1$); показаны профили скорости (V) и температуры (T) по толще слоя в сечении потока [Кирдяшкин, 1982].

Одним из сложных вопросов, возникающих при рассмотрении движения флюидов в пористых породах, нагретых магматическим теплом, является механизм течений и движущая сила переноса. Некоторую ясность в это может внести физическое и математическое моделирование [Кирдяшкин, 1982; Extremet et al., 1987; и др.]. Экспериментальными исследованиями [Кирдяшкин, 1982] установлено, что в горизонтальном плоском слое жидкости (длина слоя во много раз больше его мощности), ограниченном двумя жесткими поверхностями, под действием горизонтального градиента температуры формируется плоскопараллельное струйное течение. Вдоль нижней поверхности течение жидкости направлено в сторону нагревателя, вдоль верхней — в обратную сторону. В области вертикальных торцевых поверхностей поток изменяет свое направление на 180° (рис. 12).

Причиной тепловой конвекции, возникающей в горизонтальном слое жидкости при одностороннем нагреве, служат массовые силы из-за изменения плотности жидкости от температуры в гравитационном поле Земли (тепловая гравитационная конвекция, по А. Г. Кирдяшкину [1982]). Количество передаваемого тепла в горизонтальном слое жидкости зависит от ее теплоемкости, относительного размера слоя (отношение длины к мощности), мощности слоя и перепада температуры. Поскольку градиенты температуры вдоль пласта могут значительно меняться, общая конвективная система в температурном поле в природных условиях распадается на ряд локальных ячеек, тесно связанных друг с другом. Это хорошо было показано методом математического моделирования [Extremet et al., 1987] (рис. 13).

Опыты числового моделирования и экспериментальные данные [Moya et al., 1987; Inaba, 1984] двухмерной конвекции в плоскопараллельном слое при подводе тепла снизу показывают, что характер конвекции жидкости в пористой среде зависит от угла наклона пласта (рис. 14). В мощных пластах господствует одноячеистое движение независимо от угла наклона, а в маломощных пластах при углах наклона, близких к 0°, преобладает многоячеистая структура течения, при больших углах — одноячеистая; смена происходит примерно при угле 30°.

В плане конвективная циркуляция жидкости также распадается на множество ячеек, в каждой из которых имеется своя конвекция.

Таким образом, эксперименты и математическое моделирование дают основание предполагать, что в природных условиях конвективное течение поровой жидкости в пластах в термоградиентном поле происходило весьма сложно, распадаясь на множество подсистем как по мощности, так и в пл не.

Подсистема скарново-рудного метасоматоза. Область конвекции флюида в проницаемых породах одновременно представляет собой и зону проявления метасоматических процессов, приводящих к образованию различных метасоматитов, скарнов и руд. В отличие от ортомагматической модели, в которой зона скарново-рудного метасоматоза удалена от источника растворов и вещества на значительное расстояние, в конвективной модели эти два элемента практически совмещены. Важное значение здесь приобретают ближний привнос продуктивного вещества и местное перераспределение рассеянных компонентов. Процессы мобилизации поровых растворов, концентрирование в них рудных элементов, взаимодействие растворов с породами, образование метасоматитов и руд здесь сближены пространственно и во времени, и их следует рассматривать как

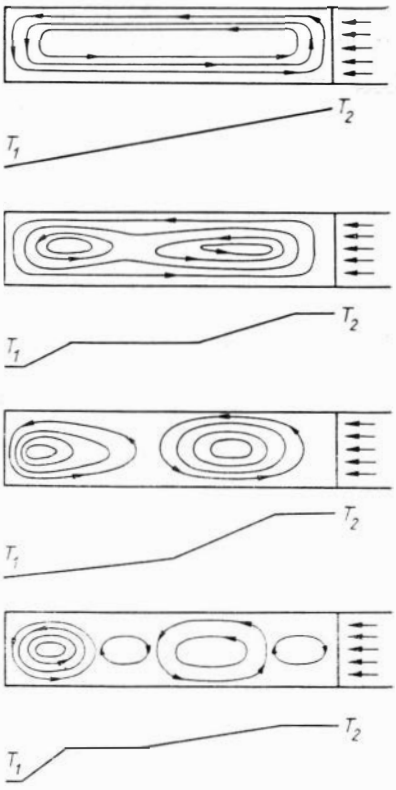


Рис. 13. Возможные картины течения поровых вод в проницаемых пластах в различных термоградиентных полях [по Extremet et al., 1987].

единый сложный процесс. В этом заключается одна из принципиальных особенностей скарново-рудного метасоматоза конвективной модели.

Формирование метасоматических пород и руд происходит в основном путем высокотемпературного преобразования вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород сложного кремнезем-глинозем-карбонатного состава на месте в среде активно действующих на них поровых растворов. Интенсивность этого процесса и полнота преобразования зависят от пористости и раздробленности пород. Здесь отчетливо проявляется возможность образования скарнов (скарноидов) без контактово-реакционного взаимодействия интрузивных пород и известняков и без участия постмагматических растворов.

Физико-химический характер процессов минералообразования определялся не только и не столько температурой и давлением в системе, сколько ее вещественным составом: составом пород, степенью минерализации и химическим составом поровых вод. Первостепенную роль в формировании высокотемпературных минеральных ассоциаций играли хлоридно-натриевые рассольные воды. Хлориды понижали температурные параметры реакций минералообразования, ускоряли их процессы. Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что в алюмосиликатных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах с высокой минерализацией поровых растворов развивались процессы хлоридно-натриевого щелочного метасоматоза, приводившего к интенсивной скаполитизации пород. В условиях высокой активности хлора пироксеновые и особенно гранатовые скарны не образовывались. В осадочно-пирокластических и осадочных толщах, обогащенных карбонатным материалом, поровые воды которых обеднены хлором и натрием, но обогащены кальцием, скаполитизация была обычно слабой и метасоматические процессы сопровождались образованием известковых скарнов.

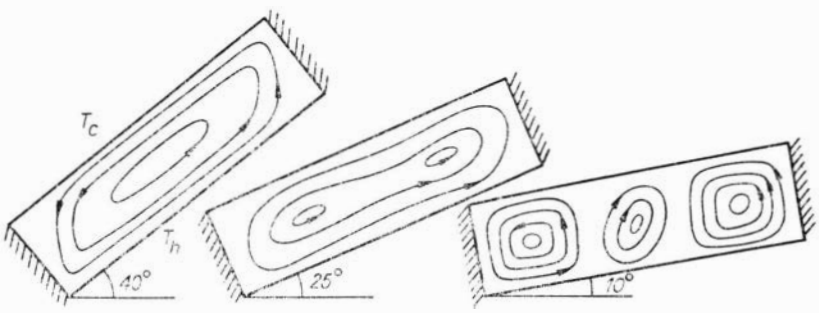


Рис. 14. Характер течения жидкости в пористых средах при различных углах наклона слоя (численное моделирование). T_c — холодная, T_h — горячая стенки [по Моуа et al., 1987].

Скаполитизация имеет площадной характер. Особенно ярко это проявлено на магнетитовых месторождениях, где мощность нацело скаполитизированных пород достигает 1 км при площади распространения их в плане более 10 км² [Скарновые месторождения, 1985]. Наиболее типичными и распространенными парагенетическими ассоциациями в рудовмещающих метасоматитах являются ассоциации пироксен + скаполит и скаполит + амфибол. Среди скаполитовых метасоматитов обычно отсутствует зональность. Скаполитовые породы можно рассматривать как своеобразные аналоги известковых скарнов.

Формирование скаполитовых метасоматитов происходит в том же температурном интервале, что и известковых скарнов. Кристаллизация скаполитов начинается при 700—680 °С с образованием пироксен-скаполитового парагенезиса. Следующая, более низкотемпературная, ассоциация скаполит + амфибол + биотит кристаллизуется при 520—420 °С. Заканчивается образование скаполитовых метасоматитов при 400—380 °С, когда вместо скаполита становятся устойчивыми альбит, анальцим и цеолиты [Мазуров, 1985]. Агрегатное состояние флюидов с концентрацией хлоридов до 40 % при указанных температурах было существенно жидкое.

В скаполитовых метасоматитах и скаполитизированных породах размещены залежи сплошных и вкрапленных магнетитовых руд. Связь процессов скаполитизации и магнетитового оруденения не однозначна. Начальные стадии скаполитизации сопровождаются растворением магнетита в одних участках и переотложением его в другие. А. М. Дымкин, М. П. Могилева [1967], Д. О. Онтоев [1956] и другие исследователи отмечают близкоодновременную кристаллизацию скаполита и магнетита. Этот факт послужил основанием для гипотезы о переносе железа хлор-натриевыми растворами в форме хлорацидокомплексных соединений [Калинин Д. В., 1962]. В большинстве случаев кристаллизация метасоматического магнетита происходит в уже сформированных скаполитовых породах [Мазуров, 1985].

Процессы скарнообразования, так же как и формирование скаполитовых метасоматитов, имеют площадный характер. Известковые скарны образуются в горизонтах терригенно-туфогенных пород, содержащих примеси карбонатного материала. Известняки и чисто алюмосиликатные породы при этом остаются совершенно инертными. Формированию скарнов способствовал благоприятный валовой химический состав карбонатно-туфогенных пород, близкий к составу шихты, необходимой для образования скарновой ассоциации минералов.

Минеральный состав скарнов довольно прост и однотипен. Обычно образуются диффузионные пироксен-гранатовые, гранатовые и эпидот-гранатовые разности с рудным минералом (магнетит, шеелит) или без него. Пироксен, наиболее ранний из скарновых минералов, замещается гранатом и эпидотом. Магнетит кристаллизуется либо одновременно с эпидотом и гранатом поздней генерации, либо несколько позже. Процесс образования метасоматитов завершается формированием хлорита, кальцита. Формирование пироксен-гранатовых и гранатовых скарнов происходило в интервале температур 650—500 °С при повышенной щелочности растворов. Оруденение (магнетитовое, шеелитовое) сопутствующее, располагается преимущественно в определенных зонах скарновых залежей. Интенсивному массовому магнетитовому оруденению подвергаются зоны гранатовых и в меньшей мере пироксен-гранатовых скарнов. Рассеянному вкрапленному оруденению подвергаются все другие типы скарнов и околоскарновых пород. Наряду с типичными метасоматическими породами — скарнами — в скарново-рудных зонах образуются роговики и полосчатые породы сложного пироксен-гранат-амфибол-эпидотового состава, которые правильнее называть скарноидами.

Особенности генезиса скарнов определяют стратиформность залежей и значительную их протяженность нередко маломощных скарновых зон вдоль слоев туфогенно-карбонатных пород, уходящих на 2—2,5 км от контактов интрузий и залегающих среди различных алюмосиликатных пород или известняков. Характерно, что вмещающие породы, лежащие над скарнами или под ними, несут лишь слабые следы изменений.

Условия применения модели. Скарновые месторождения, образующиеся по конвективной модели, характеризуются следующими признаками.

1. Они всегда располагаются в экзоконтактовых зонах интрузий, но в отличие от контактово-метасоматических рудные залежи часто бывают удалены от контакта на 3—4 км; по минеральным ассоциациям имеют все признаки «контактовых».

2. Благоприятными структурами локализации месторождений обычно являются синклинальные прогибы, крылья грабенсинклиналей, сводовые части пологих антиклинальных складок, вулканические постройки. Отсутствуют прямые связи с крупными и мелкими разрывами.

3. Обычны пластовая форма (пласты, линзы, слои) скарново-рудных залежей и наличие у них литологического и стратиграфического контроля. Скарновые тела даже при небольшой мощности протягиваются по простиранию нередко на 1,5—2,5 км, не меняя существенно мощности, состава и приуроченности к строго определенному стратиграфическому горизонту. Послойные метасоматические залежи чаще располагаются не в замках, а в крыльях складок. Нередко образуются многоярусные пластообразные залежи.

4. Метасоматические процессы и оруденение развиты на значительных площадях. Максимальное развитие скарновых залежей и наиболее мощное оруденение часто отмечаются не у самых контактов активных интрузий, а чаще в удалении от него на сотни метров и даже 1—2 км.

5. Внутреннее строение рудных зон сложное. Текстуры метасоматитов и руд массивные, полосчатые унаследованные.

6. Среди метасоматитов широко развиты продукты хлор-натриевого щелочного метасоматоза — скаполитизации. Скарново-рудные залежи не обнаруживают правильной метасоматической зональности относительно интрузивов. Часто чередуются или сменяются одни разновидности скарнов другими без видимой закономерности.

7. Оруденение связано с тремя минеральными типами метасоматитов: известковыми скарнами, продуктами хлор-натриевого щелочного метасоматоза — скаполитами и с эпидот-хлорит-амфиболовыми метасоматитами. Известково-скарновые рудные тела приурочены к карбонатно-вулканогенно-терригенным толщам. Месторождения скаполитового и амфибол-хлоритового типов размещаются среди андезит-базальтовых эффузивно-пирокластических толщ.

8. Месторождения часто имеют крупные размеры.

Примеры скарновых месторождений, образовавшихся по конвективной модели. По конвективной модели сформировалось большинство крупных и весьма крупных стратиформных железорудных и вольфрамовых месторождений. Связано это, вероятно, с тем, что основным источником железа и вольфрама при создании этих месторождений служили осадочные и вулканогенно-осадочные породы, накопившие эти металлы в период их образования. Конвекция и метасоматические процессы способствовали только их перемещению и концентрации. Типичным примером железорудных месторождений, сформировавшихся по конвективной модели, является *Дашкесанское месторождение* в Азербайджане [Кашкай, 1965]. Оно приурочено к пологой (8—10°) синклинальной складке слоистой толщи вулканогенно-осадочных пород средней и верхней юры, прорванной многофазной интрузией нижнемеловых габбро, диоритов, гранитов (рис. 15).

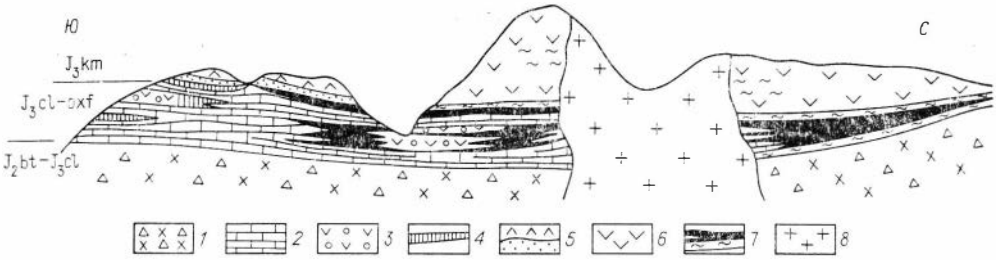


Рис. 15. Схематический разрез через Дашкесанское рудное поле (по Г. П. Корневу, из книги Ф. К. Шипулина [1968]).

1 — туфобрекчии и туфолавы кварцевых порфиров и порфиритов; *2* — известняки; *3* — туфобрекчии и туфопесчаники среди известняков; *4* — туфогенно-карбонатные породы; *5* — туфобрекчии, туфопесчаники, туфы порфиритов; *6* — покровы диабазов и диабазовых порфиритов; *7* — скарново-рудные залежи и роговики; *8* — интрузивные образования Дашкесана (габброиды, гранодиориты, лейкократовые гранаты) раннемелового возраста.

Рудовмещающей толщей являются туфогенно-карбонатные породы оксфорда — кимериджа. В нижней части это известковистые туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты; выше лежит толща известняков с линзами туфов, туфобрекчий с прослоями песчанистого известняка. Мощность толщи 100—150 м.

Надрудные отложения представлены мощной толщей плотных и довольно однородных диабазов, диабазовых порфиритов. Подрудная толща сложена мелкообломочными туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками с прослоями мергелей и глин.

Рудные тела представлены согласными с вмещающими породами пластообразными скарновыми залежами с магнетитом и гематитом, которые при мощности в 5—10 м протягиваются по простиранию нередко на 1,5—2,5 км, не меняя существенно мощности, состава и приуроченности к строго определенному стратиграфическому горизонту. Скарново-рудные залежи отчетливо тяготеют к грубообломочным туфогенным отложениям с примесью известковистого материала, залегающим на продолжении толщи известняков, в участках их выклинивания. Среди руд распространены существенно гранат-магнетитовые, эпидот-гранат-магнетитовые, магнетит-амфиболовые разности. Породы с дашкесанитом приурочены к местам выклинивания скарновых залежей и к контактам с вмещающими роговиками. Алунитовые и реже пирофиллитовые залежи расположены на флангах скарново-магнетитовых тел. Глубина формирования месторождения оценивается в 1—1,5 км (по мощности покровных отложений). Схематическая модель Дашкесанской скарново-рудной системы изображена на рис. 15.

Магнитогорское месторождение (Южный Урал) расположено в сводовой части пологой антиклинальной складки, сложенной осадочными и вулканогенными породами верхнего девона — нижнего карбона, прорванными гранитной интрузией. Восточное крыло антиклинали срезано сбрососдвигом [Геология СССР, 1973] (рис. 16).

Рудные залежи приурочены к нижнекаменноугольным отложениям в пределах узкого стратиграфического интервала (косьвинский и кипчакский горизонты нижнего визе). Характерна тесная связь оруденения со слоистой толщей терригенно-карбонатно-вулканогенного состава. Мощность рудовмещающей толщи 100—120 м; сложена она мраморизованными известняками с прослоями аргиллитов, диабазов и туфов. Подстилается толща пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми порфиритами андезитового и андезит-базальтового состава, перекрывается — андезит-трахитовыми порфирами, туфами и вулканическими брекчиями смешанного состава.

Интрузивный магматизм (магнитогорский интрузивный комплекс) проявлен в виде последовательных фаз внедрения: габброиды, диорит-

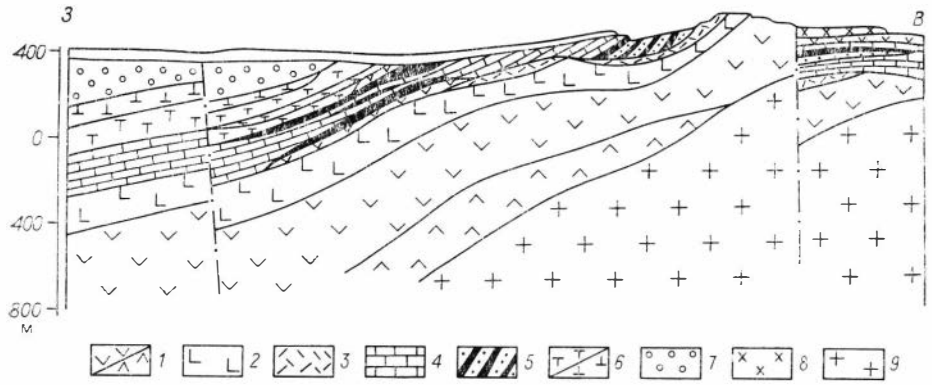


Рис. 16. Геологический разрез Магнитогорского месторождения [Вулканогенно-осадочные месторождения..., 1982].

1 — пироксеновые базальтовые и плагиоклазовые базальтовые и андезитовые порфириты; *2* — плагиоклазовые андезитовые порфириты; *3* — атачиты; *4* — известняки C_1t — v; *5* — магнетитовая руда; скарново-рудные переслаивающиеся залежи; *6* — туфы и вулканические брекчии смешанного порфирит-диабазового состава; *7* — туфобрекчии и туфоконгломераты; *8* — липаритовые порфириты; *9* — граниты.

граниты, граносиениты — щелочные граниты. Возраст интрузий — турне — намюр. Интрузивы представлены крутопадающими штокообразными телами с ограничивающими их плоскостями на глубинах 2,5—3 км.

Рудные тела имеют форму крупных и мелких пластообразных залежей, разделенных между собой прослоями роговиков и скарнов, залегающих согласно с вмещающими породами с падением на запад под углом 10—20°. Магнетитовые руды сопровождаются гранатовыми скарнами, которые обычно окаймляют рудную залежь. Текстура магнетитовых руд преимущественно массивная и пятнистая, реже прожилково-вкрапленная и полосчатая. Полосчатые текстуры руд сохраняют ориентировку, согласно с напластованием осадочных пород. Скарны гранатовые, пироксен-гранатовые с хлоритом, эпидотом образуют крупные пластообразные залежи среди известняков, замещая последние.

На рис. 17 изображена конвективная модель скарново-рудной системы Магнитогорского месторождения. Источником энергии всех процессов в системе служил многофазный гранитоидный интрузивный магматизм. Он вызвал прогрев окружающих пород до высоких температур (600—500 °С), создал в них термоградиентное поле и возбудил конвективное течение растворов. Конвекция флюидов была сосредоточена в лаво-пирокласто-осадочной толще мощностью 100—200 м, обладающей высокой пористостью, хорошей проницаемостью и большой водонасыщенностью. Эта толща была ограничена сверху и снизу плотными водоупорными толщами порфиритов. Нагретые рассольные седиментогенные флюиды, обогащен-

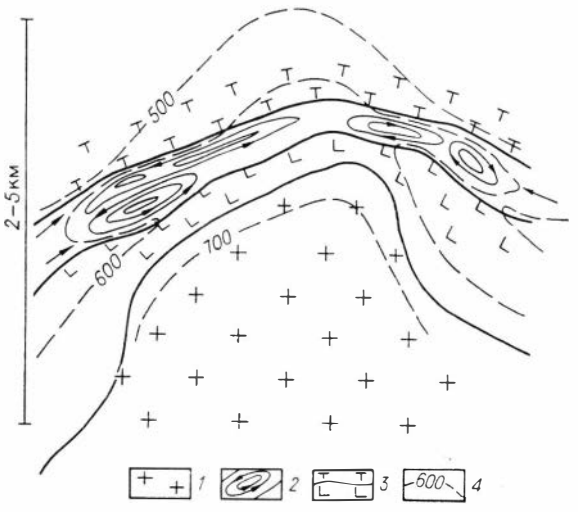


Рис. 17. Конвективная модель образования Магнитогорского магнетитового месторождения.

1 — рудогенерирующий интрузив; *2* — зона конвекции седиментогенных флюидов; *3* — толщи порфиритов, ограничивающих область конвекции; *4* — изотермы теплового поля интрузии (°С).

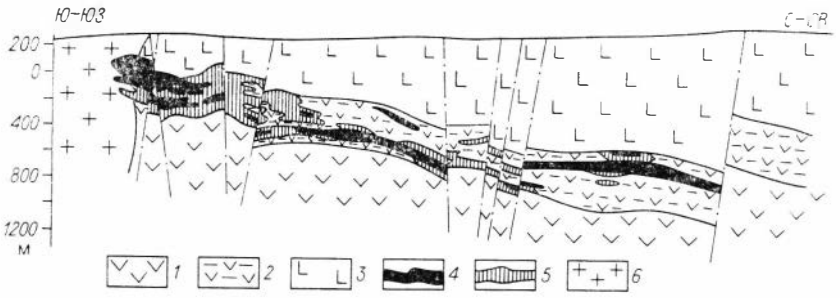


Рис. 18. Продольный геологический разрез Гороблагодатского месторождения [Вулканогенно-осадочные... месторождения..., 1982].

1 — порфириты базальтового состава (мысовская толща); *2* — продуктивная ритмично-слоистая вулканогенно-осадочная (гороблагодатская) толща верхнего силура, сложенная базальт-известняковыми туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, с отдельными потоками миндалекаменных порфиритов; *3* — порфириты базальтового состава гороблагодатской толщи и трахиандезитовые порфириты туринско-колясниковской толщи; *4* — магнетитовые руды; *5* — скарновые залежи; *6* — граносиениты, гранодиориты Кушвинского массива.

ные рудными компонентами, выщелоченными из вмещающих пород, свободно конвектировали по наиболее проницаемым зонам в осадочно-вулканогенной толще (обычно вдоль слоев) и преобразовывали их в различные метасоматиты (скарны, скарноиды), формировали магнетитовые руды. Оптимальные условия скарново-рудного метасоматоза и образование рудных залежей создавались там, где сочетался вулканогенный и карбонатный материал и были соответствующие физико-химические условия. Большая длительность конвективного процесса способствовала накоплению в зоне конвекции огромных масс магнетитовых руд.

Гороблагодатское месторождение (Урал) размещается в вулканических и вулканогенно-осадочных толщах верхнего силура в экзоконтакте Кушвинской диорит-сиенитовой интрузии [Геология СССР, 1973] (рис. 18).

Рудовмещающей толщей является горизонт мощностью 250—540 м ритмично-слоистых вулканогенно-осадочных пород (гороблагодатская толща), представленный чередующимися пластами базальт-известняковых конгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов, слоистых туфов, порфиритов. Подстилается рудовмещающая толща порфиритами базальтового состава (мысовская толща), а перекрывается — базальтовыми порфиритами повышенной щелочности с прослоям туфов.

Рудные залежи представляют собой четко выраженные пласты, реже неправильные линзы и залегают согласно с вмещающими породами, моноклинально погружаясь на восток под углами 20—30°. Подавляющее большинство скарново-магнетитовых залежей тяготеет к ритмично-слоистым пачкам, прежде всего к слоям туфогравелитов, переслаивающихся с туфопесчаниками, реже туфоконгломератами. Многие рудные тела на протяжении сотен метров имеют более или менее постоянную мощность. В плане форма рудных тел эллипсовидная, длинная ось вытянута в широтном направлении по падению скарново-рудной зоны. Некоторые рудные залежи удалены от контакта с интрузивом на 3—4 км. Скарновые руды имеют гранат-магнетитовый или гранат-эпидот-магнетитовый состав; по текстурным особенностям подразделяются на сплошные магнетитовые и бедные магнетитсодержащие скарны. Тип руд и околорудных метасоматитов полностью определяется литологическими особенностями первичного субстрата. В карбонатсодержащих пачках пород образуются преимущественно скарново-магнетитовые руды, окруженные скарнами. На участках исчезновения карбонатного вещества в этих же пачках локально проявлены ортоклаз и скаполит-магнетитовые руды с эпидотом, хлоритом, иногда гранатом. Рудные тела, как правило, занимают срединное поло-

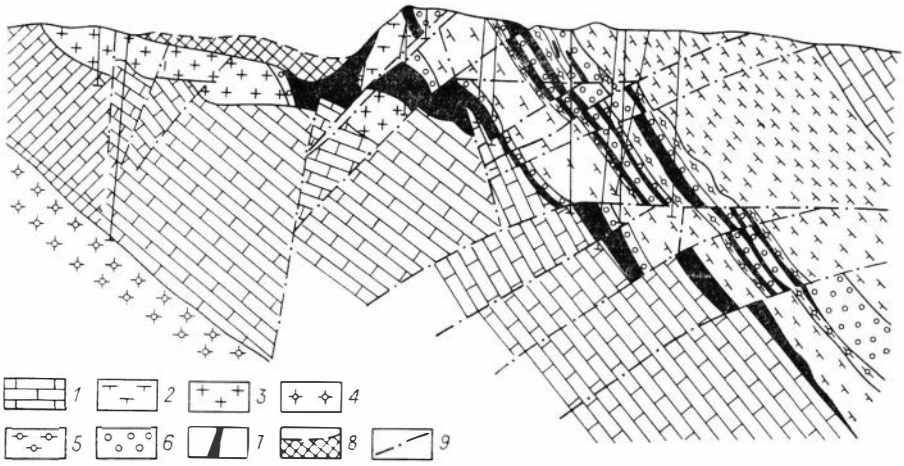


Рис. 19. Геологический разрез Высокогорского месторождения [по Баклаеву, 1973].

1 — известняки; *2* — пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы; *3* — щелочные сиениты; *4* — известково-щелочные сиениты; *5* — близ- и околоскарновые породы; *6* — скарны; *7* — магнетитовые руды; *8* — руды, отработанные карьером; *9* — разрывные нарушения.

жение внутри скарновой зоны. Объем скарновой зоны на месторождении намного превышает объемы рудных тел. Лишь в северной части месторождения зоны скарнов, вмещающих рудные тела, невелики, а иногда вообще отсутствуют. В верхнем рудном горизонте развиты пироксен-скаполитовые породы.

Глубина формирования Кушвинского интрузива 1,5—2 км. Нижний предел рудоотложения определяется в 3—3,5 км. Формирование Кушвинской интрузии сопровождалось возникновением во вмещающей вулканогенно-осадочной толще термоградиентного поля с высокими температурами в непосредственном контакте и постепенным ее снижением к периферии. Это тепловое поле возбудило в водонасыщенных толщах конвективную циркуляцию седиментогенных рассольных вод. Наиболее мощные конвективные течения возникали в ритмично-слоистых породах гороблагодатской толщи, характеризовавшейся повышенной водообильностью и послойной проницаемостью. Подстилающие и покрывающие толщу порфириты играли роль водоупоров. Нагретые до 500—600 °С хлоридно-натриевые седиментогенные воды выщелачивали из пород железо, кальций и другие элементы, переносили их по зонам повышенной послойной пористости, формируя в зависимости от литологического фона скарново-магнетитовое и скаполит-магнетитовое оруденение. Образовавшиеся залежи скарнов и руд имели пластообразную форму и согласное с вмещающими породами залегание. Во внутренней зоне интрузива возникали биметасоматические скарны и небольшие тела магнетитовых руд.

К типу конвективной скарново-рудной системы мы относим также *Высокогорское магнетитовое месторождение* (Урал). Оно расположено в экзоконтактовой зоне Тагильского диорит-сиенитового массива. Рудовмещающий комплекс имеет позднесилурийский возраст и состоит из вулканогенно-осадочных пород: известняков, туффитов, порфиритов андезито-базальтового состава и их туфов. Он подстилается мощной толщей брекчиевидных рифогенных известняков, а покрывается пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, туфами андезит-базальтового состава, известняками с прослоями туфов и порфиритов. Простирание пород северо-западное, моноклинальное, с углами падения 40—70°. Месторождение разбито большим количеством дизъюнктивных нарушений (рис. 19).

Оруденение сосредоточено в двух скарново-рудных зонах. Нижняя (Западная) расположена на контакте известковой толщи (именновская свита) с порфиритами (тагило-кушвинская свита). Верхняя (Восточная)

размещается среди вулканогенно-осадочных отложений тагило-кушвинской свиты. Промежуточная безрудная толща сложена слабометаморфизованными эффузивными породами мощностью 200—220 м. Обе скарново-рудные зоны залегают согласно с вмещающими породами.

Нижняя рудная зона имеет общую протяженность около 1300 м и включает девять рудных тел. В северной части рудные тела приурочены к контакту сиенитов, а в южной — к контакту известняков с туфами порфиритов. На контакте с сиенитами рудные тела имеют форму столбо- или штокообразных залежей. С удалением от сиенитов тела становятся пластообразными.

Верхняя скарново-рудная зона протягивается на 1,5 км и имеет мощность 100—160 м. Рудные тела имеют пласто-, реже линзообразную форму, залегают среди роговиков и скарнов, как правило, согласно с вмещающими их вулканогенными и осадочными породами.

Внутреннее строение рудных залежей сложное; сплошные магнетитовые руды перемежаются с бедными и безрудными скарнами. Минеральный состав руд и скарнов простой. Главный рудный минерал — магнетит (в зоне окисления — мартит); из сульфидов — пирит, халькопирит, значительно реже галенит, блеклая руда. Из нерудных минералов главными являются гранат, эпидот, кальцит, диопсид, реже кварц, апатит, амфиболы. Кроме магнетитовых руд выделяются руды с вкрапленностью халькопирита, борнита и пирита в магнетит-гранатовых и гранатовых скарнах.

В качестве примера вольфрамовых месторождений, сформированных по конвективной модели, можно привести *Сангдонг* — одно из крупнейших месторождений шеелитоносных скарнов, находящееся в Южной Корее [Klepper, 1947]. Приурочено оно к толще ороговикованных и скарнированных мергелей и песчаников кембрия (мощность 200 м). Рудовмещающая толща подстилается кварцитами нижнего кембрия, а покрывается известняками ордовика. Она имеет широтное простирание с падением на север под углами 15—30°.С Изверженные породы в рудном поле отсутствуют, и ближайший выход верхнемеловых гранит-порфиров находится в 4 км к востоку от месторождения.

Рудные тела залегают среди роговиков в форме пластообразных тел скарноидов и скарнов, обогащенных шеелитом. Установлено шесть рудных тел, главное из них имеет в длину 1500 м и мощность 4,5 м. Остальные пять прослежены в длину на 150—700 м и имеют мощность 0,4—7м.

Главное рудное тело состоит из роговообманково-биотитовых и диопсидовых роговиков, гранат-пироксеновых скарнов, скарноидов. Шеелит тесно связан с кварцем, биотитом, флюоритом, сульфидами (пирротином) и вместе с ними обособляется в виде линзочек и прослоев среди гранат-пироксенового скарна и диопсидовых роговиков. Отмечается зональность по мощности рудных тел. От периферии к центру рудных залежей последовательно сменяются зоны метасоматитов: скарны гранат-пироксенового состава (0,2—0,3 % WO_3), кварц-роговообманковые (1—2 % WO_3), кварц-биотит-хлорит-серицитовые (2 % WO_3) метасоматиты. Фланги рудных тел сложены бедными рудами. В центральной части рудных залежей из-за насыщенности кварцево-рудными жилками образуются богатые рудные столбы [Klepper, 1947].

Модель конвективной скарново-рудной системы месторождения Сангдонг сходна с аналогичными моделями железорудных месторождений.

Глава 5

ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ СКАРНОВО-РУДНОЙ СИСТЕМЫ

Различают два типа фильтрационных систем: А — с фильтрацией по разломам и трещинным зонам; Б — с фильтрацией в трубообразных брекчиевых структурах — трубках взрыва.

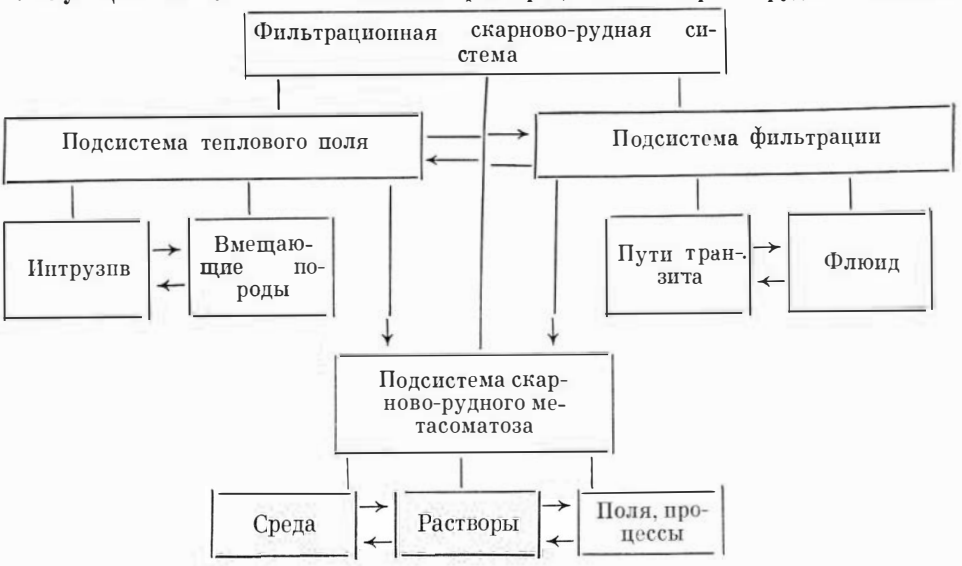
СИСТЕМЫ С ФИЛЬТРАЦИЕЙ ПО РАЗЛОМАМ И ТРЕЩИННЫМ ЗОНАМ

Наряду со скарновыми месторождениями, приуроченными к контакту интрузивных пород с известняками, образование которых может быть объяснено контактово-метасоматической моделью, а также скарновыми месторождениями, возникшими по конвективной модели, существует определенная группа известково-скарновых месторождений, характеризующихся пространственной удаленностью от материнских интрузий, формирование которых объяснить этими моделями нельзя. Обычно скарново-рудные тела таких месторождений располагаются в надынтрузивной области скрытых на глубине интрузивных тел, имеют форму неправильных пластовых, жилообразных или трубообразных тел, отчетливо тяготея к разного рода разрывным структурам. К этой группе принадлежат все скарновые свинцово-цинковые месторождения (Николаевское, Верхнее и другие в Южном Приморье; Алтын-Топкан и Кансай в Узбекистане, многие месторождения США, Мексики, Аргентины, Италии) [Генезис..., 1984].

В этих месторождениях скарново-рудный метасоматоз проявляется в карбонатных породах в узлах пересечения разломов, вдоль структурных и литологических контактов, на контактах даек с карбонатными породами. Преобладающий скарновый минерал — пироксен (геденбергит). Сульфидные минералы ассоциируют с пироксеном, а не с гранатом. Скарновые залежи характеризуются значительной протяженностью по вертикали, зональность в них слабая и заметна только вдоль их вытянутости. Геохимическая особенность месторождений состоит в отчетливом обогащении всех минералов марганцем, начиная от ранних скарновых и кончая низкотемпературными гидротермальными. Эти месторождения характеризуются относительно более низкими температурами образования скарнов и руд. В литературе такого типа скарновые образования описаны В. А. Жариковым [1968] для Западного Карамазара под названием контактово-инфильтрационных скарнов, а также в работах Е. А. Радкевич с соавторами [1960], П. С. Гарбузова [1984] и других по Южному Приморью.

Для объяснения условий формирования этой группы скарновых месторождений предложена фильтрационная модель. Фильтрационные системы образуются на небольших глубинах в связи в внедрениями малых интрузий при направленной фильтрации растворов. Для их формирования необходимо интенсивное развитие в районе разрывных нарушений. Скарново-рудные залежи формируются на значительном удалении от контактов интрузивов в интенсивно прогретых и хорошо проницаемых зонах, благоприятных для выведения из глубин растворов и их фильтрации. Способ переноса вещества в этой системе — однонаправленная фильтрация, отсюда и название систем.

4. Функциональная схема элементов фильтрационной скарново-рудной системы



Элементы системы. Общее соподчинение элементов, составляющих фильтрационную скарново-рудную систему, показано на схеме 4.

Модель фильтрационной скарново-рудный системы с фильтрацией растворов по разломам и трещинным зонам изображена на рис. 20.

Подсистема теплового поля. Особенности минерализации скарновых Pb—Zn месторождений, в частности проявления высокотемпературных ассоциаций на значительном вертикальном интервале вплоть до приповерхностных горизонтов, свидетельствуют о значительной прогретости скарновых зон. Однако большая удаленность этих месторождений от интрузивных тел не позволяет связывать этот прогрев только с тепловым полем интрузива. Высокий энергетический потенциал скарновых зон создавался, вероятно, не кондуктивным теплом интрузий, а локальным потоком высоконагретых флюидов, активно просачивающихся по этим зонам. О том, что такие зоны были весьма проницаемы не только для флюидов, но и для расплавов, свидетельствует многофазность проявлений интрузивной деятельности в этих областях как в виде малых трещинных интрузий, так и разновозрастных даек.

Таким образом, возникновение и развитие флюидных систем определялось главным образом благоприятным структурно-тектоническим фактором, обеспечивающим возникновение в надынтрузивной области зон повы-

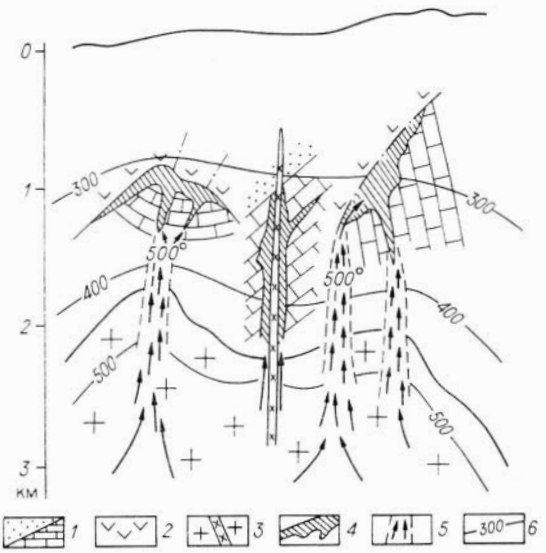


Рис. 20. Общая модель фильтрационной скарново-рудной системы (тип А).

1 — известняки и песчаники; *2* — вулканогенные толщи (порфириты; кварцевые порфиры и туфы); *3* — граниты, гранодиориты; дайки гранодиорит-порфиров; *4* — скарново-рудные залежи; *5* — зоны фильтрации флюидов (по разломам и вдоль контактовых поверхностей даек); *6* — изотермы теплового поля интрузии (°С).

шенной дробленности и повышенной трещиноватости. Тепло, необходимое для процессов скарнообразования, поступало вместе с фильтрующимся флюидом. Поэтому пути транзита растворов имели решающее значение в формировании и развитии флюидной системы.

Подсистема фильтрации. Флюиды, зародившиеся в интрузиве, прежде чем вызвать скарнообразование, проходят расстояние в несколько сотен метров — до 1,5 км. Путями транспортировки флюидов служат разрывные структуры — «канальные флюидопроводники» [Поспелов, 1969], которые позволяли флюидам относительно легко и быстро просачиваться на значительные расстояния от источника, сохраняя свою высокую температуру (400—600 °С) и реакционную способность к скарнообразованию. Об этом можно судить по приуроченности продуктов деятельности системы к четко фиксируемым зонам нарушенных пород. Скарново-рудные залежи располагаются в участках пересечения трещин, в участках усложнения морфологии разрывных нарушений, в столбах тектонических брекчий, вдоль контактных поверхностей даек. Фильтрационная система характеризуется односторонним перемещением восходящих растворов. Высокотемпературные растворы переносят компоненты (кремнезем, глинозем), заимствованные из пород по пути своего движения. Вступая в карбонатные породы, они реагируют с ними с образованием метасоматических тел известковых скарнов. Скарны максимально развиваются в зоне стволового растекания флюида. Растекание определяется системой трещинных зон и следует из ряда причин: вступления в область более проницаемых пород, растекания в стороны от главных флюидотранспортирующих структур, натекания потока на флюидоупор или экраны замедленного движения.

Источником флюида является остывающий интрузив. Однако в образовании флюидной системы, несомненно, принимают участие также вадозные воды, проникающие по трещинным структурам.

Подсистема метасоматоза. Эта подсистема отличается отдаленностью ее на многие сотни метров (до 1500 м) от контакта с интрузивом. Образование известковых скарнов происходит в постмагматический этап по карбонатным породам в результате реакционного взаимодействия насыщенных кремнеземом растворов с известняками. Скарны образуются вдоль разломов, секущих эти породы, или на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород. Причиной образования скарнов являются перепады T и P в местах растекания растворов, встречи с химически активными поровыми или другими растворами. Сложены скарны главным образом марганецсодержащим пироксеном, манган-геденбергитом, близ контактов с алюмосиликатными породами образуются гнезда, линзы с андрадитом, аксинитом, эпидотом.

Основная масса геденбергита формировалась на ранних стадиях процесса при 620—300 °С. Характерной особенностью образования инфильтрационных скарнов является также полное отсутствие переноса глинозема. Полиметаллическое оруденение происходило в кислотную стадию послемагматического метасоматоза при 440—190 °С. Особенности температурного режима метасоматических процессов обусловили существование двух температурных фаций апоскарновых полиметаллических руд [Жариков, 1960]: а) высокотемпературной пироксеновой фации и б) среднетемпературной актинолитовой фации. Высокотемпературное оруденение локализуется в наиболее прогретых участках вдоль благоприятных для фильтрации флюида трещинных зон. Отложение рудных минералов сопровождается перекристаллизацией обычно мелкозернистых геденбергитовых скарнов в более крупнозернистый агрегат, причем пироксен нередко дает идиоморфные вростки в рудных минералах. Отложение галенита и сфалерита сопровождается кварцем, кальцитом, андрадитом. Среднетемпературное полиметаллическое оруденение накладывается на пироксеновые скарны и сопровождается их полным или частичным разложением с замещением скарновых минералов кальцитом, кварцем, актинолитом

и эпидотом. Состав среднетемпературных полиметаллических руд не отличается существенно от руд, образованных в высокотемпературных условиях.

Признаки скарновых месторождений, образовавшихся по фильтрационной модели.

1. Это главным образом свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах, не обнаружившие непосредственной связи с интрузивами. Магматические тела находятся на расстоянии нескольких километров, или вообще интрузивные породы не выходят на поверхность.

2. Месторождения приурочены к разрывным структурам; скарновые и рудные залежи локализованы вдоль разломов, на пересечении разрывных нарушений, вдоль зон интенсивного дробления и рассланцевания, вдоль контактов даек с карбонатными породами, по структурным и литологическим контактам.

3. Форма рудных тел трубообразная, неправильная плитообразная с трубообразными ответвлениями, уплощенная столбообразная и жильная.

4. Преобладающим скарновым минералом является пироксен (геденбергитовые скарны).

5. Скарновые залежи характеризуются большой мощностью и вертикальной протяженностью; зональность в известковых скарнах проявлена слабо и заметна только вдоль вытянутости скарновых залежей.

6. Все минералы (скарновые и гидротермальные) обогащены марганцем. Геденбергиты содержат от 10 до 50 % йохансенитовой молекулы, распространены родониты, марганцевые амфиболы, ильваиты, хлориты, марганецсодержащие кальциты.

7. Свинцово-цинковое оруденение образуется в кислотную стадию метасоматического процесса. Сульфиды ассоциируют в основном с пироксеном, а не с гранатом и другими силикатами.

8. Скарны и руды характеризуются относительно низкими температурами образования.

Примеры месторождений, сформированных по фильтрационной модели — скарновые свинцово-цинковые месторождения Южного Приморья и Узбекистана.

Месторождения Южного Приморья (Дальнегорский рудный район): Верхнее, Советское-1, Николаевское и др. — однотипны по морфологии, составу и текстурным особенностям [Радкевич и др., 1960; Новое в геологии..., 1984[. Все они размещаются в карбонатных породах, для которых характерны повышенные дробленность и трещиноватость, в равной мере использующиеся интрузивными и гидротермальными производными. Месторождения приурочены к разрывным нарушениям различного масштаба. Рудные тела морфологически представлены уплощенными трубчатыми телами и линзообразными залежами в тектонических контактах алюмосиликатных пород с известняками (Верхнее, Советское-1 и др.); пологими пластообразными залежами, осложненными трубообразными ответвлениями (Николаевское), трубообразными рудными телами в известняках на пересечениях различных систем трещин (Верхнее, Советское-1 и др.).

Свинцово-цинковые руды связаны с пироксеновыми скарнами, сложенными крупными сфероидальными и лучистыми агрегатами манган-геденбергита. Основная масса пироксеновых скарнов сформировалась в раннюю стадию при температурах 600—400 °С. Ранние сульфиды (пирротин, арсенопирит, галенит) перекрывались во времени с образованием позднего геденбергита. Основная масса галенита и сфалерита отложилась при температурах 350—120 °С. В последнюю стадию при температурах 150—20 °С формировались минеральные друзы продушин — кварц, кальцит, марказит, флюорит, цеолиты. В вертикальном направлении крупнозернистый геденбергит с глубиной сменяется тонкозернистым, происходит общее снижение концентрации металлов и увеличение отношения сфалерита к галениту.

Генетическое своеобразие месторождений заключается в их малых глубинах формирования, верхние части рудных зон расположены в первых сотнях метров от поверхности, а корни опускались на значительную глубину. Однородность минерализации на большой площади и значительная протяженность по вертикали позволяют считать, что все месторождения Дальнегорского района имеют один общий источник рудоносных растворов, расположенный, видимо, на значительной глубине.

Примером скарновых месторождений с развитием известковых скарнов вдоль контактов разновозрастных даек с известняками является месторождение *Алтын-Топкан* в Узбекистане [Рудные месторождения СССР, 1974]. Месторождение приурочено к сильно нарушенному тектоническому блоку карбонатных пород среднего палеозоя. Последние разбиты густой сетью пересекающихся трещин, подчиненных Приконтактовому и Алтын-Топканскому разломам. Этот каркас трещин контролирует размещение разновозрастных малых интрузий и даек и ассоциированных с ними рудоносных скарнов. Рудоносные скарны локализуются на контактах даек с карбонатными породами или в известняках по трещинам северо-восточного и субширотного простирания. Среди них выделяются следующие структурно-морфологические разновидности: 1) линзообразные залежи на контактах даек и карбонатных пород; 2) линзы вдоль субширотных нарушений; 3) межпластовые залежи в карбонатных породах; 4) трубчатые тела на пересечении трещин различной ориентировки. Главная масса свинцово-цинковых руд сосредоточена в скарновых телах у контактов даек гранодиорит-порфиров с известняками. В верхних частях месторождения преобладают относительно низкотемпературные скарны пироксенового и родонитового состава, а на глубине распространены более высокотемпературные пироксен-гранатовые и гранатовые скарны. Полиметаллическое оруденение наложено на все разновидности скарнов; наиболее благоприятными для отложения галенита и сфалерита были пироксеновые скарны. На верхних горизонтах сосредоточены галенитовые руды, на глубине в рудах преобладает сфалерит, а еще глубже — халькопирит и магнетит. Глубина формирования верхней части рудных тел оценивается в 1500—1700 м, при этом значителен вертикальный размах оруденения.

СИСТЕМЫ С ФИЛЬТРАЦИЕЙ В ТРУБООБРАЗНЫХ БРЕКЧИЕВЫХ СТРУКТУРАХ — ТРУБКАХ ВЗРЫВА

Особый тип фильтрационных скарново-рудных систем составляют системы с фильтрацией в трубчатых структурах эксплозивного генезиса — трубках взрыва. В природе они встречаются редко; наиболее характерны для зон активизации платформенных областей, где обусловлены базитовым магматизмом, реже наблюдаются в складчатых областях в связи с кислой магмой. Как правило, эти системы имеют большую мощность и глубинный энергетический источник. Классическим примером таких скарново-рудных систем фильтрационного типа служат системы, сформировавшие оригинальные скарново-гидротермальные железорудные месторождения Ангарской провинции (Сибирская платформа).

Своеобразие этих месторождений заключается в следующем [Фондер-Флаасс, Никулин, 1988; Синяков, 1988]. Все они локализованы в вертикальных трубообразных брекчиевых сооружениях магматогенно-эксплозивного происхождения, прорывающих палеозойские образования осадочного чехла Сибирской платформы. Рудоносные структуры достигают крупных размеров в плане и 2—3 км по вертикали и объединяются в сближенные группы. Руды магнетитовые и магномагнетитовые метасоматические вкрапленной и брекчиевидной унаследованной текстуры обра-

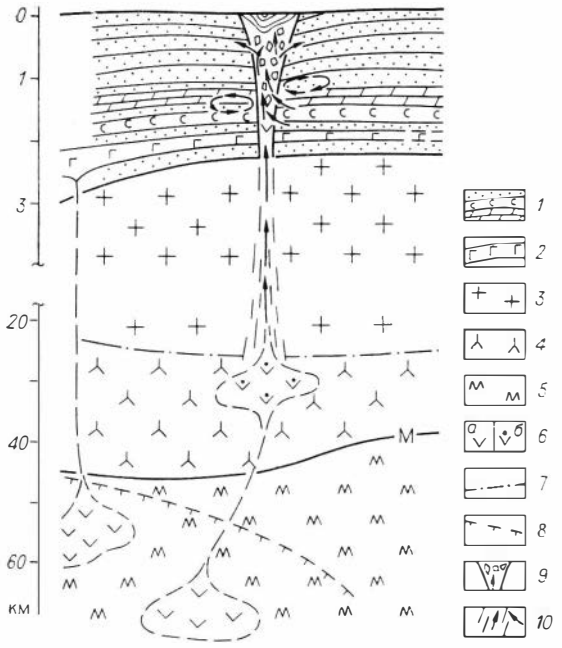


Рис. 21. Общая модель фильтрационной скарново-рудной системы в трубках взрыва — тип Б (использованы материалы Г. С. Фон-дер-Флааса и В. И. Никулина [1988]).

1 — осадочный чехол Сибирской платформы (песчаники, известняки, доломиты, каменная соль); *2* — Усольский долеритовый силл; *3* — гранито-гнейсовая зона земной коры; *4* — гранулито-базитовая зона земной коры; *5* — мантийный субстрат; *6* — очаги базальтовой магмы (*а* — первичные мантийные, *б* — промежуточный рудоносный); *7* — граница раздела гранитной и базитовой зон; *8* — положение астенолинзы горячей мантии; *9* — надочаговое диатремовое сооружение (трубка взрыва); *10* — приток глубинного тепла; направление фильтрации флюидов (глубинных и седиментогенных рассолов). М — граница Мохоровичича (8,2—8,6 км/с).

зовались в результате замещения магнетитом эксплозивных брекчий. На некоторых месторождениях встречается жильный тип руд. Выделяются руды с равномерно вкрапленным магнетитом, преимущественно в цементе брекчий, руды сетчато-прожилкового штокверкового типа, участки почти сплошной массивной руды. На месторождениях развиты известковые скарны и особенно эпидотовые, хлорит-амфиболовые, серпентин-хлоритовые и кальцитовые метасоматиты. На глубоких горизонтах распространены магнезиальные скарны. К необычным особенностям месторождений следует отнести присутствие руд с галитом (своеобразные галит-магнетитовые руды) и магнетитовых руд оолитовой текстуры.

Концептуальная модель фильтрационной системы данного типа изображена на рис. 21. В ней выделяются: а) подсистема глубинных магматических очагов, которая служит источником энергии; б) подсистема зоны фильтрации и в) подсистема скарново-рудного метасоматоза. Ниже мы рассмотрим взаимосвязи этих элементов на примере рудообразующей системы Ангарской провинции.

Подсистема глубинных магматических очагов. Большинство исследователей считают, что скарново-рудные месторождения Ангарской железоносной провинции генетически связаны с базальтоидным (трапповым) магматизмом — крупнейшим мантийным процессом, проявившимся на Сибирской платформе в конце перми — начале триаса. Одни из них в качестве источника энергии, обусловившей формирование рудовмещающих структур и магнетитовых руд, принимают трапповый силл, внедрившийся в толщу соленосных пород нижнего кембрия [Павлов, Пэк, 1979; Пухнаревич, 1986; Феоктистов, 1978]; другие видят источник энергии в верхней мантии [Вахрушев, 1985; Фон-дер-Флаасс, Никулин, 1988].

Критический анализ возможных энергетических источников питания рудно-магматических систем в трубках взрыва позволяет высказываться в пользу его глубинного источника. Силлы долеритов не могли создать зону высокотемпературного и длительного прогрева вмешающих пород. Вслед за В. А. Вахрушевым, Г. С. Фон-дер-Флаассом и В. И. Никулиным мы считаем, что проявление магматогенно-эксплозивных процессов и создание мощных фильтрационных скарново-рудных систем в Ангарской провинции необходимо связывать с фиксируемой глубинными сейсмическим и магнитотеллурическим зондированиями под Ангарской синеклизой частично расплавленной мантии — астенолинзы. Мощные теплоэнер-

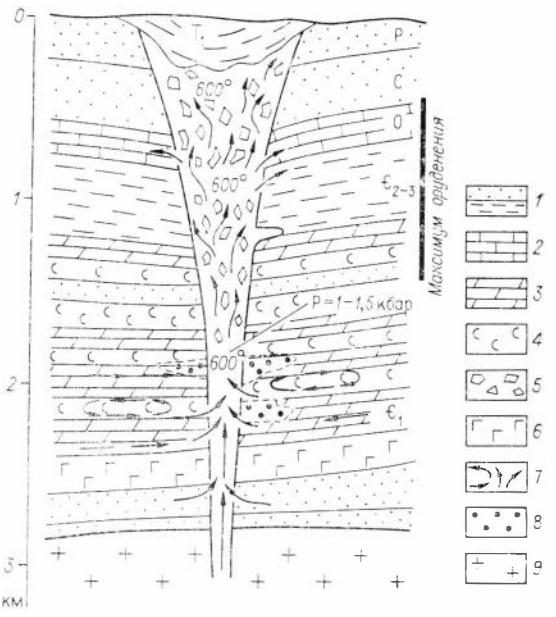


Рис. 22. Модель подсистемы фильтрации и скарново-рудного метасоматоза в трубках взрыва.

1—4 — осадочный чехол Сибирской платформы: *1* — песчаники, алевролиты, *2* — известняки, *3* — доломиты, *4* — соленосные отложения; *5* — внутритрубочная брекчия; *6* — долеритовый силл; *7* — направление фильтрации флюидов (глубинных и захороненных седиментационных рассольных); *8* — магнезиальные скарны и другие метасоматиты; *9* — кристаллические породы фундамента.

гетические процессы в верхней мантии обусловили генерацию субщелочной базитовой магмы, развитие в земной коре вторичных рудоносных магматических очагов с последующей интрузией расплава в верхний осадочный чехол, где за счет ее энергии были сформированы диатремы и возбуждены мощные фильтрационные системы.

Подсистема фильтрации. Место действия подсистемы — трубка взрыва в верхних этажах земной коры от глубины 2—3,5 км до поверхности. Это были открытые системы, сообщавшиеся с поверхностью (см. рис. 21). Создавались они одновременно с эксплозивным сооружением, возникавшим вследствие мощного прорыва газов и автобрекчирования при внедрении в разломную зону базальтового расплава. Процессы образования эксплозивных брекчий и их перемещение протекали очень быстро и были многократными. Большие скорости нагретых газов и флюидов в брекчиевом материале (по расчетам для аналогичных кимберлитовых трубок скорости газов достигали 4 м/с [Костровицкий, 1976]) приводили к разрыхлению и некоторому вспучиванию обломочного материала и, как следствие, к хаотическому распределению обломков осадочных пород и долеритов или к их расположению в виде отдельных струй внутри эксплозивного сооружения. Флюидизированный брекчиевый материал, находящийся под высоким давлением, способен был проникать в трещины, образуя эксплозивные дайки и жилы.

Гидротермальный флюидный поток локализуется внутри трубчатой структуры, где брекчиевые породы обладают высокой флюидопроводностью. Размеры фильтрационной системы определялись размерами трубчатого сооружения и могли достигать нескольких сотен метров в поперечнике и 2,5—3,5 км по вертикали. Представление о механизме функционирования такой подсистемы может быть получено путем рассмотрения ее простейшей модели — модели-трубки (рис. 22).

Флюиды проникали в недра системы из подкоровых зон по разломным трещинам и из вмещающих осадочных толщ верхних горизонтов. Боковые притоки рассольных вод из соленосных отложений нижнего кембрия обусловлены перепадом давлений газонасыщенных рассолов между внутренними частями фильтрационной системы и окружающими породами.

Из двух типов движения флюида — ламинарного и турбулентного — в брекчиевом пространстве трубчатого тела наиболее естественное — турбулентное. О явной ограниченности физических условий для существования ламинарного режима свидетельствует чрезвычайная редкость распространения параллельных текстур скарново-рудных образований в таких месторождениях.

Скорости течения флюида в канале трубки были значительны. Судя по современным гидротермальным системам, в кальдерах вулканов коэффициент фильтрации достигал 1—10 м/сут, а интенсивность фильтрации оценивается 100—1000 кг/(с·км²) [Кирюхин, Сугробов, 1987].

Быстрое движение флюида еще больше увеличивало флюидопроводность системы. Тепловая энергия в систему поступала вместе с нагретым до 600 °С флюидом и почти мгновенно выносилась вверх, что приводило к быстрому нивелированию температуры в системе почти на всем ее вертикальном протяжении. Фактическая температура в зоне фильтации, естественно, зависела от скорости, с которой тепло переносилось и терялось системой.

Тепловую мощность флюидных потоков можно оценивать по интенсивности выноса тепла (до 20—400 тыс. ккал/с) из кратеров действующих вулканов в периоды их межэруптивной деятельности [Кирюхин, Сугробов, 1987]. Тепловой режим системы поддерживается за счет глубинного теплового питания.

Подсистема скарново-рудного метасоматоза. Процессы скарнирования и рудообразования в фильтрационных системах трубчатого типа протекают иначе, чем в других скарново-рудных системах. Это объясняется высокой флюидопроницаемостью трубчатых брекчий, создающей благоприятные условия для активного взаимодействия растворов с породами; разнородным составом обломков (долериты, туфы, песчаники и алевролиты, известняки и доломиты), сцементированных мелкообломочным материалом такого же состава, создающим идеальные условия для протекания химических реакций между флюидом и обломочным материалом. Развитию мощных метасоматических процессов благоприятствуют также изотермические условия во всей системе, поддерживающиеся фильтрацией глубинного флюида. Метасоматические процессы были локализованы главным образом в трубчатом брекчиевом теле, однако на глубоких горизонтах, в области теплового воздействия долеритового силла, они развивались также во вмещающих карбонатных породах околотрубного пространства.

Скарны в фильтрационных системах данного типа не являются обычными эндо- и экзоскарнами, возникшими на контактах известняков с интрузивными породами. Здесь скарновые минеральные ассоциации образуются без контактово-реакционного взаимодействия карбонатных и силикатных пород — в результате кальциевого метасоматоза брекчий смешанного состава. Такие скарновые образования В. А. Жариков [1968] предложил выделять в особый тип автореакционных скарнов.

Метасоматическими преобразованиями были захвачены огромные объемы брекчивых пород трубок и породы, окружающие эти структуры, с образованием известковых и магнезиальных скарнов, эпидот-амфиболовых, хлоритовых, магнетит-серпентин-кальцитовых, кальцит-хлоритовых и других метасоматитов. Основные компоненты (Si, Al, Ca и Mg) в процессе метасоматоза заимствовались из местных пород брекчий и цемента, и миграция их носила локальный характер. С нарастанием интенсивности процесса метасоматоза происходил привнос Ca и Mg в основном в виде хлоридных кальциевых и хлоридно-магниевых рассолов. Железо поставлялось из двух источников. Основная его часть поступала извне вместе с рассолами, меньшая часть извлекалась из долеритов в пределах трубок взрыва при их глубокой метасоматической переработке. При таком механизме метасоматоза, с одной стороны, нивелировались химические характеристики пород, а с другой — затушевывалась последовательность метасоматических изменений. Зональность в строении скарновых залежей фильтрационного типа в трубках взрыва как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях обычно не устанавливается. Оруденение развивается главным образом на верхнем уровне и прослеживается в трубках на глубину 1500 м.

Структурно-текстурные особенности скарново-рудных образований определенно указывают на многоэтапность эксплозий и скарнового процесса. Каждая новая фаза активизации сопровождалась поступлением новых порций высоконагретых растворов с отложением минерального вещества. С этим, вероятно, связано необычное развитие магнезиально-скарновых ассоциаций на месте известковых скарнов пироксенового и гранат-пироксенового состава.

Одной из уникальных особенностей фильтрационных систем трубчатого типа является присутствие наряду со скарновыми рудными образованиями жильных тел, возникших в результате заполнения рудным веществом трещин разрыва.

Температурный режим формирования фильтрационной скарново-рудной системы в трубках взрыва, несмотря на относительную скоротечность развития процесса, отличался значительной сложностью. Это связано с многофазностью эруптивной деятельности (в рудных полях обычно присутствуют трубки взрыва не одной, а нескольких взрывных фаз) и, как следствие, с многоэтапностью метасоматического процесса. Присутствие среди метасоматитов магнезиальных скарнов, а среди руд широкое распространение магнетитов со структурами распада магнетит — шпинель указывают на высокие температуры (более 600 °С) формирования этих минеральных образований. Известковые скарны обычно относятся к пироксен-гранатовой фации [Жариков, 1968] и образовались при температурах 550—500 °С [Пухнаревич, 1986]. В формировании высокотемпературных скарнов и магнетитовых руд участвовал надкритический флюид.

В системах широко проявлены поздние стадии гидротермальных процессов с образованием эпидотовых и амфиболовых метасоматитов (400—350 °С), хлорит-серпентиновых пород (350—170 °С), сульфидной ассоциации (136—70 °С) и многочисленных жильных образований кальцита, кварца и других минералов. Происходили многократная перекристаллизация и переотложение магнетита с образованием различных минеральных парагенезисов, обычно с низкотемпературными минералами — серпентином, хлоритом, кальцитом (255—130 °С). Присутствие в растворах хлоридов заметно снижало температуры образования минералов и существенно повышало скорость их кристаллизации. Давление флюидов в фильтрационной системе трубок взрыва в активный период достигало 1050—1400 бар [Пухнаревич и др., 1988]. По термометрическим исследованиям флюидных включений в гидротермальных минералах установлено, что от высоких температур (420 °С) до низких (50 °С) минералообразование происходило из растворов-расплавов — 46,5—27,1 мас. % экв. NaCl (870—370 г/л) [Там же].

Глава 6

МЕТАМОРФОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СКАРНОВО-РУДНОЙ СИСТЕМЫ

Скарновые месторождения флогопита, магнетитовых руд и других видов полезных ископаемых, залегающие в докембрийских метаморфических комплексах щитов, составляют особую группу. Все они принадлежат к магнезиально-скарновой формации, характеризуются сложным строе-

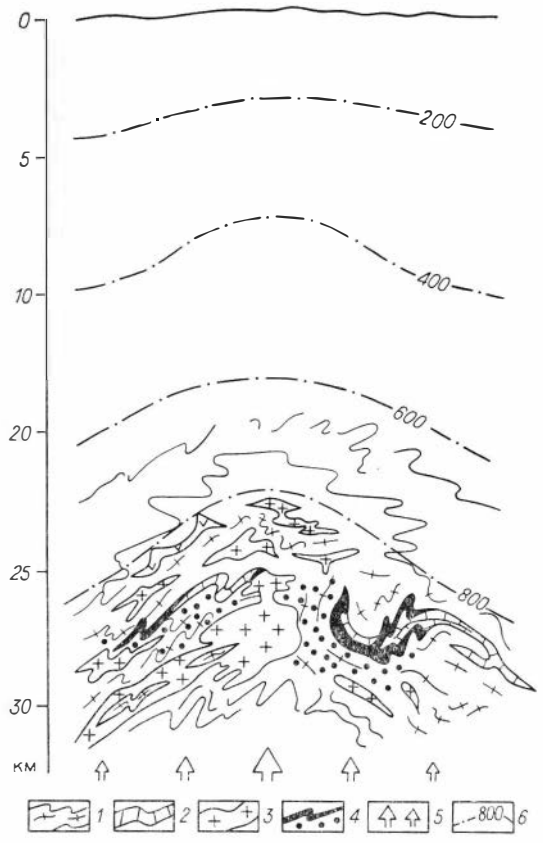


Рис. 23. Общая модель метаморфогенной скарново-рудной системы.

1 — кристаллические сланцы, гнейсы (амфиболитовая, гранулитовая фации); *2* — карбонатные породы (доломитовые и кальцитовые мраморы); *3* — гранито-гнейсы, мигматиты, граниты (область ультраметаморфизма и гранитизации); *4* — магнезиальные скарны; *5* — мантийный тепловой поток (величина значка отражает плотность теплопотока); *6* — изотермы теплового поля.

нием, длительным развитием и закономерной связью с региональным метаморфизмом, зонами метасоматоза, процессами гранитизации и магматизмом. Хотя по многим признакам (строению метасоматической колонки, минеральному составу и др.) такие месторождения сходны с магнезиально-скарновыми месторождениями складчатых областей фанерозоя, они все же обладают многими специфическими особенностями, заставляющими рассматривать их генезис как самостоятельную модель, которую мы называем метаморфогенно-метасоматической (рис. 23).

Для объяснения генезиса магнезиально-скарновых месторождений в древних метаморфических комплексах выдвигаются различные гипотезы. Одни исследователи считают рудоносные магнезиальные скарны продуктами регионального метаморфизма первичных осадочных и вулканогенно-осадочных образований [Сердюченко и др., 1960; Перваго, 1966; и др.]; другие видят причину в процессах формирования основного фронта — базификации при гранитизации [Судовиков, 1959; Михайлов, 1978]; третьи рассматривают эти месторождения в качестве скарновых [Шабынин, 1973; Перцев, 1977; Перцев, Кулаковский, 1988; Лицарев, 1962; Мурзаев, 1974].

Решение проблемы генезиса рудоносных магнезиальных скарнов в зонах регионального метаморфизма следует начинать с вопроса о возможности формирования рудоносных систем в ходе развития прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма. Известно, что процессы регионального метаморфизма связаны с завершающим этапом формирования складчатых областей, во время которого в земной коре развиваются сложные деформационные изменения, высокие температуры и давление. Все метаморфические и особенно метасоматические реакции в породах протекают в присутствии флюида. С метаморфизмом высоких фаций связаны мигматизация и гранитообразование, значительная миграция вещества. Все процессы развиваются за счет мощного мантийного теплового потока. Они очень энергонасыщены, сопровождаются отделением больших масс флюида и нередко многоэтапны. Поэтому есть все основания полагать, что в ходе регионального метаморфизма в локальных зонах могли создаваться благоприятные условия для формирования мощных и длительно действующих рудообразующих систем с развитием в последних процессов интенсивного метасоматоза и рудообразования. Для скарнообразования такие благоприятные условия создавались при гранитизации доломи-

тов в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Общая схема метаморфогенно-метасоматической скарновой рудообразующей системы показана на рис. 23, а ее сущность заключается в следующем.

Многочисленными исследованиями большого коллектива геологов-метаморфистов [Салье, 1983; Судовиков, 1959; Михайлов, 1973; и др.] показано, что в длительной истории развития щитов первичные породы претерпели весьма существенные преобразования, что в архейских и протерозойских метаморфических толщах распространены безрудные диопсидовые породы сложного состава. Их согласное залегание, выдержанная мощность, постепенные переходы в кристаллические сланцы не позволяют рассматривать их как скарновые образования. Это обычные метаморфические породы, возникшие на прогрессивном этапе за счет пород терригенно-карбонатного состава. С прогрессивным метаморфизмом, видимо, следует связывать возникновение пластов скарноидов, содержащих кроме диопсида всегда скаполит, шпинель, амфибол, флогопит. Они также являются безрудными породами, а возникновение в них промышленного флогопита всегда связано с более поздними процессами. Таким образом, в процессе регионального метаморфизма возможно образование скарноподобных пород, но не скарнов.

Образование магнезиальных скарнов в древних метаморфических толщах исследователи [Шабынин, 1973; Перцев, 1977; и др.] связывают с воздействием на доломиты трансмагматических растворов, которые вызывали мигматизацию и гранитизацию гнейсовых толщ, заключавших доломитовые тела, т. е. относят их к метасоматическим процессам прогрессивного этапа метаморфизма.

Гранитизация доломитов сопровождается образованием магнезиально-скарновой метасоматической колонки. На фронте продвижения гранитоидного расплава в сторону доломитов возникает следующий порядок зон [Шабынин, 1973]: зона пироксен-плагиоклазового состава → зона шпинель-фассаитового скарна → зона шпинель-форстеритового скарна → шпинель-форстеритовый кальцифир → доломитовый мрамор. Все зоны колонки с разрастанием процесса увеличивают мощность за счет доломитов. Примеры такой зональности магнезиальных скарнов, где эндоскарны отсутствуют, а экзоскарны относятся к инфильтрационному типу, можно найти в работах Л. И. Шабынина и Н. Н. Перцева по Центральному Алдану.

Скарнообразование при гранитизации, как считают указанные выше исследователи, не ограничивается только контактами, где граниты или мигматиты соприкасаются с доломитами. Трансмагматические флюиды, вызвав магнезиальное скарнирование на контакте с доломитами и пройдя через них, могут встретить на своем пути алюмосиликатные породы, например гнейсы. Теперь растворы воздействуют на гнейсы и изменяют их. В условиях высоких температур (750—850 °С) формируется новая магнезиально-скарновая колонка, являющаяся зеркальным отражением предыдущей: доломит → форстерит + шпинель → фассаит + шпинель → клинопироксен + плагиоклаз → гнейс. Замещение алюмосиликатных пород сопровождается привносом из доломитов магния и кальция, в то время как кремнезем и глинозем заимствуются из замещаемых пород. Пройдя гнейсы и встретив снова доломиты, флюиды (их уже с полным основанием следует считать метаморфогенными) могут вызывать новое скарнообразование. Так, в кульминационную стадию прогрессивного метаморфизма, в процессе гранитизации метаморфической толщи, содержащей чередующиеся пачки доломитов и гнейсов, все контакты между доломитами и алюмосиликатными породами окажутся скарнированными. Возникают мощные и сложные по строению магнезиально-скарновые зоны с экзоскарнами (по доломитам) и эндоскарнами (по алюмосиликатным породам.).

Термодинамические условия формирования магнезиальных скарнов магматического этапа определяются следующими параметрами [Перцев, 1977; и др.]: температура соответствовала температуре гранитизации (750—850 °С), общее давление составляло 6—7 кбар.

После формирования палингенных гранитоидов (аляскитовой гранитизации) и образования магнезиальных скарнов прогрессивного этапа метаморфизма на постмагматическом этапе магнезиальное скарнообразование продолжалось по контактам доломитов и алюмосиликатных пород [Шабынин, 1978; Перцев, 1977; и др.]. Однако эти процессы имели свою специфику. Они протекали, по-видимому, при некотором понижении температуры и при резком падении давления; состав флюида и его транспортные свойства стали иными, чем на этапе аляскитовой гранитизации. У кремнезема и особенно у глинозема и титана резко падают растворимость и способность к переносу флюидами [Шабынин и др., 1984]. Флюиды постепенно обогащаются K и Na, в них возрастает активность железа, повышается содержание фтора, бора, отмечается возрастание их окислительных свойств. Сами растворы и их потоки локализуются в наиболее проницаемых и трещиноватых зонах, вдоль контактов пород разного состава. Широко развиваются диффузионные процессы с одновременным образованием эндо- и экзоскарнов.

С постмагматическими (послемигматитовыми) процессами связаны различные преобразования ранних высокотемпературных магнезиальных скарнов этапа гранитизации, поскольку изменившиеся условия и иной состав флюидов приводят к неравновесности прежних минеральных ассоциаций. Шпинель-пироксеновые и шпинель-форстеритовые скарны под воздействием растворов повышенной щелочности (по калию) подвергаются флогопитизации; из фассаита выносится значительная часть заключенного в нем глинозема. С флогопитовой минерализацией сопряжены также минералы группы гумита, развивающиеся по форстериту. При Na — Cl специализации флюидов образуются сине-зеленые роговые обманки [Шабынин, 1973]. Как указывает Н. Н. Перцев [1977], температурный режим этих процессов соответствовал 700—550 °С, общее давление — 4—5 кбар.

Послемагматические жильные скарны магнезиально-скарновой формации получили широкое распространение лишь в алюмосиликатных породах, что, очевидно, было связано с малой растворимостью кремнезема и глинозема (в сравнении с CaO и MgO) в послемагматических флюидах [Перцев, Кулаковский, 1988].

Оруденение в магнезиальных скарнах связано с регрессивной стадией и происходит в иных условиях, чем процесс скарнообразования. Метасоматическая природа руд убедительно доказана на большом фактическом материале.

Больше всего распространена флогопитовая минерализация (Алданский щит, Южное Прибайкалье, Юго-Западный Памир, Канадский щит, Сино-Корейский щит). Флогопитовое оруденение развивается по апоалюмосиликатным зонам метасоматической колонки магнезиальных скарнов или приурочено к жильным телам магнезиальных скарнов, секущих пластовые скарновые залежи, либо кристаллические сланцы и гнейсы вмещающей толщи [Лицарев, 1962; Мурзаев, 1974]. В образовании промышленного флогопита определяющую роль играли процессы собирательной перекристаллизации флогопитсодержащих скарнов и скарноподобных пород. Одним из первых эту точку зрения высказал С. П. Мурзаев [1974]. Стадия перекристаллизации является одной из поздних в истории формирования месторождений и происходит в относительно тектонически спокойной обстановке при пониженных температурах (но не низких) и давлении, когда на длительное время в отдельных участках создавались термостатитованные условия. Сущность перекристаллизации, как известно, состоит в медленном растворении скарновых

пород в зонах, насыщенных растворами, при котором мелкие кристаллы растворяются, а крупные кристаллы за счет освободившегося вещества растут до гигантских размеров. Процесс этот может проходить как с общим уменьшением объема, с образованием полостей растворения с крупными кристаллами на стенках, так и с заполнением освобождающегося объема крупнокристаллическим кальцитом. Так возникают крупные кристаллы промышленного флогопита, достигающие размера 0,5 м в поперечнике и до 10 см в толщину. Одновременно происходит перекристаллизация диопсида и других минералов. При перекристаллизации все главные компоненты заимствовались из местных пород и испытывали только перераспределение. Перекристаллизация осуществлялась главным образом под действием поровых растворов, насыщенных кальцием.

Магнетитовое оруденение, борная и частично сульфидная минерализация в магнезиальных скарнах продолжают скарновый процесс и связаны с интенсивным привносом рудных компонентов и замещением рудными минералами образованных ранее скарнов [Шабынин, 1978]. Крупные магнетитовые месторождения образуются в областях интенсивного магнезиального скарнирования при специфической деформационной обстановке — режиме разуплотнения, с которым связывается возникновение проницаемых зон для высокотемпературных флюидов [Перцев, Кулаковский, 1988].

Магнетитовое оруденение протекало примерно в том же температурном интервале (750—600 °С), что и скарнообразование [Перцев, 1977; Мазуров, 1985]. Образовались два главных минеральных типа руд: форстерит(клиногумит)-магнетитовые и флогопит-магнетитовые. Отложение магнетита из растворов является процессом окисления закисного железа. Поэтому для отложения магнетита, как считает Н. Н. Перцев [Перцев, Кулаковский, 1988], благоприятна основная среда с высоким кислородным потенциалом. Такой средой были форстеритовые и маложелезистые пироксеновые парагенезисы. Именно поэтому главная масса ортосиликатных магнетитовых руд сосредоточена на месторождениях в апокарбонатных форстеритовых скарнах. Руды, как правило, богатые, к ним часто приурочена борная (людвигитовая) минерализация. Текстура руд массивная или линзовидно-полосчатая. Руды хорошо раскристаллизованы, имеют равновесную полигональную структуру. На высокую температуру образования таких руд указывает присутствие в магнетите вростков шпинели и ильменита [Мазуров, 1985; и др.]. Регрессивные процессы в рудах проявились серпентинизацией форстерита и клиногумита.

Руды второго типа — флогопит-магнетитовые — образуются на месте форстеритового и шпинель-фассаитового скарнов под воздействием растворов K—F специализации, причем оба минерала (магнетит и флогопит) кристаллизовались примерно одновременно, как это имеет место в магнетитовых магнезиально-скарновых месторождениях малых глубин [Синяков, 1975]. Тела флогопит-магнетитовых руд залегают чаще всего согласно с полосчатостью вмещающих гнейсов и кристаллических сланцев и в отличие от обычных магнезиальных скарнов не обладают зональностью. По содержанию железа флогопит-магнетитовые руды варьируют от бедных до богатых.

В отношении источника железа при формировании магнетитовых месторождений существуют различные суждения: одни исследователи связывают его с первично-осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями; другие — с процессами базификации; третьи видят источник железа в гранитоидной магме. Проблема эта сложна и дискуссионна.

Лазурит в магнезиальных скарнах метаморфических комплексов докембрия встречается редко. В СССР его месторождения известны только в Прибайкалье и на Юго-Западном Памире, за рубежом — в Афганистане и Чили. Лазуритовые магнезиальные скарны обычно представлены серией метасоматически измененных будин гранитов, реже гнейсов, залегающих

внутри мощных пачек доломитовых мраморов, т. е. относятся к типу контактово-реакционных скарнов. Лазурит как член метасоматической колонки (диопсид-лазуритовая зона) образовался в условиях высокой щелочности растворов и при ограниченном содержании или отсутствии в породах кварца [Михайлов, 1986].

В заключение определим, хотя бы в самом общем виде, место процессов магнезиального скарнирования и рудообразования в ходе тектонометаморфических преобразований. С прогрессивным этапом регионального метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций, как известно, связывается образование комплекса метаморфических пород, в том числе скарноидов. Кульминационная стадия прогрессивного этапа проявилась мигматизацией и гранитизацией гнейсов и кристаллических сланцев, а также образованием на контакте доломитовых мраморов с гранитоидным расплавом магнезиальных скарнов магматического этапа. В регрессивный этап метаморфизма, в раннюю стадию, в шовных зонах, проницаемых для высокотемпературных флюидов, происходило формирование магнезиальных скарнов постмигматитового этапа и связанных с ними магнетитовых руд. Завершает эту стадию локальная собирательная перекристаллизация скарнов и руд и возникновение согласных и секущих жил с крупными (промышленными) кристаллами флогопита. С поздней стадией регрессивного этапа связаны гистерогенные изменения скарнов и руд (серпентинизация и др.).

Рассматриваемая модель применима к скарновым месторождениям, обладающим следующими признаками: 1) месторождения пространственно и генетически связаны с зонами гранитизации и метасоматоза областей регионального метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций; 2) наблюдается изофациальность скарнов и вмещающих их метаморфических пород, т. е. развитие скарнообразования и метаморфизма происходило в условиях одних и тех же параметров; 3) возраст скарнов и руд соответствует главному этапу метаморфизма; 4) месторождения должны принадлежать к магнезиально-скарновой формации.

ВЫВОДЫ

Подводя итоги исследованию рудообразующих систем скарновых месторождений, нужно отметить следующее.

1. Познание сущности процессов формирования и закономерностей локализации таких сложных геологических объектов, какими являются скарновые месторождения, невозможно без создания и исследования моделей скарновых рудообразующих систем. Последние должны рассматриваться в их полном объеме: от области зарождения системы до ее самых верхних частей, где происходит формирование скарновых залежей и рудных тел.

2. В основу классификации скарновых рудообразующих систем должны быть положены главные признаки: 1) источник энергии, за счет которой осуществляется работа всей системы; 2) источники вещества и среда мобилизации и переноса; 3) способ транспортировки растворов и вещества и благоприятные структурно-вещественные условия их концентрирования.

3. В крупном плане скарново-рудные системы подразделяются на две группы: магматогенную и метаморфогенную. В магматогенной группе выделяются пять типов систем: ортомагматическая магнезиально-скарновая, контактово-метасоматическая известково-скарновая, конвективная

и две фильтрационные системы (А и Б) — с фильтрацией по разломам и с фильтрацией в брекчированных породах трубок взрыва; в метаморфогенной — метаморфогенно-метасоматическая система. Каждая система характеризуется своими обстановками скарнообразования, параметрами, имеет свои граничные условия применения, по каждой модели могут быть получены свои следствия.

Скарново-рудные системы в большинстве своем являются внутрикоровыми малоглубинными системами с глубиною формирования от 1—1,5 до 4—5 км и мантийно-коровыми метаморфогенно-метасоматического типа и фильтрационного в трубках взрыва.

4. Данная типизация скарновых рудообразующих систем может быть использована для создания рудно-формационной генетической классификации скарново-рудных месторождений с выделением: 1) скарновых месторождений ортомагматического типа; 2) контактово-метасоматических известково-скарновых; 3) скарновых месторождений конвективного типа; 4) скарновых месторождений фильтрационного типа — в разломах и трещинных зонах, в эксплозивных структурах (трубках взрыва); 5) скарновых месторождений метаморфогенно-метасоматического типа.

5. По источникам рудообразующих компонентов и флюидов системы могут быть простыми и сложными. В ортомагматической и контактово-метасоматической системах источники вещества и растворов глубинные (магматические), в конвективной — местные (окружающие породы), в фильтрационной — комбинированные (магматические и местные).

6. Наибольшим разнообразием типов рудообразующих систем обладают скарновые железорудные месторождения (ортомагматическая, контактово-метасоматическая, конвективная, фильтрационная и метаморфогенно-метасоматическая). Месторождения скарново-полиметаллической формации связаны только с фильтрационными системами в разломных и трещинных зонах.

7. В конкретной геологической обстановке при сложном и длительном развитии скарново-рудного процесса могут одновременно реализоваться несколько генетически связанных рудообразующих систем. Так, на Гороблагодатском и Высокогорском месторождениях Урала одновременно развивались конвективная система в толще ритмично-слоистых вулканогенно-осадочных пород и контактово-метасоматическая известково-скарновая — в зоне непосредственного контакта известняков с интрузивной породой. В Ангарской провинции (Сибирская платформа) наблюдается тесная генетическая связь проявлений фильтрационной скарново-рудной системы, формирующей метасоматические магнетитовые залежи в трубках взрыва, и высокотемпературной гидротермальной системы, создавшей жильные тела магнетитовых руд в трещинах разрыва.

8. Системы связаны с коровым гранитоидным магматизмом — с очагами перегретых гранитоидных расплавов перемещенных магм. Только фильтрационные системы в трубках взрыва связаны с базитовым магматизмом, развивающимся на границе Мохоровичича.

Сила связи скарновых рудообразующих систем с магматизмом в разных системах проявлена неодинаково. Наиболее тесная (генетическая) связь устанавливается в ортомагматических магнезиально-скарновых системах и контактово-метасоматических известково-скарновых, удаленная (парагенетическая) — для конвективной системы; неясная, предполагаемая связь наблюдается для систем фильтрационного типа. Метаморфогенно-метасоматические скарново-рудные системы связаны с процессами гранитизации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аверкин Ю. А. Динамика тепло- и массообмена в магматогенных гидротермальных системах: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1987.— 14 с.

Александров С. М. Геохимия бора и олова в месторождениях магнезиально-скарновой формации.— М.: Наука, 1982.— 270 с.

Баклаев Я. П. Контактово-метасоматические месторождения железа и меди на Урале (закономерности их размещения и локализации).— М.: Наука, 1973.— 231 с.

Басков Е. А. Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние. 1976.— 197 с.

Бернэм К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии // Геохимия гидротермальных рудных месторождений.— М.: Наука, 1970.— С. 106—154.

Богашова Л. Г. Роль солеродных бассейнов в формировании стратиформных минерализаций // Геология руд. месторождений.— 1987.— № 3.— С. 18—29.

Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области.— М.: Наука, 1965.— 292 с.

Вахрушев В. А. Скарново-железорудные месторождения Сибирской платформы // Скарновые месторождения.— М.: Наука, 1985.— С. 186—235.

Вулканогенно-осадочные железорудные месторождения складчатых областей/Ред. Белевцев Я. Н.— Киев: Наук. думка, 1982.— 187 с.

Гарбузов П. С. Морфология и степень минерализации — главнейшие факторы систематики промышленных типов месторождений Дальнегорского района // Новое в геологии Дальнегорского рудного района.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.— С. 111—124.

Генезис рудных месторождений.— М.: Мир, 1984.— Т. 1.— С. 410—515.

Геология СССР.— М.: Недра, 1973.— Т. 12: Полезные ископаемые.— С. 213—333.

Голубев В. С., Шарапов В. Н. Динамика эндогенного рудообразования.— М.: Недра, 1974.— 274 с.

Груза В. В. Методологические проблемы геологии.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние. 1977.— 181 с.

Дударев А. Н. Анализ геолого-физических условий эндогенного рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 175 с.

Дударев А. Н., Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Теплообмен в магматогенных процессах.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972.— 127 с.

Дударев А. Н., Сотников В. И., Васильева А. И. Мобилизация рудных элементов в термоградиентных полях.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 135 с.

Дымкин А. М., Мазуров М. П., Николаев С. М. Петрология и особенности формирования магнетитовых месторождений Ирбинского рудного поля (Восточный Саян).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 186 с.

Дымкин А. М., Могилева М. П. Особенности дашкесанитовой минерализации в магнетитовом месторождении Табрат (Восточный Саян)// Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири.— М.: Наука, 1967.— С. 191—202.

Дымкин А. М., Шешегов Ф. Н., Могилева М. П. Пироксеновые скарны Николаевского месторождения // Минералого-геохимические особенности скарновых месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— С. 81—90.

Жариков В. А. Магматическое замещение карбонатных толщ // Международный геологический конгресс. XXI сессия: Докл. сов. геологов. Пробл. 14. Гранитогнейсы.— Киев: Изд-во АН УССР, 1960.— С. 66—77.

Жариков В. А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений.— М.: Недра, 1968.— С. 220—302.

Иванова Г. Ф., Наумов В. Б., Коптева Л. А. Физико-химические параметры образования шеелита в месторождениях различных генетических типов // Геохимия.— 1986.— № 10.— С. 1431—1442.

Калинин А. С. Магматические системы и оруденение на примере области тектономагматической активизации: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1982.— 32 с.

Калинин А. С., Васильева Э. Н. Конвекция расплавов в вертикальных магматических камерах // Докл. АН СССР.— 1973.— Т. 210, № 6.— С. 1435—1438.

Калинин А. С., Ревердатто В. В. Флюидно-магматическая модель плутонометаморфизма и анатексиса // Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 250, № 2.— С. 416—418.
Калинин А. С., Сотников В. И., Колонин Г. Р., Берзина А. П. Модель геохимического температурного барьера медно-молибденового месторождения (моделирование с помощью ЭВМ)// Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 259, № 4.— С. 962—966.
Калинин Д. В. Об образовании магнетита контактово-метасоматических железорудных месторождений // Геохимия.— 1962.— № 7.— С. 624—628.
Кашкай М. А. Петрология и металлогения Дашкесана.— М.: Недра, 1965.— 885 с.
Кашменская О. В. Теория систем и геоморфология.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.
Кирдяшкин А. Г. Структура тепловых гравитационных и термокапиллярных течений в горизонтальном слое жидкости в условиях горизонтального градиента температуры.— Новосибирск: Ин-т теплофизики СО АН СССР, 1982.— 34 с.— (Препринт 79—82).
Кирюхин А. В., Сугробов В. М. Модели теплопереноса в гидротермальных системах Камчатки.— М.: Наука, 1987.— 149 с.
Кондаков Н. И. Логический словарь-справочник.— М.: Наука, 1975.— 280 с.
Конев А. А., Самойлов В. С. Контактовый метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— 215 с.
Копонов В. И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма.— М.: Наука, 1983.— 283 с.
Костровицкий С. И. Физические условия, гидравлика и кинематика заполнения кимберлитовых трубок.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 95 с.
Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др. Геолого-генетические модели рудных формаций // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 1.— С. 5—14.
Кучукова М. С., Исмаилов М. И., Джамалетдинов Н. К. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Западного Узбекистана.— Ташкент: Фан, 1971.— 272 с.
Лапин С. С. Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 234 с.
Летников Ф. А., Леонтьев А. Н., Гантимурова Т. П. Флюидный режим гранитообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 185 с.
Летников Ф. А., Медведев В. Я., Иванова Л. А. Взаимодействие гранитного расплава с карбонатами и силикатами.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 149 с.
Лицарев М. А. Закономерности образования и размещения флогопитовых месторождений // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— Т. 6.— С. 340—373.
Мазуров М. П. Минеральные ассоциации и условия образования амфиболов в железоносных метасоматитах Ирбы (Восточный Саян)// Геология и геофизика.— 1974.— № 11.— С. 51—58.
Мазуров М. П. Генетические модели скарновых железорудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 183 с.
Меламед В. Г. Тепло- и массообмен в горных породах при фазовых переходах.— М.: Наука, 1980.— 227 с.
Методологические проблемы научного исследования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 316 с.
Михайлов Д. А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1973.— 140 с.
Михайлов Д. А. О роли диафтореза в метаморфогенном рудообразовании // Проблемы металлогении докембрия.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1978.— С. 111—121.
Михайлов Д. А. Критерии рудоносности метасоматитов докембрия.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1986.— 109 с.
Мурзаев С. П. Петрология флогопитоносных магнезиальных скарнов.— Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1974.— 177 с.
Новое в геологии Дальнегорского рудного района: Сб. науч. трудов.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.— 190 с.
Овчинников Л. Н. Руды Турьинских скарновых месторождений меди.— Свердловск: Горно-геол. ин-т УФ АН СССР. 1948.— 117 с.
Овчинников Л. Н. Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала.— Свердловск: Горно-геол. ин-т УФ АН СССР, 1960.— 495 с.
Онтоев Д. О. О скаполит-магнетитовых рудах некоторых контактово-метасоматических месторождений железа // Сов. геология.— 1956.— № 50.— С. 56—80.
Павлов Д. И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод.— М.: Наука, 1975.— 244 с.
Павлов Д. И., Пэк А. А. Формирование железорудных месторождений Ангаро-Илимского типа как результат тепловой мобилизации пластовых вод региональным траповым силлом // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— Т. 1.— С. 172—186.
Перваго В. А. Алданская железорудная провинция.— М.: Недра, 1966.— 116 с.

Перцев Н. Н. Парагенезисы борных минералов в магнезиальных скарнах.— М.: Наука, 1971.— 192 с.
Перцев Н. Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород.— М.: Наука, 1977.— 252 с.
Перцев Н. Н., Кулаковский А. Л. Железоносный комплекс Центрального Алдана: полиметаморфизм и структурная эволюция.— М.: Наука, 1988.— 226 с.
Поспелов Г. Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // Геология и геофизика.— 1963.— № 3.— С. 18—39.
Поспелов Г. Л. Проблемы эндогенной динамической флюидитологии. I и II // Геология и геофизика.— 1969.— № 11.— С. 9—20; № 12.— С. 3—18.
Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.— 353 с.
Пухнаревич М. М. Условия и особенности формирования эндогенных месторождений железа юга Сибирской платформы.— Иркутск: Изд-во Иркутск. ун-та, 1986.— 334 с.
Пухнаревич М. М., Наумов В. Б., Банникова Л. А. Условия и особенности формирования Коршуновского железорудного месторождения (юг Сибирской платформы)// Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988.— С. 32—41.
Пэк А. А. Гидродинамические условия концентрации восходящего потока гидротермальных растворов в антиклинальных и синклинальных складках // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 246, № 3.— С. 686—689.
Пэк А. А., Топор Д. Н., Борунова Е. Д. Движение гидротермальных растворов в слоистых толщах // Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах.— М.: Наука, 1986.— С. 24—41.
Пэк А. А., Чернышев В. Ф. Структурно-гидродинамический контроль размещения известковых скарнов // Условия образования рудных месторождений: Тр. VI симпозиума МАГРМ.— М.: Наука, 1986.— Т. 2.— С. 583—588.
Радкевич Е. А., Лобанова Г. М., Томпсон И. Н. и др. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 325 с.
Родзянко Н. Г., Нефедов Н. К., Свириденко А. Ф. Редкометалльные скарны Тырныауза.— М.: Недра, 1973.— 215 с.
Рудные месторождения СССР.— В 3-х т.— М.: Недра, 1974.— Т. 3.— С. 175—180.
Рябчиков И. Д. Условия отделения концентрированных солевых растворов в ходе кристаллизации кислых магм // Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии.— М.: Наука, 1969.— Т. 2.— С. 155—167.
Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм.— М.: Наука, 1975.— 231 с.
Салье М. Е. Регрессивный метаморфизм — главная фаза при пегматитообразовании // Геология и генезис пегматитов.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1983.—С. 30—59.
Салье М. Е., Дук В. Л., Бугрова В. Д. Некоторые вопросы геологии, внутреннего строения и петрологии флогопитовых месторождений Алдана // Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР.— М.; Л.: Наука, 1966.— С. 25—62.
Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Каденская М. И. и др. Железные руды Южной Якутии.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 519 с.
Синяков В. И. О геологическом строении и минеральном составе руд Леспромхозного месторождения в Горной Шории // Геология руд. месторождений.— 1961.— № 4.— С. 37—53.
Синяков В. И. Особенности формирования магнезиально-скарновых магнетитовых месторождений Горной Шории.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1967.— 109 с.
Синяков В. И. О поведении микроэлементов в процессах образования магнезиальных скарнов // Геохимия.— 1969.— № 4.— С. 436—447.
Синяков В. И. Формационные типы железорудных месторождений Тельбесского рудного пояса (Горная Шория).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 193 с.
Синяков В. И. Геологические и физико-химические модели процессов скарнового рудообразования.— Новосибирск: НГУ, 1978.— 99 с.
Синяков В. И. Температурные условия образования магнетитовых руд скарновых месторождений // Теоретическая и генетическая минералогия.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— С. 73—83.
Синяков В. И. Общие рудогенетические модели эндогенных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— 242 с.
Синяков В. И. Основы теории рудогенеза.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1987.— 190 с.
Синяков В. И. Железорудные формации Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988.— 92 с.
Синяков В. И., Дударев А. Н. Теплоэнергетический анализ вероятных механизмов образования магнезиальных скарнов малых глубин // Физика и физико-химия

рудообразующих процессов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971.— С. 222—240.
Скарновые месторождения.— М.: Наука, 1985.— 245 с.
Смирнов С. И. Происхождение солености подземных седиментационных бассейнов.— М.: Недра, 1971.— 150 с.
Судовиков Н. Г. Геология докембрия Алданского горно-промышленного района.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— 262 с. (Тр. Лаборатории докембрия АН СССР; Вып. 8).
Фатхуллаев Ш. Д. Тектонофизические условия формирования структур рудных полей эндогенных месторождений Средней Азии: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук.— Ташкент, 1981.— 42 с.
Фации регионального метаморфизма высоких давлений.— М.: Недра, 1974.— 327 с.
Феоктистов Г. Д. Петрология и условия формирования траппповых силлов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 166 с.
Фон-дер-Флаасс Г. С., Никулин В. И. Геолого-генетическая модель магномагнетитовой формации // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988.— С. 48—57.
Чернышев В. Ф. Геолого-структурные условия формирования шеелитоносных скарнов.— М.: Наука, 1985.— 274 с.
Шабынин Л. И. Формация магнезиальных скарнов.— М.: Наука, 1973.— 214 с.
Шабынин Л. И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов.— М.: Недра, 1974.— 287 с.
Шабынин Л. И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения.— М.: Недра, 1978.— 230 с.
Шабынин Л. И., Перцев Н. Н., Зотов И. А. Вопросы образования рудоносных скарнов доломитовых контактов.— М.: Наука, 1984.— 105 с.
Шарапов В. Н., Черепанов А. Н. Физическая модель генетической связи оруденения с интрузивными массивами // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 110—118.
Шейдеггер А. Э. Физика течения жидкостей через пористые среды.— М.: Гостоптехиздат, 1960.— 249 с.
Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование.— М.: Наука, 1968.— 214 с.
Экспериментальное исследование биметасоматического скарнообразования.— М.: Наука, 1986.— 231 с.
Cathles L. M. An analysis of cooling of intrusikes by groundwater convection which includes boiling // Econ. Geol.— 1977.— Vol. 72.— P. 804—827.
Cathles L. M. Modeling hydrotermal ore deposits genesis // Econ. Geol.— 1980. — Vol. 49.— P. 54—57.
Extremet G., Roux B., Bontoux P., Elie F. Two-dimensional model for thermal and solutal convection in multizone physical vapor transport // J. of Crystal Growth.— 1987.— Vol. 82.— P. 761—775.
Inaba H. Experimental study of natural convection in an inclined air laver // Intern. J. of Heat and Mass Transfer.— 1984.— Vol. 27, N 8.— P. 1127—1139.
Klepper M. R. The Sangdong Tungsten deposit, Southern Korea // Econ. Geol.— 1947.— Vol. 82, N 3.— P. 465—476.
Moya S. L., Ramos M. S., Sen M. Numerical study of natural convection in a tilted rectangular porous material // Intern. J. of Heat and Mass. Transfer.— 1987.— Vol. 30, N 4.— P. 741—756.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Глава 1. Скарново-рудные системы 4
Глава 2. Ортомагматическая модель скарново-рудной системы 16
Глава 3. Контактово-метасоматическая модель скарново-рудной системы . . 24
Глава 4. Конвективная модель скарново-рудной системы 37
Глава 5. Фильтрационные модели скарново-рудной системы 51
Глава 6. Метаморфогенно-метасоматическая модель скарново-рудной системы 59
Выводы 64
Список литературы 66

Научное издание

Синяков Владимир Иванович

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СКАРНОВЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

Редактор издательства *Е. С. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *Т. Н. Драгун*
Корректоры *Н. М. Горбачева, Е. Н. Зимина*

ИБ № 34665

Сдано в набор 18.05.89. Подписано к печати 10.04.90. МН-01638. Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 6,3. Усл. кр.-отт. 6,8. Уч.-изд. л. 6. Тираж 470 экз. Заказ № 652. Цена 1р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовятся к выпуску следующие книги:

Колмогоров В. Г., Колмогорова П. И. Современная кинетика земной поверхности юга Сибири.— 17 л.

В монографии излагаются методы изучения кинематических характеристик земной поверхности, описано развитие геодезической основы для изучения вертикальных движений земной коры. Выявлены основные закономерности проявления деформаций поверхности Сибири. Впервые составлены карты соответствующих кинематических характеристик — скоростей современных вертикальных движений земной поверхности, изменения углов наклона и кривизны. Показана возможность использования результатов геодинамического анализа для решения некоторых задач геологии.

Для геологов, геодезистов, геофизиков, специалистов в области геодинамики.

Ишков Ю. М., Рейф Ф. Г. Лазерно-спектральный анализ включений рудоносных флюидов в минералах.— 10 л.

Приводится полное описание оригинальной методики определения концентрации рудообразующих элементов в жидкой фазе единичных флюидных включений в минералах, которая реализуется на серийных лазерных микроанализаторах LMA-1 и LMA-10 и позволяет изучать включения размером около 20 мкм в поперечнике. Обосновывается способ приготовления образцов сравнения путем консервации микрокапель водно-солевых растворов в эпоксидном полимере, описывается комплекс мер, обеспечивающих получение максимального по интенсивности воспроизводимого сигнала.

Для геологов, спектроскопистов, термобарогеохимиков и геологов, изучающих процессы гидротермального рудообразования.