

М. П. МАЗУРОВ

---

Генетические  
модели  
скарновых  
железорудных  
формацій



САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОЕ  
ОБЩЕСТВО ИСТОРИКО-НАУЧНОГО  
СБОРА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ  
Выпуск 616

173

М. П. МАЗУРОВ

Генетические  
модели  
скарновых  
железорудных  
формаций

Ответственный редактор  
д-р геол.-мин. наук *В. Н. Шаронов*



НОВОСИБИРСК  
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1985



**Мазуров М. П.** Генетические модели скарновых железорудных формаций. — Новосибирск: Наука, 1985.

Рассмотрены состав и динамика развития рудообразующих систем в скарновых железорудных формациях фанерозойских складчатых областей, докембрийских щитов и зон активизации. Для каждой формации определены условия образования, показана роль вмещающей среды, магматизма, метасоматизма, регионального и локального метаморфизма, син- и эпигенетических процессов в накоплении и преобразовании рудных масс. На основе детального анализа текстурно-структурных особенностей руд и окolorудных пород, изучения состава и микроструктуры магнетита и сопутствующих минералов впервые исследована кинетика рудообразующего метасоматоза. Предложены оригинальные генетические модели, объясняющие размещение и строение месторождений.

Монография рассчитана на специалистов, занимающихся изучением рудных месторождений.

Рецензенты *С. С. Долгушин, В. И. Сняжков*

**Михаил Петрович Мазуров**

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СКАРНОВЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *Е. И. Тимофеева*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *Н. А. Пискун*  
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*  
Корректоры *И. А. Абрамова, К. И. Сергеева*

ИБ № 23648

Сдано в набор 27.06.84. Подписано к печати 11.02.85. МН-01528. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 11,5+2 печ. л. на мел. бум. Усл. кр.-отт. 13,5. Уч.-изд. л. 16,4. Тираж 1000 экз. Заказ № 269. Цена 2 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

## Введение

Скарновые железорудные (скарново-магнетитовые) месторождения имеют важное промышленное значение как источник богатых и легко обогащаемых руд. В азиатской части страны они составляют основу минерально-сырьевой базы действующих и проектируемых предприятий черной металлургии. Все возрастающая потребность в таком сырье обусловила увеличение объема геологоразведочных работ по оценке глубоких горизонтов и флангов известных месторождений, расширение фронта поисков новых и дала импульс активному развитию научных исследований, сконцентрированных ныне в целевой программе «Железные руды Сибири» комплексной программы «Сибирь».

Несмотря на многолетние исследования, проблема генезиса скарновых месторождений, в том числе и железорудных, остается одной из центральных в рудной геологии. Благодаря развиваемой в последние десятилетия Д. С. Коржинским и его школой теории метасоматических явлений, стала понятна природа скарнообразования. На огромном природном материале установлено и экспериментально воспроизведено все многообразие метасоматических колонков скарнов, намечены типоморфные особенности их парагенезисов и отдельных минералов. Вместе с тем, как отмечалось на симпозиуме «Скарны и руды» (Новосибирск, 1981), анализу собственно рудного процесса, времени и места появления руд разных металлов уделяется недостаточно внимания. Пока еще не проводятся экспериментальные исследования условий отложения руд в скарнах и мало термохимических данных для расчетов устойчивости систем. Это относится и к скарновым железорудным месторождениям, большинство публикаций по которым касается вопросов геологии, минералогии и в значительной мере — результатов изучения руд и реконструкции рудообразующих процессов. Многие вопросы генезиса месторождений пока дискуссионны.

В монографии обобщены материалы исследований, проводимых с 1967 г. и касающихся выяснения особенностей развития рудообразующих процессов в скарновых железорудных месторождениях, ассоциирующихся с различными магматическими комплексами, локализованных в разных по составу и уровню регионального метаморфизма вмещающих толщах. Целью выполненных автором работ были

уточнение геологической позиции оруденения, особенно в рудных полях с многоактным глубинным магматизмом, оценка роли магматизма, метасоматоза и метаморфизма в накоплении и преобразовании рудных масс в разных фациях глубинности, определение последовательности и условий рудообразования на основе изучения вещественного состава, текстурно-структурных особенностей и закономерностей размещения всех присутствующих на месторождениях горных пород и руд, типоморфных особенностей минералов окolorудных метасоматитов и магнетита — главного рудного минерала. Все это в конечном счете послужило основой формационного анализа месторождений и разработки качественных геолого-генетических моделей главных скарновых железорудных формаций.

Данная работа — продолжение исследований, начатых в Ирбинском рудном поле Восточного Саяна и отраженных в коллективной монографии [Дымкин и др., 1975]. Здесь впервые установлены многократное скарнирование и перегруппировка рудного вещества в контактовых зонах многофазных интрузивных массивов, а позднее исследовано явление контактового метаморфизма скарново-магнетитовых руд. В последующие годы детально исследовались Хабальское, Таятское, Табратское и Одиное месторождения, типовые для выделенных Г. А. Соколовым и А. М. Дымкиным [1967] разновидностей в скарновой формации. Менее обстоятельно были изучены месторождения Бурлукское, Изыгское, Болотное, Тереховское, Чинжебинское, Маргоз, Рудный Каскад, Знаменское и ряд рудопроявлений в Восточном Саяне, Анзасское, Абаканское в Западном Саяне, Тейское в Кузнецком Алатау, выполнено первое описание руд Ярышкского месторождения.

В течение двух полевых сезонов автор, благодаря содействию А. Б. Шепеля, посетил почти все скарновые железорудные и часть флогопитовых месторождений Алданского щита, особое внимание уделив изучению Таежного и Пионерского месторождений, наиболее отличающихся друг от друга и характеризующих собой отдельные типы руд. С помощью С. С. Лапина автор был ознакомлен с месторождениями Тельбесской и Кондомской групп в Горной Шории, где собрал оригинальный материал к характеристике магнизиально-скарнового и гидросиликатового минеральных типов месторождений. Более кратковременными были поездки на месторождения Среднего Урала, Тургая, Центрального Казахстана и Побужья. Достаточно подробно изучена богатая коллекция руд Еравнинского района из сборов Н. С. Лидина, Чаро-Токкинского района, предоставленная И. А. Калугиным, Г. А. Третьяковым, А. Г. Гузманом, Коршуновского месторождения — С. В. Галкиной, Енашиминского и других месторождений Енисейского края — И. Г. Резниковым, а также руды и породы месторождений Томуртай (Монголия) и Хатинь (Вьетнам). Для выяснения типоморфных особенностей магнетита изучены характерные образцы и шлифы железных руд практически всех генетических типов месторождений, имеющиеся на кафедре месторождений полезных ископаемых Новосибирского государственного университета.

Большую помощь в проведении полевых исследований оказали геологи производственных геологических объединений Сибири и производственного объединения «Сибруда» Ю. А. Байдаков, В. П. Волков, В. И. Григорьев, А. В. Капинос, В. М. Микубаев, А. А. Парубин, М. С. Петченко, В. Т. Посохов и многие другие, сотрудники СНИИГГиМСа С. С. Долгушин, А. Б. Шепель. Значительный объем аналитических работ выполнен сотрудниками общегинститутских лабораторий и особенно О. С. Хмельниковой и Л. Н. Поспеловой (микронд), Т. Н. Григорьевой (рентген), Н. Г. Стениной и А. Т. Титовым (электронная микроскопия), а также А. С. Бобровой (атомно-абсорбционный анализ). Фотографирование шлифов и аншлифов сделал С. Г. Моторин, огромную помощь при оформлении работы оказали О. М. Шевердина, Л. П. Бобошко, В. П. Верховская. Конструктивную критику при обсуждении отдельных разделов работы высказывали сотрудники лаборатории А. И. Васильева, И. А. Калугин, С. С. Лапин, А. С. Лапухов, А. Л. Павлов, В. Н. Шарапов. Весьма полезными для автора были обсуждения проблем рудно-формационного анализа с В. И. Сняковым и В. И. Сотниковым, консультации В. М. Кравченко, Л. Н. Овчинникова, Г. В. Полякова, Л. И. Шабынина. Всем товарищам, особенно А. М. Дымкину, по инициативе которого начиналась эта работа, В. Н. Шарапову, содействовавшему ее завершению, и В. И. Снякову, сделавшему ряд полезных замечаний, автор искренне признателен.

## Формационные типы и проблемы генезиса скарновых железорудных месторождений

Скарновые железорудные месторождения имеют важное промышленное значение. Руды их используются с древних времен: еще в начале XVIII в. на территории Сибири на базе Ирбинского месторождения действовал первый железоделательный завод. За последние годы существенно уточнены сведения о геологическом строении, условиях образования и позиции скарновых железорудных месторождений в ряду родственных им геологических образований. Вместе с тем многие вопросы рудообразования дискуссионны и решены не в равной степени, что сдерживает и разработку методических основ поиска этих месторождений, эффективной оценки их глубоких горизонтов и флангов. Термин «скарновые месторождения» трактуется различно, причем существуют многочисленные гипотезы об их рудоносности, источниках рудного вещества, способах его транспортировки и отложения. Начавшаяся в шестидесятые годы полемика о генезисе скарново-магнетитовых месторождений выявила неисследованные области в теории рудообразования, что потребовало новых фактов о специфике формирования скарновых месторождений в разных условиях и выявления признаков общности и различия.

Каждое месторождение характеризуется определенной геологической позицией, структурой, набором осадочных, метаморфических, интрузивных пород, типичным ансамблем метасоматитов и руд, находящихся в закономерных пространственно-временных взаимоотношениях, обусловленных ходом геологического развития данного участка земной коры и спецификой проявления эндогенной динамической рудообразующей системы в конкретной обстановке. Отдельные месторождения — это фрагмент, звено сложной системы, особенность развития которой можно понять, лишь изучив некоторое их сообщество. В этом отношении наиболее полную информацию дает исследование рудной формации — группы месторождений, сходных по минеральному составу, принадлежащих к одному генетическому типу и образовавшихся в близких геологических условиях [Кузнецов, 1972, 1975].

Единого мнения в определении понятия «скарновые месторождения», как и о природе скарнов — рудовмещающих или окологорудных пород, не существует. Для железорудных месторождений, имеющих значительно бóльший вертикальный размах рудной минерализации, чем место локализации фаций скарнов, характеристика скарнового месторождения как участка земной коры, где руда преимущественно или исключительно локализована в скарнах, недостаточна. Более полным, как нам представляется, будет следующее определение: скарновым железорудным месторождением называется такое месторождение, в котором руды локализованы в различных скарновых, апоскарновых и окоლოსкарновых породах, причем руды и скарны составляют отдельные стадии единого процесса и связаны общностью структурного положения. Ведущим признаком является также метасоматический способ образования скарнов и руд [Жариков, 1968].

Скарновые железорудные месторождения известны во многих геотектонических сооружениях, от архейских до кайнозойских. В. И. Смирнов [1982], прослеживая эволюцию рудообразования в земной коре, отметил, что самые ранние — это железистые скарны Алданского щита, относящиеся к протогеосинклинальным системам беломорского этапа. Анализ геологической литературы и собственные наблюдения автора свидетельствуют о том, что наиболее контрастны месторождения, размещающиеся в разных по геологической истории структурах. Среди всего многообразия скарновых железорудных месторождений можно выделить скарновые железорудные формации складчатых областей фанерозоя, щитов и зон тектономагматической активизации.

Установлено [Критерии..., 1978], что первая группа месторождений приурочена к геосинклинальным областям фемического и сиалическо-фемического типов, а в пределах их находится в интрагеосинклинальных зонах (в структурах инверсионной и орогенной стадий развития). Это широко известные скарново-магнетитовые месторождения Урала и Тургая, Кавказа и Алтае-Саянской области.

Вторая группа представлена Алданскими скарново-магнетитовыми месторождениями, открытыми лишь в конце сороковых годов и не имеющими пока крупных аналогов в других районах.

Третью, довольно разнородную группу составляют месторождения, локализованные в чехле Сибирской платформы (преимущественно в крупных синеклизах), тесно связанные с трапповым магматизмом, месторождения и рудопроявления скарново-магнетитовых руд, совмещенных с протерозойскими железистыми кварцитами, а также месторождения сложного генезиса, образованные в результате трансформации первичных карбонатных, сульфидных и окисных вулканогенно-осадочных руд. Объединяет эти формационные типы то, что главный рудный минерал в них — магнетит, руды очень близки по составу шлакообразующих окислов, перерабатываются по единой технологической схеме, рудовмещающими породами являются скарны, скарны и руды составляют единое целое — скарноворудные залежи. Отличаются формационные типы по уровню регио-

нального метаморфизма, геологическим формациям рудовмещающих толщ, связи с магматизмом и по структурообразующим факторам. В складчатых областях благоприятные рудолокализирующие структуры — «ловушки» рудного вещества — образованы сетчато-трещинными зонами (сочетанием структур вмещающих толщ и предрудных плутонов). В древних щитах в связи со сложной эволюцией их истории благоприятные структуры могли возникать на дометаморфическом, метаморфическом и регрессивном этапах. В платформенном чехле рудолокализирующими являются «трубки взрыва» и оперяющие их образования. В месторождениях скарновых руд, ассоциирующихся с железистыми кварцитами и первичными вулканогенно-осадочными рудами, рудолокализирующими служат сетчато-трещинные зоны, согласные или секущие по отношению к первичным стратиформным залежкам.

Формированию скарнового железорудного месторождения способствуют образование благоприятной структурной ловушки (геохимического барьера) на пути движения рудоносного флюида, отложение в ее пределах в течение ограниченного промежутка времени достаточных масс рудного вещества и сохранность его на поздних стадиях процесса и всей последующей истории.

В связи с полигенностью железорудных месторождений [Овчинников, 1980] и возможностью многократной перегруппировки рудного вещества (по оценкам И. А. Калугина и Л. В. Миловой [1983], на сотни метров) особое значение при реконструкции рудообразующих процессов имеет соотношение син- и эпигенетического рудонакоплений. Современный облик скарнового железорудного месторождения обусловлен наиболее интенсивно проявленным процессом. Это преимущественно контактовый метасоматоз, сопровождающий становление крупных интрузивных магматических масс. Появившиеся на определенном этапе изучения скарновых железорудных месторождений сомнения в их «контактово-метасоматической» природе в последние годы опровергнуты глубинным бурением: локализованные в нескарнированных породах руды с глубиной сменяются скарновыми ассоциациями. Наблюдается определенная «автономия» флюидов в динамических рудообразующих системах, формирующих месторождения, но она связана с тем, что и магматические интрузивные массивы, и флюиды обязаны своим происхождением более глубинному процессу генерации магм. Рудное вещество в зону рудоотложения транспортируется, вероятно, в виде расплавов и флюидов. Встречающиеся в рудных полях магнетитовых месторождений «рудные» порфириты — одно из свидетельств обогащенности железом первичных силикатных расплавов. Следует отметить, что в скарновых железорудных месторождениях «рудные» порфириты встречаются в составе толщ, подвергнутых скаполитизации, альбитизации и скарнированию, причем сосредоточены они преимущественно среди продуктов раннегеосинклиналиной стадии развития. По-видимому, скарновые месторождения возникают на определенной ступени «зрелости» подвижной зоны, в момент сжатия, «скупивания», стабилизации. «Рудные» порфириты наряду с карбонатными породами могут

быть одним из «барьеров», обуславливающих насыщение транспортирующих металл флюидов и отложение рудного вещества.

Известно, что основные факторы образования скарнов и отложения руд — структурные особенности и литология толщ. Минеральный состав скарнов определяется режимом кислотности — щелочности флюидов, который коррелируется со степенью «завершенности» дифференциации габбро-гранитных магматических комплексов. На примерах месторождений Восточного Саяна автором установлено, что в рудных районах (Ирбинско-Краснокаменский), где в предрудных плутонах больше монцонитоидных разностей, — больше гранатовых скарнов, а в районах, где преобладают кислые дифференциаты плагиигранитной группы (Казырский), рудовмещающие скарны существенно пироксеновые. В районах, где в составе рудообразующих флюидов присутствуют воды вадозного происхождения, преобладают скаполитовые метасоматиты [Павлов, 1975].

Особый интерес для прогнозных целей представляет выяснение связи минерального состава и фациального разнообразия скарнов и содержащегося в них оруденения. В железорудных месторождениях магнетит локализуется преимущественно в зонах длительной фильтрации, а также в экзоскарновых зонах, видимо, из-за предпочтительного замещения кальцита. Отмечающаяся местами приуроченность руд к зонам гранатовых, а не пироксеновых скарнов может быть ложной, так как гранат, по сравнению с пироксеном, растворяется труднее и сохраняется, тогда как последний легко замещается магнетитом, амфиболами и хлоритом.

Вопросы генезиса скарновых месторождений многогранны, так как рудные залежи формируются в результате сложного переплетения многих процессов. Поэтому требуются последовательный стадийный анализ, рассмотрение места и роли каждого фактора в появлении, накоплении и преобразовании рудных масс.

## ГЛАВА II

---

### Скарновая железорудная формация Алтае-Саянской области

Алтае-Саянская горная область является крупной железорудной провинцией, причем большинство наиболее важных в промышленном отношении магнетитовых месторождений находится в центральных ее районах, в пределах каледонид, и тесно пространственно и генетически ассоциируется с определенными магматическими (вулканоплутоническими) комплексами. Большая часть месторождений, выходящих на поверхность, была обнаружена в тридцатые —

пятидесятые годы нашего столетия. Закономерности размещения их, первые сведения о геологическом строении систематизированы в сводке «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. I, II [1958, 1959], не потерявшей своей ценности и до сих пор. Коллективами сибирских геологов из научных организаций и производственных геологических управлений в процессе тематических исследований и геолого-разведочных работ установлено, что железорудные районы Алтае-Саянской области характеризуются множественностью генетических типов месторождений и рудопроявлений, многократностью их появления во времени, а также широким развитием таких генетических рядов, члены которых связаны друг с другом переходными типами [Поспелов, 1963].

Геотектонические позиции железорудных поясов определяются их пограничным положением между крупными, резко различными по мобильности геотектоническими районами, связью с разломами сквозного перекрещивающегося типа и областями пересечений глубоких разломов повышенной мобильности [Поспелов, 1959]. В пределах таких железорудных поясов выявлена пространственная дифференциация групп железорудных месторождений, принадлежащих к разным генетическим типам. Вместе с тем в ряде рудных полей установлено, что железорудопроявления обычно неоднократны. Максимуму метасоматического железоруднения предшествуют маломасштабные и слабо выраженные железорудопроявления, связанные с развитием эффузивных, субвулканических и ранних интрузивных членов сложных магматических комплексов и ассоциаций. Это указывает на возможную роль «...перегруппировок железа, сосредоточенного в рудных компонентах ранних проявлений при образовании последующих месторождений, на длительность железорудогенерирующей деятельности и существование у ее максимума длительной предыстории, начиная с самых ранних этапов развития железоносного магматизма» [Шарапов и др., 1976, с. 13]. Локализация в пределах отдельных рудных полей и месторождений руд разных генетических типов вызвала оживленную дискуссию о генезисе скарновых месторождений, что стимулировало проведение детальных исследований вещественного состава скарновых руд, определения условий их кристаллизации и выявления типоморфных признаков магнетита — главного рудного минерала, а также потребовало более углубленного анализа пространственно-временных соотношений всех присутствующих в рудных полях групп пород. Существенную помощь в этом отношении оказали обобщение материалов по закономерностям развития железоносного магматизма [Поляков, 1971], экспериментальные исследования реакций скарнообразования [Калинин, 1969, 1973; и др.], применение методов термобарогеохимии и формационного анализа. Результаты этих работ изложены в монографиях В. А. Вахрушева, А. М. Дымкина, С. С. Лапина, В. И. Сянькова и многочисленных статьях других геологов. Накопленный в последние годы фактический материал позволяет обоснованно утверждать, что в своем развитии многие скарновые месторождения проходят два принципиально различных этапа формирования. Ран-

ний, вулканогенно-осадочный, неразрывно связан с вулканизмом, накоплением эффузивно-пирокластических толщ и рудного вещества в виде рудных порфиритов, гематитовых, гематит-магнетитовых и карбонатно-железисто-силикатных микрорудных фаций. Поздний отчетливо наложенный, проявился с некоторым отрывом от первого. Он обязан деятельности флюидов, обуславливающих интенсивный рудный и околорудный метасоматоз. При формировании месторождений использовалось железо из разных источников: оно могло быть регенерировано в результате наложенного метасоматоза, экстрагировано из вмещающих толщ и привнесено из глубины. Множественность источников рудного вещества предопределяет возможность локализации в пределах подходящей структурной «ловушки» последовательных порций или неодинаковых по происхождению рудообразующих веществ. В ряде случаев на конкретных месторождениях удастся оценить вероятные соотношения разных типов руд.

Пространственно скарновые железорудные месторождения ассоциируются либо с ореольными зонами интрузивов, либо располагаются на значительном удалении от видимых контактов в толщах вулканогенно-осадочных пород. Уровень регионального метаморфизма не превышает параметров зеленосланцевой фации (по схеме [Фации..., 1970]) и лишь в отдельных местах (Ташелгинская группа месторождений) достигает амфиболитовой фации, хотя «региональность» метаморфизма здесь поддерживается не всеми исследователями. Во всех месторождениях максимум метасоматического рудоотложения падает на одну из стадий гидротермального процесса, сопровождаясь развитием определенных типов околорудных метасоматитов—главных источников информации о параметрах рудообразующих процессов. По преобладанию той или иной группы метасоматитов выделяются магнизиально-скарновые, известково-скарновые, пироксен-дашкесанитовые, альбит-скаполитовые и гидросиликатовые минеральные типы магнетитовых месторождений. Не вдаваясь в изложение отдельных деталей строения месторождений, обстоятельно описанных в ряде статей и в монографии «Железорудные месторождения Сибири» [1981], в предлагаемой работе остановимся на специфике развития рудообразующих процессов, свойственных различным минеральным типам.

### Альбит-скаполит-магнетитовые месторождения

Эти месторождения размещаются в пределах линейных вулканических зон длительного развития, локализуясь в купольных или депрессионных вулканических структурах, среди существенно андезитобазальтовых эффузивно-пирокластических толщ. Пространственно они ассоциируются с многофазными габброидными магматическими комплексами (Таятское в Восточном Саяне, Анзасское в Западном Саяне и др.) или же расположены в некотором удалении от плутонов (Качарское в Тургае). Скаполит-магнетитовые руды встре-

чаются также и в других месторождениях в ассоциации с известково-скарновыми рудами (Хайлеольское месторождение в Кузнецком Алатау, Соколовское в Тургае и др.), с гидросиликатовыми (Хабалыкское в Восточном Саяне) и магматическими титаномагнетитовыми (Давыдовское месторождение в Тургае): Крупные массы скаполит-магнетитовых руд и пироксен-амфибол-скаполитовых пород с альбитом или без него известны также в Ампалыкском месторождении (Кузнецкий Алатау), Мульгинском, Бурлукском (Восточный Саян), Дашкесанском и Абовянском (Кавказ), Осокино-Александровском, Гороблагодатском и др. Спорадически скаполит отмечается почти во всех метасоматических месторождениях.

Типичными представителями альбит-скаполит-магнетитового минерального типа скарновых месторождений в Алтае-Саянской области являются Таятское и Анзасское месторождения. Последнее подробно описано в монографиях Д. И. Павлова [1964], В. В. Богацкого и Ш. Д. Курцерайте [1966]. На Таятском месторождении в последние годы проводились геолого-поисковые работы, что позволило автору получить оригинальный материал, выявить рудную минерализацию нескольких генетических типов и проследить их взаимоотношения.

Таятское железорудное месторождение находится в Казырском рудном районе Восточного Саяна. Оно открыто в 1957 г. В. Н. Князевой и Р. Г. Ждановым в процессе аэромагнитной съемки. Основные сведения о геологическом строении были получены в результате геолого-разведочных работ, осуществленных в 1960—1964 и 1973—1975 гг. под руководством Л. И. Каныгина, Ю. А. Байдакова и А. А. Ярмака, а также тематических исследований Д. В. Калинина [1962], Ш. Д. Курцерайте [1964], Г. В. Полякова [1971], Г. Б. Князева и В. Е. Хохлова, С. С. Долгушина, автора [Мазуров, 1977б, 1979б, в] и других геологов. В региональном плане Таятское месторождение приурочено к Таят-Табратской структурно-фациальной зоне Сисим-Казырского синклинория. Это линейная вулканическая зона длительного развития, выполненная метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев существенно базитовыми эффузивно-пирокластическими толщами, которые прорваны многофазными плутонами габбро-диорит-гранодиоритового состава. Непосредственно в районе Таятского месторождения нижняя часть вмещающей толщи состоит из неоднократно переслаивающихся туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоконгломератов (туфобрекчий) и содержит небольшие послойные тела базальтов. В стратиграфических схемах района она включается в состав нижнекембрийской тарбатской (или колпинской) свиты. Верхняя часть вмещающей толщи сложена эффузивными породами среднекембрийской кизирской свиты. Многофазный плутон, прорывающий все отмеченные выше вмещающие породы, сформировался в такой последовательности: I фаза — габбро-диорит и габбро, II — диорит, кварцевые диориты, III — плагиогранит-порфиры (диоритовые порфириты). Породы первых двух фаз слагают крупные штоки неправильной формы с гребенчатой кровлей, в эндоконтакте подвержены метасоматическим изменениям

и содержат редкий штокверк послемагматических рудных жил. Породы III фазы встречаются только в форме даек. Они, как и самые поздние в месторождении дайки диабазов, пересекают не только интрузивные, но и все метасоматические породы и руды, включают ксенолиты метасоматических руд, т. е. являются послерудными.

Детальный анализ минеральных парагенезисов пород рудного поля выявил, что наряду с широко развитыми метасоматическими рудами здесь встречается рудная минерализация иного генетического типа. Это гистеромагматический тип оруденения в глубинных магматических породах ранних фаз в габбро и габбро-диоритах, гистеромагматическая вкрапленность рудных минералов в основных вулканитах вмещающей толщи, а также метаморфизованные обломочные и первично эксгалиационно-гидротермальные рудные скопления в слоистых пирокластических породах, сохранившиеся в рудном поле в виде реликтов среди метасоматических руд [Мазуров, 1979б, в].

Гистеромагматическое оруденение в габбро и габбро-диоритах по форме проявления относится преимущественно к пятнисто-вкрапленному типу. Это обычно бедная мелко- и среднезернистая вкрапленность титаномагнетита (до 15%), равномерно распределенная по всей массе породы и лишь участками образующая рудные шпильки. При изучении в шлифах выявляется сидеронитовая структура; титаномагнетит выполняет промежутки зерен силикатов и не обнаруживает коррозионных границ. В отраженном свете в минерале хорошо видна структура распада твердого раствора ильменит — магнетит, местами встречаются экссолюционные выделения шпинели. Гистеромагматические вкрапленные руды отмечаются на глубоких горизонтах, в участках, сохранившихся от метасоматических преобразований. Там же, где по интрузивным породам сформированы пироксен-полевошпатовые или пироксен-скаполитовые метасоматиты, титаномагнетит полностью растворен, и лишь изредка сохраняются скелетные псевдоморфозы лейкоксена. Самостоятельного значения этот тип оруденения не имеет, но он мог быть одним из источников железа для метасоматических руд сопряженных участков.

Гистеромагматическая рудная вкрапленность в основных вулканитах вмещающей толщи представляет собой одну из развитых на месторождении сингенетических форм накопления рудного вещества. В современном состоянии это обломки размером до нескольких сантиметров в поперечнике, преимущественно остроугольной, неправильной формы, встречающиеся в туфоконгломератах, в той или иной степени претерпевших скаполитизацию, амфиболизацию и другие метасоматические изменения. Одни из них представлены обломками спилитов, базальтов и диабазовых порфиритов («рудных» порфиритов), в основной массе которых содержится тонкая вкрапленность или сплошная пылевидная масса магнетита (во встречающихся за пределами рудного поля породах также и гематита), цементирующая подобно стеклу микролиты и лейсты плагиоклазов и цветных минералов. Цемент таких обломочных пород тонкоцеппловый либо кристаллокластический. В других участках преобладают обломки, почти наполовину состоящие из магнетита. В местах, претерпевших

скаполитизацию, обломки, содержащие богатую гистеромагматическую вкрапленность магнетита, обрастают каймами гидротермального магнетита, отличающегося от первого внутренним строением, показателем отражения, размером и формой зерен. Обломок, обогащенный гистеромагматическим магнетитом, является своеобразной затравкой, на которой растет гидротермальный магнетит. Обломки пород, обогащенных сингенетичным магнетитом, встречаются в туфоконгломератах (туфобрекчиях), образующих несколько горизонтов (пластов) среди вулканогенно-осадочной толщи. Скважиной 21 (северная часть месторождения) вскрыты три таких пласта мощностью в несколько десятков метров каждый. Они имеют постепенные переходы к мелкообломочным пирокластическим породам (см. приложение, фиг. 1) и, вероятно, входят в состав закономерно изменяющегося ритма. В грубообломочных вулканокластах за пределами рудного поля встречаются обломки кварц-гематитового состава, а в цементе многочисленны песчинки магнетита и ильменита.

Обогащенные магнетитом метаморфизованные пирокластические обломочные породы встречаются в виде крупных блоков, пластов и обломков среди метасоматических руд и измененных пород. Это туфопесчаники, алевролиты с градационной слоистостью, отдельные преслои в которых сложены магнетитом. Процессами контактового метаморфизма и последующих метасоматических преобразований они, как и другие вмещающие породы, значительно изменены, и в настоящее время уже трудно заключить, какова первоначальная форма рудного вещества. Все же в текстурном узоре, внутреннем строении и составе минералов таких руд содержится много специфических черт, отличающих их от руд метасоматических. Характерная черта контактово-метаморфизованных руд — очень тонкозернистое строение агрегатов магнетита и низкая железистость силикатов. Все остальные минералы — амфиболы, скаполиты, пироксены, эпидот, альбит, биотит, флогопит, хлорит и кальцит — встречаются повсеместно, изменяясь лишь в количественном отношении. В большинстве руд присутствуют сульфиды — пирротин, халькопирит, пирит, галенит, сфалерит, марказит, довольно часто апатит, местами сфен, рутил, ильменит. В порядке распространенности среди метаморфизованных и позднее метасоматически измененных руд отмечаются полосчатые, плейчатые и пятнисто-полосчатые, пятнистые, массивные, вкрапленные, брекчиевидные и прожилковые разности. Структура руд чаще всего тонко- и мелкозернистая. Кристаллы магнетита размером 2—3 мм встречаются крайне редко в участках неоднократного дробления и перекристаллизации.

Тонкополосчатые разности руд наиболее распространены на месторождении. Особенно тонкий рисунок свойствен амфибол- или пироксен-магнетитовым рудам, почти не содержащим скаполита (см. приложение, фиг. 2). В штуфах хорошо видно чередование нитевидных параллельных полосок маложелезистого амфибола (или пироксена) и магнетита, ширина которых составляет обычно 0,5—1,5 мм. По простиранию полоски не изменяются, каждая последующая повторяет контур предыдущей. Параллельно-полосчатые руды

постепенно переходят в разности, где полосы не одинаковы по ширине, зернистости и составу: некоторые почти нацело сложены магнетитом, другие содержат его рассеянную вкрапленность, а в третьих он отсутствует. Встречаются руды с идеально повторяющейся градиционной сортировкой материала в пределах отдельных маломощных прослоев породы. По керну нескольких скважин прослежен постепенный переход по вертикали от грубообломочных туфоконгломератов с «рудными» обломками базальтов к тонкослоистым туфопесчаникам и алевролитам через промежуточные по зернистости разновидности, а также переходы параллельно-полосчатых руд в плейчатую и пятнисто-полосчатую, пятнистые, брекчиевидные и однородные разности. В микромасштабе такой переход можно наблюдать даже в одном штуде (см. приложение, фиг. 3): ритмично-полосчатая тонкозернистая амфибол-магнетитовая руда (а) сменяется по вертикали прослоем (б) амфибол-биотит-магнетитового состава плейчато-полосчатого строения мощностью 2 см и ориентированным под углом около  $20^\circ$  по отношению к предыдущему. Следующий за ним участок (в) начинается тонкозернистой полоской существенно амфиболового состава и постепенно переходит в однородную мелкозернистую амфибол-магнетитовую массу с редкими округлыми обломками до 3 мм в поперечнике. Последний в этом штуде — участок тонкоплейчатого строения (г). Такой текстурный рисунок отражает, вероятно, ритмику накопления осадков, осложненную оползневыми явлениями и частичным перемывом. Некоторое видоизменение текстуры породы вызвано наложением сульфидной минерализации, которая в рассмотренном примере распределена пятнами, гнездами, прожилками, часто несогласно первичному рисунку. Следует заметить, что текстуры, подобные приведенным выше, сохраняются лишь в тех случаях, когда руды не претерпели сильной скаполитизации. Скаполитизация особенно контрастно проявлена именно в тонкополосчатых разностях руд, где можно последовательно проследить все ее этапы. На первых порах в тонкозернистых рудах формируются одиночные изометричные и таблитчатые метакристаллы скаполита размером 1—1,5 мм в поперечнике, рост которых не вызывал существенного изменения пространственного расположения и зернистости метаморфогенного магнетита. Рост их, как показывает изучение содержащихся в них газовой-жидких включений, происходил в интервале  $660\text{--}600^\circ\text{C}$  [Мазуров, 1977б]. В минералообразующих растворах существенную часть составляли углекислота и хлор, газовая фаза значительно превышала жидкую. Сначала текстура руды сохраняется. Тонкие прерывистые полосы перекристаллизованного магнетита протягиваются цепочками независимо от размещения метакристаллов скаполита (см. приложение, фиг. 4). Дальнейшее же усиление процесса приводит к тому, что отдельные полосы приобретают расплывчатые очертания: то быстро сужаются, то расширяются; происходит выравнивание зернистости породы (см. приложение, фиг. 5). Участки, ранее богатые магнетитом, приобретают пятнистый «оспелый» облик, а там, где его было мало, формируются однородные скаполитовые метасоматиты с редкими «просвечивающими» структурами первич-

ной породы. Лучше всего сохраняется первичная структура в обломках основных вулканитов, обогащенных магнетитом. Сами обломки псевдоморфно замещаются обычно несколькими метакристаллами скаполита, а рисунок первичной спилитовой или интерсертальной структуры, подчеркнутый тонкораспыленной рудной вкрапленностью, сохраняется. Более крупные обломки базальтов изменяются меньше, даже в нацело скаполитизированной породе они обрастают каймами новообразованного магнетита.

Фронтальная высокотемпературная скаполитизация вмещающих пород во времени сопряжена с «жильной» скаполитизацией габбро-диоритов и габбро, превращенных в диоксид-скаполитовые метасоматиты.

Интересен тот факт, что в участках, где содержались повышенные количества магнетита (не менее 10%), скаполитизация приводит не к выносу железа, а лишь к локальной его перегруппировке.

По данным разведочного бурения, вертикальный размах проявления скаполитизации на месторождении превышает 1000 м. Наиболее сильно метасоматоз развит в осадочно-пирокластических породах. В составе скаполитов наблюдается тенденция увеличения основности с глубиной. Так, например, по скважине 8 прослежено, что отношение кальция к сумме его с натрием и калием (в %) изменяется от 27,2 на глубине 224 м до 42,9 на глубине 925 м (табл. 1), что не может быть связано с составом замещаемых пород, так как он почти постоянен. Формирование метасоматических магнетитовых руд непосредственно меняет скаполитизацию. Характерно, что типоморфные для метаморфогенных руд маложелезистые амфиболы и пироксены становятся неустойчивыми и замещаются роговой обманкой гастингситового типа и актинолитом, железистость которого 30—45% (табл. 2). Метасоматические амфибол-магнетитовые руды развиваются одинаково как по метаморфизованным первично-осадочным, так и по интрузивным породам, строго следуя трещинным зонам и в меньшей мере — структурам наслоений. Температуры формирования метасоматических амфибол-магнетитовых руд составляли 560—480°C [Мазуров, 1977б]. Преобладают среди этих руд пятнисто-полосчатые, массивные, вкрапленные и брекчиевидные разности. В некоторых участках встречаются гнезда амфибол-биотит-магнетитовых руд (см. приложение, фиг. 6), особенно в тех местах, где распространены тонкозернистые пироксен-скаполит-магнетитовые руды. В гнездовых скоплениях железистость биотита ниже, чем в однородных массах (табл. 3) и ниже железистости ассоциирующегося с ним амфибола.

Характерно, что взаимоотношения метасоматического магнетита со скаполитом, пироксеном и другими минералами дорудной стадии реакционные. Можно наблюдать, что магнетит развит по трещинкам в зернах скаполита (см. приложение, фиг. 7), содержащих пойкилитовые вроски пироксена, который при этом замещается актинолитом, т. е. сорудной минеральной ассоциацией является магнетит + актинолит. Амфибол-магнетитовые руды более крупнозернистые, чем описанные выше метаморфизованные разности. В некоторых

## Химический состав скаполитов Таятского месторождения, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	56,10	55,60	55,66	55,90	56,39	55,84	54,74	51,92	55,29	55,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,68	23,16	23,26	23,90	23,46	22,97	23,87	21,36	23,80	22,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	—	0,14	0,22	0,19	0,23	—	—	—	—
FeO	0,03	—	—	0,12	—	—	—	—	—	—
MnO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,07	0,02	0,09	0,02	0,02
MgO	—	—	0,08	—	—	0,08	0,08	—	0,08	0,17
CaO	7,03	8,35	8,58	7,75	7,99	8,30	9,78	12,04	8,47	8,47
Na <sub>2</sub> O	10,10	10,00	9,13	9,10	9,13	9,13	8,40	8,50	8,90	8,70
K <sub>2</sub> O	0,38	0,60	0,58	0,58	0,58	0,63	0,38	0,53	0,50	0,48
CO <sub>2</sub>	0,39	0,20	0,23	He опр.	0,04	0,20	0,02	0,79	0,03	He опр.
Cl	2,54	3,34	3,52	»	3,48	3,51	2,54	3,51	3,36	2,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,03	—	0,04	0,17	0,29	0,02	0,34	0,07	0,19
—O≡Cl	0,58	0,76	0,81	—	0,80	0,81	0,58	0,81	0,77	0,64
Сумма . . .	98,87	100,54	100,38	97,63	100,65	100,44	99,27	98,27	99,75	98,33

## Количество катионов в пересчете на 12 (Si, Al)

Si	8,122	8,005	8,032	7,983	8,053	8,073	7,924	8,075	7,965	8,055
Al	3,878	3,950	3,968	4,017	3,947	3,927	4,076	3,925	4,035	3,945
Ca	1,087	1,297	1,326	1,193	1,226	1,286	1,524	2,000	1,316	1,332
Na	2,835	2,802	2,547	2,524	2,522	2,555	2,368	2,560	2,494	2,454
K	0,069	0,104	0,104	0,103	0,103	0,104	0,069	0,093	0,086	0,088
C	0,078	0,043	0,051	—	0,009	0,043	0,003	0,168	—	—
Cl	0,626	0,827	0,866	—	0,849	0,860	0,618	0,925	0,831	0,693
Ca/(Ca+Na+K)	27,2	30,8	33,3	31,2	31,8	32,5	38,4	42,9	33,7	34,1

Примечание. 1—8 — из амфибол-широксен-скаполит-магнетитовых руд, скв. 8, глубина 224, 228, 302, 304, 307, 330, 852, 925 м соответственно; 9 — из крупных мономинеральных гнезд среди амфибол-биотит-магнетитовой руды, скв. 18, гл. 132 м; 10 — из амфибол-скаполитовых гнезд в брекчиевидной руде, скв. 17, гл. 28 м. Анализ выполнен в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР Л. А. Непеиной. Определение хлора проведено на рентгено-спектральном анализаторе MS-42 «Камеса» В. Н. Королюком.

участках, особенно на периферии рудных залежей, встречаются совместно по крайней мере три генерации магнетита: тонкозернистый метаморфогенный, представленный либо только титаномagnetитом (см. приложение, фиг. 8), либо в ассоциации с обособленными зернами ильменита (см. приложение, фиг. 9); регенерированный при скаполитизации, содержащий внутри блоки метаморфогенного магнетита с включениями ильменита и обрастающий зональными каймами (см. приложение, фиг. 10) и метасоматический, слагающий секущие прожилки и сплошные агрегаты амфибол-магнетитового состава.

Образование амфибол-магнетитовых руд на месторождении синхронно заключительным стадиям кристаллизации диоритов, в эндо-

## Химический состав амфиболов Таятского месторождения, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	49,30	49,76	54,32	52,95	52,23
TiO <sub>2</sub>	—	0,04	0,10	0,02	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,23	3,71	1,84	1,10	1,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,99	4,04	2,74	1,57	1,36
FeO	13,23	13,32	12,66	11,74	12,10
MnO	0,42	0,41	0,23	0,12	0,15
MgO	12,49	13,58	13,20	15,49	15,52
CaO	12,92	12,52	12,88	14,43	14,66
Na <sub>2</sub> O	2,68	1,70	0,63	0,38	0,34
K <sub>2</sub> O	0,41	0,27	0,15	0,13	0,09
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,94	1,10	0,98	1,55	0,69
Cl	He опр.	He опр.	0,23	He опр.	He опр.
F	»	»	0,12	0,04	»
—O≡F, Cl	—	—	0,10	—	—
Сумма . . . . .	100,61	100,45	99,98	99,52	98,67

Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на основе  $Z + Y = 13$

S <sub>i</sub>	7,342	7,278	7,94	7,59	7,62
Al <sup>IV</sup>	0,658	0,634	0,06	0,19	0,25
Al <sup>VI</sup>	0,076	—	0,26	—	—
Ti	—	0,008	0,01	0,01	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,448	0,440	0,30	0,17	0,16
Mg	2,775	2,962	2,87	3,31	3,05
Fe <sup>2+</sup>	1,648	1,626	1,54	1,41	1,47
Mn	0,053	0,052	0,02	0,01	0,01
Ca	2,059	1,960	2,02	2,22	2,30
Na	0,787	0,474	0,04	0,03	0,04
K	0,071	0,052	0,02	0,02	0,02
$\frac{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Mg} \cdot 100$	43,6	41,6	37,2	32,4	34,9

Примечание. 1, 2 — роговые обманки из амфиболлизированных апатит-пироксеновых жил [Калинин и др., 1962]; 1 — из жильных обособлений, 2 — псевдоморфозы по пироксену; 3 — актинолит из биотит-амфибол-скаполит-магнетитовой руды, скв. 21, гл. 17 м; 4, 5 — актинолиты из послерудных жилков с эпидотом, кварцем, сульфидами, скв. 30, гл. 30, 31 м. Анализы выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР Л. А. Непениной.

контактных участках которых развит редкий штокверк таких же по составу жилков.

Кристаллизация амфибол-магнетитового парагенезиса сменяется образованием эпидот-актинолит-альбитовых ассоциаций, которые становятся устойчивыми, начиная с 450—420°C. В эту же стадию происходит отложение сульфидов — пирротина, пирита и халькопирита. Специфика Таятского месторождения заключается в том, что отложе-

Химический состав биотитов из руд Таятского месторождения, мас. %

Компонент			Компонент					
	1	2		1	2			
SiO <sub>2</sub>	37,91	37,51	<i>Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на основе <math>Z + Y = 7</math></i>					
TiO <sub>2</sub>	0,78	1,55						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,10	13,54				Si	2,815	2,829
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,90	3,00				Al <sup>IV</sup>	1,142	1,171
FeO	13,16	17,40				Al <sup>VI</sup>	—	0,025
MnO	0,08	0,09				Ti	0,044	0,090
MgO	17,53	14,30				Fe <sup>3+</sup>	0,214	0,172
CaO	0,28	0,20				Fe <sup>2+</sup>	0,820	1,097
Na <sub>2</sub> O	0,33	0,13				Mg	1,936	1,609
K <sub>2</sub> O	7,25	8,93				Mn	0,004	0,004
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,02	Ca	0,022	0,018			
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,53	2,82	Na	0,004	0,018			
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	—	K	0,687	0,852			
F	0,38	0,32	OH	2,230	1,405			
—O=F	0,16	0,13	F	0,084	0,081			
Сумма . . .	99,25	99,68	$\frac{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Mg} \cdot 100$	34,9	44,1			

Примечание. 1 — из крупнокристаллических биотит-актинолит-магнетитовых гнезд среди тонкополосчатой пироксен-скаполит-магнетитовой руды, скв. 37, гл. 126 м; 2 — из равномерно-зернистой гастингит-биотит-магнетитовой руды, скв. 45, гл. 205 м. Анализы выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР Л. А. Непениной.

ние сульфидной минерализации не вызывает перекристаллизации магнетитовых руд, как на других метасоматических железорудных месторождениях. Сульфиды в тонкополосчатых рудах следуют первичному узору, делая его более контрастным, а также слагают гнезда и секущие прожилки.

Еще один «всплеск» высокотемпературного минералообразования на месторождении произошел на заключительном этапе кристаллизации габбро-диорит-гранодиоритового интрузивного массива. Трецинообразование в надкупольных участках вызвало поступление новых порций минералообразующих растворов и кристаллизацию апатит-пироксеновых жил пегматоидного типа, минералогия которых подробно описана Д. В. Калининым с соавторами [1962]. По нашим наблюдениям, это типичные жилы выполнения, последовательность кристаллизации и температуры образования минералов в них те же, что и в аналогичных минералах метасоматических залежей. Существенное отличие — отсутствие скаполита, в силу кинетических причин не образующегося в условиях резкого падения давления. Пироксен в них маложелезистый (табл. 4), амфиболы более железистые, чем в эпидот-актинолит-альбитовых ассоциациях, а эпидот (табл. 5) аналогичен по составу эпидоту из рудных ассоциаций других месторождений. О высоких температурах формирования жил свидетельствуют микроструктурные особенности магнетита, со-

## Химический состав пироксенов из месторождений Казырского рудного района, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	53,16	53,78	49,66	50,35	45,65	49,23	49,36	50,49
TiO <sub>2</sub>	0,03	—	0,04	0,12	0,16	0,03	0,13	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,24	2,00	1,56	1,48	3,45	—	1,79	2,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,48	0,28	3,58	2,18	1,75	0,84	2,59	1,92
FeO	3,90	4,10	16,02	14,70	22,64	17,90	17,06	10,39
MnO	0,31	0,32	0,84	0,47	0,68	0,56	0,31	0,58
MgO	14,90	14,85	5,60	6,90	5,74	7,13	5,54	11,15
CaO	23,68	23,45	22,92	23,07	16,54	23,26	23,00	21,61
Na <sub>2</sub> O	0,98	1,15	0,22	0,44	0,52	0,34	—	0,60
K <sub>2</sub> O	0,57	0,10	0,09	0,09	0,42	0,08	—	0,10
П.п.п.	0,20	0,25	0,49	0,44	1,89	0,87	0,12	0,72
Сумма . . .	100,45	100,27	100,18	100,13	99,44	100,23	99,99	99,95

Коэффициенты кристаллохимической формулы в пересчете на 6(О)

Si	1,940	1,970	1,957	1,961	1,86	1,964	1,957	1,92
Ti	—	—	—	0,002	—	0,002	0,002	—
Al	0,090	0,030	0,076	0,070	0,16	—	0,085	0,11
Fe <sup>3+</sup>	0,010	—	0,109	0,068	0,05	0,004	0,076	0,06
Fe <sup>2+</sup>	0,120	0,120	0,523	0,481	0,77	0,597	0,566	0,31
Mn	0,010	0,010	0,026	0,010	—	0,002	0,009	0,01
Mg	0,820	0,800	0,326	0,401	0,35	0,422	0,326	0,64
Ca	0,930	0,980	0,968	0,966	0,73	0,992	0,976	0,90
Na	0,060	0,040	0,009	0,030	0,04	0,002	—	0,05
K	0,020	—	0,002	0,001	0,02	0,005	—	—
$\frac{Fe^{3+}+Fe^{2+}+Mn}{Fe^{3+}+Fe^{2+}+Mn+Mg} \cdot 100$	14,6	13,9	67,0	58,0	70,0	58,8	66,6	37,2

Примечание. 1, 2 — из апатит-пироксеновых жил, Талтское месторождение [Калинин и др., 1962]; 3, 4 — из пироксеновых жил, Табратское месторождение [Князев, 1965]; 5 — из грубозернистых жил, там же [Дымкин, Могилева, 1967]; 6 — из гранат-пироксенового скарна, скв. 36, гл. 97 м, там же; 7 — из руд, там же [Князев, 1977]; 8 — из пироксен-скаполитового гнезда в околоскарновой породе, скв. 17, гл. 433 м, Хабальское месторождение. Анализы проб автора выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР Е. Н. Жуковой.

держашего здесь в большом числе экссолуционные выделения ильменита.

Заключительной фазой становления габбро-диорит-гранодиоритовой интрузии являлось внедрение свиты даек, колеблющихся по составу от диоритовых порфиритов до плагиогранит-порфиров. Эти дайки прорывают все группы метасоматических пород и руд, вызывая их метаморфизм.

По нескольким скважинам прослежено, что в экзоконтакте тонкополосчатые скаполит-амфибол-магнетитовые руды превращены в однородную плотную массу, разбитую многочисленными трещинами.

Химический состав энидотов из месторождений Казырского рудного района,  
мас. %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	37,80	37,74	36,43	37,49	37,40
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,20	0,10	0,13	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,41	21,40	22,55	23,81	23,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,84	14,57	14,35	11,24	13,27
FeO	0,53	0,47	0,29	0,38	0,27
MnO	0,10	0,14	0,03	0,06	0,16
MgO	—	—	0,08	—	1,05
CaO	23,35	23,38	23,51	24,19	22,07
Na <sub>2</sub> O	0,28	0,25	0,17	0,14	—
K <sub>2</sub> O	0,04	0,07	0,11	0,12	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,04	1,78	1,73	1,85	2,05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,12	—	—	0,34

С у м м а . . . . . 99,96 | 100,12 | 99,35 | 99,41 | 100,38

*Коэффициенты кристаллохимической формулы в пересчете на 8 катионов*

Si	3,03	3,01	2,91	3,00	2,96
Ti	0,02	0,01	0,005	0,005	0,01
Al	2,03	2,02	2,14	2,23	2,21
Fe <sup>3+</sup>	0,84	0,88	0,67	0,67	0,79
Fe <sup>2+</sup>	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01
Mn	0,01	0,01	0,005	0,005	0,01
Mg	—	—	0,01	—	0,13
Ca	2,00	2,01	2,01	2,05	1,88
Na	0,04	0,02	0,02	0,01	—
K	—	0,01	0,01	0,01	—
OH	1,07	1,09	0,95	0,98	1,09
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Al)	29,2	30,3	23,8	23,1	26,3

Примечание. 1 — из энидот-кварцевых жил с сульфидами среди пропилитизированных пород, скв. 17, гл. 687 м, Хабалыкское месторождение; 2 — из энидотизированного пироксен-гранатового скарна, скв. 17, гл. 483 м, там же; 3 — из кварцевых энидозитов среди вкрапленной сульфидно-магнетитовой руды в гранатовом скарне, скв. 2, гл. 63 м, Болотное рудопроявление; 4 — из кварцевых энидозитов среди вкрапленной кальцит-дашкесанит-магнетитовой руды, Табратское месторождение; 5 — из апатит-пироксеновых жил, Таятское месторождение [Калинин и др., 1962]. Анализы выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР Е. Н. Жуковой.

Часть этих трещин притерта, а другие выполнены минеральными новообразованиями. Скаполит в непосредственном контакте с дайкой гранулирован и почти нацело замещен альбитом и кальцитом. Амфиболы и пироксены также гранулированы и замещены мелкозернистой голубовато-зеленой роговой обманкой. В эндоконтакте встречаются многочисленные дезинтегрированные ксенолиты магнетитовой руды остроугольной формы до 3 см в длину. В маломощных дайках (менее 3 м мощностью) ксенолиты встречаются только в ближайшем эндо-

Параметры тонкой кристаллической структуры магнетитов из скарновых месторождений

Номер образца	Номер пробы	$D, \text{Å}$	$\sqrt{\langle \varepsilon^2 \rangle} \cdot 10^{-3}$	Номер образца	Номер пробы	$D, \text{Å}$	$\sqrt{\langle \varepsilon^2 \rangle} \cdot 10^{-3}$
1	И1а	502	0,80	10	T21/132,5	322	1,04
2	И2а	362	0,87	11	T30/30	628	1,2
3	T636/564	732	0,29	12	T26/46	524	1,28
4	T618/1028	290	0,48	13	Ta303/614	294	1,34
5	088/734	413	1,31	14	Ta302/432	595	0,80
6	087к	358	1,22	15	Л12/77	704	1,2
7	Уч-218а	343	1,2	16	Э77	867	0,4
8	Уч-218	440	1,52	17	П25/302	506	0,74
9	Уч-1	659	1,2	18	П30	484	0,94

Примечание.  $D$  — средний размер блоков когерентного рассеяния;  $\sqrt{\langle \varepsilon^2 \rangle}$  — относительное среднеквадратичное микроискажение.

контакте, а в более мощных участки дезинтегрированных ксенолитов отмечаются на удалении 10—12 м от контакта. В этом случае ксенолиты обычно уже превращены в пироксен-магнетитовые псевдосегрегации, расположенные вблизи гломеропорфировых выделений плагиоклазов. По форме, структуре и составу такие скопления идентичны тенивым ксенолитам магнетитовой руды, выявленным нами на Ирбинском [Мазуров и др., 1975] и Одиночном [Мазуров, 1979а] месторождениях. При изучении контакта руды и плагиогранита в шлифах хорошо видно, что фельзитовая основная масса проникает мелкими апофизами в гранулированную руду (см. приложение, фиг. 11), а мелкие обломки кристаллов магнетита тонко распылены в ней.

Специфичны структурные преобразования магнетита из руд в контакте с дайками. И метаморфогенные и метасоматические магнетиты подверглись здесь грануляции, полигонизации, а содержащаяся в них примесь титана выделилась в форме ильменита на межзеренных границах (см. приложение, фиг. 12). Рентгенометрические исследования [Мазуров и др., 1983] показывают, что кристаллы магнетита из метасоматических руд (табл. 6, образец 11) имеют более крупные блоки когерентного рассеяния и большую величину микроискажений, чем кристаллы из метаморфогенной руды (см. табл. 6, образец 10). По сравнению с исходными кристаллами метасоматического рудного магнетита (образец 11) в кристаллах метаморфизованного в контакте с дайками магнетита (см. табл. 6, образец 12) размер блоков когерентного рассеяния меньше, а величина микроискажений больше.

Сильное дробление руды прослеживается на несколько метров от контакта с дайкой. Оно сопровождается также и локальным проявлением пластических деформаций. В нескольких местах автором было обнаружено, что полосчатые скаполит-амфибол-магнетитовые

руды с сульфидами на удалении 5—7 м от контакта превращены в плейчатополосчатые. В отличие от метаморфогенных руд, где микроплейчатость не сопровождается хрупкими деформациями, в рассматриваемом случае наблюдаются трещины отрыва, особенно в местах перегиба складок. Они треугольной формы и выполнены кальцитом, кварцем и пирротином. В этих же участках многочисленны трещины скола, которые чаще всего проходят вдоль поверхности соприкосновения слоев разного состава. По этим трещинам прослеживается смещение вдоль слоистости от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Многочисленные отслоения, расположенные как на шарнирах, так и на крыльях складок, выполнены преимущественно пирротином и халькопиритом. Вероятно, часть пирротина в полостях отслоения образована путем нагнетания пластичного вещества. Об этом свидетельствует наличие многочисленных механических двойников пирротина, хорошо видимых в отраженном свете.

Подобные явления контактового метаморфизма отмечаются в контактах руд с дайками диабазов и габбро-диабазов, самых молодых из глубинных пород.

Низкотемпературные гидротермальные новообразования на месторождении встречаются довольно часто. Это хлоритизированные и оталькованные участки среди руд и безрудных пород, серицит-кварц-хлорит-анкерит-кальцитовые породы, выполняющие длительно живущие зоны разломов и расположенные независимо от литологических границ, а также некоторые более редкие минеральные парагенезисы, формирование которых значительно оторвано от рудного процесса.

Распределение всех типов метасоматитов среди интрузивных и эффузивных пород на месторождении подчинено зонам катаклаза и трещинным структурам. Вмещающие осадочно-пирокластические породы целиком были охвачены высокотемпературными преобразованиями, т. е. метасоматоз в них осуществлялся фронтально. Распределение пропиловых и более низкотемпературных ассоциаций во всех типах пород подчинено трещинному контролю. Процесс метасоматического минералообразования на месторождении не был одностадийным. Это вызвано многофазностью магматизма и неоднократным проявлением разрывных нарушений, способствовавших появлению новых путей фильтрации гидротермальных растворов. Наряду со сплошными массами в полосчатых и вкрапленных рудах встречаются секущие жилки скаполита. По составу и температурам кристаллизации, оцененным методом гомогенизации газовой-жидких включений, эта поздняя генерация отличается от предыдущих. Наличие нескольких генераций скаполитов, образующихся до и после метасоматического магнетита, позволяет заключить, что скаполиты кристаллизуются в значительно большем интервале, чем магнетиты, формирующие руды, а оруденение по этому признаку может быть отнесено к сопутствующему типу. Такие свойства скаполитов, как повышенная хрупкость, наличие в составе и во включениях хлора, углекислоты, а по недавним данным, и молекул HCl [Долпау е. а., 1978], благоприятны для активного их участия в качестве осадите-

лей рудного вещества в рудном процессе. Скаполитизация в этом плане может рассматриваться как процесс подготовки зоны рудоотложения.

Скаполитовые руды в метасоматических железорудных месторождениях представляются своеобразными аналогами известковых и магнезиальных скарнов, но образованными в результате хлорно-натриевого метасоматоза в участках, сложенных преимущественно алюмосиликатными породами. Они являются рудоносными метасоматитами, ареал которых значительно превышает площадь оруденелых участков.

Скаполиты в природе встречаются главным образом в метаморфических, метасоматических и гидротермально измененных породах [Солодовникова, 1957; Дымкин и др., 1967; Ревердатто, 1970; Shaw, 1960]. Основываясь на экспериментах, предполагают, что мейонит, вероятно, первично-магматический минерал в глубинных участках земной коры, не исключается возможность его существования в верхней мантии [Millhollen, 1974; Newton, Goldsmith, 1975]. Несмотря на довольно широкий спектр распространения в природе, скаполиты очень трудно синтезируются. Попытки получения скаполита в условиях, близких к природным, чаще всего заканчивались неудачей. Исчерпывающий обзор экспериментальных данных сделан П. Орвиллом [Orville, 1975], изучившим устойчивость скаполитов в системе альбит — анортит —  $\text{NaCl}-\text{CaCO}_3$  при давлении 4 кбар и температуре  $750^\circ\text{C}$ . Он показал, что при указанных параметрах и при избытке в системе  $\text{NaCl}$  и  $\text{CaCO}_3$  конечные члены скаполитов — мариазит и мейонит — менее устойчивы, чем эквивалентные им ассоциации альбит + галит и анортит + кальцит. В области составов от  $\text{Ab}_{80}\text{An}_{20}$  до  $\text{Ab}_{30}\text{An}_{70}$  более устойчивы скаполиты, чем эквивалентные им по отношению  $\text{Al/Si}$  плагиоклазы. В этих же экспериментах выявлено, что в области кислых составов более натровый плагиоклаз находится в равновесии с более кальциевым скаполитом, в области основных составов — более натровый скаполит с более кальциевым плагиоклазом, а для промежуточных составов распределение обусловлено активностью  $\text{NaCl}$  и  $\text{CaCO}_3$ . Это подтверждает основанное на природном материале заключение А. А. Маракушева [1964] о зависимости состава образующихся скаполитов от состава полевых шпатов замещающей породы при слабой интенсивности процесса. Особый интерес представляют пока немногочисленные опыты П. Орвилла по устойчивости скаполитов в присутствии воды, свидетельствующие, что пределы устойчивости богатого мариазитовой составляющей скаполита, полученного из плагиоклаза состава  $\text{Ab}_{60}\text{An}_{40}$  при избытке  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{NaCl}$ , находятся между 52 и 22 вес. %  $\text{NaCl}/(\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O})$ , что соответствует приблизительно 16—5 мол. раствору  $\text{NaCl}$ .

Опыты И. А. Белицкого, Г. В. Букина и Н. И. Зюзина [1966] по устойчивости скаполита в гидротермальных условиях показали, что в кислой среде ( $\text{pH} = 2$ ) при температуре  $250^\circ\text{C}$  и давлении 100 атм скаполиты не изменяются, а в щелочной среде ( $\text{pH} = 11,4$ ) в тех же условиях — замещаются анальцитом, гидросодалитом, канкрини-

том, нефелином, пектолитом и гидронефелином. Продолжительность опытов составляла 10 сут, а в качестве исходного вещества брались дишир Анзасского железорудного месторождения состава  $\text{Ma}_{62}\text{Me}_{38}$  и мейонит из Слюдянки —  $\text{Ma}_{19}\text{Me}_{81}$ . Результаты экспериментов могут быть использованы для оценки параметров образования апо-скаполитовых парагенезисов, для определения же параметров образования самого скаполита эти данные не пригодны, так как относятся к низкотемпературной области.

А. Р. Котельников [1978] исследовал устойчивость скаполита в ассоциации с плагиоклазом и кальцитом в области температур 500—700°C и общем давлении 1 кбар. Он показал, что при 500° этот парагенезис устойчив при мольной доле  $\text{CO}_2$  во флюиде от 0,03 до 0,45. При мольной доле менее 0,03 он распадается на плагиоклаз + кальцит + NaCl, а с увеличением ее до 0,45 плагиоклаз становится неустойчивым и скаполитизируется. С увеличением температуры поле стабильности ассоциации сужается. Выше 650° при низких значениях мольной доли  $\text{CO}_2$  во флюиде распадается с образованием гроссуляра. При 700° парагенезис скаполит + плагиоклаз + кальцит устойчив в пределах 0,2—0,3 этого параметра, а при значении более 0,3 происходит полная скаполитизация плагиоклаза. Эти эксперименты используются для оценки параметров кристаллизации скаполита в карбонатных толщах вмещающих пород и поздних генераций скаполита в рудных залежах.

В рудных полях магнетитовых месторождений скарновой формации геосинклинальных областей отмечаются в основном скаполиты с содержанием мейонитовой молекулы от 12 до 35% [Дымкин, Мазуров, 1974; Мазуров, 1977]. Это обусловлено тем, что скаполиты образуются по алюмосиликатным породам в результате хлорно-натриевого инфильтрационного метасоматоза. Развитие скаполитов по существу карбонатным породам известно на Анзасском [Павлов, 1964], Хабалыкском [Дымкин и др., 1977] и некоторых других месторождениях. По составу они более основные. На Анзасском месторождении дишир № 45 встречается в виде рассеянной вкрапленности в известняках и считается Д. И. Павловым продуктом регионального метаморфизма, хотя не менее вероятно и возникновение его в процессе контактовых преобразований. На Хабалыкском месторождении основные скаполиты — мицдониты № 52—55 — находятся в парагенезисе с диопсидом, кальцитом, иногда с флогопитом и формируют полосчатые скарноиды, образованные по слоистым известковым туфам, туффитам и туфопесчаникам в результате диффузионного перераспределения вещества внутри отдельных прослоев в экзоконтакте диоритов и габбро-диоритов. В удалении от контакта на 50—60 м известняки, содержащие обломочный материал, остаются неизменными.

Формы проявления и минеральные парагенезисы скаполитов, образованных по алюмосиликатным породам, очень изменчивы. Обычно начало процесса скаполитизации связывают с появлением первых его зародышей либо в интерстициях, либо внутри кристаллов

плагноклазов. Нередко же первые генерации скаполитов выполняют тонкую сеть прожилков, рассекающих породу в разных направлениях. При изучении шлифов прослеживаются все этапы процесса вплоть до заключительного, когда происходит полное замещение породы скаполитом в парагенезисе с пироксеном, амфиболами, сфеном, апатитом, цирконом и другими минералами. При неполном замещении присутствуют реликты минералов исходной породы. Крайне редко в таких участках можно встретить зональные скаполиты, состав которых находится в определенной зависимости от состава замещенных ими плагноклазов. Обычно же подобная зависимость отсутствует [Дымкин и др., 1967], что обусловлено скаполитизацией, происходящей в зонах интенсивной фильтрации растворов в неравновесных условиях. Морфология новообразований скаполитов подробно описана в работах Д. В. Калинина [1962], Ю. В. Индукаева [1962], Д. И. Павлова [1964], А. М. Дымкина и др. [1967], Ю. А. Полтавца [1974].

В апоалюмосиликатных метасоматитах скаполит участвует в нескольких минеральных парагенетических ассоциациях. Наиболее высокотемпературная ассоциация скаполит + пироксен + сфен + апатит. Пироксен представлен салитом и ферросалитом. Как показали эксперименты по гомогенизации газовой-жидких включений в скаполитах и пироксенах, на разных месторождениях эта ассоциация кристаллизуется при неодинаковых температурах: 700—550°C — Давыдовское, 580—430 — Соколовское, 680—480 — Ирбинское, 660—540°C — Хабальское [Дымкин и др., 1972; Дымкин, Мазуров, 1974]. Следующая, более низкотемпературная ассоциация скаполит + амфибол + биотит (флогопит), кристаллизуется при 420—520°C (Хабальское, Таятское, Ампальское, Анзасское месторождения). Амфиболы в ассоциации со скаполитом изменяются по составу и свойствам в широких пределах. Так, на Хабальском и Таятском месторождениях скаполиты ассоциируются с магнезиальным актинолитом, на Анзасском — с железистым актинолитом и гастингситом [Павлов, 1964; Курцерайте, 1974], а на Табратамском — с дашкесанитом [Князев, 1974], что связано с различиями в составах замещаемых пород и с иным режимом компонентов в растворах. Ассоциация скаполит + альбит + актинолит, фиксирующая нижнюю границу устойчивости скаполита в метасоматитах площадного развития, отмечена при изучении Хабальского железорудного месторождения [Дымкин и др., 1977]. Температура формирования ее 380—430°C. Недостаточно изученными остаются соотношения скаполита с эпидотом и пренитом. Чаще всего отмечают их реакционные взаимоотношения и разложение скаполита на альбит и эпидот, но местами среди катаклазированных участков пород, сцементированных кальцитом, можно наблюдать, что все эти минералы одновременно регенерируют свои кристаллы. Заметим, что последовательность минералообразования в скаполитовых метасоматитах площадного (фронтального) развития несколько отличается от таковой в синхронных им жилах выполнения.

Состав скаполита в последовательно сменяющих друг друга парагенезисах также не остается постоянным. При изучении минеральных парагенезисов Таятского, Табратского, Хабалыкского, Мульгинского и Бурлукского месторождений в Восточном Саяне и Анзаского в Западном Саяне повсеместно прослежена тенденция повышения основности поздних генераций скаполитов. Подобное явление отмечается также в Абовянском [Сарухания, 1971], Дашкесанском [Кашкай, Азадалиев, 1965] и некоторых других месторождениях. Это обусловлено, вероятно, понижением химического потенциала натрия с падением температуры. Скаполиты замещаются альбитом, особенно его «шахматной» разновидностью, анальцимом, цеолитом и редко сохраняются в неизмененном виде.

Скаполитовые метасоматиты лишь в некоторых железорудных месторождениях входят в состав эндоскарновых зон известковых скарнов. Чаще всего они, подобно пироксен-полевошпатовым породам, слагают самостоятельные «блочные» участки околорудных «осветленных» пород, иногда содержащих вкрапленные магнетитовые руды.

Связь процессов скаполитизации и магнетитового оруденения далеко не однозначна. В ряде месторождений обнаружено, что скаполитизация сопровождается полным разложением аксессуарного магнетита и фемических минералов, т. е. приводит к выносу железа, которое затем может участвовать в процессах минералообразования и рудоотложения в благоприятных для этого структурах. Отмечаются случаи, когда магнетит, рассеянный в породе, претерпевает лишь перекристаллизацию, образуя нередко хорошо ограненные зерна, сгруппированные в мелкие гнезда среди более крупных скаполитовых обособлений. Подобное описано А. М. Дымкиным и Э. А. Лесновой [1967] на примере Ижморских магнитных аномалий и выявлено автором на Ирбинском [Дымкин и др., 1975], Хабалыкском, Таятском и других месторождениях.

Н. Г. Сумин [1954], Д. О. Онтоев [1956], Д. С. Штейнберг [1960], А. М. Дымкин с соавторами [1967] и другие исследователи при описании месторождений скаполитового подтипа отмечают близкоодновременную кристаллизацию скаполита и магнетита. Этот факт послужил основанием для гипотезы об одновременном переносе Na, Fe, Cl гидротермальными растворами в форме хлорацидокомплексных соединений [Калинин, 1962]. Все же в большинстве случаев ясно, что кристаллизация метасоматического магнетита происходит в уже сформированных скаполитовых породах, ареал развития которых всегда значительно больше, чем руд.

Определения температурных условий формирования скаполитовых метасоматитов методом гомогенизации газовой-жидких включений пока немногочисленны, что связано со значительными техническими трудностями. Замеры температур кристаллизации, выполненные А. М. Дымкиным, М. М. Федосеевой и Н. А. Шугуровой [1972] для скаполитов месторождений Тургайской провинции, а автором для скаполитов месторождений Алтае-Саянской области, показывают, что формирование скаполитовых метасоматитов происходит в том же

температурном интервале, что и известковых скарнов. Кристаллизация скаполитов в послемагматическую стадию начинается при температуре 680—700°C, отвечающей появлению пироксен-скаполитового парагенезиса, и заканчивается при 380—430°C, когда вместо скаполита устойчивы альбит, анальцит и цеолиты. Первичные газово-жидкие включения в скаполитах повсеместно содержат жидкую углекислоту и часто кристаллики NaCl. Единичные опыты, выполненные автором по оценке давления путем гомогенизации и криометрии одних и тех же включений, дали цифры 180—200 атм. Концентрация преобладающей соли NaCl в минералообразующих растворах составляла 44% при 620 и 26,3% при 380°C. Главное препятствие в получении более достоверных цифр — отсутствие экспериментальных и расчетных данных по сложным солевым системам.

Альбит в месторождениях этого типа развивается преимущественно позднее скаполита и входит в состав эпидот-актинолит-альбитового парагенезиса. Пироксен-полевошпатовые метасоматиты ранней постмагматической стадии здесь распространены локально и только в месторождениях смешанного типа не уступают в количественном отношении пироксен-скаполитовым. При изучении Анзасского месторождения Д. И. Павлов [1964] пришел к выводу, что развитие скаполита или альбита в ходе дорудного щелочно-галоидного метасоматоза зависит от соотношения в составе замещаемых пород глинозема, кремнезема и окиси кальция. В одних и тех же условиях, под действием одних и тех же богатых хлором растворов по габброидам образованы скаполит-актинолитовые метасоматиты практически без альбита, а по существенно кварцевым метаморфическим сланцам — альбитовые метасоматиты с актинолитом, не содержащие скаполита. В приконтактовой зоне габброидов и сланцев в метасоматитах совместно присутствуют скаполит и альбит.

Зональное размещение альбитовых и скаполитовых метасоматитов, рудоносных и безрудных, проявлено в ряде месторождений Тургайской провинции, но связывается оно не только с различиями в литологии замещаемых пород, но и с различиями, обусловленными глубиной зарождения рудообразующих систем.

Д. И. Павлов [1971], проанализировав закономерности размещения месторождений с хлорной минерализацией, установил, что они приурочены к специфическим структурам, где реализуется возможность пространственного совмещения продуктов базитового магматизма и внемагматических хлоридных вод. Последние явились, по-видимому, источником натрия и хлора во флюидах, обуславливающих метасоматические преобразования, растворение, вынос железа из одних участков и отложение его в сопряженных зонах.

### Месторождения пироксен-дашкесанитового минерального типа

Г. А. Соколов и А. М. Дымкин [1967], впервые предложившие выделять в качестве самостоятельного д а ш к е с а н и т о в ы й подтип метасоматических железорудных месторождений,

характерным представителем его назвали Табратское месторождение в Восточном Саяне. Его особенностями на первом этапе изучения считались преобладающее развитие оруденения штокверкового типа и обилие в рудах и околорудных породах дашкесанита [Дымкин, Могилева, 1967]. В последующем Г. Б. Князев [1974] установил, что помимо обогащенности высокожелезистыми амфиболами отличительными чертами Табратского месторождения являются: локализация оруденения в зонах трещиноватости среди основных пород, богатых магнием, исключительная распространенность пироксеновых жил и отсутствие гранатовых скарнов, связь амфиболизации и магнетитового оруденения и обособленность рудной стадии от предшествующего скарнового процесса.

По мнению автора, главный фактор, обусловивший отличие данного типа месторождений, — структурный контроль. Именно поэтому месторождения представлены инфильтрационными скарноворудными залежами значительной ( $>1,5$  км) вертикальной протяженности, имеющими нередко симметрично-поясовое строение и характерное распределение рудных масс в виде субвертикального или наклонного рудного столба. Руды локализованы преимущественно в грубозернистых автореакционных пироксеновых (реже гранат-пироксеновых) скарнах с редко проявленной метасоматической зональностью. По текстурному облику преобладают брекчиевидные, прожилковые и вкрапленные разности. Массивные сплошные руды встречаются главным образом в центральных участках рудной залежи. Рудный процесс на месторождениях протекал в сложных динамических условиях. Вероятно, это участки длительного развития, так как рудная зона насыщена многочисленными дорудными, внутри- и послерудными дайками.

Типичные представители данного минерального типа (субформации) — Табратское и Одиночное месторождения в Восточном Саяне, а также Левосухаринское и Одрабаш в Горной Шории.

Табратское месторождение расположено в Казырском рудном районе Восточного Саяна в северной контактовой зоне Хабалыкского (Убинского) габбро-диорит-гранодиоритового массива. Вмещающие породы — мраморы, андезитовые порфириды и мелкообломочные пирокластические породы нижнего кембрия. Геолого-разведочными работами и тематическими исследованиями (Г. С. Горшков, Ю. А. Байдаков, А. В. Капинос, Г. Б. Князев и др.) установлены главные закономерности локализации пород и руд в пределах месторождения и сложная многостадийная история его развития, подробно освещенная в ряде статей [Князев, 1974; Железорудные месторождения..., 1981; и др.]. Новые сведения об условиях формирования и составе рудных и ассоциирующихся с ними минералов получены автором [Мазуров, 1977а].

Ведущим рудообразующим процессом на месторождении является хлорно-натриевый метасоматоз, сопровождаемый оруденением и амфиболизацией. По проявлению амфиболовой минерализации Табратское месторождение уникально. По сведениям Г. Б. Князева [1966, 1974 и др.], А. М. Дымкина и М. П. Могилевой [1967] и на-

блюдениям автора [Мазуров, 1977а], процесс амфиболизации на месторождении был длительным и захватил значительно большие площади, чем занимают метасоматические магнетитовые руды. Среди минеральных парагенезисов с амфиболами выделены дорудные, сорудные и послерудные ассоциации. К дорудным относятся альбит-гастингситовые, альбит-диопсид-гастингситовые, клиноцоизит-гастингситовые и гастингсит-эпидот-гранатовые ассоциации, которые вместе с клиноцоизит- и альбит-диопсидовыми породами образуют группу «осветленных» пород, составляющую ореол скарново-рудной зоны. Во внутренней части скарново-рудной зоны им синхронны грубозернистые гранат-пироксеновые и существенно пироксеновые скарны, выполняющие жилы пегматоидного типа. Гастингсит здесь отличается от роговой обманки магматических пород ярко-зеленой и синеваато-зеленой окраской, сильным плеохроизмом в зеленоваато-синих тонах, а от амфиболов последующих стадий — и парагенезисом. Судя по оптическим свойствам ( $N_g = 1,670-1,684$ ;  $N_p = 1,652-1,667$ ;  $c : N_g = 20-22^\circ$ ;  $-2V = 60-70^\circ$ ), гастингсит имеет переменную железистость в разных парагенезисах, что обусловлено неоднородностью состава исходных пород. Во всех ассоциациях он представлен преимущественно мелкими зернами, достигающими лишь местами нескольких миллиметров по удлинению. Число первичных газовой-жидких включений в них невелико, они каплевидной, изометричной формы, газовая фаза преобладает над жидкой. Гомогенизация включений осуществляется в газ при  $610-570^\circ\text{C}$  [Мазуров, 1977а].

В Табратском месторождении наиболее распространены дашкесаниты. В околорудных породах они выделяются черным цветом, сильным блеском, довольно правильной огранкой. В шлифах слабопрозрачные, ярко плеохроируют в густых тонах с преобладанием синего цвета. Оптические свойства:  $N_g = 1,730-1,704$ ;  $N_m = 1,725-1,698$ ;  $N_p = 1,704-1,682$ ;  $c : N_g = 18-24^\circ$ ;  $-2V = 28-42^\circ$ .

Максимальные показатели преломления, минимальные углы оптических осей, повышенные железистость, щелочность и содержание хлора присущи дашкесанитам из собственно рудного апоскарнового парагенезиса дашкесанит + магнетит и крупно-, гигантозернистым — из кварц-дашкесанит-кальцитовых гнезд среди перекристаллизованной руды. Количество хлора, определенное на микрозонде MS-46, в последних достигает 2,50%.

Последовательность кристаллизации дашкесанитов выявлена по соотношениям их с другими минералами. Встречаются участки, где дашкесанит образует агрегат зерен, тесно сросшихся с диопсидом и имеющих с ним одинаковую степень идиоморфизма без следов взаимных замещений. Это позволяет предполагать существование некоторой области физико-химических условий с устойчивой ассоциацией диопсид + гастингсит (дашкесанит). В большинстве случаев взаимоотношения дашкесанита с диопсидом реакционные. Повсеместно отмечается замещение диопсида дашкесанитом либо дашкесанитом с магнетитом (см. приложение, фиг. 13). Дашкесанитовые

парагенезисы сменяются кварц-эпидот-актинолитовыми с кальцитом, скаполитом и хлоритом. В некоторых участках (преимущественно на флангах рудной залежи) прослеживаются постепенные переходы от дашкесанитовых к существенно актинолитовым породам через амфиболы промежуточного состава. Близкие к актинолиту состав и свойства ( $N_g = 1,660$ ;  $N_p = 1,638$ ;  $c : N_g = 16^\circ$ ) имеют амфиболы среди алюмосиликатных толщ на флангах рудной зоны.

Дашкесаниты насыщены многочисленными газовой-жидкими включениями, среди которых выделяются группы первичных, первично-вторичных и вторичных. Самые высокотемпературные включения зафиксированы в дашкесаните из дашкесанит-диопсидовой ассоциации, где они существенно газовые, очень мелкие, изометричной формы. Гомогенизация их осуществляется при  $580-540^\circ\text{C}$ . Заметим, что в диопсиде выявлена сходная по температуре группа первично-вторичных включений, гомогенизированных при  $590-550^\circ\text{C}$ . Максимальные температуры кристаллизации диопсида из грубозернистых жил  $630-670^\circ\text{C}$ .

Наиболее богат включениями дашкесанит из собственно рудной (дашкесанит + магнетит) и дашкесанит-кварц-кальцитовой ассоциаций. Повсеместно во включениях содержится жидкая углекислота, кристаллики галита. Соотношения газовой и жидкой фаз переменные, колеблются от 1 : 1 до 1 : 5. Форма включений овальная, игльчатая, сильно отличается от изометричной. Они крупнее, чем в предыдущих ассоциациях.

Температура образования дашкесанита в парагенезисе с магнетитом оценена с помощью методов гомогенизации и декрепитации. Массовое разрушение включений происходит в интервале  $570-520^\circ\text{C}$ , что несколько выше температуры гомогенизации ( $540-470^\circ\text{C}$ ). Это можно объяснить «инерционностью» прибора.

В крупных кристаллах дашкесанита из кальцитовых гнезд среди магнетитовой руды прослежено закономерное снижение температур образования от центральных зон к периферическим; в целом они находятся в интервале  $500-460^\circ\text{C}$ . Декрепитация происходит при  $540-490^\circ\text{C}$ .

В определении нижней границы образования дашкесанита использовалось минералотермометрическое исследование кварца. Кварц в кальцитовых гнездах среди дашкесанит-магнетитовой руды имеет хорошо ограненные кристаллы до 5 см в длину с признаками совместного роста с дашкесанитом. В мелкозернистой дашкесанит-магнетитовой руде кварц слагает цемент. В шлифах видно, что окварцевание руды сопровождается не только расщеплением крупных зерен дашкесанита на мелкие призмы, иглы и прочие выколки по спайности, но и замещением его актинолитом, иногда вместе с гематитом. В других участках избыток железа при этом входит в сульфиды — пирротин, пирит и халькопирит. Гомогенизация самых высокотемпературных газовой-жидких включений в кварце осуществляется при  $460-440^\circ\text{C}$ . Это и есть нижняя граница температуры кристаллизации дашкесанита в Табратском месторождении.

При  $440-420^\circ\text{C}$  образуется крупнокристаллический эпидот в

Химический состав амфиболов Таб

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	36,26	37,60	37,43	37,74	38,17	38,40	38,46	38,68
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,43	0,63	0,14	0,10	0,38	1,32	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,84	12,36	10,24	10,81	11,37	11,28	13,39	10,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,72	7,94	5,15	5,28	7,53	9,54	3,75	2,43
FeO	25,48	22,48	23,31	24,02	22,09	19,39	20,55	24,97
MnO	0,61	0,36	0,46	0,45	0,44	0,28	0,56	0,44
MgO	2,33	2,31	3,82	3,17	2,95	3,58	4,11	4,43
CaO	11,78	11,69	12,54	11,85	10,66	12,06	11,87	12,41
Na <sub>2</sub> O	1,40	1,43	1,25	1,25	1,60	0,62	1,17	1,12
K <sub>2</sub> O	1,51	1,75	1,30	1,41	1,21	1,40	1,37	1,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,64	0,99	1,99	1,79	2,23	1,24	2,31	1,78
Cl	1,31	1,73	1,48	1,86	1,10	0,92	1,96	1,56
F	He		He	He				
—O=Cl, F	опр.	0,04	опр.	опр.	0,24	—	—	—
	0,29	0,40	0,34	0,42	0,32	0,21	0,44	0,35
Сумма . . .	98,93	100,71	99,26	99,35	99,37	99,88	100,38	99,94

Коэффициенты кристаллохимической форму

Si	5,92	6,12	6,14	6,71	6,17	6,17	6,11	6,17
Al <sup>IV</sup>	2,08	1,88	1,86	1,10	1,83	1,83	1,89	1,83
Al <sup>VI</sup>	0,39	0,20	0,11	—	0,34	0,31	0,62	0,22
Ti	0,04	0,05	0,08	0,01	0,01	0,05	0,15	0,03
Fe <sup>3+</sup>	0,46	0,98	0,63	0,70	0,91	1,15	0,45	0,30
Fe <sup>2+</sup>	3,48	3,06	3,20	3,58	2,98	2,60	2,73	3,34
Mn	0,08	0,05	0,06	0,06	0,06	0,04	0,07	0,06
Mg	0,55	0,56	0,92	0,84	0,71	0,86	0,98	1,04
Ca	2,06	2,03	2,21	2,25	1,84	2,08	2,01	2,12
Na	0,44	0,46	0,39	0,42	0,50	0,18	0,35	0,34
K	0,31	0,37	0,27	0,20	0,24	0,29	0,28	0,24
OH	1,78	0,54	2,18	2,12	2,39	1,33	2,44	1,87
Cl	0,36	0,89	0,40	0,57	0,30	0,24	0,52	0,41
F	—	0,01	—	—	0,11	—	—	—
$\frac{Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn}{Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn+Mg} \cdot 100$	87,9	81,6	80,8	83,7	84,7	81,5	76,8	78,0

Примечание. 1—4,6—8, 10, 13 — дашкесанит из руд; 5 — дашкесанит, псевсанит из существенно амфиболовых пород; 15 — гастингсит из жил выполнения с микрокли из жил, пересекающих магнетитовую руду; 19, 20 — актинолиты из гнезд остаточного калша 8, 10 — по данным А. М. Дымкина и М. П. Могилевой [1967], 2 — автора, остальные — по полнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР Л. А. Непейной и Е. Н. Зыряновой.

кальцитовых гнездах дашкесанит-магнетитовой руды. Максимальная температура кристаллизации актинолитов, возникающих по пироксенам, дашкесанитам и другим минералам, составляет 420°C, а минимальная — 360°C. Итак, на Табратском месторождении тем-

ратского месторождения, мас. %

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
38,70	38,57	38,90	39,69	39,91	40,80	41,96	45,59	46,68	46,86	48,43	48,74	38,56
0,31	0,92	0,21	0,26	0,38	0,81	0,23	0,47	0,49	0,40	0,11	0,12	0,32
11,24	12,86	10,19	10,18	10,49	10,51	9,16	7,35	7,47	6,40	2,52	2,87	11,68
11,34	3,10	8,84	8,10	6,33	5,14	8,74	9,37	8,74	4,62	8,43	6,97	7,43
18,78	20,78	19,44	21,47	21,73	20,83	17,92	15,24	15,23	13,37	19,87	18,82	22,98
0,32	0,48	0,61	0,41	0,39	0,44	0,30	0,34	0,12	0,26	0,33	0,26	0,23
2,53	4,74	4,32	3,03	4,09	4,75	5,26	6,28	6,13	10,85	5,47	6,54	2,14
12,00	12,76	11,50	11,90	11,34	11,90	12,10	12,05	12,08	12,79	12,15	12,26	11,68
1,12	1,08	1,43	1,17	1,24	1,24	1,29	1,23	0,20	0,79	0,50	0,40	0,47
1,22	1,11	0,66	1,41	1,09	0,91	0,96	0,41	0,53	0,77	0,20	0,22	1,40
0,94	2,16	1,60	1,16	2,14	1,92	1,54	1,68	1,78	2,68	1,39	1,56	2,02
1,28	1,85	1,28	1,51	0,96	0,81	0,84	0,72	0,42	0,24	0,22	0,20	0,86
—	—	—	—	0,14	0,17	0,12	0,10	0,08	0,05	0,03	0,02	—
0,28	0,42	0,29	0,34	0,26	0,22	0,22	0,18	0,11	0,06	0,06	0,05	0,19
99,50	99,99	98,69	99,95	99,97	100,01	100,20	100,65	99,84	100,02	99,59	99,93	99,58

лы, рассчитанные на основе  $X + Y = 13$ 

6,25	6,14	6,26	6,39	6,33	6,43	6,61	7,06	7,20	7,10	7,60	7,63	6,21
1,75	1,86	1,74	1,61	1,67	1,57	1,39	0,94	0,80	0,90	0,40	0,37	1,79
0,39	0,55	0,19	0,32	0,29	0,38	0,31	0,40	0,55	0,25	0,06	0,16	0,43
0,04	0,10	0,01	0,03	0,05	0,09	0,03	0,05	0,05	0,04	0,01	0,01	0,04
1,37	0,37	1,07	0,97	0,76	0,61	1,03	1,09	1,02	0,53	0,99	0,82	0,90
2,54	2,78	2,62	2,89	2,89	2,75	2,35	1,97	1,96	1,69	2,62	2,46	3,10
0,04	0,07	0,08	0,06	0,06	0,06	0,04	0,04	0,01	0,03	0,04	0,03	0,03
0,61	1,12	1,03	0,72	0,96	1,11	1,23	1,45	1,40	2,45	1,27	1,52	0,50
2,07	2,18	1,96	2,05	1,93	2,01	2,05	1,99	2,00	2,08	2,04	2,04	2,02
0,35	0,34	0,44	0,36	0,38	0,38	0,39	0,36	0,05	0,23	0,15	0,12	0,14
0,24	0,22	0,13	0,29	0,22	0,18	0,18	0,08	0,04	0,15	0,04	0,04	0,29
1,01	2,29	1,72	1,24	2,25	2,00	1,60	1,72	1,82	2,70	1,45	1,61	2,15
0,35	0,49	0,35	0,41	0,25	0,22	0,22	0,19	0,10	0,02	0,06	0,06	0,23
—	—	—	—	0,05	0,10	0,05	0,05	0,05	0,06	0,01	0,01	—
86,6	74,1	78,5	84,4	79,4	75,4	73,5	68,1	68,1	47,8	74,1	68,5	88,9

доморфно замещающий пироксен; 9, 12 — дашкесанит из друз в кальците; 11, 14 — дашкесанит и эпидотом; 16, 17 — гастингсит из жил со скаполитом и кварцем; 18 — роговая обманка цита среди руды; 21 — дашкесанит из руд Покровского рудопроявления. Анализы 1, 3, 4, 7, данным Г. Б. Князева [1966, 1972]. Анализы автора, А. М. Дымкина и М. П. Могилевой вы-

пературы кристаллизации дорудного гастингсита составляли 610—570°C, дашкесанита в парагенезисе с диопсидом — 580—540°C, дашкесанита с магнетитом — 570—440°C, послерудного актинолита — 420—360°C. Наиболее вероятный интервал температур фор-

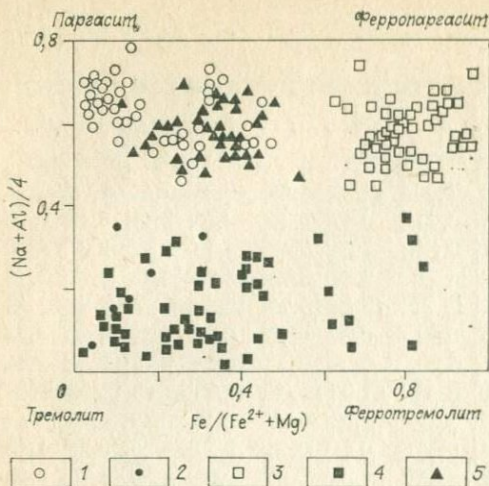


Рис. 1. Компонентный состав амфиболов скарновых железорудных месторождений.

1 — паргаситы магнезиально-скарновых месторождений; 2 — тремолиты магнезиально-скарновых месторождений; 3 — дашкесанит-ферропаргаситовые амфиболы из месторождений складчатых областей; 4 — актинолиты из месторождений складчатых областей; 5 — роговые обманки из кристаллических сланцев месторождений Алданского щита.

мирования промышленных магнетитовых руд на месторождении — 570—440°C.

Химический состав минералов Табратского месторождения также имеет свои особенности. Судя по имеющимся анализам (табл. 7) и

замерам оптических свойств, пироксен представлен более железистыми разновидностями, чем в других типах скарновых месторождений, изменяясь от железистого диопсида до ферросалита [Князев, 1974]. Преобладающая масса амфиболов на месторождении представлена высокожелезистыми хлорсодержащими гастингситами — дашкесанитами (см. табл. 7; рис. 1), и лишь в более поздних ассоциациях встречаются актинолиты и ферроактинолиты. Повышенная железистость пироксена и амфиболов в рудах Табратского месторождения — довольно редкое явление для скарновых месторождений, возможно свидетельствующее о тесной связи этих минералов с магнетитом, близкосоудновременной их кристаллизации. Гранаты в Табратском месторождении встречаются только в виде отдельных гнезд в грубозернистых пироксеновых скарнах и жилков в эпидотизированных и кварцевых диоритах. Характерно, что в рудной залежи они, как и другие минералы этого месторождения, более железистые, чем за ее пределами (табл. 8). Повышенное содержание в растворах натрия, магния и хлора предопределило появление пироксенов и амфиболов и угнетенное развитие гранатов.

Магнетиты Табратского месторождения достаточно изменчивы по размеру зерен, всем им присуще зонарное строение. При структурном травлении выявляются очень сложный внутренний узор кристаллов, фигуры многократного растворения и роста, свидетельствующие о длительных преобразованиях (перекристаллизации) рудных масс. Как выяснилось при рентгеноструктурном изучении [Мазуров и др., 1983], кристаллы магнетита из среднерзистых дашкесанит-магнетитовых руд — самые совершенные среди всех изученных нами магнетитов скарновых месторождений: у них наибольшая величина блоков когерентного рассеяния и минимальные микроискажения (см. табл. 6, образец 3). В контакте с послерудными дайками гранит-порфиров и плагитогранит-порфиров дашкесанит-магнетитовые руды подвержены дроблению, при этом в кристаллах

## Химический состав гранатов из месторождений Казырского рудного района, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	36,16	35,60	36,68	35,64	36,24	35,24	37,10	37,95	36,42
TiO <sub>2</sub>	1,50	0,30	0,40	0,58	0,22	0,18	1,65	0,28	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,88	1,55	3,72	5,72	3,46	2,18	11,35	9,79	7,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,66	27,69	24,77	21,00	25,94	28,69	14,88	17,39	21,18
FeO	1,87	1,38	1,86	1,75	1,10	0,70	1,08	0,57	1,16
MnO	0,43	0,62	0,34	0,56	0,43	0,48	0,15	0,28	0,34
MgO	—	—	0,58	0,10	0,52	0,75	0,91	0,50	0,42
CaO	32,81	32,45	31,20	31,67	32,08	31,61	33,10	33,62	33,18
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,27	0,36	0,34	0,07*	0,02*	0,03*	0,01*	0,04*
K <sub>2</sub> O	0,08	0,08	0,17	0,06	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,65	0,52	0,28	2,72	—	—	—	—	—
Сумма	100,29	100,46	100,36	100,14	99,85	99,85	100,25	100,39	101,48

## Коэффициенты кристаллохимической формулы в пересчете на 8 катионов

Si	2,93	2,98	3,05	2,99	3,00	2,95	2,95	3,03	2,93
Ti	0,09	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,09	0,02	0,05
Al	0,66	0,16	0,36	0,57	0,34	0,22	1,07	0,92	0,74
Fe <sup>3+</sup>	1,20	1,74	1,56	1,33	1,64	1,81	0,89	1,04	1,28
Mg	—	—	0,06	0,02	0,06	0,05	0,07	0,04	0,07
Fe <sup>2+</sup>	0,13	0,10	0,13	0,12	0,07	0,04	0,01	0,02	0,02
Mn	0,02	0,04	0,01	0,01	0,03	0,09	0,10	0,06	0,05
Ca	2,85	2,90	2,81	2,93	2,85	2,83	2,82	2,87	2,86

## Минералы, %

Гроссуляр	29,0	7,0	12,0	23,8	10,0	11,0	48,2	41,5	32,5
Авдрадит	60,0	81,0	78,0	66,5	82,0	81,2	46,0	52,0	63,0
Пироп	—	—	2,0	0,6	2,0	1,6	2,2	1,2	2,2
Альмандин	4,0	3,0	4,2	4,0	2,2	1,2	0,3	0,6	0,6
Спессартин	1,0	1,0	0,1	0,1	3,0	3,0	3,3	2,0	1,6
Прочие	6,0	8,0	3,7	5,0	0,8	2,0	—	2,7	0,1

Примечание. Звездочкой обозначено суммарное содержание щелочей. 1 — из эпидотизированного пироксен-гранатового скарна, скв. 17, гл. 482 м, 2 — из амфиболитизированного скарна, скв. 17, гл. 501 м, Хабальское месторождение; 3, 4 — из эпидотизированного и амфиболитизированного скарнов с вкрапленностью магнетита, Болотное рудопроявление, скв. 2, гл. 25 и 63 м соответственно; 5—7 — из гранатовых экзоскарнов; 8, 9 — из эпидотизированных скарнов, Табратское месторождение. Анализы 1—4 — из коллекции автора, выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР Е. Н. Жуковой, 5—9 — по данным Г. В. Князева [1972].

магнетита резко уменьшается размер блоков когерентного рассеяния и несколько возрастают микрискажения. Магнетиты Табратского месторождения имеют самые низкие содержания элементов-примесей, а руды почти лишены вредных примесей.

Интрузивные породы рассматриваются А. М. Дымкиным [1970], Ш. Д. Курцерайте [1964], Г. В. Князевым [1974], Г. В. Поляковым

[1971] и другими геологами в составе раннепалеозойского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса. Оруденение накладывается на породы ранних фаз и сопровождающего их дайкового комплекса; рудные залежи прорываются более поздними дайками диорит-порфиров, лампрофиров и гранит-порфиров. Разведочные скважины не вышли за пределы контура «осветленных» пород, но, судя по распределению рудных масс в главном рудном теле, установлены верхняя и нижняя его выклинки.

**Одинокое месторождение** относится автором к пироксен-дашкесанит-магнетитовому минеральному типу скарновых месторождений по преобладанию амфибол-магнетитовых руд, развитию грубозернистых существенно пироксеновых скарнов на глубоких горизонтах и характерному компактному строению скарново-рудной залежи. Оно входит в состав Краснокаменской группы скарновых железорудных месторождений, расположенной на стыке каледонских структур юго-западной части Восточного Саяна с девонским Минусинским межгорным прогибом. Месторождение имеет сложное строение, что на протяжении длительного времени не позволяло выяснить многие вопросы его строения и генезиса и затрудняло оценку глубоких горизонтов, флангов и прилегающей территории.

Первые сведения о геологии Одиночного месторождения получены в результате геолого-разведочных работ, выполненных в 1954—1966 гг. под руководством А. В. Капиноса, Ю. А. Байдакова, О. В. Андреева, Г. П. Демина, и тематических исследований. Было установлено, что на месторождении развиты метасоматически измененные кембрийские и девонские вулканогенно-осадочные породы, зажатые в виде блока между гранитоидами позднекембрийского Канзыбинского массива и субвулканическим телом граносиенитов (сиенит-порфиров) девонского ирбинско-краснокаменского комплекса [Капинос, 1970; Корель, 1972; Поляков, 1971]. В отношении связи железоруднения с магматизмом высказывались разные мнения. Сначала рудоносной предполагалась Канзыбинская интрузия, а затем все большее число геологов склонилось к мысли о связи промышленного оруденения с ирбинско-краснокаменским комплексом. При этом считалось, что руды преимущественно локализованы в девонских альбитофирах, представляющих собой часть сложной вулканоплутонической ассоциации, а граносиениты являются во времени «внутрирудными», сопровождающими рудный процесс: местами они прорывают скарнированные и оруденелые породы, но зачастую сами подвержены амфиболлизации, эпидотизации, а кое-где и магнетитовому оруденению.

Наиболее полно минералого-геохимические признаки этой связи были сформулированы Р. А. Виноградовой [1968]; вместе с тем утверждалось наличие на соседних с Одиноким месторождениях Рудный Каскад и Маргоз оруденения двух этапов: «древнего», локализованного в скарнах и связанного с Канзыбинским массивом, и «молодого», сосредоточенного в гидросиликатовых метасоматитах и связанного с ирбинско-краснокаменским комплексом. Это обосновывалось косвенными геохимическими признаками. На наличие в Ирбин-

ско-Краснокаменском рудном районе разновозрастного метасоматического железуруднения указывали В. В. Богацкий, Ю. Г. Шестаков и другие геологи.

Возобновившиеся в 1975 г. поисково-разведочные работы дали возможность проследить строение контактовых зон обеих интрузий, уточнить геологическую позицию и условия формирования скарново-рудной залежи. Новые факты, полученные в результате анализа пространственно-временных соотношений магматических проявлений, метасоматических пород и руд, определения последовательности и температур формирования околорудных пород, изучения внутренней структуры рудной залежи, текстурно-структурных особенностей руд и типоморфизма магнетитов, положены в основу разработанной автором генетической модели, объясняющей последовательность рудообразующих процессов и строение месторождения [Магуров, 1983б].

Контакт Канзыбинской интрузии с вмещающими отложениями кембрийской осиновской свиты, претерпевшими ороговикование, скарнирование и оруденение, вскрыт рядом скважин (87, 88, 98, 102 и др.) в интервале до 500 м. Краевая часть Канзыбинской интрузии во многих местах представлена диоритами, содержащими шпиделииты, дезинтегрированные и слабо измененные ксенолиты пироксен-плагноклазового, биотит-роговообманково-плагноклазового, биотит-полевошпатового состава с магнетитом, сфеном и другими акцессорными и вторичными минералами. Местами постепенно, а в других частях резко они сменяются гранодиоритами и пересекаются гранитами и дайками микрогранитов и аплитов. В породах краевой фации (диоритах, габбро-диоритах) и гранодиоритах встречаются практически неизменные ксенолиты биотит-актинолитовых сланцев, туфопесчаников, диабазовых и андезитовых порфиритов и других эффузивно-пирокластических пород. На протяжении не менее 300 м в эндоконтакте породы метасоматически изменены, преобразованы в осветленные пироксен-полевошпатовые, в некоторых участках — в пироксен-скаполитовые породы, и так же, как удаленные от контакта граниты, подвержены пропилитизации и грейзенизации. В эндоконтакте развиты жилы и гнезда апатит-, гранат-пироксеновых и пироксеновых скарнов, пересекаемых амфибол-магнетитовыми жилами. В отдельных участках в диоритах и габбро-диоритах (в частности, в интервале 873—875 м скважины 95) содержится богатая вкрапленность гистеромагматического магнетита, составляющая до 30% объема породы. Как и акцессорный магматический, этот магнетит характеризуется наличием экссолюционных вростков ильменита, легко обнаруживаемых в аншлифах даже при небольших увеличениях.

По ряду скважин прослежен постепенный переход от метасоматических прожилково-вкрапленных, развитых в эндоконтактных частях интрузии, через брекчиевидные к сплошным массивным рудам экзоконтакта, локализованным в грубозернистых гранат-пироксеновых и пироксеновых скарнах. Скарнирование и оруденению подвержены эффузивные и пирокластические породы среднего и основного составов осиновской свиты, а также диориты и габбро-диориты

краевой части Канзыбинской интрузии. Более кислые эффузивно-пирокластические породы вмещающей толщи, превращенные в кварц-биотит-полевошпатовые роговики, содержат единичные гнезда скарнов и жилки амфибол-магнетитового состава. Широкое развитие высокотемпературных парагенезисов извлектовых скарнов на глубоких горизонтах месторождения опровергает ранее существовавшее мнение о наличии на месторождении обратной вертикальной зональности околорудных метасоматитов.

В большинстве новых скважин (и во многих пройденных ранее) обнаружено, что скарново-рудная залежь перекрыта и пронизана апофизами многофазного субвулканического тела девонских граносиенитов. Девонские субвулканические породы обнажаются на горе Красный Камень и вскрыты скважинами в южной, юго-западной и западной частях месторождения. Большинство их в рудном поле имеет эффузивовидный облик и описывается под названием альбитофиров, кератофиров (породы более темного вишнево-красного цвета) и эруптивных брекчий (породы, содержащие обломки, сцементированные стекловатым магматическим материалом). Наличие в альбитофирах пятен и гнезд магнетита, эпидота, амфиболов послужило основанием для заключения, что они и эруптивные брекчии являются породами, вмещающими промышленное магнетитовое оруднение [Виноградова, Кононов, 1966; и др.].

Верхняя часть девонской субвулканической интрузии на месторождении эродирована и перекрыта рыхлыми отложениями. Достаточно полно разрез ее нижнего контакта вскрыт скважинами 56, 87, 88, 93, 95, 99 и другими, где установлены срезание и пронизывание скарново-рудной залежи многочисленными апофизами, выявлены ксенолиты скарново-магнетитовой руды [Мазуров, 1979а] и другие признаки контактового воздействия граносиенитов на скарново-рудную залежь, подобные установленным автором ранее на Ирбинском месторождении [Мазуров и др., 1975].

Состав и текстурно-структурные особенности пород интрузии изменчивы. Поскольку в рудном поле вскрыта только краевая часть субвулканического тела, равномерно-зернистых полнокристаллических граносиенитов встречено мало, а преобладают порфировидные разности, в которых вкрапленники представлены калинатровым полевым шпатом (микроклин-пертитом), плагиоклазом, колеблющимся по составу от № 23—27 до № 5—7, немногочисленными зернами биотита, роговой обманки и кварца. Основная масса пород тонкозернистая, фельзитовая, местами микрографическая. Встречаются порфировидные граносиениты флюидалной текстуры. Название «альбитофиры», употребляющееся для обозначения этих пород, не отражает их природы, к тому же во вкрапленниках содержится не альбит, а более основной плагиоклаз, поэтому правильнее назвать их граносиенитами.

Довольно часто краевые части субвулканического тела граносиенитов представлены эруптивными брекчиями, которые, как и эндоконтактовые фации интрузии другого облика содержат многочисленные и разнородные обломки пород, в том числе и ксенолиты

скарново-магнетитовых руд. Например, скважиной 56 с поверхности вскрыты порфиroidные граносиениты флюидальной текстуры с многочисленными обломками амфибол-магнетитовой руды. Эти ксенолиты обычно остроугольной формы, 1—5 см в длину (см. приложение, фиг. 14). Местами они составляют 15—20% объема породы. В приполированных штуфах видно, что фельзитовая основная масса и вкрапленники полевых шпатов и кварца как бы обтекают эти обломки. Тонкораспыленный в основной массе граносиенита гематит делает эту картину еще более контрастной. Насыщенные рудными ксенолитами граносиениты в интервале 250—260 м переходят в брекчиевидную тонкозернистую породу, состоящую из дезинтегрированных обломков магнетитовой руды, сцементированных микрографическим и аплитовидным магматическим материалом. Порода по цвету почти черная, похожая на роговик. Еще глубже, в интервале 250—265 м «роговик» постепенно сменяется брекчированной гастингсит-магнетитовой рудой с немногочисленными пятнами, прожилками и гнездами аплитов, в свою очередь сменяющейся перекристаллизованной равномерно-зернистой гастингсит-магнетитовой рудой.

Более сложное строение имеет интрузивная залежь граносиенитов в участке, расположенном в 200 м западнее и вскрытом скважиной 87. С поверхности здесь прослеживаются порфиroidные граносиениты, содержащие отдельные гнезда кальцит-пирит-эпидот-актинолитового состава (до нескольких сантиметров в поперечнике), местами с хлоритом и гематитом, количество которых с глубиной возрастает. В интервале 210—217 м встречен участок, почти нацело состоящий из мартитизированных обломков магнетитовой руды, в которых сохранились гематит-хлоритовые псевдоморфозы по пироксену и амфиболу. В интервале 218—225 м вскрыта эруптивная брекчия граносиенитов: обломки и цемент магматические, но несколько отличаются по окраске и структуре. На глубине 225—240 м вновь появляются граносиениты с актинолит-кварц-сульфидными, кальцит-хлорит-гематитовыми гнездами, постепенно переходящими в породы, обогащенные крупными ксенолитами магнетитовой руды. Форма последних остроугольная либо округлая с зазубренными краями, размер — от нескольких миллиметров в поперечнике до 10 см в длину. Ксеногенным материалом сложено до 30% объема породы: на 1 м керна насчитывается 20—30 обломков. Глубже ксенолиты представлены не только магнетитовой рудой, но и биотит-полевошпатовыми роговиками, гранулированными диабазовыми порфиритами, цементируются они порфиroidными граносиенитами флюидального строения. Эти породы сменяются темно-серыми равномерно-зернистыми контаминированными граносиенитами. В шлифе такой породы видно, что калишпат и кварц цементируют гранулированные зерна пироксена, а неодинаковые по размеру зерна магнетита неравномерно распределены по всей массе.

Аналогичное строение установлено при изучении керна других скважин. В частности, по материалам скважины 99 выяснилось, что скарново-рудная залежь заключена в виде блока между крупными апофизами порфиroidных граносиенитов, которые висячем боку

залежи насыщены ксенолитами руды, а в лежащем вызвали локальное ороговикование, появление пироксен-апатитовых, пироксен-кварц-магнетитовых жил в перекристаллизованных амфибол-магнетитовых рудах. На простирании апофиз, в промежутках между ними и особенно в участках эруптивных брекчий сильно развита пропилитовая ассоциация с сульфидами. В экзоконтакте, вблизи мелких апофиз сиенит-порфиоров, проявлены блочная калишпатизация и окварцевание. В шлифах видно, что крупные зерна калишпата равномерно пропитывают дезинтегрированную скарново-магнетитовую руду. Характерно, что пироксен, гранат и сорудный гастингсит подвергаются грануляции, а затем растворению. Эпидот, оставаясь устойчивым, входит в состав калишпат-альбит-эпидот-гематитовой и кварц-эпидот-гематитовой ассоциаций. Участки окварцевания местами прослеживаются на значительном удалении от контакта, а кварц-мушкетовитовые жилы встречаются и на поверхности вблизи устья скважины 66.

Особенно контрастно проявление контактовых процессов, сопровождавших становление интрузии граносиенитов, устанавливается по керну скважины 95, где ранее компактная рудная залежь амфибол-пироксен-магнетитовой руды разбита на несколько тел, разграниченных эпидот-актинолитовыми пропилитизированными породами. Руды брекчированы, перекристаллизованы. Висячем боку залежи, вскрытой в интервале 487—528,4 м по этой скважине, преобладают пироксеновые скарны с пятнистой бедной вкрапленностью магнетита, с глубиной сменяющиеся брекчиевидной гастингсит-магнетитовой рудой, содержащей обломки пироксенового скарна и с приближением к зоне воздействия граносиенитов также раздробленной. Обломки амфибол-магнетитовой руды (амфиболы типа ферроактинолита и гастингсита) цементируются крупнокристаллическим черного цвета дашкесанитом и крупнокристаллическим магнетитом, которые, кроме выполнения промежутков между обломками, нередко формируют кокардовые текстуры, нарастая на обломки руды. Как показано Г. А. Крутовым и Р. А. Виноградовой [1966], хлор-гастингситы (дашкесаниты) на месторождении замещают пироксен (и, добавим, агрегаты пироксен-амфибол-магнетитовой руды раннего этапа), образуют мелкозернистый агрегат вместе с магнетитом и формируют мелкие гнезда и прожилки, рассекающие скарны, руды и альбитофилы. Актинолиты замещают гастингситы и слагают прожилки вместе с хлоритами, сульфидами, кварцем и кальцитом.

При изучении в аншлифах обнаруживаются достаточно ясные отличия раннего магнетита, очень мелкозернистого и содержащего многочисленные включения силикатов, от позднего, более крупнозернистого, свободного от включений силикатов, синхронного дашкесаниту. Характерно, что интенсивно проявленная в контактовых зонах гипогенная мартизация затрагивает и удаленные участки, но форма и количество гипогенного гематита сильно колеблется. Если в эндоконтакте граносиенитов практически нет ксенолитов магнетитовой руды, не затронутых мартизацией (см. приложение, фиг. 15), в ближнем экзоконтакте гематит развивается по стыкам

зерен магнетита и замещает самые мелкие зерна, то в удалении на десятки метров гематит встречается только в связи с проявлением эпидот-актинолитовых, эпидот-хлоритовых пропилитов и там, где много дашкесанит-магнетитовых гнезд. В последних случаях он содержится только в форме твердых включений в силикатах; магнетит остается устойчивым и мартитом не замещается. Структура руды равномерно-зернистая, многочисленны гнезда сульфидов (см. приложение, фиг. 16).

Анализируя пространственное распределение маргита, можно заключить, что в определенный момент существовал градиент окислительно-восстановительного потенциала в контактовых зонах граносиенитов: в эндоконтакте окислительно-восстановительный потенциал соответствовал калишпат-гематитовому буферу, в ближнем экзоконтакте — гематит-магнетитовому, а на удалении — силикатно-магнетитовому.

Таким образом, особенности строения контактовых зон, результаты изучения структурно-текстурных особенностей руд и микроструктуры магнетитов позволили автору заключить, что промышленная скарново-рудная залежь сформирована в додевонское время, а становление субвулканической интрузии граносиенитов привело к срезанию ее верхней части, контактовому метаморфизму и локальной перегруппировке рудных масс. Подтверждение этому — совместный метаморфизм скарнов и руд в контактовой зоне граносиенитов.

Для выявления признаков отличия магнетитов разного генезиса выполнено детальное минераграфическое изучение магнетитов из разных парагенезисов, некоторые из них исследованы с помощью методов просвечивающей электронной микроскопии [Мазуров и др., 1980]. Установлено, что акцессорный магнетит пород предрудной Канзыбинской интрузии и содержащихся в ней гистеромагматических руд представлен твердым раствором ильменит — магнетит (см. приложение, фиг. 17). В участках расщелачивания диоритов и габбро-диоритов эндоконтакта сначала образуется сэндвич-структура (см. приложение, фиг. 18), а затем — полное обособление зерен магнетита и ильменита (см. приложение, фиг. 19). Магнетит, составляющий главную рудную массу, экссолюционных выделений не содержит. В образцах видно, что он развивается по участкам раздробленного скарна, как бы цементируя обломки последнего. В шлифах и аншлифах отчетливы реакционные границы магнетита с пироксеном (см. приложение, фиг. 20), гранатом, апатитом, полевым шпатом, тесная пространственная сопряженность магнетита с гастингситом, местами с хлоритизированным биотитом. Из более поздних минералов в руде присутствуют эпидот, кварц, сульфиды и другие минералы. При структурном травлении парами концентрированной соляной кислоты выявляются тонкие зоны роста и мелкозернистое строение. Гомогенизация газово-жидких включений в пироксенах и амфиболах [Мазуров, 1977a] главной рудной стадии происходит в интервале 520—480°C.

Изучение препарата, отобранного из пироксен-магнетитовой руды в просвечивающем электронном микроскопе, показало [Мазуров и др., 1980], что на границе пироксен — магнетит повсеместно присутствуют прослойки волокнистых силикатных фаз, блоки аморфной фазы, участки разупорядоченного строения. На некотором удалении от реакционной зоны магнетит монокристаллический, зерна его, размером 100—200 мкм, содержат высокую плотность ростовых дислокаций, формирующих сложную картину.

В брекчиевых рудах, содержащих гнезда дашкесанит-магнетитового состава, особенно контрастно выражены признаки перекристаллизации рудной массы: увеличение размеров зерен в кокардовых каймах, индукционные поверхности совместного роста магнетита и дашкесанита и другие.

Особое значение для генетических построений имело изучение магнетитов из ксенолитов в граносиенитах и «рудных» роговиках. Как упоминалось выше, размер ксенолитов руды варьирует от 3 мм до 5 см в поперечнике, форма близка к изометричной. Края ксенолитов имеют неровные границы с фенокристаллами полевых шпатов, корродированы альбитом, кварцем или стекловатой основной массой. Магнетит на краях ксенолитов зубчатых очертаний и в большинстве участков мартитизирован. Мелкие чешуйки гематита многочисленны и в основной массе граносиенита, где их распределение подчеркивает флюидальное строение породы. Внешняя кайма ксенолитов, шириной около миллиметра, сложена тесно сросшимися зернами мартитизированного магнетита, калишпата и пироксена. Эта тонкозернистая кайма отмечена практически во всех ксенолитах и представляет собой продукт реакции ксенолита с расплавом, своеобразную корочку закалки.

Внутри ксенолита магнетит более крупнозернистый. Гематит развит либо по зонам роста, либо в промежутках зерен (см. приложение, фиг. 15). Специфическая особенность состоит в том, что магнетит в ксенолитах разбит тонкой сетью микротрещин, которые выполнены преимущественно кальцитом. Трещины эти возникли после мартитизации, так как гематит по этим трещинам не развит. Ни в одной из минеральных ассоциаций рудного поля такого явления больше не обнаружено. И еще одна особенность строения зерен магнетита из внутренних частей ксенолита: они окаймлены мелкозернистым агрегатом гематита и лейкоксена. В рудных ксенолитах, как и в других парагенезисах, достаточно полно проявились реакции регрессивного этапа. Это привело к тому, что первичные минералы сохранились далеко не во всех участках ксенолитов. К числу наиболее широко представленных новообразований относятся актинолит, хлорит, сульфиды. Обычны в ксенолитах кальцит-хлорит-гематитовые и хлорит-альбит-кварцевые псевдоморфозы по пироксену, а также замещение гастингсита лучистым актинолитом. Поскольку в ксенолите среди граносиенитов создается обстановка, приближенная к автоклаву с шаровой симметрией нагрева и среды кристаллообразования, это находит отражение в строении: амфиболы чаще

всего образуют розетки, радиально-лучистые скопления, центральная часть нередко выполнена кальцитом, по направлению к центру ориентированы головки новообразованных кристаллов. В ксенолитах, где состав породы был подходящим для образования граната или пироксена, образуются эти минералы, но в отличие от рудоносных скарнов здесь не обнаружено их совместное присутствие. Специальные поиски автора не привели к обнаружению новообразованного магнетита. Даже в тех местах, где состав ксенолита казалось бы был благоприятен для образования магнетита, вместо него кристаллизовался гематит, что обусловлено высоким окислительным потенциалом окружающей среды, находящимся на уровне калишпат-гематитового буфера.

Исследование магнетитов, отобранных из разных участков ксенолита, на просвечивающем электронном микроскопе позволило обнаружить неоднородности в распределении дефектов и их плотности, сложное сочетание блоков разного структурного совершенства. Установлено также периодическое распределение гематита в матрице магнетита, сочетание его с дефектными областями и участками высокой концентрации других примесных фаз. Сопоставляя параметры тонкой кристаллической структуры магнетита из амфиболитизированных гранат-пироксеновых скарнов (см. табл. 6, образец 5) и магнетита из ксенолита такой руды в граносиенитах (образец 6), можно заметить, что средний размер блоков когерентного рассеяния и величина микроискажений в последнем меньше. Эти факты позволяют считать, что в захваченном ксенолите происходили не только грануляция, полигонизация, но и последующий отжиг, снятие деформаций.

Свои особенности строения имеет магнетит, локализованный в контаминированных граносиенитах и «рудных» роговиках. Последние представляют собой тонко- и скрытозернистую биотит-амфибол-кварц-полевошпатовую породу черного цвета, очень плотную, массивную, с тонкораспыленным магнетитом, составляющим до 40% объема. В шлифе видны тесные срастания кварца, полевых шпатов и магнетита, единичные зерна других минералов. Структура породы гранобластовая, зерна минералов полигональные и не превышают в поперечнике 0,1 мм. При просмотре препарата в электронном микроскопе обнаружено, что вмещающие магнетит минералы (и особенно кварц) содержат высокую плотность дислокационных стенок, что свидетельствует о значительных пластических деформациях. Магнетит здесь находится в виде зерен не более 0,5 мкм в поперечнике, в ассоциации с силикатными тонкодисперсными фазами. Встречается и другая морфологическая разновидность — дендриты магнетита, рост которых происходил после снятия нагрузки в условиях высокого пересыщения.

Определение атомно-абсорбционным методом содержания элементов-примесей в магнетитах (табл. 9) позволило установить некоторые тенденции, подтверждающие минераграфические наблюдения. Наиболее контрастно распределение никеля и ванадия: максимальные количества их фиксируются во вкрапленном гистеромагма-

Содержание элементов-примесей в магнетитах Краснокаменской группы месторождений,  $n \cdot 10^{-4}\%$ 

№ п/п	Номер пробы	Cu	Zn	Co	Ni	Pb	Cr	Mn	V
1	090/874	38	77	41,5	107	14	27,5	745	1760
2	095/518	38	59	31	101	14	31	949	76,5
3	088/874	14	225	52	18	обн.	33	1 285	102
4	087к	28,5	30	37,5	He обн.	»	25,5	224	He обн.
5	059/452	18	58	43	»	9	26,5	826	»
6	088/670	31	51	42	6	обн.	2	818	40
7	0103/311	12	42	5	6	18	16	228	52
8	0113/789	20	68	17	Сл.	9	He обн.	592	Сл.
9	093/1010	33	178	30	26	16	19	1 495	236
10	PK-81/1	18	545	65	14	18	29	1 056	32
11	PK-81/2	11	355	104	14	22	He обн.	1 706	20
12	PK-81	13	465	30	8,5	15	»	1 154	18
13	Мз-36/20	13	1174	158	He обн.	24	2,5	12 496	He обн.
14	Мз-36/26	18	239	64	»	45	3,0	3 954	»
15	Мз-43/6	12	132	43	»	21	He обн.	2 083	»
16	Мз-43/9	22	275	70	14,0	21	9,0	2 893	»
17	Мз-43/83	12	1138	59	He обн.	19	3,0	13 190	»
18	Мз-43/85	10	514	41	»	26	4,0	9 140	»

Примечание. Характеристика пробы: 1 — вкрапленность в диорите; 4 — рудный ксенолит в граносиените; 2, 3, 5—18 — руда; 2 — амфибол-сульфидно-магнетитовая, 3 — амфибол-апатит-диоксид-магнетитовая, 5 — окварцованная и ороговиканная, 6 — амфибол-магнетитовая, 7 — амфибол-магнетитовая в скарнированном порфирите, 8 — мартитизированная, 9 — жильная скарновая в диорите, 10 — флогопит-диоксид-магнетитовая, 11 — карбонатно-магнетитовая, 12 — кальцит-хлорит-магнетитовая, 13 — фассаит-кальцит-магнетитовая, 14 — фассаит-флогопит-магнетитовая, 15 — кальцит-фассаит-магнетитовая, 16 — серпентин-магнетитовая, 17 — флогопит-фассаит-кальцит-сульфидно-магнетитовая, 18 — карбонатно-магнетитовая. Сл. — следы ( $<1 \cdot 10^{-4}\%$ ). Анализы выполнены на атомно-абсорбционном анализаторе SP-9 в ИГиГ СО АН СССР А. С. Вобровой. Пробы с индексом О отобраны из Одиночного месторождения, PK — из месторождения Рудный Каскад, Мз — из месторождения Маргоз.

титическом магнетите в диорите, а в ксенолитах скарновой руды в граносиените они не обнаружены. По сравнению с рудами других месторождений, развивающихся по карбонатно-вулканогенным породам и содержащих десятки доли процента марганца, здесь марганца содержится на порядок меньше. Характерно, что только в рудных ксенолитах выявлены следы молибдена, бериллия и других элементов, типоморфных для кислого магматизма. Это показывает, что в ксенолитах происходило не только преобразование структуры, но и химическое взаимодействие с магматическим расплавом.

Таким образом, исследование методами световой и просвечивающей электронной микроскопии и определение состава элементов-примесей показывают, что пятна и гнезда магнетита в граносиенитах являются ксеногенными, захваченными расплавом в процессе внедрения. Устойчивая минеральная ассоциация в ксенолитах — эпидот + актинолит + гематит + хлорит; она и замещает захваченные граносиенитовым расплавом скарново-магнетитовые руды. Наличие в граносиенитах ксенолитов скарново-магнетитовых руд и совмест-

ный метаморфизм руд и рудовмещающих пород в экзоконтакте однозначно свидетельствуют о послерудном возрасте девонской интрузии на Одиночном месторождении. Скарново-рудная залежь целиком локализована в скарнированных эффузивно-пирокластических породах кембрийской осиновской свиты и сформирована в связи с процессами становления Канзыбинской интрузии. Становление интрузии граносиенитов вызвало определенную структурную перестройку месторождения, локальный метаморфизм руд, их мартитизацию и разубоживание. Единая компактная залежь была разбита на несколько блоков, расчлененных апофизами граносиенитов либо зонами пропилитизации. Современная структура месторождения обусловлена двумя главными элементами: предрудной трещинной тектонической зоной и влиянием послерудной девонской интрузии граносиенитов. Встречающиеся на месторождении поздние дайки диоритовых порфиритов и других пород определяющего влияния на строение рудных залежей, видимо, не имели из-за почти вертикального падения и малой мощности. Они фиксируют самые поздние блоковые движения.

Установление послерудного возраста субвулканического девонского комплекса позволяет по-иному взглянуть и на перспективы поиска скрытого оруденения. Прежде всего более пристального внимания заслуживают контактовые зоны Канзыбинской интрузии и особенно те участки, где она прорывает кембрийские вулканогенно-осадочные толщи. Поскольку граносиениты сопровождаются многочисленными апофизами, расчленивая рудные залежи на несколько частей, возможно выявление рудных тел внутри субвулканического тела, включенных в него в виде крупных блоков. Анализ тренда изменения мощности рудных тел по известным контурам их на погоризонтных планах показывает устойчивую тенденцию погружения залежи на юг. В этом же направлении погружается и Канзыбинская интрузия, так что предполагается появление оруденения на больших глубинах. Встреченная в самой южной на месторождении скважине 101 в интервале 654—665 м прожилково-вкрапленная амфибол-магнетитовая руда в пироксен-гранатовых скарнах, образованных по андезитовым порфиритам осиновской свиты, подтверждает это предположение.

Систематизируя полученные данные и материалы предшественников, можно наметить следующую последовательность эндогенных процессов и послемагматического минерало- и рудообразования. В ранний позднекембрийский (?) этап, синхронный становлению Канзыбинской интрузии, в контактовой зоне последней происходили процессы ороговикования и последующего формирования скарново-рудной залежи. Вкрапленные гистеромагматические и прожилково-вкрапленные метасоматические руды локализуются в эндоконтактных участках интрузии, но промышленная скарново-рудная залежь формируется в метасоматически измененных эффузивно-осадочных породах осиновской свиты, подчиняясь структурному контролю со стороны трещинной зоны. Послемагматический гидротермальный цикл проявился до самых низкотемпературных стадий, включая развитие пирит-халькопиритовой и другой сульфидной минерализации

в хлоритизированных участках. Граниты и гранодиориты, удаленные от контакта с базитами, претерпели грейзенизацию и содержат редкий молибденит-халькопиритовый штокверк.

Второй крупный эндогенный этап синхронен становлению девонских субвулканических граносиенитов, внедрение которых обусловило метаморфизм и срезание верхней части скарново-рудной залежи, перекристаллизацию руд в экзоконтакте, калишпатизацию и пропилитизацию. В качестве новообразований этого этапа следует рассматривать крупнокристаллические дашкесанит-магнетитовые гнезда среди мелкозернистых гастингсит-магнетитовых руд, формирование которых осуществлялось без привноса вещества, а также появление мушкетовит-кварцевых и мушкетовит-халькопирит-пиритовых жил и гнезд, кварц-диопсидовых, эпидот-бабингтонит-кальцитовых и других парагенезисов, представляющих лишь минералогический интерес. Самый поздний ритм эндогенного минералообразования на месторождении связан с дайками диоритовых порфиритов и лампрофиров, фиксирующих собой самые поздние тектонические нарушения. С ними синхронно проявление кобальтоарсенидной минерализации, а также ангидрит-гейландит-кальцитовых жил с сульфидами. Источниками рудных масс месторождения являются сами рудовмещающие толщи и магматический расплав предрудного плутона. В пользу первого свидетельствует наличие рассеянного оруденения в локально скарнированных базитовых вмещающих породах, а в пользу второго — наличие гистеромагматических руд и мощных зон осветленных пироксен-полевошпатовых пород, залегающих в корневой зоне скарново-рудной залежи. Именно сопряжением выщелачивания и отложения рудного вещества в протяженной зоне, через которую фильтровались магматогенные флюиды, обусловлено формирование компактной скарново-рудной залежи, составляющей Одиночное скарновое железорудное месторождение. Специфической чертой данного месторождения является то, что дашкесанит-магнетитовые руды сформированы во второй гипогенный этап в результате метаморфизма и переотложения рудных масс в контактовой зоне поздней относительно главных руд граносиенитовой интрузии.

## Известково-скарновые железорудные месторождения

Практически на каждом железорудном месторождении встречаются в составе рудоносных пород известковые скарны, сложенные гранатами гроссуляр-андрадитового ряда, пироксенами диопсид-геденбергитового ряда, включающие также волластонит, эпидот, амфиболы и другие минералы. Только на одних месторождениях они отмечаются в незначительном количестве, а на других составляют главную массу. К числу их в Алтае-Саянской области относятся Ирбинское, Хабалыкское, Изыгское и Рудный Каскад в Восточном Саяне, Казское, Тельбесское в Горной Шории и некоторые другие.

Все они локализованы в известково-карбонатных и эффузивно-пирокластических толщах и приурочены к контактовым зонам многофазных габбро-диорит-гранодиоритовых плутонов, в краевой части которых содержатся монцитонитоидные разности (Ирбинское, Рудный Каскад), либо находятся в ореольной зоне существенно гранитоидных плутонов (Тельбесское, Уйзюкское). Для этих месторождений характерны неоднократное проявление эндогенных процессов, разнообразие минеральных типов метасоматитов и руд при общем достаточно высоком содержании кремнезема и извести, т. е. руды по составу флюирующих компонентов относятся к известково-кремнеземистому типу.

**Хабалыкское месторождение** — один из главных объектов Казырского рудного района, в котором развиты почти все виды околорудных метасоматитов скарновой группы, но руды сопряжены с известковыми скарнами. Оно было открыто, как и остальные месторождения рудного района, в 1958 г. В. Н. Князевой и Р. Г. Ждановым в процессе магнитной съемки. Сведения о его геологическом строении получены в результате геолого-разведочных работ, осуществленных в 1964, 1969—1973 гг. под руководством Г. В. Горшкова, Ю. А. Байдакова, Р. А. Ефферова, В. Т. Посохова, А. А. Ярмака, и тематических исследований Г. В. Полякова и Г. С. Федосеева, Ф. Н. Шешегова, Ш. Д. Курцерайте, Л. Е. Сабанцевой, А. М. Дымкина, Г. Б. Князева, В. Е. Хохлова, автора и других геологов.

Месторождение приурочено к контактовой зоне многофазного Хабалыкского габбро-диорит-гранодиоритового массива позднекембрийско-ордовикского возраста с толщей кембрийских вулканогенно-осадочных пород. В основании разреза разведочным бурением вскрыты покровы андезитовых порфиритов, на которых залегают туфокарбонатные отложения, сменяющиеся слоистыми и массивными известняками. В центральной части месторождения развита толща сложного переслаивания эффузивных, существенно туфовых и карбонатных пород, определенная как зона фациального перехода. Именно в ней в силу благоприятных структурных и литологических особенностей наиболее мощно проявились метасоматические процессы. К этой же зоне приурочена главная масса промышленных руд. В южной и восточной частях месторождения распространены преимущественно вулканогенные породы, а в северной и западной — мраморизованные известняки. Г. Б. Князев относит рудовмещающую толщу к верхней эффузивно-карбонатной подлите нижнекембрийской колпинской свиты, а Ш. Д. Курцерайте рассматривает ее как среднекембрийскую осиновскую свиту. Отсутствие фауны, сильные метасоматические преобразования пород и фрагментарность наблюдений по редкой сети скважин не позволяют прийти к однозначному решению этого вопроса. Не исключено, что преобладающая часть вулканитов на месторождении относится к кизирской свите, закартированной в близлежащих участках.

Наиболее ранние дифференциаты плутона — порфировидные и крупнозернистые габбро — образуют неправильной формы тела (до нескольких десятков метров в поперечнике), встреченные в северной

части месторождения (участок Хабалык-II). Главная часть интрузивного массива сложена диоритами, габбро-диоритами и кварцевыми диоритами. Очень ограниченно распространены гранодиориты, адмеллиты, гранофиры и аплиты, вскрытые на самых глубоких горизонтах месторождения и образующие мелкие инъекции и неправильной формы обособления в диоритах и кварцевых диоритах. Контактная поверхность интрузива на границе с массивными известняками и андезитовыми порфиритами ровная, а на границе с туфокарбонатными породами и сланцами — гребенчатая из-за многочисленных апофиз диоритовых порфиритов, проникающих по слоистости (участкам рассланцевания) на десятки метров. Значительно усложняют форму плутона и строение месторождения многочисленные дайки, сопровождающие становление каждой магматической фазы и завершающие интрузивный процесс. Состав даек изменяется от основного до кислого, при этом одни из них дорудные, другие — послерудные.

В восточной части месторождения разведочной скважиной 50 вскрыто тело биотитовых гранитов, резко отличающихся по минеральному составу и петрохимии от кислых дифференциатов габбро-диорит-гранодиоритового массива. В то же время они близки к гранитам горы Сухой [Поляков, 1971]. Непосредственный контакт биотитовых гранитов с магнетитовыми рудами и околорудными метасоматитами нигде не обнаружен, поэтому их взаимоотношения остались неясными. Вероятнее всего это послерудные образования, так как максимум железоруднения на месторождении совпадает со становлением второй фазы плутона, а самые кислые его дифференциаты относятся к послерудным [Глубинный магматизм..., 1974].

Разрывная тектоника — фактор, определяющий строение месторождения. Крупные региональные разломы контролируют размещение плутонов и месторождений всего Казырского района. Разрывные нарушения более высоких порядков обусловили блоковое строение вмещающих толщ и предопределили появление линейных зон метасоматитов.

Наличие на месторождении известковых скарнов и тесной связи с ними магнетитового оруденения позволило Ф. Н. Шешегову [1976], Г. Б. Князеву и В. Е. Хохлову [1971] отнести Хабалыкское месторождение к скарновому подтипу. Эти исследователи дали первую характеристику вещественного состава пород и руд и наметили последовательность послемагматического минералообразования. В результате выполненных автором полевых исследований на месторождении в 1971—1973 гг. получен новый фактический материал, существенно дополняющий представления о генезисе месторождения.

Среди околорудных метасоматитов Хабалыкского месторождения выделены известковые скарны диффузионно-биметасоматического и жильного типов, скарноиды, скаполитовые и альбитовые метасоматиты и относительно редкие разновидности: эпидозиты, пропилитизированные, биотитсодержащие и другие породы [Мазуров, 1980а]. Провести границу между отдельными типами метасоматитов довольно трудно из-за наложения продуктов отдельных стадий друг на друга.

Известковые скарны на месторождении занимают небольшой объем среди других околорудных метасоматитов. Здесь выделяются два генетических типа скарнов: диффузионно-биметасоматические и жильные. Первые образованы на контактах магматических (интрузивных и эффузивных) пород с известняками. В массивных скарнах на контактах диорита или порфирита с мрамором достаточно хорошо выражена метасоматическая зональность: пироксен-полевошпатовая порода — пироксен-гранатовый скарн — гранатовый скарн. В единичных случаях экзоскарновая зона представлена волластонитом. Образование диффузионных пироксен-гранатовых скарнов происходило неоднократно, в связи с многократными инъекциями магматических масс, а также в связи с неоднократным поступлением растворов на фоне длительно развивающейся трещинной тектоники. Например, дайки диоритовых порфиритов, пересекающие скарны и магнетитовые руды, среди мраморов сами сопровождаются каймами пироксен-гранатового состава.

Жильные пироксен-гранатовые скарны в аподиоритовых и апопорфиритовых эпидот-актинолит-альбитовых породах образуют протяженные тела мощностью от 1 до 15 см. Длина таких жил превышает 7 м. Обычно строение их зональное. В центре жил располагается прерывистая цепь гнезд кальцита с эпидотом, кварцем и сульфидами, которые окаймляются крупными (до 3 см) полихромными метакристаллами граната. Следующая зона — мелкозернистая пироксен-гранатовая, контактирующая с вмещающей жилу эпидот-актинолит-альбитовой породой. В некоторых жилах содержится магнетит, пироксен частично замещен актинолитом, а гранат эпидотизирован. Образование такого типа скарнов тесно связано с активизацией трещинной тектоники и происходит там, где локально осуществляется дробление пород, сопровождающееся местным падением давления. По механизму образования — это жилы выполнения.

Состав главных скарновых минералов — граната и пироксена — находится в определенной зависимости от состава исходных пород и типа скарнов. Гранаты относятся к гроссуляр-андрадитовому ряду с примесью пиральспитовых минералов до 12% (см. табл. 8). Цвет, размер зерен и кристаллооптические свойства довольно изменчивы. Часто встречаются анизотропные полихромные метакристаллы гранатов. В биметасоматических скарнах более железистые гранаты слагают апокарбонатные зоны, а более глиноземистые — апоалюмосиликатные. В жильных скарнах внутренние зоны метакристаллов более железистые, чем внешние, а железистость минерала в целом выше, чем в апоалюмосиликатных зонах биметасоматических скарнов. Одна из причин этого состоит в том, что жильные скарны образованы при меньших температурах, чем биметасоматические. Экспериментальные исследования [Калинин, 1969] также показывают, что андрадит относится к более низкотемпературным минералам, чем гроссуляр. Пироксены в скарнах представлены диопсидами и салитами. Железистые разновидности — ферросалит и геденбергит — образуются при перекристаллизации салитов в связи с наложением магнетитовой минерализации.

Из минералов поздних наложений в скарнах распространены эпидот, актинолит, гастингсит, магнетит, хлорит, кварц, пренит и сульфиды.

Развитие магнетита сопровождается в большинстве случаев одновременным появлением в скарнах амфиболов и эпидота, т. е. гидросиликатовая ассоциация будет сорудной. Всеми, кто изучал Хабалыкское месторождение, подчеркивается преимущественное образование руд по зонам существенно пироксеновых скарнов. Вероятно, это обусловлено прежде всего тем, что пироксеновые скарны обладают повышенной пористостью, они значительно легче, чем гранат, поддаются механическим деформациям и разрушаются, становясь проницаемыми для гидротермальных растворов. И наконец, пироксеновые скарны более легко растворяются, а создающаяся при этом среда хорошо нейтрализует рудоносные растворы. По оценкам Г. Б. Князева и В. Е. Хохлова [1971] существенно магнетитовые руды на месторождении составляют 23%, кальцит-магнетитовые — 5—7, силикатно-магнетитовые — 69—71%. Спорадически отмечаются сульфидно-магнетитовые руды. Магнетитовые руды образуются метасоматическим путем по скарнам, мраморам, скаполитовым альбитовым метасоматитам, преимущественно в участках максимального проявления дробления пород.

В текстурно-структурном облике руд преобладают черты унаследованности от замещаемых пород и сказывается влияние степени полноты преобразования исходных пород. Полосчатые текстуры руд преобладают при замещении скарноидов и участков интенсивного рассланцевания, массивные — при замещении мраморов и в центральных наиболее однородных частях рудной залежи, где длительно протекал рудообразующий метасоматоз, а вкрапленные и прожилковые текстуры руд присущи краевым зонам рудных залежей, а также глубоким горизонтам, где происходит затухание оруденения. Преобладающие на месторождении полосчатые текстуры руд подчеркиваются расположением наложенной сульфидной минерализации.

Магнетит — главный рудный минерал — в большинстве мест представлен гомогенными, зональными кристаллами размером менее 0,6 мм, лишь в апокарбонатных разностях руд и участках собирательной перекристаллизации отдельные метакристаллы достигают 3 мм. Как указывает Ф. Н. Шешегов [1967], в его составе обнаружены ванадий и хром, что свидетельствует о существенно базитовой природе замещаемых в ходе скарново-рудного процесса пород.

На Хабалыкском месторождении рудообразующий процесс сопровождался формированием большого разнообразия окolorудных пород, встречающихся почти во всех участках. Скаполитовые метасоматиты довольно широко развиты в центральной и южной частях Хабалыкского месторождения. В небольших количествах скаполит отмечен нами практически во всех породах, присутствующих в рудном поле и подверженных метасоматическим преобразованиям: от самых древних вмещающих толщ до послерудных даек диабазов, диоритовых порфиритов и лампрофиров.

Площадной скаполитизации на верхних горизонтах рудной зоны подвержены порфириды, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, а также полосчатые мраморы, содержащие обломочный материал. На более глубоких горизонтах в этих породах содержатся лишь единичные жилки и гнезда пироксен-скаполитового состава.

Последовательность и формы проявления скаполитизации алюмосиликатных пород на Хабалькском месторождении те же, что и в рудных полях других метасоматических месторождений скарновой формации, что отмечено при описании Таятского месторождения.

При скаполитизации габбро-диоритов первым из темноцветных минералов вместе со скаполитом кристаллизуется салит с железистостью от 30 до 35. Пироксен образует пойкилитовые вроски в скаполите и крайне редко формирует гнезда до нескольких сантиметров в поперечнике. Химический состав пироксена из такого гнезда приведен в табл. 4. Скаполит в этом парагенезисе имеет состав дипира № 35 ( $No = 1,562$ ;  $Ne = 1,546$ ). При скаполитизации диоритов и кварцевых диоритов первичная роговая обманка замещается мелкозернистым актинолитом. По химическому составу (табл. 10, анализ 1) это один из высокомагнезиальных амфиболов на месторождении. Скаполит здесь имеет состав дипира № 32 ( $No = 1,559$ ;  $Ne = 1,544$ ).

Биминеральные парагенезисы скаполитовых метасоматитов редки. Обычно в них присутствуют акцессорные апатит, циркон и значительно реже сфен, реликтовые минералы, а также поздние магнетит, сульфиды, эпидот, альбит, хлорит, пренит, кальцит, цеолиты и другие более редкие минералы. Пироксен- и амфибол-скаполитовые метасоматиты замещаются жильными пироксен-гранатовыми скарнами, кварцевыми эпидозитами, актинолит-эпидот-альбитовыми и кварц-хлорит-кальцитовыми метасоматитами. В них содержатся вкрапленные магнетитовые руды. Скаполит достаточно устойчив в различных парагенезисах и разрушается лишь при интенсивном развитии наложенных процессов. Так, в породах, подверженных слабой альбитизации, в агрегатах шахматного альбита встречаются крупные метакристаллы скаполита, иногда образующие с альбитом микрографические прорастания. В некоторых жилках скаполит ассоциируется с кальцитом, эпидотом ( $Ng = 1,756$ ;  $Np = 1,736$ ;  $j = 23$ ), кварцем и актинолитом. Одной из самых низкотемпературных в этих породах является минеральная ассоциация скаполита с пренитом. В основной массе взаимоотношения пренита и скаполита реакционные, но там, где в этой породе есть гнезда кальцита, скаполит и пренит внедряются в карбонатную среду хорошо ограниченными регенерированными кристаллами. Каймы таких кристаллов скаполита несколько более основные по составу — это дипир № 36 ( $No = 1,564$ ;  $Ne = 1,546$ ), тогда как во внутренней зоне — дипир № 32 ( $No = 1,559$ ;  $Ne = 1,544$ ). Состав пренита остается прежним ( $Ng = 1,648$ ;  $Np = 1,618$ ;  $j = 5$ ).

Весьма своеобразны на Хабалькском месторождении околорудные породы — скарноиды, появившиеся в результате контактового метаморфизма и метасоматических преобразований карбонатных пород, обогащенных алюмосиликатным (пепловым) материалом, —

Химический состав амфиболов Хабалькского и Ирбинского месторождений, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	48,72	50,80	45,6	48,20	45,40	48,90	38,64	37,56	37,44	41,46	46,62	54,20	53,88
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,28	0,60	0,36	0,78	0,13	1,97	0,18	0,37	1,20	0,09	0,08	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,22	4,88	10,10	6,22	7,55	5,62	11,11	11,06	8,45	9,47	4,72	1,82	2,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,12	2,71	4,14	4,08	4,17	3,73	9,70	7,48	9,29	5,47	3,20	1,17	5,41
FeO	8,83	9,17	10,50	15,43	13,82	14,21	11,58	15,66	18,07	14,05	14,11	10,17	9,52
MnO	0,21	0,28	0,28	0,40	0,31	0,14	0,34	0,45	0,66	0,36	0,92	0,10	0,31
MgO	15,66	15,79	12,53	10,29	11,75	11,91	9,22	7,26	3,77	9,37	12,05	16,79	13,93
CaO	11,99	12,41	11,58	11,14	12,41	11,21	13,60	13,31	13,68	13,36	14,96	12,48	11,37
Na <sub>2</sub> O	0,90	0,85	1,75	0,85	1,20	0,66	1,18	1,28	0,72	0,99	0,66	0,56	0,32
K <sub>2</sub> O	0,25	0,11	0,45	0,43	0,55	0,68	0,61	1,60	1,35	1,01	0,29	0,20	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,09	—	—	0,09	—	0,10	—	—	0,03	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,44	2,36	2,13	2,03	1,66	2,78*	1,64*	2,54	2,49	3,28	2,15	1,73	2,16
CO <sub>2</sub>	0,16	0,05	—	—	—	—	—	—	2,58	—	0,06	—	—
Cl	—	—	—	0,05	0,20	—	—	1,46	1,51	He опр.	0,56	—	0,14
F	0,17	0,12	0,18	0,18	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—
—O≡Cl, F	0,07	0,05	0,08	0,11	0,14	—	—	0,49	0,66	—	0,09	—	0,06
Сумма . . .	99,90	99,78	99,85	99,55	99,58	100,06	99,60	99,45	99,72	100,02	100,33	99,30	99,74

Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на основе  $Z + Y = 13$ 

Si	7,01	7,28	6,68	7,16	6,75	7,21	5,96	6,05	6,41	6,44	7,13	7,74	7,78
Al <sup>IV</sup>	0,99	0,72	1,32	0,84	1,25	0,79	2,02	1,95	1,59	1,56	0,87	0,26	0,22
Al <sup>VI</sup>	0,07	0,11	0,42	0,25	0,08	0,19	—	0,16	0,11	0,18	—	0,04	0,20
Ti	0,03	0,07	0,07	0,04	0,09	0,01	0,23	0,03	0,05	0,14	—	0,01	0,03
Fe <sup>3+</sup>	0,45	0,30	0,46	0,46	0,47	0,41	1,13	0,90	1,20	0,64	0,35	0,14	0,59

Mg	3,37	3,38	2,73	2,28	2,60	2,62	2,12	1,74	0,96	2,17	2,74	3,57	3,00
Fe <sup>2+</sup>	1,06	1,11	1,29	1,92	1,72	1,76	1,50	2,11	2,59	1,82	1,80	1,23	1,55
Mn	0,02	0,03	0,03	0,05	0,08	0,01	0,04	0,06	0,09	0,05	0,11	0,01	0,03
Ca	1,86	1,91	1,82	1,77	1,97	1,77	2,25	2,27	1,90	2,23	2,44	1,91	1,77
Na	0,27	0,24	0,49	0,25	0,34	0,19	0,35	0,40	0,22	0,15	0,10	0,15	0,09
K	0,05	0,03	0,08	0,06	0,10	0,12	0,11	0,32	0,30	0,10	0,03	0,04	0,02
OH	2,28	2,24	2,07	1,98	0,82	—	—	1,27	1,42	1,75	1,45	1,95	1,59
Cl	—	—	—	0,01	0,05	—	—	0,30	0,44	—	0,06	—	0,03
F	0,08	0,05	0,08	0,08	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—
$\frac{Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn}{Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn+Mg} \cdot 100$	31,2	29,8	39,4	47,0	46,6	45,4	55,7	63,8	80,2	53,6	45,2	27,9	42,0

Примечание. Звездочками обозначены потери при прокаливании. Хабыльское месторождение: 1 — актинолит из скаполит-актинолитового метасоматита с апатитом, сфеном и цирконом, скв. 17, гл. 79 м; 2 — актинолит из мономинерального крупнозернистого гнезда в биотит-кварц-альбитовом метасоматите, скв. 17, гл. 86 м; 3 — гастингсит из амфиболлизированного пироксен-гранатового скарна с вкрапленностью магнетита, скв. 17, гл. 501 м; 4 — актинолит из апатит-скаполит-актинолитовых жил в диорите, скв. 17, гл. 824 м; 5 — гастингсит из гастингсит-альбитовых метасоматитов с кварцем, апатитом и сфеном, скв. 10, гл. 341 м; 6 — актинолит (роговая обманка) из кварц-актинолит-альбитовых метасоматитов, скв. 18, гл. 294,8 м; 7 — гастингсит (роговая обманка) из амфибол-магнетитовых руд, скв. 1, гл. 234,6 м; Ирбинское месторождение: 8 — гастингсит из мономинеральной жилы в скарированном порфирите, скв. 88, гл. 126 м; 9 — гастингсит из пироксен-гранатового скарна, скв. 88, гл. 240 м; 10 — гастингсит из гастингсит-магнетитовой руды, скв. 64; 11 — актинолит из гастингсит-актинолит-магнетитовой руды, скв. 141, гл. 169 м; 12 — актинолит из окварцованной и эпидотизированной актинолит-магнетитовой руды, скв. 13, гл. 75 м; 13 — актинолит из эпидот-актинолит-альбитовой породы, скв. 11, гл. 121 м. Силикатные анализы 1—5 выполнены Е. Н. Жуковой, 8, 11—13 — Л. А. Непениной в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР, определение хлора — на микронзонде MS-46 В. Н. Королюком в ИГиГ СО АН СССР; анализы 6 и 7 — из коллекции Г. В. Князева и В. Е. Хохлова [1971], 9 — Д. И. Павлова [1969], 10 — Ю. Г. Шестакова; выполнены в химлабораториях Томского гос. ун-та (6, 7), ИГЕМ АН СССР (9) и Красноярского геологического управления (10).

известковых туфов, туффитов, туфопесчаников. Скарноидам присуще полосчатое строение, отражающее первичную слоистость или направление рассланцевания, причем в некоторых случаях распознать природу полосчатости не удается. В отдельных участках рассланцевание проявлялось неоднородно, что нашло отражение в телескопировании минеральных ассоциаций. Скарноиды образовались в результате диффузионного перераспределения вещества внутри отдельных прослоев, правильная метасоматическая зональность в них отсутствует а минеральный состав определяется исходным составом первичных пород. По минеральному составу среди них нами выделены пироксен-скаполитовые, пироксен-гранатовые и слюдистые разновидности. В каждой из них обязательно присутствует кальцит. Все виды скарноидов встречаются на расстоянии не более 50 м от активного контакта. На значительном удалении известковые туфы сохраняются без изменений. Пироксен-скаполитовые скарноиды слагают полосы шириной от 3 мм до нескольких сантиметров, чередующиеся с существенно кальцитовыми и реже с пироксен-гранатовыми и слюдистыми породами. Иногда они переходят по простиранию друг в друга или в неизмененные участки первичной породы. В этом случае в шлифах можно наблюдать, что скаполит и пироксен возникают в участках скопления алюмосиликатных обломков, среди которых встречаются зерна полевых шпатов, кварца, циркона, угловатой формы обломки пемз и эффузивных пород спилитовой структуры; лейсты плагиоклазов № 5—7 беспорядочно размещены в магнетит-пироксеновом базисе. В полигональном агрегате кальцита скаполит образует относительно крупные (до 3 мм) метакристаллы, содержащие многочисленные включения зерен кальцита и пироксена, формирует каймы вокруг обломков спилита и венчики вокруг калинастрового полевого шпата и кальцита. По составу скаполит относится к миццониту № 52—55 ( $N_o = 1,568 - 1,574$ ;  $N_e = 1,548 - 1,551$ ). Пироксендиопсид и диопсид-салит ( $N_g = 1,705 - 1,715$ ;  $N_p = 1,674 - 1,685$ ;  $f = 11 - 28$ ) размещаются преимущественно в стыках зерен кальцита. Из минералов поздних наложений встречаются актинолит, хлорит, пренит, эпидот, магнетит и сульфиды.

В переходных от пироксен-скаполитовых к слюдистым скарноидам в парагенезисе находятся миццонит № 52, салит ( $f = 25 - 28$ ) и флогопит ( $N_g = 1,598$ ). Флогопит ориентирован согласно рассланцеванию породы. В единичных зернах встречаются кварц, более железистая слюда — биотит ( $N_g = 1,625 - 1,630$ ), реликты обломков пород, кристаллов полевых шпатов, циркона, магнетита и вторичные минералы — хлорит, пренит, эпидот, сульфиды, флюорит. Среди прослоев мраморов рядом с пироксен-скаполит-флогопитовыми породами находятся таблитчатые агрегаты магниезального хлорита ( $N_m = 1,58 - 1,59$ ;  $N_g - N_p = 0,009 - 0,011$ ). Некоторые из кристаллов достигают 5 мм в длину и сдвойникованы. На других участках среди мраморов многочисленны мелкоугольчатые скопления тремолита ( $N_g = 1,630$ ;  $N_p = 1,610$ ), частично замещенные чешуйками магниезального хлорита.

В существенно слюдястых породах, напоминающих по текстуре сланцы, повсеместно присутствует кальцит, составляющий от 25 до 80 %, а слюды представлены либо магнезиальной ( $Ng = 1,590 - 1,600$ ), либо железистой разностью ( $Ng = 1,625 - 1,640$ ). В ряде случаев заметно, что железистые разности слюд образованы в участках, где был магнетит или другие железосодержащие минералы, т. е. состав минерала в значительной мере унаследован. Распространение слюдястых сланцев не ограничивается известковыми туфами, они развиваются и по алюмосиликатным породам, где в парагенезисе с биотитом находятся кварц и альбит. Такие породы фиксируют собой зоны многократного дробления пород и наиболее полно представлены на рудопроявлении Болотном, расположенном в нескольких километрах от Хабалыкского месторождения.

Более редки среди скарноидов пироксен-гранатовые разности. Кроме полосчатого строения, удаленности от алюмосиликатных пород и отсутствия правильной метасоматической зональности эти породы отличаются от скарнов составом минералов. Пироксены здесь представлены высокожелезистыми разностями, содержащими от 50 до 70 % геденбергитового минала ( $Ng = 1,725 - 1,740$ ). Железистость граната варьирует в широких пределах — от 20—30 до 60—70 %. В этих породах встречаются также волластонит, кварц, эпидот, актинолит, хлорит и другие минералы. Пространственно пироксен-гранатовые скарноиды разобщены с пироксен-скаполитовыми и лишь в единичных случаях встречаются совместно, в соседних полосах. Взаимоотношения граната и скаполита реакционные. Как и другие виды скарноидов, пироксен-гранатовые разности замещены биметасоматическими известковыми скарнами и более поздними метасоматитами.

Не исключено, что некоторые из парагенезисов неоднородной по составу группы скарноидов могут быть отнесены к ассоциациям магнезиальных скарнов, т. е. образованы они при метасоматозе существенно магнезиальных пород. Это ассоциации диопсида с флогопитом и миццонитом, рассеянные в карбонатной среде, при гистерогенном разложении которых возникают тремолит и магнезиальный хлорит. Образованные при замещении диопсид-флогопит-скаполитовых парагенезисов пироксен-гранатовые скарны, принадлежащие группе известковых скарнов магнезиально-скарновой формации, имеют иной состав минералов, чем в скарнах, образованных по известнякам и алюмосиликатным породам. В первых («магнезиально-скарновых») гранат более глиноземистый, чем во вторых, где прослеживаются обычная тенденция развития более железистых гранатов в экскарновых зонах диффузионных и инфильтрационных известковых скарнов и обрастание ранних более железистых поколений более глиноземистыми. К сожалению, разведочные скважины лишь в единичных местах вскрывают карбонатную толщу, что не позволило обстоятельно изучить этот вопрос.

На Хабалыкском месторождении среди широкого шлейфа околорудных пород преобладают альбитовые метасоматиты. Альбитизация здесь — ведущий процесс. Начинается она с возникновения пирок-

сен-полевошпатовых пород, синхронных известковым скарнам, и заканчивается с формированием эпидот-хлорит-альбитовых пропилитов. Ареал альбитовых метасоматитов шире, чем скаполитовых пород и скарнов. Они распространены как на верхних, так и на самых глубоких горизонтах месторождения. Высокотемпературные альбит-пироксеновые и альбит-амфиболовые метасоматиты слагают обычно зоны и крупные блоки среди алюмосиликатных пород, составляя вместе широкую полосу «осветленных» пород, окаймляющих рудную зону.

Более всего на месторождении альбитизации подвержены габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и вулканогенные породы. Лишь минералогический интерес представляет образование существенно альбитовых пород (микроальбититов) по мраморам, отмеченное в ряде мест центральной части месторождения. Пироксен-альбитовые породы распространены довольно слабо и встречаются либо в эндоскарновых зонах известковых скарнов, либо в отдельных блоках неравномерно катаклазированных диоритов, габбро-диоритов и порфиритов. Пироксен-альбитовые метасоматиты имеют мелкозернистую структуру, весьма близкую к роговиковой.

В переходных к неизмененным участкам видно, что альбитизация начинается с появления мелких лейст альбита в интерстициях гранулированных плагиоклазов. В отдельных местах альбит псевдоморфно замещает сосюритизированные основные и средние плагиоклазы, сохраняя отдельные чешуйки серицита и полностью растворяя клиноцоизит. При интенсивном развитии процесса происходит полное разрушение первичной структуры породы. Темноцветные минералы замещаются мелкозернистым новообразованным пироксеном салитового состава ( $N_g = 1,715-1,720$ ;  $N_p = 1,685-1,690$ ;  $2V = 56^\circ$ ;  $c : N_g = 43^\circ$ ;  $f = 22-35$ ) либо амфиболами. Амфиболы в альбитизированных породах изменчивы по форме, составу и свойствам (см. табл. 10). Достаточно уверенно можно выделить среди них два минеральных вида: актинолит и гастингсит. Последний по свойствам и составу аналогичен гастингситу из амфиболизированных и оруденелых пироксен-гранатовых скарнов. Макроскопически он отличается от актинолита густой темно-зеленой и синеваато-зеленой окраской, в шлифах плеохроирует в густых синеваато-зеленых тонах и имеет высокие показатели преломления. Пересчеты химических анализов на кристаллохимическую формулу показывают, что количество  $Al^{IV}$  превышает 1. Содержание  $Na_2O$  в гастингсите больше 1%. Всем амфиболам Хабалькского месторождения, образованным по алюмосиликатным породам, присуще повышенное содержание  $Al_2O_3$ : в семи анализах, удовлетворяющих кристаллохимическим требованиям, оно более 4,8% (см. табл. 10). В некоторых из них выявлен хлор (до 0,20%), определенный анализами на микрозонде. Во всех амфиболах обнаружен фтор (0,12—0,18%). Массовые замеры показателей преломления амфиболов показывают, что наиболее железистые разности приурочены к участкам, первично обогащенным титаном и затронутым слабыми метасоматическими преобразованиями.

В участках активного и длительного протекания альбитизации все минералы маложелезистые.

При кремниво-щелочном метасоматозе кварцевых диоритов образуются кварц-актинолит-альбитовые метасоматиты, в сопряженных участках с которыми встречаются гнезда и линзы существенно биотитовой породы. Первичная порода гранулирована. В плагиоклазах иногда сохраняются элементы первично-зонального строения. Первичная роговая обманка почти нацело замещена биотитом ( $Ng = 1,630-1,638$ ;  $f = 40-43$ ). Можно проследить все ступени процесса: слабо гранулированная роговая обманка псевдоморфно замещается актинолитом, вместе с ним появляется сыпь магнетита и сфена, фиксирующим избыточное железо и титан. Затем все нацело замещается биотитом. В других участках среди биотитового агрегата встречаются как бы выколки по спайности зерен роговой обманки, которые имеют идиоморфные очертания и лишь слегка корродированы чешуйками биотита. В местах, обогащенных аксессуарным титаномагнетитом, последний сохраняется, на нем, как на подложке, формируются венчики биотита. От слюдистых сланцев зон разломов гнездовые скопления кварц-актинолит-альбит-биотитовых метасоматитов отличаются только формой.

На периферии зон альбитизации среди габбро-диоритов и диоритов переходными от альбит-актинолитовых к неизмененным породам являются эпидот-актинолит-альбитовые метасоматиты. Эпидот относится к маложелезистой разновидности ( $Ng = 1,730-1,745$ ;  $f = 14-19$ ), альбит и актинолит имеют прежний облик и состав, многочисленны зерна сфена и апатита.

Редко среди альбитизированных пород встречаются жилы кварцевых эпидозитов, имеющие отчетливо секущие контакты с остальными породами. Эпидот в них более железистый, чем в предыдущих минеральных ассоциациях, и близок по свойствам к эпидоту, образованному при оруденении пироксен-гранатовых скарнов (см. табл. 5). Кварцевые эпидозиты содержат также кальцит, сульфиды, пренит, актинолит и реликтовые минералы.

Наиболее редки на месторождении кварцевые альбититы и эпидот-хлорит-альбитовые пропилитизированные породы. Типоморфный признак — наличие «шахматного» альбита. Кварцевые альбититы выполняют неправильной формы обособления среди массивных альбит-актинолитовых метасоматитов, а пропилитизированные породы развиваются среди ранее альбитизированных и неизмененных пород. В скаполит- и альбит-амфиболовых метасоматитах «шахматный» альбит вместе с эпидотом, хлоритом и сфеном образуют либо мелкие гнезда, обнаруживаемые лишь при изучении в шлифах, либо слагают протяженные полосы, приуроченные к подновленным зонам дробления.

Самые низкотемпературные на месторождении кварц-хлорит-кальцитовые жилы с пренитом, сульфидами и цеолитами выполняют зоны послерудных нарушений. Нередко они содержат обильную сульфидную свинцово-цинковую минерализацию, представляющую практический интерес.

Для получения оценок температур кристаллизации различных минеральных парагенезисов метасоматических пород выполнен большой объем опытов по гомогенизации газовой-жидких включений в минералах [Дымкин и др., 1977]. Применение минералотермометрии позволило уточнить недостаточно ясные соотношения некоторых групп метасоматитов.

В скаполитах и других минералах месторождения газовой-жидкие включения содержат жидкую уголекислоту и кристаллики галита, растворяющиеся при 320—350°C. Гомогенизация газовой-жидких включений даже при самых высоких температурах осуществляется в жидкость и только в единичных случаях — в газ. Наиболее высокотемпературные первичные газовой-жидкие включения зафиксированы во внутренних зонах кристаллов скаполита из пироксен-скаполитовых жил среди габбро-диоритов. Максимальная температура составляет 660—680°C, преобладают включения, гомогенизируемые в интервале 540—660°C. Аналогичные температуры выявлены в пироксене из этого парагенезиса. Гомогенизация включений в скаполите из актинолит-скаполитовых пород происходит в интервале 480—520°C, а в актинолите — 420—500°C. Самые низкотемпературные первичные включения в скаполите зафиксированы в образцах, где скаполит и альбит образуют графические структуры. В зернах скаполита без вростков альбита газовой-жидкие включения гомогенизируются в интервале 400—500°C, а в альбит-скаполитовом агрегате — при 380—430°C. В интервале 390—440°C гомогенизируются включения в актинолите из этого парагенезиса.

Среди амфиболов самые высокие температуры гомогенизации газовой-жидких включений зафиксированы в гастингситах из апатит-альбит-гастингситовых метасоматитов — 560—620°C. В крупных зернах апатита из этой ассоциации первичные газовой-жидкие включения становятся однородными при 540—650°C, т. е. эта минеральная ассоциация образована при температурах, сходных с температурами кристаллизации пироксен-скаполитовых метасоматитов.

В гранатах и пироксенах из биметасоматических скарнов первичные газовой-жидкие включения гомогенизируются в жидкость при 560—680°C и в единичных случаях — при 720°C. Первично-вторичные включения, связанные с регенерацией катаклазированных зерен при эпидотизации, амфиболизации и магнетитовом оруденении, гомогенизируются при 360—480°C. В этот же интервал попадают температуры гомогенизации включений в эпидоте и амфиболах (гастингситах и актинолите). Тесная ассоциация магнетита с эпидотом и гастингситом наиболее вероятным температурным интервалом формирования промышленного магнетитового оруденения позволяет считать 360—480°C.

В зональных кристаллах граната из жильных скарнов включения во внутренних зонах гомогенизируются при 480—540°C, а во внешних каймах — при 400—450°C. В кристаллах эпидота из кальциевой массы среди жильных скарнов максимальные температуры гомогенизации газовой-жидких включений составляют 480°C, а в эпидоте и амфиболах, замещающих пироксен и гранат, — 360—400°C.

В кварцевых эпидозитах среди слабо измененных диоритов температуры гомогенизации включений в кварце 490—530°C, а в эпидоте — 500—520°C. Эти данные свидетельствуют, что жильные скарны, кварцевые эпидозиты, альбит- и скаполит-амфиболовые метасоматиты сформированы в близких температурных условиях. Полученные цифры близки к величинам, определенным нами на других железорудных объектах Алтае-Саянской области и Тургай [Дымкин, Мазуров, 1974; Дымкин и др., 1975].

Приведенные данные показывают, что на месторождениях, где рудообразующий метасоматоз сосредоточен в зоне, вмещающей различные по составу породы, могут быть распространены почти все типы околорудных пород, известные в скарновой формации. Образование их на постмагматическом этапе происходит в определенной последовательности. Самыми первыми формируются пироксен-скаполитовые (мицзонитовые), пироксен-гранатовые и слюдистые скарноиды, переходные между роговиками и скарнами. Синхронно биметасоматическим известковым скарнам образовались пироксен-альбитовые и пироксен-скаполитовые (дипировые) породы при температурах 540—660°C. Формирование промышленных магнетитовых руд на месторождении осуществлялось метасоматическим путем при температурах 360—480°C. Вместе с магнетитом в рудах появляются эпидот и амфиболы — гастингсит и актинолит. Термометрические данные показали, что жильные скарны, кварцевые эпидозиты, альбит- и скаполит-амфиболовые метасоматиты возникают в близких температурных условиях (в пределах одной температурной ступени), а причина появления того или иного парагенезиса заключена в физической и химической неоднородности исходной среды и гидротермальных растворов.

**Ирбинское месторождение** — наиболее типичный пример известково-скарновых магнетитовых месторождений. Оно расположено на стыке каледонских структур Восточного Саяна с Минусинским межгорным прогибом, в пределах локального внутригеосинклинального поднятия Казыр-Байтакской троговой зоны [Зубкус, Шнейдер, 1964]. В его строении участвуют карбонатно-вулканогенные породы нижнего и среднего кембрия, вулканиты верхнего кембрия — ордовика и девона, глубинные магматические породы ольховского, буюджульского и ирбинского комплексов, разнообразные околорудные метасоматиты и магнетитовые руды [Дымкин и др., 1975]. Нижнекембрийские отложения представлены спилитами, миндалекаменными диабазами и порфиритами основного состава, в верхней части разреза сменяющимися туфами дацитового состава, вариолитами, туфопесчаниками, песчаниками и известняками, содержащими фауну археоциат. Они имеют тектонический контакт со среднекембрийскими туфоконгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями, глинистыми сланцами и известняками с фауной трилобитов и брахиопод. Несогласно залегают на них покровы диабазовых, андезитовых и дацитовых порфиритов среднего кембрия — ордовика, перекрытые, в свою очередь, отложениями быскарской серии нижнего девона — кислыми и щелочными эффузивами,

туфами, игнимбритами, туфолавами и другими породами с подчиненным значением в основании базальтов, авгитовых и лабрадоровых порфиристов и туфов основного состава.

Главным элементом, определяющим структуру рудного поля, является наиболее древняя гигабиссальная габбро-диорит-гранодиоритовая интрузия, по геологическому положению, набору пород, химизму и петрогенетическим особенностям относимая к сининверсионному ольховскому интрузивному комплексу. Она содержит в виде останцов кровли блоки кембро-ордовикских осадочно-вулканогенных пород, вмещающих железные руды, прорвана серией диабазовых даек и перекрыта вулканитами быскарской серии. Последние, как и все более ранние образования, на южном фланге рудного поля прорваны интрузией гранитов буюдзульского комплекса ( $D_1^?$ ), а в западной и северных его частях интродуцированы сиенитами ирбинского комплекса ( $D_2$ ).

Рудное поле простирается в субмеридиональном направлении почти на 12 км. Размещение рудных тел контролируется структурой останцов, трещинной тектоникой и магматическими проявлениями. Промышленное магнетитовое оруденение заключено в метасоматически измененных карбонатно-вулканогенных породах нижнего кембрия (балахтисонская свита) и сформировано в гипогенный этап, связанный со становлением габбро-диорит-гранодиоритовой интрузии. Обстоятельное исследование петрологии и особенностей формирования месторождений Ирбинского рудного поля отражено в специальной монографии [Дымкин и др., 1975] и ряде статей [Мазуров и др., 1975; и др.]. Отметим наиболее существенные элементы развития рудообразующих процессов.

Современный облик месторождения и разнообразие его текстурно-структурного облика руд обусловлены проявлением трех крупных эпох послемагматических процессов, синхронных становлению развитых здесь разновозрастных интрузий. Каждая из них вызывала скарнирование вмещающих пород и дополнялась кратковременными ритмами, отвечающими времени формирования маломощных диффузионных оторочек волластонит-пироксен-гранатовых скарнов вокруг даек, замыкающих интрузивный процесс.

Скарнирование и последующему метасоматическому отложению магнетита подвержены практически все присутствующие в рудном поле породы, за исключением самых поздних даек. Главным минералом околорудных метасоматитов является гранат, изучение которого (вместе с исследованием и других минералов) позволило вскрыть специфические черты метасоматического процесса. По составу развитые здесь гранаты, как вообще в околорудных породах метасоматических железорудных месторождений складчатых областей, относятся к андрадит-гроссуляровому ряду, причем содержание андрадитового минала колеблется от 21 до 100 %, а содержание пиральспитов обычно в сумме меньше 10 % (рис. 2). Выявлено, что показатель преломления гранатов практически линейно зависит от содержания андрадитового минала [Мазуров, Мазурова, 1974]. Это позволило определять состав гранатов во всех парагенезисах, основываясь на мас-

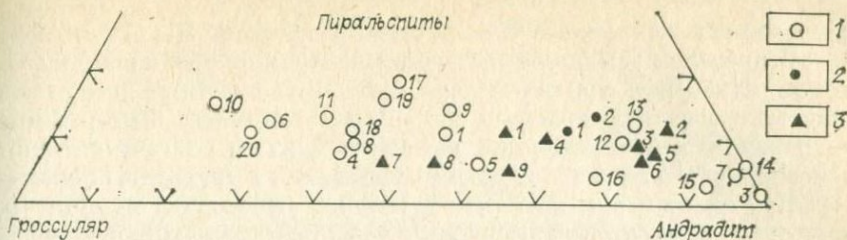


Рис. 2. Компонентный состав гранатов скарновых железорудных месторождений.

1 — Ирбинское рудное поле (см. табл. 23 в кн. А. М. Дымкина и др. [1975]); 2 — из месторождений Алданского щита (см. табл. 24); 3 — из месторождений Казырского района (см. табл. 8).

совых замерах показателей преломления в высокопреломляющих иммерсионных жидкостях.

Среди дорудных метасоматитов повсеместно устанавливается зависимость состава граната от состава замещаемых 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. В сложнопостроенных волластонит-пироксен-гранатовых скарновых залежах, где хорошо выражена метасоматическая зональность, гранаты очень разнообразны. Здесь развиты полихромные гранаты с темно-зеленой внутренней частью, сменяющейся последовательно медово-желтой темно- и красно-коричневой каймами. Изучение гранатов показывает, что формирование таких скарнов обусловлено сложным сочетанием диффузионных и инфильтрационных процессов. Так, в пределах единой метасоматической колонки состав первично реакционных темно-зеленых гранатов изменяется постепенно от 70 до 100% андрадита, причем наиболее железистые разности значительно удалены от контакта. Состав темно-коричневой каймы многоцветных зерен граната остается почти одинаковым во всей экзоскарновой пироксен-гранатовой зоне (70—80% андрадита), а красновато-коричневый гранат внешней каймы соответствует по составу коричневому гранату из эндоскарновой пироксен-гранатовой зоны (около 50% андрадита). Повышенная железистость самых ранних и, как будет показано далее, самых высокотемпературных генераций граната находится в некотором противоречии с экспериментальными сведениями об условиях синтеза гроссуляра и андрадита: гроссуляр обычно синтезируется при более высоких температурах [Калинин, 1969]. Появление наиболее железистых гранатов в начале реакций скарирования обусловлено, по-видимому, не только высоким коэффициентом диффузии ионов железа по сравнению с ионами алюминия, но и различной насыщенностью растворов алюминием в ходе процесса. Причиной последнего может быть различная растворимость исходных веществ (в рассматриваемом случае минералов эффузивных пород основного состава), как об этом свидетельствуют эксперименты по кинетике

гидротермальных реакции силикатообразования [Калинин, 1973].

В пределах зон одной метасоматической колонки последовательность изменения состава выдерживается на значительном расстоянии, но в соседних колонках состав гранатов может быть иным при сохранении общей тенденции последовательного обогащения глиноземом кристаллизующихся позднее генераций в предрудных скарнах.

Кристаллизация магнетита в скарнах приводит к полному растворению граната и пироксена либо перекристаллизации с изменением состава. Так, на Центральном участке вместо глиноземистых гранатов, содержащих около 22% андрадита, возникают более железистые, содержащие 54% андрадита, а вместо андрадитов экзоскарнов формируются менее железистые гранаты, т. е. происходит андрадитизация гроссуляров и гроссуляризация андрадитов. Массовые определения показывают, что в парагенезисе с магнетитом (и сорудным гастингситом) находятся гранаты, содержащие от 45 до 60% андрадитового минала.

На Ирбинском месторождении, как и многих других, встречаются кварц-андрадит-кальцитовые жилки, рассекающие метасоматические магнетитовые руды. Такие жилки не имеют зонального строения, по простиранию сменяются кварц-кальцит-эпидотовыми и являются более низкотемпературными, чем скарновые и сорудные парагенезисы. Существенно андрадитовый состав обычно медово-желтого граната в жилках среди железной руды свидетельствует о том, что главные компоненты его состава заимствовались из вмещающей среды.

Отложение магнетитовых руд в известковых скарнах происходит метасоматически, в результате реакции гидротермального раствора с ранее существовавшими минералами: растворения и замещения их магнетитом и нерудными минералами, устойчивыми в изменившихся физико-химических условиях. Свидетельством этому являются переходы вкрапленных и брекчиевидных руд, содержащих обломки скарнов, в сплошные руды, наличие секущих жилок магнетита в скарнах, а также микроструктурные признаки, такие как пересечение, разъединение, «коррозия» магнетитом в той или иной степени раздробленных зерен скарновых минералов, вплоть до образования псевдоморфоз. На оптическом снимке (см. приложение, фиг. 21) одного из мест перехода от гранатового скарна к руде видно, что метакристаллы граната, по составу близкого к андрадиту, на фронте замещения и в некотором удалении от него пронизаны густой сетью микротрещин, раздроблены и частично растворены. На одном из участков граница магнетита и граната резкая, магнетит более крупнозернистый, огранен, а на другом — граница фронта размытая, гранат диспергирован, насыщен пятнами, мелкими жилками пелитоморфного изотропного вещества, отличающегося от граната более густой окраской. Магнетит залечивает более крупные трещинки, переходящие затем в пелитоморфные «струи». В тылу фронта замещения магнетит ассоциируется с кварцем, кальцитом, реликтами граната, мельчайшими зёрнами амфиболов, эпидота, хлорита, сульфидов и других более поздних минералов.

Известно, что железооруденение в известковых скарнах относится к сопутствующему типу [Жариков, 1968], т. е. отложение основной массы магнетита происходит в условиях устойчивости главных скарновых минералов — пироксена и граната. Наглядная иллюстрация этому — участок гранатового экзоскарна с рудной вкрапленностью (см. приложение, фиг. 22). Как показывают кристаллооптические наблюдения, самая ранняя генерация граната в этом образце по составу близка андрадиту (Андр<sub>95</sub> Гросс<sub>5</sub> :  $N = 1,883$ ), линейная зависимость показателя преломления от компонентного состава гранатов этого месторождения показана нами ранее [Мазуров, Мазурова, 1974], представлена крупными идиобластами с мельчайшими включениями диопсида, кальцита и других оптически труднораспознаваемых фаз. Все зерна раннего граната (Гр 1) разбиты сетью тонких прерывистых трещин и окаймлены тонкозернистым агрегатом, либо состоящим из оптически анизотропного «коллоидного» граната (Гр 2), более глиноземистого (Андр<sub>82</sub> Гросс<sub>18</sub> :  $N = 1,862$ ), чем ранний, и содержащего тонкие включения магнетита, гастингсита и других фаз, либо представленным почти целиком неравномерно-зернистым агрегатом магнетита. В последнем случае среди мельчайших зерен магнетита встречаются его метакристаллы до 2 мм в поперечнике. Здесь же различимы неровные, коррозионные границы магнетита с Гр 1 и мелкие включения Гр 2. В центре снимка видно, что на Гр 2 и магнетите, как на подложке, нарастает гранат самой поздней генерации (Гр 3), который оптически анизотропен, по составу отвечает Андр<sub>96</sub> Гросс<sub>4</sub> ( $N = 1,885$ ), а оставшееся пространство выполнено кальцитом и единичными зернами кварца. Таким образом, структурные соотношения минералов показывают, что в этом образце наряду с гранатом, образованным раньше магнетита и имеющим с ним реакционные соотношения, подобные отмеченным в предыдущем случае, есть одновременная с магнетитом (Гр 2) и более поздняя (Гр 3) генерация. Приуроченность последней к рудным гнездам позволяет предполагать, что формирующий ее раствор возник в результате растворения тонкодисперсных частиц ранних гранатов и магнетита. Подобные микроструктурные соотношения характерны для границ магнетита с кальцитом, пироксеном, они отражают кинетику рудообразующего метасоматоза и подробно будут рассмотрены в V главе.

Текстурный облик руд в значительной мере обусловлен текстурами замещаемых скарнов. Широко распространены полосчатые текстуры, обусловленные развитием руд по тонкополосчатым скарноидам. Размер полос разнообразен, зернистость магнетита в пределах каждой неодинакова, что не позволило на первых этапах изучения руд месторождения только по керну оценить истинную распространенность этого типа текстур. Как показывают наблюдения в карьерах эксплуатируемых в настоящее время участков, полосчатые текстуры руд наряду с массивными преобладают в главных промышленных залежах. Менее развиты пятнистые, брекчиевидные и брекчиевые, местами встречаются друзовые агрегаты магнетита. В таких гнездах перекристаллизации магнетит формирует кристаллы пра-

вильных кристаллографических очертаний со скульптурами слоевого роста граней (см. приложение, фиг. 23).

Структура магнетита из друз более совершенна: он имеет меньшую величину микроискажений и большее значение среднего размера блоков когерентного рассеяния по сравнению с основной мелкозернистой массой [Мазуров и др., 1983]. Подробная характеристика текстурно-структурных особенностей руд подробно изложена ранее [Дымкин и др., 1975].

Наиболее тесно с рудным процессом сопряжена амфиболизация, особенно в участках эндоскарнов. Образование амфиболовых метасоматитов непосредственно сменяет во времени формирование известковых скарнов. Амфиболовые жилки, гнезда и линзы, иногда до нескольких метров в поперечнике и десятков метров в длину, развиты в участках, непосредственно примыкающих к рудным телам. Самый ранний из амфиболов — гастингсит. Для него характерна тесная ассоциация с магнетитом, вместе с которым он образует гастингсит-магнетитовые руды, замещает пироксен и гранат в скарнах, пироксен и плагиоклаз в околорудных породах, формирует жилки в скарнированном порфирите. Чаще всего гастингсит представлен мелкозернистым агрегатом синеватого, темно-серого цвета, и лишь в гнездах остаточного кальцита встречаются его тонкопризматические кристаллы, достигающие в длину 3 мм. В пироксен-гранатовых скарнах гастингсит выполняет интерстиции, почти нацело замещает пироксен, внедряется по зонам роста в гранат, который при этом претерпевает перекристаллизацию. Как видно из массовых замеров показателей преломления, гранат в ассоциации с гастингситом содержит 45—60% андрадитового минала. По-видимому, более железистые и более глиноземистые разновидности гранатов в этом парагенезисе неустойчивы. В участках развития сульфидной минерализации наблюдаются взаимные сростания гастингсита с пирротинном и замещение обоих халькопиритом, марказитом и пиритом.

Химический состав гастингсита сложный. Ему присущи довольно большое количество закисного железа, резко преобладающего над окисью магния, повышенное содержание щелочей, присутствие хлора (1,51% [Мазуров, 1974]). По оптическим свойствам и составу гастингсит Ирбинского месторождения близок к дашкесаниту, впервые выделенному в качестве минерального вида на Дашкесанском месторождении [Крутов, 1936] и широко развитому на описанных ранее Табратском [Князев, 1966; Дымкин, Могилева, 1967], Одиночном [Крутов, Виноградова, 1966], Мульгинском и других месторождениях [Павлов, 1969, 1975].

Гастингсит и все предшествующие ему минералы скарновой и рудной стадий замещаются актинолитом ( $N_g = 1,663$ ;  $N_p = 1,647$ ; слабый плеохроизм в желто-зеленых тонах), который образует тонкоигльчатый, мелкозернистый агрегат, цементирующий зерна реликтовых минералов. В составе актинолита, по сравнению с замещенным им гастингситом, содержится меньше глинозема, окислов железа, щелочей, хлора, а больше — магния. Он развит вместе с эпидотом, кварцем, халькопиритом, пиритом, марказитом, галенитом,

сфалеритом и другими сульфидами, а замещается хлоритом, кальцитом и поздней генерацией пирита. Такая смена состава амфиболов в пределах одного гидротермального цикла связана, по-видимому, не только с понижением температуры, но и с изменением свойств растворов, в частности их кислотности — щелочности. Экспериментально установлено, что область устойчивости железистых роговых обманок ограничена довольно узким интервалом относительно кислых, нейтральных и щелочных условий ( $\text{pH} = 4-9$ ).

В структуре рассмотренного гастингсита содержится некоторое количество щелочей в группе X, а часть кремния в группе Z замещается алюминием. В кристаллизующемся влед за ним актинолите калий и натрий в группе X составляют незначительную примесь, а группа Z сложена преимущественно кремнием, алюминия в ней примерно в 2 раза меньше, чем в структуре предыдущего минерала. Это свидетельствует о том, что актинолит мог кристаллизоваться в более кислых условиях. В актинолите одновременно повышается содержание магния, что, казалось бы, противоречит предположению о возрастании кислотности. Наличие же в парагенезисе с актинолитом сульфидов железа объясняет данное положение: железо, обладающее высоким сродством к сере, концентрируется преимущественно в сульфидах, а магний занимает его положение в амфиболах (в более низкотемпературных условиях — в хлоритах). Определенного максимума кислотность растворов достигает при формировании кварц-сульфидной ассоциации, непосредственно сменяющей актинолит-эпидотовую. Таким образом, предполагается, что апоскарновые ассоциации амфиболов формируются в условиях понижающейся щелочности растворов.

К числу менее распространенных в рудной зоне метасоматитов относятся пироксен-полевошпатовые, пироксен-скаполитовые, эпидот-актинолит-альбитовые, существенно хлоритовые и другие минеральные ассоциации. Большое разнообразие минерального ансамбля встречено в участке, где проявлены процессы наложенного на главные рудные залежи контактового метаморфизма и метасоматоза, характеристика которого приводится в V главе.

Выполненные нами опыты по гомогенизации газовой-жидких включений в гранате, пироксене, скаполите, амфиболах, эпидоте и кварце позволяют оценить температурные условия формирования главных типов околорудных пород и промышленного магнетитового оруденения. Известковые скарны возникают на месторождении в довольно широком температурном интервале: от 740 до 430°C. Верхний предел определен по максимальной температуре гомогенизации включений в пироксене, а нижней — по совпадающим минимальным температурам гомогенизации включений в пироксене и гранате. Цифрами 680—450°C ограничено образование пироксен-скаполитовых метасоматитов. Формирование промышленного магнетитового оруденения и сопутствующей ему гастингситовой минерализации осуществлялось при температуре не ниже 430—380°C. Эти величины получены при гомогенизации включений в кристаллах андрадита, содержащих твердые включения гастингсита и магнетита, а также

прямыми замерами температур гомогенизации включений в гастингсита, кристаллизующемся одновременно с магнетитом.

Исследование газово-жидких включений в гранатах из месторождений Одиночное, Рудный Каскад, Бурлукское, Хабалыкское, Тереховское и ряда других показывает, что в целом интервалы температур их гомогенизации в сходных парагенезисах близки. В каждом месторождении значения верхних и нижних пределов температур свои, но общая последовательность смены однотипных парагенезисов и интервал их кристаллизации выдерживаются повсеместно.

## Магнезиально-скарновые железорудные месторождения

В качестве самостоятельного этот минеральный тип железорудных месторождений в Алтае-Саянской области был выделен В. И. Сияковым [1967] на примере Леспромхозного месторождения. К этому типу относятся также Темиртау, Верхний Учulen, Южный Аргыштаг в Горной Шории [Сияков, 1975, 1976], Тейское в Кузнецком Алатау, Маргоз, Шиндинское, Чинжебинское в Восточном Саяне. Магнезиально-скарновый состав имеют отдельные рудные тела Шерегешевского и Ташелгинского месторождений [Приходько, 1972; Железорудные месторождения..., 1981]. Для руд этих месторождений характерна тесная ассоциация с минералами магнезиальных скарнов магматической и послемагматической стадий, образующихся при магматическом замещении доломитов. Петрологические аспекты магнезиально-скарнового процесса и вопросы минералогии обстоятельно изучены Л. И. Шабыниным [1973, 1978], В. И. Сияковым [1967, 1975], а строение месторождений и особенности локализации руд описаны в многочисленных публикациях. Во всех работах подчеркивается приуроченность скарново-рудных залежей к активным контактам предрудных плутонов, а рудоотложение считается естественным продолжением магнезиально-скарнового процесса. В последние годы получены новые сведения о типоморфных особенностях главного рудного минерала — магнетита, что позволяет уточнить место рудоотложения в сложной многоэтапной истории развития магматизма и метасоматических процессов этого минерального типа.

По структурно-геологической позиции и количественным соотношениям руд среди магнезиально-скарновых магнетитовых месторождений выделяются две группы: месторождения, локализованные в непосредственном контакте с активным плутоном (в ассоциации с магнетитом находятся магнезиальные скарны магматической стадии и преобразованные флогопит-паргаситовые скарны); месторождения, приуроченные к структурам типа «трубок взрыва», в составе руд которых преобладают серпентин-магнетитовые разности. Типичными представителями первой группы являются отработанные ныне небольшие по запасам месторождения Темиртау и Верхний Учulen, а второй — Тейское.

Месторождения Темиртау, Верхний Учulen и другие, расположенные в Тельбесском и Кондомском рудных районах Горной Шории, описаны в геологической литературе. Автором получены новые данные, касающиеся только состава и микроструктуры магнетита в разных типах руд. Установлено, что на месторождениях этой группы можно выделить по крайней мере три генерации рудообразующего магнетита. Первая наиболее высокотемпературная, для нее характерен парагенезис со шпинелью, форстеритом и фассаитом. Магнетит здесь повсеместно содержит экссолюционные вроски ильменита и шпинели, обычны межзеренные выделения этих минералов. Как видно на оптическом снимке одного из образцов руды Верхнеучуленского месторождения (см. приложение, фиг. 24), для мономинеральных обособлений магнетита характерна полигональная структура, в тройных точках соприкосновения углы близки к  $120^\circ$ . Экссолюционные выделения шпинели во внутренних участках и на границах зерен более крупные, а в прилегающих к границам участках их количество и размеры крайне малы.

В магнезиально-скарновых рудах Главного и Болотного участков Шерегешевского месторождения, локализованных вблизи граносиенитовой интрузии и содержащих шпинель и фассаит [Приходько, 1973], где, по данным химических анализов, в рудах содержится повышенное количество марганца, титана, магния и алюминия, автором установлено повсеместное присутствие в магнетите экссолюционных ламелл шпинели и пирофанита. Последний под микроскопом определен при больших увеличениях благодаря анизотропии и красным внутренним рефлексам. Диагностика подтверждена сканированием в характеристическом рентгеновском излучении на электронном микроскопе. Выяснилось при этом полное совпадение участков максимальной плотности концентраций марганца и титана, не превышающих 5 мкм в поперечнике. Как и шпинель, пирофанит образует выделения по границам и внутри зерен магнетита. Наблюдения позволяют считать, что марганец и титан в магнезиально-скарновых рудах концентрируются в форме пирофанита, а магний и алюминий — шпинели. Размеры выделений настолько малы, что при обычной подготовке проб для анализа они сохраняются в магнетитовой фации.

Тесная ассоциация со шпинелью, форстеритом, наличие на границах магнетита с ними экссолюционных выделений шпинели и пирофанита (а не секущих цепочек зерен скарновой шпинели) позволяют считать, что магнетит является парагенным скарнам магматической стадии, и часть руды образовалась в магматический этап, как это предполагалось Л. И. Шабыниным [1973 и др.]. Количество ее оценить в настоящее время трудно из-за сильных преобразований в послемагматические стадии.

В большинстве предшествующих работ предполагалось, что оруденение тесно ассоциируется с флогопитизацией, паргаситизацией, а местами и с известково-скарновыми наложениями. В ассоциации с флогопитом и паргаситом развиты магнетиты зонального строения (см. приложение, фиг. 25), а также более мелкие зерна — реликты

Содержание элементов-примесей в магнетитах Тейского месторождения,  $n \cdot 10^{-4}\%$ 

№ п/п	Номер пробы	Cu	Zn	Co	Ni	Pb	Cr	Mn	V
1	Тя-327/200,5	11	89	37	Не обн.	5	26	567	67
2	Тя-327/294,5	96	252	79	90	7	56	2066	90
3	Тя-327/388	13	223	21	14	23	3	700	104
4	Тя-327/394	16	245	19	16	12	4	367	185
5	Тя-327/450	53	74	Не обн.	58	10	18	511	116
6	Тя-329/322	5	63	18	Не обн.	9	Не обн.	533	122
7	Тя-329/391	8	56	34	14	12	7	389	155
8	Тя-332/924	12	223	19	17	5	Не обн.	767	150
9	Тя-332/926	6	223	19	11	5	»	711	171

Примечание. Характеристика пробы, 1—9 — руда: 1 — флюорит-кварц-серпентин-магнетитовая, 2 — серпентин-магнетитовая, 3 — брекчиевидная кальцит-серпентин-магнетитовая, 4 — массивная магнетитовая, 5 — эпидот-актинолит-магнетитовая, 6 — флогопит-магнетитовая, 7 — брекчиевидная серпентин-магнетитовая, 8 — хондрит-магнетитовая, 9 — серпентин-кальцит-магнетитовая. Анализы выполнены на атомно-абсорбционном анализаторе SP-9 в ИГиГ СО АН СССР А. С. Бобровой.

магнетита магматической стадии (с экссолюционными выделениями шпинели) и низкотемпературные гомогенные его зерна. Среди подверженных серпентинизации скарнов и руд отмечаются: ранняя генерация магнетитов с твердофазными включениями и поздняя — гистерогенная, однородная, образованная при серпентинизации. Поздний магнетит сосредоточен в пределах псевдоморфно замещенных зерен, образует прожилки, гнезда и линзовидные скопления. Присутствие магнетита с экссолюционными выделениями шпинели (а местами с пиррофанитом и ильменитом), локальное развитие зон флогопитизации и паргаситизации позволяют считать, что, вероятно, на месторождениях руды магматической стадии занимали большой объем, а все последующие стадии обусловили их частичное переотложение, перекристаллизацию. Окончательно этот вопрос, а вместе с тем вопрос о позиции оруденения могут быть решены при детальном минералогическом картировании обрабатываемых или вновь разведываемых месторождений.

Кроме отличий в микроструктуре магнетиты из высокотемпературного магнезиально-скарнового парагенезиса обладают большей микротвердостью и повышенным содержанием таких малых элементов-примесей, как цинк и никель (табл. 11). На примере месторождения Верхний Учуден автором и О. М. Шевердиной прослежена эволюция формы, микроструктуры, состава главных компонентов и элементов-примесей магнетита в ходе рудообразующего процесса. Аналогичные черты имеют магнетиты в месторождениях Маргоз, Шиндинское и Чинжебинское в Восточном Саяне, где рудные тела испытывали многократные воздействия в контакте с многофазным гранитоидным массивом. На этих объектах в пределах ограниченной площади обнаружены магнезиальные скарны магматической и после-

магматической стадий, флогопит-паргаситовые преобразованные скарны, а также пироксен-гранатовые известковые скарны и гидросиликатовые ассоциации. В контакте с породами поздних гранитных фаз руды катаклазированы, мартитизированы, участками превращены в сыпучие тонкозернистые массы, а в составе магнетита обнаруживаются такие элементы-примеси, как молибден, вольфрам, бериллий, не характерные для основной рудной массы и типичные для гидротерм, отщепляющихся от лейкократовых гранитов.

**Тейское магнетитовое месторождение** [Железорудные месторождения..., 1981] являет собой пример магнезиально-скарновых месторождений, в которых максимальное развитие получили серпентинизация и другие наложенные преобразования, обусловленные многостадийной и многоэтапной историей развития сложной рудо-локализирующей структуры [Синяков, Галкина, 1980]. Заключительные этапы формирования месторождения связываются со становлением девонского комплекса субвулканических граносиенитов и сиенитов [Поляков, 1971]. В рудном поле и в его ближайших окрестностях имеются также тейско-шорский габбровый и раннепалеозойский гранитоидный комплексы, не участвовавшие, как считалось ранее, в железооруденении. Геолого-разведочными и поисково-съемочными работами последних лет уточнены стратиграфическая позиция рудовмещающих толщ, структура рудного поля и положение скарново-рудной залежи по отношению к интрузивным массивам. В частности, установлена структурная роль Хабзасского интрузивного массива [Князев, Хохлов, 1984], контакт которого с рудной залежью вскрыт на глубоких горизонтах южного фланга месторождения.

Главное рудное тело месторождения в центре и на южном фланге, на глубинах 550—650 м от поверхности, прерывается мощной зоной развития флогопит-гранатовых скарнов, составляющих, по-видимому, ореол эруптивных брекчий с магматическим цементом и магматическими обломками (части субвулканического тела граносиенитов). В контакте с флогопит-гранатовыми скарнами в руде проявлена мартитизация и широко распространены самостоятельные крупногнездовые скопления гематита. Более глубинная часть главного рудного тела, ниже уровня развития флогопит-гранатовых скарнов и эруптивных брекчий с магматическим цементом и магматическими обломками, представлена также серпентин-магнетитовыми рудами, но отличается более однородными массивными и густовкрапленными текстурами. В руде здесь много хондродита, отмечаются магнетиты с эксоллюционными выделениями шпинели.

Наряду с отдельными рудными линзами, находящимися глубже главной рудной залежи среди кембрийских карбонатных пород, рядом скважин вскрыты довольно протяженные участки рудной минерализации, расположенные среди альбитизированных эффузивно-пирокластических вмещающих пород и эндоконтактных пород Хабзасского раннепалеозойского интрузива, ассоциирующиеся с известково-скарновыми парагенезисами.

В отличие от известковых скарнов магнезиально-скарновой формации (по Л. И. Шабынину [1973]), встречающихся на верхних горизонтах месторождения, где в составе преобладают диопсид, существенно гроссуляровый гранат и везувиан, здесь развиты более железистые пироксен и гранат, а также обычны амфиболы гастингсит-ферроактинолитового ряда и эпидот. С учетом этих новых данных и результатов крупномасштабного картирования эксплуатационного карьера, выполненного В. И. Сияковым (личное сообщение), на месторождении может быть намечена следующая двухэтапная последовательность развития эндогенных рудообразующих процессов.

В раннепалеозойский этап в связи со становлением плутонов сложной габбро-гранитной серии в рудолокализирующей трещинной зоне субмеридионального простирания происходили скарнирование и сопутствующее железоруденение в протерозойских и кембрийских вмещающих породах. Вероятно, в этот этап в полной мере проявились все процессы регрессивного гидротермального цикла, включая известковое скарнирование и связанное с ним руденение в эндоконтакте интрузива, сложенного более основными породами. В силуро-девонский этап, как и всюду в обрамлении девонских межгорных впадин, в районе был проявлен вулканоплутонический магматизм. Перекрывающие нижний структурный этаж девонские вулканогенные отложения были прорваны интрузивами субвулканических граносиенитов и сиенитов. Именно им обязано возникновение специфической структуры месторождения, насыщенной брекчиевыми и брекчиевидными породами и рудами, интерпретируемой В. Н. Семеновым [1974] как палеовулканическая структура центрального типа. А. Л. Павлов [1964] в образовании брекчий и брекчиевидных пород Тейского месторождения намечает следующие стадии: первая — первичного тектонического дробления; вторая — формирование «трубки взрыва», приуроченной к резкому флексурному повороту и пересечению тектонических зон; третья — формирования граносиенитовой интрузии и ее структурно-ореальной зоны, когда над интрузией происходят переработка «трубки взрыва», имеющей древовидное строение и сложный состав брекчий, и образование магнезиальных скарнов; четвертая — ранней альбитизации граносиенитовой интрузии и эруптивно-эксплозивных брекчий с образованием по ним вторичных «брекчий замещения»; пятая — калий-кремниевое метасоматоза, с которой связано образование гнездовидных брекчиевидных метасоматитов по брекчиям и раздробленным известнякам с развитием вторичных пород фельзитовидного и порфиоровидного облика; шестая — рудного метасоматоза с развитием по брекчиям и крупным блокам карбонатных пород, сохранившихся внутри «трубки взрыва», магнетитовых, серпентин-магнетитовых, серпентин-хлорит-магнетитовых, флогопит-серпентин-магнетитовых рудных тел, среди которых широко развиты руды брекчиевидной, брекчиевой и желвачно-вкрапленной текстуры. Близкой позиции придерживаются С. С. Долгушин, В. М. Микубаев, Л. В. Алабин [1979],

полагая, что брекчие- и рудообразование суть сингенетичные процессы.

По нашим представлениям, становление субвулканического девонского магматического комплекса и формирование эруптивных брекчий внесли существенный вклад в облик месторождения и распределение его рудных масс, но они осуществились в участке, где ранее существовали магнезиально-скарновые руды предыдущего этапа. Несовпадение контуров промышленных руд, особенно на глубоких горизонтах, с контуром брекчий смешанного состава, разубоживание и уничтожение руд главной рудной залежи вблизи тела эруптивных брекчий в центральной и южной частях месторождения, наличие обособленных залежей карбонатно-магнетитовых руд, участков гипогенной маргитизации свидетельствуют в пользу такого предположения. Текстурно-структурный облик самых распространенных на месторождении серпентин-магнетитовых руд также отражает специфику их формирования. Детальное изучение А. А. Пермяковым [1979] онтогении магнетита, а В. И. Синяковым и С. В. Галкиной [1980] серпентина и процессов серпентинизации выявило, что на месторождении неоднократно происходили перекристаллизация руд, переотложение магнетита и серпентина, которые совместно образовывали большое число генераций. Наличие колломорфных структур, карбонатно- и серпентин-магнетитовых ритмичных текстур однозначно свидетельствует об их переотложении [Васильева, 1970], а присутствие скелетного магнетита показывает, что кристаллизация его осуществлялась в пересыщенной среде.

Ранее установленная связь руд с магнезиальными скарнами магматической стадии, кристаллизовавшихся при высоких температурах, и широкое развитие низкотемпературных равновесных серпентин-карбонатно-магнетитовых парагенезисов, возникающих, по оценкам В. И. Синякова и С. В. Галкиной [1980], при температурах около 400°C, свидетельствуют о значительном интервале рудообразующих процессов на месторождении. Подтверждение высказанной автором гипотезы о двух самостоятельных этапах рудообразования кроме приведенных фактов можно найти в различиях магнезиальных скарнов нижних и верхних горизонтов.

Суммируя сведения о магнезиально-скарновых магнетитовых месторождениях Алтае-Саянской области, отметим следующие характерные им черты. Месторождения, сформированные в контакте плутонов с доломитами, характеризуются наличием нескольких генераций руд — от самых высокотемпературных (магматической стадии) до низкотемпературных. В пределах известных сейчас площадей это мелкие по масштабам месторождения, а более крупные объекты (Тейское) формируются в участках многократного проявления эндогенных процессов. Преобладающие в последних серпентин-магнетитовые руды являются высокомагнезиальными, что обуславливает ряд сложностей в технологии их переработки.

## Хлорит-амфиболовый (гидросиликатовый) минеральный тип магнетитовых месторождений

Месторождения данного минерального типа явились предметом большой дискуссии как в отношении принадлежности их к скарновой группе, так и в отношении метасоматического плутоногенного или вулканогенно-осадочного генезиса руд. Г. А. Соколов и А. М. Дымкин [1967], В. И. Сиянков [1976] в качестве определяющих признаков такого рода месторождений приводят удаленность их от интрузива, отсутствие в околорудных породах типичных скарновых минералов — граната и пироксена, преобладание хлорита, эпидота и амфиболов, более низкие температуры отложения руд.

К числу типовых относятся Абаканское и Таштагольское месторождения, наиболее крупные в Алтае-Саянской области.

Отличия этих месторождений от остальных минеральных типов скарновой формации не столь существенны. Как установлено С. М. Николаевым [1967], большая часть хлорита Абаканского месторождения является вторичной, псевдоморфной по сорудному актинолиту, гастингситу, скаполиту и другим минералам, что свидетельствует о более высокотемпературных условиях формирования месторождения, чем это следует из хлорит-магнетитового состава руд. Выполненное автором определение температур гомогенизации газовой-жидких включений в сорудных апатите и гастингсита показывает, что они кристаллизовались в интервале 420—390°C, т. е. весьма близко к нижним оценкам рудообразования в известково-скарновом и пироксен-дашкесанитовом минеральных типах скарновых месторождений. Характерно, что в составе руд повсеместно встречается кальцит. С. С. Лапиным [1976] определены зональное распределение окислов железа в рудных телах в контакте с известняками, приуроченность богатых руд к известнякам и характерное для метасоматических руд пятнистое и блочное размещение рудных масс.

В этих месторождениях, действительно, нет реакционных границ магнетита с ассоциирующимися с ним минералами, так как они парагенны, а внешние формы — хорошо ограниченные октаэдры. Внутреннее строение магнетита, выявляемое при структурном травлении, очень неоднородно и представляет собой многократное чередование зон роста и растворения, т. е. магнетит подвергался сложным преобразованиям. Наличие многочисленных псевдоморфоз по первичным более высокотемпературным минералам, неоднородной зональной внутренней структуры магнетита позволяет считать, что современный облик руд определен интенсивно проявленным процессом низкотемпературного преобразования, сопровождавшегося переотложением рудных масс. На глубоких горизонтах Абаканского месторождения вскрыты разведочным бурением грубозернистые пироксеновые скарны, широко представлены пироксен-амфибол-скаполит-альбитовые парагенезисы, т. е. устанавливается с глуби-

ной повышение количества более высокотемпературных парагенезисов. По-видимому, наряду с локальной зональностью рудных залежей, обусловленной различиями в составе замещенных при отложении пород [Николаев, 1974], на месторождении существует вертикальная зональность, обусловленная восходящим развитием рудообразующего процесса и интенсивностью преобразования руд при снижении температур. Весьма интересно распределение рудных масс на Абаканском месторождении: на верхних горизонтах были сосредоточены богатые по содержанию и большие по массе руды. В целом обобщенная фигура месторождения представляется в виде перевернутого конуса, вершина которого пока еще не достигнута разведочным бурением.

На Таштагольском месторождении, где также преобладают гидросиликатовые парагенезисы, и в составе руд повсеместно присутствует гематит, известково-скарновые парагенезисы отмечаются в контактовых зонах с дайками граносиенитов, рассекающих хлорит-кальцит-сульфидно-магнетитовые руды. В гранате содержатся тончайшие реликты замещенного магнетита, в промежутках его зерен развит перекристаллизованный магнетит. Не исключено, что описанное С. С. Лапиным [1976] «покраснение» граносиенитов в контакте с магнетитовой рудой свидетельствует именно о послерудном возрасте граносиенитов, а не о формировании их путем гипотетиче-

Таблица 12

Содержание элементов-примесей в магнетитах Кондомской группы,  $n \cdot 10^{-4}\%$

№ п/п	Номер пробы	Cu	Zn	Co	Ni	Pb	Cr	Mn	V
1	Шр-12	14	379	34	17	7	Не обн.	3471	93
2	Шр-13	8	515	42	12	8	»	2225	116
3	Шр-82	11	307	75	15	8	»	2937	188
4	Шр-82/2	10	232	27	6	5	»	3916	244
5	Шр-82/3	59	247	73	8	11	»	3471	164
6	Ша-1	8	220	9	Не обн.	27	10	1333	20
7	Ша-2	4,5	545	19	5	9	6	5257	56
8	Ша-4	6	280	8	Сл.	8	Не обн.	1322	39
9	Ша-5	23	1392	13	40	11	»	2436	48
10	Ша-6	3472	292	134	22	44	28	4342	63
11	Тш-585	7,0	73	6	66	8,5	Не обн.	189	103
12	Тш-585/471	14,0	102	30	16	9,6	43	1229	376
13	Тш-588/475	12,0	131	4,4	30	8,5	7	2229	231
14	Тш-588/506	46,0	109	19	36	7,5	Не обн.	1866	239
15	Тш-588/514	690,0	110	63	31	8,5	8,5	6643	342
16	Тш-593	32,0	97	21	44	18,0	Сл.	315	376
17	Тш-593a	10,0	94	31	37	29,0	15	416	299

Примечание. Характеристика пробы, 1—3, 5—8, 10—13, 16, 17 — руда: 1,2 — магнезиально-скарновая магнетитовая, 3 — широксен-гранат-магнетитовая, 5 — сульфидно-магнетитовая, 6, 7 — флогопит-магнетитовая, 8 — хлорит-магнетитовая, 10 — сиенитизированная, 11 — анкерит-магнетитовая, 12 — хлорит-сульфидно-магнетитовая, 13 — кальцит-магнетитовая, 16 — кальцит-хлорит-гематит-магнетитовая, 17 — расщепленная кальцит-хлорит-гематит-магнетитовая; 4 — обломки руды в карбонатной брекчии; 9 — рудный роговик; 14 — вкрапленность магнетита в околоскарновой породе; 15 — руда в контакте с поздней кальцит-сульфидной жилькой. Сл.—следы ( $1 \cdot 10^{-4}\%$ ). Анализ выполнен на атомно-абсорбционном анализаторе SP-9 А. С. Бобровой в ИГиГ СО АН СССР. Пробы с индексом Шр отобраны на Шерегешевском, Ша — Шальском, Тш — Таштагольском месторождениях.

Содержание элементов-примесей в магнетитах Абаканского месторождения,  
n · 10<sup>-4</sup>%

№ п/п	Номер пробы	Cu	Zn	Co	Ni	Pb	Cr	Mn	V
1	Аб-42/416	23	33	4	Не обн.	24	3	109	107
2	Аб-42/436	17	30	7	45	19	Не обн.	63	154
3	Аб-42/456	26	27	10	45	21	»	79	237
4	Аб-42/466	28	29	3,5	39	19	»	55	190
5	Аб-42/486	36	26	11	61	26	»	79	284
6	Аб-42/506	17	24	4	17	19	»	73	154
7	Аб-42/526	26	27	Не обн.	14	24	»	32	36
8	Аб-42/546	8	22	4	56	24	»	36	130
9	Аб-42/566	19	29	4	95	16,5	»	77	166
10	Аб-42/586	45	38	7	158	24	9	59	190
11	Аб-42/606	11	25	4	59	24	Не обн.	59	533
12	Аб-42/626	12	26	Не обн.	50	14	1,6	73	154
13	Аб-42/646	13	29	»	23	26	Не обн.	48	119
14	Аб-42/666	17	29	5	23	21	»	69	47
15	Аб-42/686	14	29	3,5	84	16,5	11,0	55	119
16	Аб-42/706	10	27	5	53	19	2,5	73	545
17	Аб-42/726	5	22	Не обн.	62	Не обн.	Не обн.	78	111

Примечание. Характеристика пробы, 1—17 — руда: 1 — окварцованная кальцит-магнетитовая, 2 — кальцит-магнетитовая, 3 — хлорит-пирит-кальцит-магнетитовая, 4 — апатит-кальцит-магнетитовая, 5 — хлорит-магнетитовая, 6 — апатит-магнетитовая прожилковая, 7 — сульфидно-магнетитовая, 8 — сульфидно-кальцит-магнетитовая, 9 — анкерит-кальцит-магнетитовая, 10 — мартитизированная хлорит-магнетитовая, 11 — пятнистая хлорит-анкерит-магнетитовая, 12, 13 — сульфидно-магнетитовая, 14 — мушкетовит-магнетитовая, 15 — брекчиевидная хлорит-магнетитовая, 16 — хлорит-магнетитовая, 17 — кальцит-сульфидно-магнетитовая. Анализы выполнены на атомно-абсорбционном анализаторе SP-9 А. С. Бобровой в ИГиГ СО АН СССР.

ской «сиенитизации» вмещающих пород. В изученных автором местах граносиениты, как и более основного состава породы, рассекают тонкополосчатые, пятнисто-полосчатые карбонатно-магнетитовые руды и окружены зональными диффузионно-биметасоматическими скарнами. Интересно, что ширина скарновой зоны всяческого контакта дайки значительно больше, чем лежащего. Вероятно, в всячем боку существуют более благоприятные условия для удаления углекислых газов, возникающих при диссоциации карбонатов, что обеспечивает протекание процесса. Взаимоотношения скарнов, руд и интрузивных образований на Таштагольском и других месторождениях гидросиликатового типа пока не изучены должным образом. Отмеченные М. И. Селиверстовой [1974] признаки локального метаморфизма руд в контактах с сиенитами требуют более полного изучения этого явления и оценки его роли в формировании и преобразовании рудных масс.

На современном уровне геологической изученности можно полагать, что гидросиликатовый (актинолит-хлоритовый) минеральный тип месторождений представляет собой наиболее удаленную от контакта с прерудными плутонами и места генерации рудообразующих растворов зону отложения руд. Эта передовая зона эндогенной рудообразующей системы сформирована на восходящем этапе

ее развития. Перспективы глубоких горизонтов месторождений достаточно высоки.

Более низкие температуры рудообразующего процесса нашли отражение в широком развитии сульфидной минерализации. Атомно-абсорбционным анализом в магнетитах постоянно отмечается характерный набор элементов-примесей (табл. 12, 13). В отличие от магнезиально-скарновых руд цинка содержится меньше, а ванадия и никеля больше. Меньше и марганца, несмотря на повсеместное развитие карбонатов, что связано с низкими температурами кристаллизации.

К гидросиликатовому минеральному типу условно может быть отнесено Холзунское месторождение на Алтае [Кассандров, 1972; Калугин, 1976], для которого характерно смещение первичных вулканогенно-осадочных руд и вторичных метасоматических, возникающих в связи с альбитизацией и калишпатизацией приразломных зон. В этом месторождении в рудной зоне мало карбонатного материала, что обеспечило сохранность первично-седиментогенных текстур руд и не вызвало крупномасштабного их перераспределения.

### ГЛАВА III

---

## Докембрийская скарновая железорудная формация Алданского щита

Докембрийскую скарновую железорудную формацию Алданского щита составляют месторождения Леглиерского, Дес-Сиваглинского и Эмельджакского рудных районов [Железные руды..., 1960; Железорудные месторождения..., 1981; Перваго, 1966; Шабынин, 1978]. Наиболее крупное среди них — Таежное [Маракушев, 1958], в котором сосредоточено около 60% всех подсчитанных запасов формации и около 90% запасов магнетитовых руд Леглиерского района [Железорудные месторождения..., 1981]. К числу крупных относятся также Пионерское и Десовское месторождения, все остальные являются либо средними по запасам, либо пока еще недостаточно разведанными. Открытые и предварительно разведанные в сороковые — пятидесятые годы, эти месторождения вновь привлекли к себе внимание в связи с предстоящим освоением территории, прилегающей к Байкало-Амурской магистрали.

Главными задачами нового этапа изучения являются оценка глубоких горизонтов и флангов известных месторождений с целью увеличения запасов, исследование вещественного состава и техно-

логических свойств руд, а также поиск новых крупных объектов. Если для решения первых вопросов существенную помощь может оказать уточнение геологической позиции, состава и условий формирования промышленных залежей на типовых месторождениях, то для решения последнего требуется выяснение геотектонических условий формирования месторождений и роли отдельных факторов, оказывающих влияние на генерацию, локализацию и масштаб накопления рудных масс.

В единую группу рассматриваемые месторождения объединяются по общности геологической обстановки, близости вещественного состава и технологических свойств руд, по сходству строения рудных залежей и физико-химических условий рудообразования. Вместе с тем каждое месторождение обладает рядом индивидуальных особенностей, обусловленных спецификой развития рудообразующего процесса в конкретной обстановке. Ни в названии формации, ни в представлениях о происхождении ее железных руд нет единства взглядов, что вызвано сложностью и многоэтапностью ее генезиса, существующей пока неоднородностью и изолированностью подходов к решению общей крупной проблемы.

Наиболее существенными отличиями докембрийской скарновой железорудной формации Алданского щита от других железорудных формаций скарнового типа являются локализация среди глубоко-метаморфизованных толщ гранулитовой и амфиболитовой фаций и присутствие в рудных полях единственных представителей неметаморфизованных изверженных пород — аляскитовых гранитов. Известно, что в метаморфических толщах рудные концентрации могут быть дометаморфическими, создаваться при метаморфизме и сопутствующем метасоматозе (переотлагаться или появляться впервые) и возникать при последующих наложениях. Различия во взглядах сторонников отдельных концепций генезиса рассматриваемых железных руд и состоят в неодинаковой оценке источника рудного вещества, масштабах его перемещения и позиции промышленного оруденения в сложной многостадийной истории развития региона. Сторонники осадочно-метаморфической гипотезы предполагают наличие дометаморфических скоплений осадочных (Д. П. Сердюченко, В. А. Перваго и др.) или вулканогенно-осадочных (Г. Н. Киселев) руд и превращение их в современный облик «путем местного перераспределения и перекристаллизации окисных, силикатных, карбонатных минералов железа» [Сердюченко, 1980, с. 261]. Другая группа исследователей (Н. Г. Судовиков, Д. А. Михайлов, Л. В. Климов, В. В. Жданов и др.) отрицает местный источник железа и считает, что железные руды обязаны своим происхождением базификации — региональному железо-магний-кальциевому метасоматозу, осуществляющемуся в консолидированных толщах и сопряженному с гранитизацией — ультраметаморфизмом глубинных зон. В последующий повторный период ультраметаморфизма «происходило частичное разлинзование рудных тел, сопровождаемое метаморфизмом руд» [Климов, Михайлов, 1964, с. 136]. А. А. Маракушев, Л. И. Шабьнин, Н. Н. Перцев и другие исследователи развивают контакто-

во-метасоматическую гипотезу происхождения Алданских месторождений.

В одной из обобщающих работ [Шабынин, 1978] утверждается, что образование магнезиальных скарнов и части промышленных руд связано с метасоматическими процессами прогрессивного этапа метаморфизма. Оно обусловлено воздействием на доломиты потоков трансмагматических растворов, вызывавших мигматизацию и гранитизацию гнейсов. Преобразование магнезиальных скарнов, отложение в них главной массы магнетита и последующие изменения скарновых силикатов (серпентинизация и другие) рассматриваются как процессы послемагматического (регрессивного) этапа метаморфизма. «С внедрением мобильных (наиболее поздних, отдифференцированных) масс аляскитовых гранитов, образующих секущие тела в различных гнейсах, скарново-железородные месторождения в Алданском щите не связываются» [Шабынин, 1978, с. 203—204]. Концепцию «полигенетичности» архейских магнезиально-скарновых сульфидно-магнетитовых руд формации алданского типа развивает В. М. Кравченко [1982], а С. П. Мурзаев [1980] предлагает гипотезу формирования магнезиально-скарновых рудных залежей на основе правила Рикке (переотложение легкорастворимых минералов в участки пониженного давления).

В каждой гипотезе есть рациональное зерно, возможно объясняющее отдельные стороны строения и размещения месторождений [Синяков, 1978]. Вместе с тем каждая не учитывает всей сложности формирования месторождений и не в полной мере опирается на изучение состава и текстурно-структурных особенностей руд — единственного прямого источника информации о своем генезисе. В трудах различных авторов рассматриваемые месторождения относятся к метаморфогенной магнезиально-железистой [Ворона и др., 1972], ортометаморфической формации магнетитовых скарноидов [Билибина и др., 1976], ортопироксен-флогопит-магнетитовой (магнезиально-скарновой) синметаморфического класса [Пономарев, Добрецов, 1976], магнезиально-скарновой [Шабынин, 1978], карбонатной щелочно-земельно-железистой [Киселев, Кравченко, 1979], магнетитовой скарновой алданского типа [Железородные месторождения..., 1981; Кравченко, 1982], скарново-железородной областей ультраметаморфизма древних щитов [Синяков, Мазуров, 1983]. В четвертом издании книги В. И. Смирнова [1982] южно-якутские скарново-магнетитовые месторождения помещены в класс контактово-метаморфизованных. В геологической литературе пока отсутствуют характеристика специфики рудообразующих процессов в данной формации, отличие их от таковых в фанерозойских складчатых областях и в чехле платформ. Чтобы выявить ее, недостаточно проведения простых аналогий, необходимо привлечь все данные по сложной и длительной многоэтапной истории развития геологических событий.

Как отмечал еще Н. Г. Судовиков [1958], конечным результатом исследования должно явиться установление сопряженности всех процессов, формирующих месторождения, в их последовательном

развитии во времени и пространстве. Однако степень изученности Алданской скарновой железорудной формации пока еще недостаточна. Приведенные ниже материалы базируются на выполненных автором полевых работах 1977—1978 гг. и последующих лабораторных исследованиях вещественного состава руд и вмещающих пород, а также на анализе почти всех опубликованных в последние годы статей и монографий. Наличие обстоятельных описаний месторождений [Маракушев, 1958; Железные руды..., 1960; Перваго, 1966; Шабынин, 1978; Железорудные месторождения..., 1981] избавляет автора от необходимости их подробного освещения и позволяет более подробно изложить новые сведения по геологическому строению и вещественному составу рудных залежей, на основе которых сформулирована обобщенная геолого-генетическая модель рудной формации.

### Геологическая позиция месторождений

В последние годы, благодаря интенсификации работ по геологии докембрия, были получены новые сведения по региональной геологии, метаморфизму, закономерностям размещения и формирования месторождений, уточняющие позицию месторождений и позволяющие детализировать отдельные моменты рудообразующего процесса. По современным представлениям, определяющее значение для локализации и масштаба накопления рудного вещества в скарновых месторождениях железа имеют прерудные этапы, включающие периоды вулканогенно-осадочного литогенеза вмещающих толщ и последующих складчато-разрывных дислокаций, обуславливающих размещение сингенетических микрорудных фаций, флюидопроводящих зон и структурных «ловушек».

Большинство скарновых железорудных месторождений Алданского щита сосредоточено в пределах Леглиер-Тимптонского рудного пояса [Князев и др., 1968], который окружает с юга и востока крупную кольцевую структуру — Нижне-Тимптонский складчатый овал [Салоп, 1971]. В строении пояса участвуют сложно дислоцированные и глубоко метаморфизованные отложения раннего архея, среди которых около 60% разреза составляют амфиболиты, гиперстеновые, диопсидовые, двупироксеновые и амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, около 20% — биотит-альмандин-силлиманитовые, силлиманит-кордиеритовые кристаллические сланцы, а 15—20% разреза — мраморы, кальцифиры, диопсидовые и диопсид-плаггиоклазовые породы и магнезиальные метасоматиты [Геология..., 1976].

На первом этапе геологического изучения территории считалось, что все метасоматические железорудные и флогопитовые месторождения региона локализованы в федоровской свите иенгрской серии архея, а в ее пределах продуктивной на железо является средняя подсвита, и особенно ее леглиерский горизонт [Железные руды..., 1960; Перваго, 1966]. Затем якутскими геологами в процессе средне-

масштабного картирования и тематических исследований проведено более дробное стратиграфическое расчленение, уточнены границы выделенных подразделений и проведены корреляции геологических разделов. Обстоятельный обзор этих работ содержится в трудах И. М. Фрумкина [1971, 1981].

В Дес-Леглиерском районе В. В. Курцыным [1971] предложено выделение дес-леглиерской серии, залегающей выше иенгурской и отличающейся общим планом и характером пликвативных структур, метаморфизмом, спецификой конседиментационного магматизма, степенью гранитизации, строением магнитного поля и металлогенией. Эта метаморфическая серия залегает на иенгурских образованиях в виде сложно построенного наложенного субширотного грабен-синклинория, называемого И. М. Фрумкиным [1971] эвотинским. Выделение дес-леглиерской серии и особенно обособление ее свит в металлогеническом отношении от федоровской свиты разделяются не всеми геологами. Не исключено, что эти отличия не изначальные, а возникли в последующие этапы развития. Как подчеркивает Р. Ф. Черкасов [1983], именно наличие широкой высокотемпературной метаморфической зональности (согласное залегание друг на друге и смена по латерали образований гранулитовой и амфиболитовой фаций) — главный диагностический и корреляционный признак алдания. В более поздних стратиграфических схемах [Фрумкин, 1981] федоровская свита, характерным признаком которой является наличие в составе больших масс карбонатных пород, помещена в джелтулинский комплекс и отделена тем самым от почти бескарбонатного иенгурского комплекса.

В. И. Кицул [1971], проанализировав результаты геологического картирования и структурно-петрологических исследований, пришел к выводу, что на современном уровне эрозионного среза Алданского щита подавляющая часть развития метаморфических пород занята образованиями алданского гранулитового комплекса, гетерогенного в отношении возраста и степени метаморфизма; вышележащие верхнеархейский унгринский метаморфический комплекс, соответствующий амфиболитовой фации, и нижнепротерозойский субганский, отвечающий эпидот-амфиболитовой фации и низкотемпературной части амфиболитовой фации, развиты ограниченно.

На основании парагенетического анализа метаморфических пород было сделано заключение, что каждому стратиграфическому подразделению докембрия Алданского щита соответствует определенная метаморфическая фация, а вскрываемая метаморфическая неоднородность гранулитового комплекса отражает, по-видимому, блоковое строение архейского кристаллического фундамента. Предполагается, что породы прогрессивной амфиболитовой фации испытывали метаморфизм на более высоком уровне и впоследствии были опущены в виде грабенов в связи с более поздними блоковыми движениями кристаллического фундамента. В. И. Кицул [1971] отмечает, что метасоматические железорудные и флогопитовые месторождения тяготеют к менее глубинным уровням эрозионного среза гранулитового комплекса, для которого характерно широкое развитие гра-

нитов при слабом проявлении или отсутствии чарнокитов, а также более сложный куполовидный план. В дальнейшем В. И. Кицун, А. Ф. Петров, А. Н. Зедгенизов [1979] уточнили площади распространения и типизацию структурно-вещественных комплексов Алданского щита, выделили алданский, субганский мегакомплексы (докарельские) и аналог карельского мегакомплекса. Алданский мегакомплекс, слагающий нижний структурный этаж, расчленен на три структурно-вещественных комплекса: основания, иенгрский и желтулинский. Второй структурный этаж фундамента слагают образования субганского мегакомплекса, ограниченные в своем распространении структурами типа прогибов и линейных грабенов, группирующихся местами в протяженные линейные зоны.

С мало распространенными алданскими аналогами карелид связываются завершающий интрузивный магматизм, проявление последних активных процессов и окончательная консолидация фундамента платформ, перешедшего затем в типично платформенный режим своего развития. В корреляционной таблице раннедокембрийских комплексов и формаций Алданского щита карбонатно-сланцево-плаггиогнейсовая формация (федоровская свита) в Центрально-Алданском районе отнесена к желтулинскому комплексу алданского мегакомплекса, а карбонатно-сланцево-плаггиогнейсовая формация Десовской и других площадей — к борсалинскому комплексу субганского мегакомплекса, хотя не исключается возможность (по мнению А. Ф. Петрова) принадлежности борсалинского комплекса к алданскому мегакомплексу. Алданскому мегакомплексу отвечает ареальный тип метаморфизма, а субганскому — зональный.

Н. В. Попов [1981] и Н. Л. Добрецов [Добрецов, Попов, 1981], классифицируя метаморфические комплексы щита в связи с составлением карты метаморфических формаций и корреляцией этих формаций с распределением полезных ископаемых, в группе стратифицированных незональных формаций супракрустального мегакомплекса выделяют две формации, ассоциирующиеся со скарново-магнетитовыми месторождениями. Первая — это карбонатно-базитово-гранулитовая (диафорированная) гранулитового метаморфизма умеренных давлений ( $B_{1a}$ ), к которой отнесены рудовмещающие толщи Таежного и других месторождений Леглиерского железорудного района, а также флогопитовых и железорудных месторождений Эмельджакского, Канкунского и иных районов. Для нее характерна тесная ассоциация с телами реоморфических гранитов и гранито-гнейсов. Вторая формация — карбонатно-амфиболитово-железорудная амфиболитового метаморфизма ( $B_2$ ). В ассоциации с амфиболит-плаггиогнейсовой она встречается только в Дес-Сиваглинском железорудном районе на продолжении Унгринского «клина».

Таким образом, по данным различных исследователей и в пределах отдельных рудных районов устанавливается неоднородность метаморфизма, в региональном плане подмеченная ранее А. А. Маркушевым [1965]. Вместе с тем представляется, что вопрос о связи регионального метаморфизма и оруденения еще далек от разрешения. Пока даже нет предварительных построений вертикальных и

латеральных рядов метаморфических формаций, выделение которых может позволить более обоснованно судить о связи с рудными формациями и помочь в выяснении факторов, обуславливающих масштаб рудонакопления.

Важным и практически пока единственным источником сведений о геодинамических условиях начального этапа формирования рудоносных толщ служит их состав. Реставрация первичного состава и фациальной приуроченности глубокометаморфизованных толщ — весьма сложная задача. О том, что это так, свидетельствуют неоднозначные выводы, сделанные разными исследователями при изучении одних и тех же пород федоровской свиты [Добрецов, Попов, 1981].

Л. Б. Белоножко, Г. Б. Гиммельфарб, Л. В. Горбачев [1979] утверждают вероятность первично-осадочного происхождения большей части кристаллических сланцев основного состава пенгрской серии (в прежнем понимании). Большинство исследователей [Метаморфический комплекс..., 1975; Лутц, 1978; Кицул и др., 1983; и др.] склоняются к мысли о первичном вулканогенном происхождении метабазитов. По-видимому, наиболее правдоподобно заключение, что «современный уровень изученности глубокометаморфизованных пород федоровской свиты позволяет реконструировать ее как первично-осадочно-эффузивную толщу, в строении которой преобладали (по объему) магматические породы типа андезито-базальтов, превращенные впоследствии в гиперстеновые с биотитом и роговой обманкой, двушпироксен-роговообманковые, роговообманковые с биотитом и диопсидом кристаллосланцы. Все осадочные породы при региональном метаморфизме превратились в разнообразные существенно диопсидовые сланцы и кальцифиры» [Метаморфический комплекс..., 1975, с. 67].

В. И. Кицул и др. [1983] отмечают, что метавулканы федоровской свиты и Унгринского «клина» по химическому составу отвечают базальт-андезитовой серии с боуэновской тенденцией дифференциации и включают преимущественно щелочные и субщелочные базальты. Боуэновский тип дифференциации проявляется в областях с подвижной корой, на основании чего делается вывод о различии палеотектонических условий формирования толщ федоровской свиты и Унгринского «клина» по сравнению с верхнеалданской и тимптонской. Дополнительное изучение позволило установить, что основные кристаллические сланцы джелтулинского комплекса тесно ассоциируются с плаггиогнейсами, являющимися аналогами андезитов. Следовательно, в джелтулинском комплексе инициальный магматизм представлен базальт-андезитовой известково-щелочной серией. Тесная ассоциация основных метавулканидов с карбонатно-терригенными породами, формирующимися синхронно, указывает на тектонические условия, аналогичные островодужным. И. В. Лучицкий, И. П. Новицкий, В. Н. Шило [1982] полагают, что собственно андезитовые серии не встречаются за пределами островных дуг и активных окраин континентов; это уникальное качество позволя-

ет с успехом использовать их при реконструкции тектонической обстановки древних вулканических областей.

Важное значение имеет определение природы и фациального положения осадочных пород. Независимо от того, какую роль — геохимического барьера для рудообразующих флюидов или одного из источников рудного вещества — играли карбонатные, сульфатные и смешанного состава осадки, именно их накопление предопределило в последующем появление магнезиально-скарновых и скаполитовых метасоматитов, преобладающих в составе рудоносных пород. По оценкам ряда исследователей [Сидоренко, Розен, 1981; Сердюченко, 1980; Казанский, 1981; и др.], карбонатные и ассоциирующиеся с ними другие хемогенно-биогенные отложения возникают на определенном этапе стабилизации (континентализации) подвижных зон. Реконструкция первичной композиции докембрийских карбонатных пород [Бгатов и др., 1982; Казанский, 1981; Кулиш, 1982; и др.] позволяет предполагать, что глубокометаморфизованные существенно доломитовые породы тяготеют к прибрежным участкам седиментации, а кальцитовые — к более удаленным от берега. Приурочены они были к структурам-аналогам фанерозойских островодужных зон — образований переходной стадии развития земной коры [Марков, Пущаровский, 1983]. Это подтверждается также и ритмичной слоистостью, детально описанной в федоровской свите А. Р. Энтиным [1971], а в других местах цита Е. А. Кулишом и Л. М. Реутовым [1977]. Ритмичная слоистость толщ свидетельствует, что при их накоплении происходило равномерное резкое или постепенное изменение фациальной обстановки главным образом в местах накопления. Флишеидные толщи [Кулиш, Реутов, 1977] характеризуют средний этап развития внутренних геосинклинальных зон алданской подвижной области, предшествуя их общей инверсии и началу накопления моласс.

Упомянутые этапы формирования архейских образований, выявленные по литолого-петрологическим данным, находятся в соответствии с эволюцией складчатых структур [Дук, Кицул, 1975]. Хотя все комплексы алдания были совместно метаморфизованы в желтулинское время, в желтулинском комплексе отсутствуют лежащие изоклинальные складки  $IF$  (реликты которых устанавливаются в пенгридах), а проявлены изоклинальные  $IF_{1+2}$  и лежащие  $IF_3$ .

Всем исследователями разделяется мнение об определяющем значении метасоматических процессов и гранитизации как структуро- и рудоформирующих факторов. В отношении флогопитового оруденения однозначно установлена [Дук и др., 1975] ведущая роль регрессивной стадии тектономагматического цикла, которая проявляется после консолидации мигматит-плутонов (стадия  $D_4$  IV цикла, по В. И. Кицулу и др. [1983]). Что касается скарновых железорудных месторождений, то здесь проблема возрастного положения оруденения и выделения металлогенических эпох не нашла пока определенного решения [Кузнецов, 1983]. Необходимо выяснить, существовала или нет в дометаморфический этап возможность концентрирования железа в форме скарново-магнетитовых руд (в ши-

роком смысле этого понятия), в каких условиях при прогрессивном метаморфизме и сопровождающем его метасоматозе возможно сохранение прежних и образование новых рудных скоплений, в каком соотношении они находятся с рудами регрессивных стадий.

Принципиальная возможность формирования дометаморфических руд скарнового типа обусловлена наличием среди рудоносных толщ домигматитовых интрузивных образований. И. В. Бельков и др. [1980] отмечают на древних щитах габбро-диорит-плагиогранитовые вулканоплутонические ассоциации как в прото-, так и в мезогее. В Алданском районе уже после завершения первого этапа разведочных работ на железорудных месторождениях геолого-съемочными и тематическими работами было обосновано выделение унгринского комплекса, отнесенного к домигматитовой габбро-плагиогранитовой формации. С его становлением А. Р. Этин и Г. Н. Киселев [1969] связывают железорудные магнезиальные скарны, развитые в центральной и западной частях Унгринско-Тимптонского синклиория. Магнезиальные скарны и сопутствующее магнетитовое оруденение в связи с габброидными массивами известны в фанерозойских складчатых областях и в зонах активизации, в шовных зонах сочленения крупных тектонических блоков. В таких массивах наряду с экзоскарновыми рудами содержатся первично-магматические титаномагнетитовые руды, которые при последующем метаморфизме в зависимости от условий превращаются либо в руды кусинского типа, либо в метасоматические альбит-скаполит-магнетитовые (типа кагарских, таятских и анзасских).

Основные структурообразующие элементы региона — гранито-гнейсовые купола сложного зонального строения. В ряде работ [Этин, 1971; *Метаморфический комплекс...*, 1975; Шепель, Зубков, 1983; и др.] показаны определенная связь размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений с «полями гранитизации», приуроченность их к зонам диафторированных гранулитов и полосчатых, реже пятнистых плагиомигматитов. Наблюдаемое ныне зональное строение гранито-гнейсовых куполов сформировано на регрессивном этапе и в некоторой степени наследует структурные неоднородности прогрессивного этапа. Известная трудность геологического картирования в условиях Алданского района из-за слабой обнаженности не позволяет пока проследить и выявить особенности строения и пространственно-временных соотношений присутствующих в рудных полях гранито-гнейсов, интрузивно-палингенных и реоморфических гранитов как между собой, так и с метаморфическими и рудоносными породами. В региональном плане неоднократно отмечалась большая насыщенность рудных полей телами реоморфических гранитов, что, возможно, объясняется высокой проницаемостью этих зон в течение длительного времени. В петрохимическом отношении существует устойчивый тренд повышения кремнекислотности и калиевости более глубоких и более поздних магматических пород.

Все породы, участвующие в строении месторождений, претерпели глубочайшие изменения — ультраметаморфизм. Алюмосиликатные породы повсеместно превращены в мигматизированные породы,

а карбонатные — в кальцифиры и скарны. Петрологические аспекты мигматитов Алданского щита обстоятельно рассмотрены В. С. Шкодинским [1976], З. И. Петровой, Л. К. Пожарицкой и др. [Метаморфический комплекс..., 1975]. При некотором различии в понимании природы, времени проявления, источников гранитизации и мигматизации все исследователи считают, что эти процессы имеют главное значение в рудообразовании. Наряду с первичной структурной и литологической неоднородностью, вероятно, неодинаковая степень регионального метаморфизма и гранитизации обусловила разнообразие минерального состава руд, мест и масштабов их накопления.

## Минеральные типы и условия формирования руд

Полученные автором новые данные о структурно-текстурных особенностях руд, их пространственно-временных соотношениях, минеральном составе вместе с обстоятельными исследованиями состава и физико-химических закономерностей формирования скарнов, выполненных А. А. Маракушевым [1958], Л. И. Шабыниным [1973, 1978], Н. Н. Перцевым [1977] и другими геологами, позволяют установить специфику метасоматического железооруденения в абиссальной фации. По минеральному и химическому составу среди руд Алданских скарновых месторождений целесообразно выделить две группы. Первая, самая распространенная, характеризуется ассоциацией магнетита с минералами магнезиальных скарнов, вторая — ассоциацией со скаполитом и сопутствующими ему минералами. Количественные соотношения между ними изменчивы: на одних месторождениях скаполит-магнетитовые руды почти отсутствуют, а на других (Пионерское) составляют более 95%. В каждой группе в той или иной степени проявлены метасиликатные руды (по А. И. Пухареву [1959]), в которых в парагенезисе с магнетитом находятся амфиболы и флогопиты (биотиты).

**Магнезиально-скарновые руды.** Сложно построенные магнезиально-скарновые рудные залежи размещаются преимущественно в контактах метабазитов (широксен-амфибол-плагноклазовых кристаллических сланцев) с доломитовыми мраморами. Закономерность метасоматической зональности железо- и флогопитоносных магнезиальных скарнов обстоятельно изучена Л. И. Шабыниным [1973, 1978 и др.], А. А. Маракушевым [1958] и многими другими исследователями, но строение скарново-рудных залежей во всех работах охарактеризовано лишь в общих чертах. Утверждается лишь преимущественная приуроченность руд к форстеритовой зоне метасоматической колонки.

Судя по изучению керна разведочных скважин 302—305, пройденных в центральной части Таежного месторождения и вскрывающих практически все известные типы пород, рудные залежи весьма неоднородны по внутреннему строению, мощности и текстур-

но-структурному рисунку руд. В них сложно сочетаются массивные мелкозернистые форстерит-магнетитовые, вкрапленные кальцит-шпинель-форстерит-магнетитовые, полосчатые и сланцеватые серпентин-флогопит-магнетитовые, пятнисто-полосчатые серпентин-флогопит-клиногумит-форстерит-магнетитовые, гнездово-вкрапленные, пятнисто-полосчатые и штокверковые флогопит (биотит)-амфибол-пироксен-магнетитовые и более сложного состава руды с сульфидами и другими минералами (см. приложение, фиг. 26, 27).

Характерно, что блоки однородных форстерит ( $\pm$ шпинель)-магнетитовых руд мощностью до нескольких метров заключены в рассланцованных и сланцевато-полосчатых серпентинизированных и флогопитизированных магнетитовых рудах. Те и другие разбиты, в свою очередь, штокверком пироксен-амфибол-флогопитовых жил, местами содержащих в центральных частях пегматоидные гнезда кварца, турмалина, апатита, полевых шпатов и других минералов. Как и среди кристаллических сланцев, такие «внезональные магнетитовые скарны» (по Шабынину [1973]) содержат вкрапленность магнетита, особенно в зальбандах. Вблизи этих жил отмечаются укрупнение зерен флогопита, магнетита, пирротина и других минералов, появление в форстерит-магнетитовой руде псевдоморфоз клиногумита по форстериту. Переход от богатых руд к безрудным кальцифирам происходит через зону вкрапленных шпинель-форстерит-магнетитовых руд, мощность которой в доступных наблюдениям случаях не превышала 2 м. Такая же ширина у вкрапленных руд в контакте со скарнированными кристаллическими сланцами.

Внутри скарново-рудных залежей зоны серпентинизации, флогопитизации, клиногумитизации имеют неправильные очертания и достаточно резкие переходы к неизменным рудам, слагают участки от десятков сантиметров до нескольких метров в поперечнике, отражая неоднородности литологии толщи и морфологии флюидопроводящих зон. Местами они выходят за пределы пластообразных рудных залежей, формируя жилы, несогласные с направлением текстуры кристаллосланцев.

Текстурные особенности руд соотносятся со структурой и составом. Однородные массивные руды обычно равномерно-зернистые, а все остальные — неравномерно-зернистые; магнетит в них представлен сочетанием нескольких генераций. На вопросах состава, структуры магнетита и сорудных минералов, менее всего изученных, автор сконцентрировал свое внимание.

Независимо от представлений об источниках рудного вещества и масштабах его перемещений все исследователи среди магнетитово-скарновых руд выделяют по крайней мере три генерации магнетита. Первая — магматического этапа (по Л. И. Шабынину [1973]), или метаморфогенная (по Д. П. Сердюченко и др. [Железные руды..., 1960]). Для нее характерны парагенезис с безводными минералами магнетитовых скарнов (форстеритом, гиперстеном, шпинелью), наличие структур распада твердого раствора магнетит — ильменит — шпинель и секущих жилок шпинели. Вторая — послемагматического этапа (по Л. И. Шабынину), или метасоматическая (по

Д. П. Сердюченко). Для нее характерна ассоциация с амфиболами и флогопитами. Третья генерация — гистерогенная.

Изучение многочисленных шлифов и аншлифов, определение состава на электронном зонде, реальной структуры минералов на просвечивающем электронном микроскопе и рентгеновскими методами позволили выявить некоторые новые факты. Прежде всего микроструктурные соотношения магнетита и форстерита, свидетельствующие о парагенности этих минералов и, следовательно, сингенетичности магнезиальных скарнов и магнетитовых руд. В ряде аншлифов удалось обнаружить включения мелких зерен магнетита внутри гомогенных неизмененных зерен форстерита. В морфологическом отношении они представлены двумя типами. Первый — субграфические «мирмекитовые» вростки однородного магнетита, не превышающие 0,2 мм в длину, в таблитчатых зернах форстерита, окаймленного гиперстеном и флогопитом в серпентинизированных магнетитовых рудах. Как видим (см. приложение, фиг. 28), эти вростки обладают либо изометричной, либо сложной формой очертания; поверхность их, вероятно, неровная; некоторые имеют вид ихтиоглиптов. Подобные включения магнетита известны в магматических породах в мондонитах Приазовья [Юрьев, 1969], в пикритовых базальтах Килауэа [Muir e. a., 1957], трапах Сибирской платформы (наблюдались автором в образцах из коллекции О. А. Лагути), габброидах Алтае-Саянской области (устное сообщение В. И. Богникова и собственные наблюдения автора в образцах из месторождения Хаактыг-Ой в Восточном Саяне). В последних, как и в титаномагнетитовых рудах Урала [Фоминых и др., 1982], пластовой мафической интрузии Уотеранга (Квинсленд, Австралия) [Amber, Ashley, 1977] встречаются симплектитовые сростки магнетита и ильменита, приуроченные как к кайме оливина в тесном сростании с гиперстеном, так и к центральным частям зерен оливина. Их появление связывается с реакцией оливина — первой выделившейся из расплава фазы — с расплавом при повышении потенциала кислорода. Избыток магния и кремнезема при этом входит в состав гиперстена и флогопита. Не исключено также, что симплектитовые сростки могли быть результатом твердофазных реакций, сопровождающихся субсолидным окислением оливина. Отсутствие серпентина и единичные выделения на границах магнетит — форстерит экссолуционной шпинели свидетельствуют о первичном образовании этого магнетита.

Другой тип включений магнетита вместе с сульфидами обнаружен автором в форстерит-магнетитовых рудах Таежного месторождения. Как видно (см. приложение, фиг. 29, 30), магнетит здесь представлен либо одиночными идиоморфными зернами не более 0,05 мм в поперечнике, либо вместе с пирротином (правая часть снимка). Наиболее крупное зерно пирротина (в центре снимка) содержит пламеневидное включение пентландита, а находящееся в левой части снимка зерно сростается с халькопиритом.

Степень идиоморфизма минералов наглядно показывает различия в поверхностной энергии кристаллов, величина которой, по оценкам А. Спрая [Spry, 1969], у кристаллов магнетита больше,

Таблица 14

Химический состав пирротина в сульфидно-магнетитовой руде, мас. %

Компонент	1	2
Fe	61,55	61,09
S	38,83	38,92
Сумма...	100,38	100,01

Примечание. 1 — пирротин из основной массы руды; 2 — пирротин, включенный в форстерит. Таежное месторождение, скв. 305, гл. 641 м. Анализ выполнен на микрозонде JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниковой.

чем у форстерита, а у последнего примерно равна пирротиновой. Подобные включения сульфидов стали недавно известны в оливинах кимберлитов [Барашковцев и др., 1981], в рудных троктолитах габбро-анортозитовой формации [Борисенко, Куриленко, 1982], а ранее отмечались В. А. Вахрушевым [1973] в промежутках зерен и внутри зерен минералов различных магматических пород — от ксенолитов в кимберлитовых трубках до покровных базальтов. По химическому составу (табл. 14) пирротины из включения в форстерите и из промежутков между его зернами в отношении главных компонентов — железа и серы — в пределах точности микроанализатора JXA-5A не различаются.

Включения оптически гомогенного магнетита или содержащего единичные выделения шпинели встречены также в диопсиде, гиперстене и шпинели рудоносных магнезиальных скарнов и кальцифилов. Как и магнетиты, составляющие главную рудную массу, они содержат тот же набор примесных фаз, несколько отличаясь только их количеством. Так, магнетит, включенный в зерно шпинели (не экссолуционный), по сравнению с магнетитом основной массы содержит больше  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$ , меньше  $MnO$  и  $MgO$ , т. е. больше ильменитового и шпинелевого миналов и меньше — магнезиоферритового, якобитового и собственно магнетитового миналов (табл. 15, анализы 1 и 2). Магнетит из серпентин-магнетитовой каймы вокруг этого зерна шпинели, представляющий некоторое объединение примесей, удаленных из шпинели при твердофазных превращениях, и магнетита, возникающего при серпентинизации, более обогащен марганцем, магнием и механической примесью кремния по сравнению с двумя предыдущими (см. табл. 15, анализ 3). Магнетит, включенный в форстерит, содержит все примесные компоненты в меньшем числе, чем рудный, находящийся в интерстициях форстерита (табл. 16, анализы 10 и 11). Магнетит, включенный в диопсид, имеет равные с рудным магнетитом количества  $TiO_2$  и  $MnO$ , меньше  $MgO$  и больше  $Al_2O_3$  (см. табл. 16, анализы 3 и 4). Эти единичные пока определения показывают, что существует некоторое распределение компонентов между сосуществующими фазами, осуществляющееся в период кристаллизации и последующих твердофазных трансформаций.

В магнезиально-скарновых рудах магнетит не только бывает включенным в скарновых минералах, но и сам содержит их. На фотографии (см. приложение, фиг. 31) видно, что изометричное зерно форстерита, включенное в магнетит, имеет ровные линейные очертания, а на границе его с вмещающей матрицей магнетита локали-

Химический состав магнетитов из Эмельджакского рудного поля, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	0,07	0,02	0,68	0,05	0,10	0,01	—	0,11
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,25	0,21	1,74	0,25	0,23	0,10	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,16	—	0,87	0,15	0,18	0,13	3,94
FeO*	90,94	92,62	89,85	86,86	92,55	92,95	91,91	—
MnO	0,12	0,06	0,64	0,64	0,79	0,07	0,21	0,45
MgO	0,91	0,45	1,38	2,58	2,01	0,35	0,20	1,90
С у м м а . . .	92,07	93,56	92,76	92,74	95,85	93,79	92,55	99,44

## Число катионов в пересчете на 4 (O)

Ti	—	0,010	0,008	0,064	0,009	0,009	0,002	0,020
Al	—	0,010	—	0,051	0,008	0,011	0,005	0,173
Fe	2,936	2,922	2,777	2,575	2,787	2,931	2,975	2,688
Mn	0,003	0,003	0,027	0,027	0,032	0,003	0,007	0,011
Mg	0,061	0,034	0,104	0,189	0,142	0,026	0,011	0,108

## Минералы, %

FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	93,7	96,5	94,02	81,36	86,25	97,17	98,07	81,6
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	6,0	2,4	3,73	13,11	10,62	1,85	0,85	2,2
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	0,4	—	2,15	0,20	0,45	0,25	5,4
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,3	0,2	1,91	1,90	2,40	0,2	0,70	1,2
FeTiO <sub>3</sub>	—	0,5	0,34	3,31	0,40	0,33	0,13	1,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	8,2
Прочие	—	—	—	0,07	0,13	—	—	—

Примечание. Звездочкой отмечено все железо в пересчете на двухвалентную форму. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 65,50, FeO = 26,80. 1—3 — из серпентин-шпинель-форстерит-магнетитовой руды, участок Горелый, обр. 924/77 (1 — магнетит, слагающий рудную массу, 2 — включенный в зерно шпинели, 3 — из серпентин-магнетитовой каймы вокруг зерна шпинели); 4 — из серпентин-форстерит-магнетитовой руды, участок Горелый, обр. 932/77; 5 — из серпентинизированной шпинель-форстерит-магнетитовой руды, участок Таборный, обр. 918/77; 6 — из шпинель-гиперстен-магнетитовой руды, участок Маристый, обр. 938/77; 7 — из шпинель-гиперстен-магнетитовой руды, VII участок, обр. 939/77; 8 — из флогопит-пироксен-магнетитовой крупозернистой руды, участок Горелый, обр. 93/77. Анализы 1—7 выполнены на рентгеноспектральном анализаторе ЖХА-5А в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниковой, анализ 8 — в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР Л. С. Зоркиной.

зованы экссоллюционные выделения шпинели. Химический состав форстеритов, включенных в магнетит и равномерно распределенных в рудной массе, одинаков (табл. 17, анализы 5 и 6).

Форстерит в рудах и безрудных кальцифирах имеет изометричные очертания, округлую форму (см. приложение, фиг. 32, 33). При больших увеличениях поверхность зерен характерная, «шероховатая» (см. приложение, фиг. 32, 33), что частично обусловлено развитием на поверхности вторичного серпентина, а также метаморфогенным преобразованием границ зерен, предшествующим возникновению равновесных структур. Во всех породах, где встречается форстерит, наблюдаются структурно-равновесные границы с углом

около  $120^\circ$  в тройных точках соприкосновения одинаковых минералов. Даже при серпентинизации форма этих границ сохраняется (см. приложение, фиг. 34). В большинстве участков форстерит замещен (часто псевдоморфно) серпентином (в литературе практически отсутствовали данные о его химическом составе). При изучении керн в нескольких новых скважинах на Таежном месторождении автору удалось найти участки форстерит-магнетитовых руд и шпинель-форстеритовых кальцифиров, где не проявлена серпентинизация. В сплошных рудах форстерит стеклянно-прозрачный, в кальцифирах — характерного зеленовато-желтого цвета, а во вкрапленных рудах он бутылочно-зеленый, серпентинизирован. По данным электронного микросондирования (см. табл. 17), в кальцифире с акцессорным магнетитом форстерит содержит всего лишь 1,12% суммарного железа, т. е. по составу он приближается к магнизальному конечному члену. В реликтах серпентинизированных зерен в руде встречается форстерит с железистостью от 4,6 до 12,6%, причем пять из семи проанализированных нами образцов попадают в очень узкий интервал железистости — от 5,9 до 7,4%. Такую же железистость имеет единственный химически проанализированный образец из кальцифиров Таежного месторождения, приведенный Д. П. Сердюченко и А. В. Глебовым [Железные руды..., 1960]. Л. И. Шабынин [1973] по оптическим данным указывает более широкие пределы колебания железистости — от 0 до 20%. Густая вкрапленность гистерогенного магнетита в некоторых участках серпентинизированной руды свидетельствует о значительно более высокой железистости форстерита, чем выявленная в сохранившихся участках. Не исключено, что сохранились лучше всего именно самые магнизальные разновидности минерала.

Выполненное А. Т. Титовым изучение форстеритов на просвечивающем электронном микроскопе показывает, что они обладают совершенной структурой, имеются лишь единичные узлы дислокаций, а в контакте с серпентином выявляется блочное строение. Изучением в характеристических рентгеновских лучах на сканирующем электронном микроскопе JSM-35 с зондовой приставкой «Kevex» установлены однородность состава на всей площади изученных зерен и отсутствие в них зональности. Все это подтверждает, что минерал претерпел длительный отжиг, в течение которого были сняты напряжения в его структуре.

Аналогичные микроструктурные соотношения отмечаются у магнетита с гиперстеном и шпинелью. В гиперстен-магнетитовых рудах Маристого и VII участков Эмельджакского рудного поля, шахты 5-бис Снежного месторождения в Канкунском районе магнетит содержится в виде пойкилитовых включений в крупных метакристаллах гиперстена и в его интерстициях. Железистость гиперстена из рассмотренных автором руд составляет 19,7 и 23,9% (см. табл. 19, анализы 1 и 2), что согласуется с материалами Л. И. Шабынина [1973]. В гиперстене и магнетите здесь содержится шпинель в виде единичных зерен. При замещении гиперстена амфиболами она растворяется.

Химический состав магнетитов из руд Леглиерского

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	0,08	0,17	0,10	0,12	—	—	0,02	0,02
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,24	0,35	0,35	0,09	0,12	0,19	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,20	0,27	0,43	0,10	0,09	0,06	0,30
FeO*	90,45	90,46	90,38	90,49	91,81	91,54	86,76	91,07
MnO	0,28	0,69	0,67	0,74	0,10	0,10	0,48	0,73
MgO	2,53	1,66	1,03	0,45	1,20	1,15	6,03	0,61
Сумма...	93,74	93,42	92,80	92,58	93,30	93,00	93,54	93,15

Число катионов в пересчете на 4 (O)

Ti	0,009	0,009	0,012	0,013	0,003	0,004	0,002	0,016
Al	0,009	0,011	0,015	0,025	0,006	0,005	0,004	0,018
Fe	2,768	2,800	2,845	2,862	2,884	2,884	2,649	2,861
Mn	0,012	0,029	0,027	0,030	0,004	0,004	0,015	0,031
Mg	0,182	0,121	0,072	0,033	0,089	0,085	0,330	0,046

Миналы, %

FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	84,9	88,2	91,6	94,6	93,0	93,5	65,3	93,3
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	13,4	8,7	4,8	1,5	6,4	5,8	32,9	2,8
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,3	0,4	0,6	0,9	0,3	0,2	0,2	0,7
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,9	2,2	2,0	2,3	0,2	0,3	1,5	2,3
FeTiO <sub>3</sub>	0,5	0,5	1,0	0,7	0,1	0,2	0,1	0,9
Прочие	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Звездочкой отмечено все железо в пересчете на двухвалентную форму магнетитовой руды, скв. 225, гл. 230 м; 2 — из серпентинизированной форстерит-магнетита 4 — включенный в диоксид, скв. 225, гл. 359 м; 5 — из паргасит-флогопит-магнетитовой руды 7 — акцессорная вкрапленность магнетита в шпинель-форстеритовом кальцифоре, скв. 302, товой руды, скв. 302, гл. 432 м; 9 — акцессорный магнетит в шпинель-фассаитовом скарне, 11 — рудный, скв. 305, гл. 641 м; 12 — из вкрапленной руды в пироксен-скаполит-андради Утомительное месторождение, скв. 423, гл. 77 м; 14 — из массивной апатит-форстерит-магнетитовой руды, Канкунское рудное поле; 16—19 — из серпентин-флогопит-магнетитовой руды, Лейтгеноспектральном микроанализаторе JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР Л. Н. Поспеловой

Наиболее тесная связь с магнетитом в магнезиально-скарновых рудах Алданских месторождений у шпинели. Она широко распространена также в кальцифорах, во флогопитоносных скарнах и других образованиях региона. По генетическим признакам выделяются две группы шпинелей: скарновая (метасоматическая) и экссолюционная, образованная при распаде твердого раствора магнетит — шпинель — ильменит. Метасоматическая шпинель оптически неоднородна. При изучении в проходящем свете в ней повсеместно устанавливаются точечные, штриховые непрозрачные включения, распределенные равномерно или пятнами, блоками в пределах всего зерна. Только зона, прилегающая к границам с другими минералами, бывает свободна от включений, но на границе встречаются серпентин, карбонаты, магнетит и другие минералы. Распределение включений

и Канкунского рудных районов, мас. %

	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
0,04	—	—	0,14	—	0,10	—	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03
0,10	0,09	0,41	0,27	0,39	0,35	0,23	0,09	0,06	0,06	0,06	0,04
0,09	—	2,60	0,40	—	0,27	0,17	0,17	0,08	0,08	0,08	0,29
92,37	91,02	89,23	91,64	93,46	90,38	94,14	94,22	93,11	92,53	93,16	93,16
0,11	0,26	0,29	0,21	0,06	0,67	0,17	0,06	0,17	0,12	0,12	0,12
0,01	0,67	1,02	—	—	1,02	0,22	0,41	1,00	0,70	0,94	0,94
92,72	92,04	93,25	92,66	93,91	92,79	94,93	94,99	94,45	93,53	94,58	94,58

Число катионов в пересчете на 4 (O)

0,004	0,002	0,002	0,009	0,011	0,012	0,007	0,002	—	0,002	—
0,006	—	0,118	0,018	—	0,025	0,004	0,009	0,005	0,005	0,014
2,953	1,951	2,814	2,966	2,987	2,887	2,965	2,969	2,939	2,851	2,938
0,005	0,009	0,009	0,007	0,002	0,032	0,007	0,002	0,005	0,002	0,002
0,001	0,038	0,057	—	—	0,010	0,013	0,023	0,057	0,039	0,050

Миналы, %

99,2	95,2	93,1	97,8	99,1	96,1	97,8	97,3	93,8	95,8	94,8
—	3,8	—	—	—	—	0,5	1,9	5,5	3,7	4,3
0,1	—	5,7	—	—	0,8	0,5	0,4	0,2	0,2	0,7
0,4	0,9	0,9	0,7	0,2	2,4	0,5	0,2	0,5	0,2	0,2
0,2	0,1	0,1	0,6	0,7	0,6	0,7	0,1	—	0,1	—
0,1	—	0,2	0,9	—	0,1	—	—	—	—	—

му. Таежное месторождение: 1 — из серпентинизированной лодвигит-флогопит-форстеритовой руды, скв. 225, гл. 278 м; 3, 4 — из диоксид-форстерит-магнетитовой руды; 3 — рудный, скв. 225, гл. 482,7 м; 6 — из пироксен-флогопит-магнетитовой руды, скв. 225, гл. 504 м; гл. 405 м; 8 — из вкрапленной серпентинизированной шпинель-форстерит-кальцит-магнетитовой руды, скв. 305, гл. 631 м; 10, 11 — из сульфидно-магнетитовой руды; 10 — включение в форстеритовом скарне, скв. 405, гл. 269 м; 13 — из пироксен-биотит-амфибол-магнетитовой руды, нетитовой руды, Лейтгенское месторождение, обр. Л12/77; 15 — из гиперстен-магнетитовой лерское месторождение, обр. Л122/31 (коллекция А. Б. Шепеля). Анализы выполнены на (1—9, 16—19) и О. С. Хмельниковой (10—15).

не согласуется со спайностью: спайность в шпинели — по кубу, а включения развиты по октаэдру. В отраженном свете устанавливается, что непрозрачные включения представляют собой продукт распада твердого раствора, формируют закономерные ламеллы магнетита. Однозначно экссолюционная природа выделений магнетита определяется при изучении в характеристических рентгеновских лучах (см. приложение, фиг. 35), когда можно видеть диффузные границы ламелл и матрицы.

Заметим, что тесный парагенезис магнетита и шпинели отмечается не только в месторождениях абиссальной фации. Известен он и в месторождениях фанерозойских складчатых областей. Например, в шлифах из коллекции Ву Минь Куана по месторождению Хатинь (Вьетнам) автор наблюдал шпинель-магнетитовые жилки,

## Химический состав форстеритов, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	42,14	40,22	40,69	41,13	39,79	40,44	39,98	40,45
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	0,19	—	—	—	0,04
FeO*	4,54	5,90	6,08	1,12	7,42	7,45	6,11	12,18
MnO	0,06	0,14	0,15	0,05	0,16	0,16	0,18	0,22
MgO	52,21	52,61	52,28	56,54	51,86	51,95	52,11	47,76
Сумма . . .	98,95	98,87	99,20	99,03	99,23	100,00	98,38	100,65
<i>Число катионов в пересчете на 3</i>								
Si	1,020	0,975	0,985	0,976	0,967	0,977	0,977	0,993
Ti	—	—	—	0,004	—	—	—	0,001
Fe	0,092	0,120	0,124	0,021	0,150	0,150	0,125	0,252
Mn	0,001	0,003	0,003	0,001	0,003	0,003	0,004	0,004
Mg	1,887	1,902	1,888	1,998	1,880	1,870	1,894	1,749
$f = \frac{Fe}{Fe + Mg}$	4,6	5,9	6,2	1,04	7,4	7,4	6,2	12,6

Примечание. Звездочкой отмечено все железо в пересчете на двухвалентную форму. Таежное месторождение: 1 — из вкрапленной серпентинизированной шпинель-форстерит-кальцит-магнетитовой руды, скв. 302, гл. 432 м; 2 — из серпентинизированной людинит-флогопит-форстерит-магнетитовой руды, скв. 225, гл. 230 м; 3 — реликты форстерита в серпентинизированной магнетитовой руде, скв. 225, гл. 278 м; 4 — из магнетит-шпинель-форстеритового кальцифира, скв. 302, гл. 405 м; 5 — включенный в магнетит; 6 — в основной массе сульфидно-магнетитовой руды, скв. 305, гл. 641 м; Эмельджанское рудное поле: 7 — форстерит из серпентинизированной шпинель-форстерит-магнетитовой руды, участок Таборный, обр. Э18/77; 8 — форстерит из серпентинизированной форстерит-магнетитовой руды, участок Горелый, обр. Э24/77. Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниковой (1,4—8) и Л. Н. Поспеловой (2, 3).

рассекающие монтчеллитовый скарн. Парагенезис шпинели с магнетитом достаточно распространен на Шерегешевском, Верхнеучуленском и других месторождениях Горной Шории. По-видимому, области генерации магнезиального магнетита и железистой шпинели очень близки. Образовавшийся при высокой температуре твердый раствор претерпевает сложный распад, разделение на магнезиальную шпинель и близкий к стехиометрии магнетит при ее снижении.

По химическому составу (табл. 18) метасоматические шпинели Алданских железорудных месторождений близки к шпинелям из магнезиально-скарновых руд Горной Шории [Сняжков, 1975]; и те и другие представляют собой сложный твердый раствор главных компонентов — шпинели, герцинита и магнетита. На рис. 3 они отличаются меньшим содержанием герцинитового минерала от шпинелей из аногипербазитовых метасоматитов (по данным Ю. Н. Колесника [1976]), шпинели из магнезиально-скарновых руд Молдавского месторождения на Украинском щите, шпинели из шпинель-гипер-

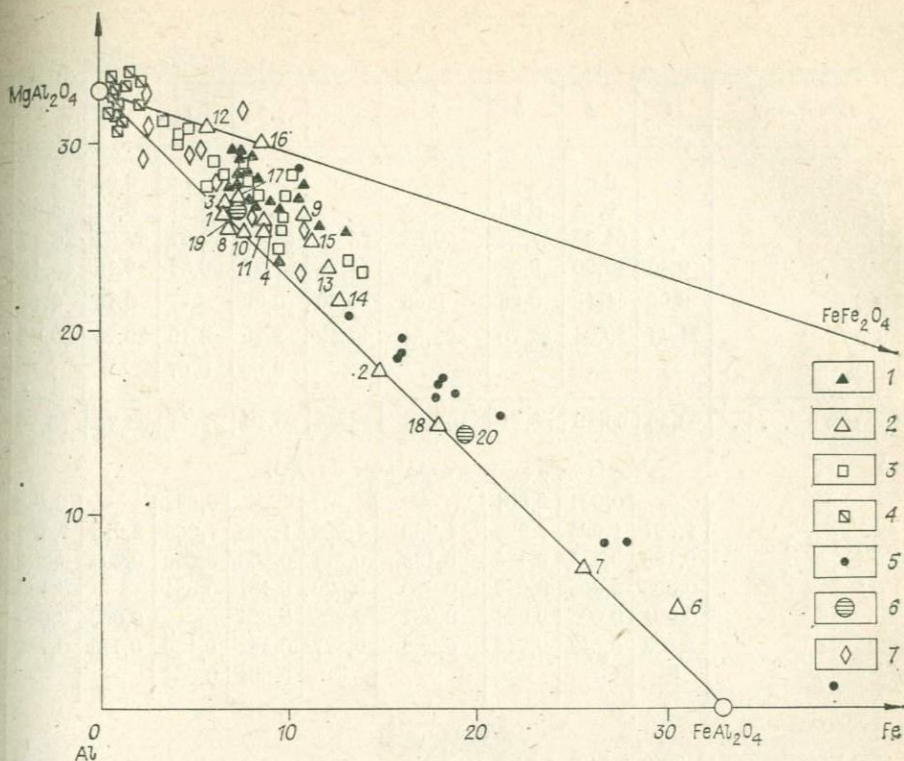


Рис. 3. Компонентный состав шпинелей.

1 — из магнезиально-скарновых месторождений Горной Шории, по В. И. Сияякову [1975]; 2 — из Алданских скарновых месторождений (см. табл. 18); 3 — из Алданских флогопитовых месторождений, по З. И. Петровой и др. [1979]; 4 — благородные шпинели Памира и Прибайкалья; 5 — из апогипербазитовых метасоматитов, по Ю. Н. Колеснику [1976]; 6 — из шпинель-гиперстен-кордиерит-магнетитовых кварцитов Ималыкского месторождения (материалы автора); 7 — из ореола Тажеранского щелочного массива, по А. А. Коневу, В. С. Самойлову [1974].

стен-кордиерит-магнетитовых кварцитов Ималыкского месторождения в Чаро-Токкинском районе Якутии почти совпадают с полем шпинелей Алданских флогопитовых месторождений (по данным З. И. Петровой, В. И. Левицкого, Г. С. Гормашевой [1979]), отличаясь большим содержанием магнетитового и герцинитового миналов от шпинелей из ореола Тажеранского массива (по данным А. А. Конева и В. С. Самойлова [1974]) и благородных шпинелей Памира и Прибайкалья (по данным, приведенным З. И. Петровой, В. И. Левицким, Г. С. Гормашевой [1979]).

Более всего магнетитового и ильменитового миналов содержат шпинели из кальцифиров и шпинель-форстерит-магнетитовых руд (см. табл. 18, анализы 9, 15, 16); интересно, что центральная часть зерен шпинели в кальцифире содержит одновременно больше герцинитового и магнетитового миналов, тогда как анализ каймы пересчитывается практически только на два минала — шпинель и магнетит. Содержание остальных элементов в шпинелях невелико (см.

## Химический состав

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	—	0,06	—	—	—	—	—	0,02	—
TiO <sub>2</sub>	—	0,04	0,04	—	—	—	4,27	0,01	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	67,44	64,36	67,25	69,08	64,68	53,42	58,97	67,67	62,25
FeO*	9,46	19,90	9,38	7,54	15,56	37,87	30,66	9,75	15,41
MnO	0,08	1,40	0,06	0,06	0,30	0,99	—	0,14	0,14
MgO	21,41	13,84	21,78	23,91	17,49	3,79	3,19	20,70	20,84
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,09	0,07	—	—

Сумма . . . 98,39 99,30 98,51 100,59 98,03 96,16 97,16 98,29 98,70

## Число катионов в пересчете на 4(O)

Ti	—	0,001	0,001	—	—	—	0,092	—	0,001
Al	1,997	1,995	1,986	1,980	1,980	1,868	1,965	2,013	1,875
Fe <sup>2+</sup>	0,196	0,432	0,184	0,133	0,317	0,808	0,689	0,205	0,204
Fe <sup>3+</sup>	0,003	0,005	0,013	0,020	0,020	0,131	0,034	—	0,123
Mn	0,001	0,025	0,001	0,001	0,006	0,024	—	0,003	0,003
Mg	0,803	0,542	0,815	0,866	0,677	0,168	0,139	0,779	0,794
Cr	—	—	—	—	—	0,001	0,001	—	—

## Минералы, %

MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	80,3	54,2	81,5	86,6	67,7	16,8	13,9	77,9	79,4
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	19,5	43,2	17,8	12,3	30,7	76,6	76,8	20,5	14,0
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,2	—	0,5	1,0	1,0	4,1	—	—	6,2
MnAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	2,3	0,1	0,1	0,6	—	—	0,3	0,3
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,2	0,2	—	—	—	2,4	—	—	—
FeTiO <sub>3</sub>	—	0,1	0,1	—	—	—	9,2	—	0,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	1,3	—
FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	—	—	—	—	0,1	0,1	—	—
MgCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Звездочкой отмечено все железо в пересчете на двухвалентную голит-форстерит-магнетитовой руды, Таежное месторождение, скв. 225, гл. 230 м; 2 — межзерновое месторождение, обр. Л12/77; 3 — межзерновое экссолюционные выделения шпинели обр. Э25/77; 4 — экссолюционная шпинель, образующая кайму вокруг форстерита, включен 5 — межзерновое экссолюционные выделения шпинели в гиперстен-магнетитовой руде, Кан основного кристаллосланца, Сутамское месторождение, обр. 155/с-77; 7 — экссолюционная обр. 143а/с-77; 8 — шпинель из серпентинизированной шпинель-форстерит-магнетитовой ру шпинель-форстерит-магнетитовой руды, участок Горелый, Эмельджакское рудное поле, обр. лый, Эмельджакское рудное поле, обр. Э32/77; 11 — шпинель из шпинель-гиперстен-магне из паргасит-гиперстен-магнетитовой руды, VII участок, Эмельджакское рудное поле, обр. гл. 631 м; 14 — шпинель из вкрапленной серпентинизированной шпинель-форстерит-кальцит-16 — кайма зерна шпинели в магнетит-шпинель-форстеритовом кальцифоре, Таежное место магнетитовой руды, Десовское месторождение, скв. 182, гл. 275 м; 18 — шпинель из вкрап (Украинский щит), обр. М-18/220; 19 — шпинель из кордиерит-гиперстенового кристаллослан роксенового кристаллосланца, Имальское месторождение, обр. 70м. Анализы 6 и 7 — из микроанализаторе JXA-5А в ИГиГ СО АН СССР Л. Н. Поспеловой (1—4), Л. В. Усовой

## шпинелей, мас. %

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,03	—	—	—	0,02	0,03	0,06	—	—	0,04	0,11
68,68	65,79	63,77	63,63	63,75	62,60	62,56	63,67	62,52	62,04	57,39
10,60	12,37	11,91	17,08	17,90	15,65	11,14	10,31	25,07	10,64	23,29
0,05	0,18	—	0,17	0,34	0,13	0,07	—	0,75	0,19	0,55
20,56	20,32	21,02	18,70	16,98	20,86	24,62	23,49	11,47	20,45	10,25
—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,18	3,72

99,92 98,71 96,70 99,58 98,99 99,27 98,45 97,47 99,81 99,54 95,91

## Число катионов в пересчете на 4(O)

0,001	—	—	—	—	0,001	—	—	—	—	—
2,016	1,965	1,937	1,917	1,948	1,875	1,848	1,897	1,966	1,870	1,910
0,221	0,229	0,194	0,283	0,335	0,210	0,081	0,118	0,526	0,220	0,560
—	0,035	0,063	0,083	0,052	0,123	0,152	0,100	0,034	—	—
0,001	0,004	—	0,005	0,008	0,001	—	—	0,018	—	0,010
0,761	0,767	0,806	0,712	0,657	0,790	0,919	0,885	0,456	0,780	0,430
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,130	0,090

## Минералы, %

76,1	76,7	80,6	71,2	65,7	79,0	91,9	88,5	45,6	71,3	38,5
22,0	15,0	16,2	24,1	23,1	14,6	0,5	6,3	50,9	22,0	56,0
—	0,7	3,2	4,2	2,6	6,2	7,6	5,2	1,7	—	—
0,1	0,4	—	0,5	0,8	0,1	—	—	1,8	0,2	1,0
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,1	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—
1,7	7,2	—	—	7,8	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,5	4,5

Форму. 1 — экссолюционная шпинель в магнетите из серпентинизированной людовит-фловьерные экссолюционные выделения шпинели в апатит-форстерит-магнетитовой руде, Лелли в серпентин-форстерит-магнетитовой руде, участок Горелый, Эмельджакское рудное поле, ного в магнетит, сульфидно-магнетитовая руда, Таежное месторождение, скв. 305, гл. 641 м; кунское рудное поле, обр. К-77; 6 — экссолюционная шпинель в акцессорном магнетите из шпинель в акцессорном магнетите из основного кристаллосланца, Сутамское месторождение, ды, участок Таборный, Эмельджакское рудное поле, обр. Э18/77; 9 — шпинель из серпентин-Э24/77; 10 — шпинель из серпентин-шпинель-форстерит-магнетитовой руды, участок Горетитовой руды, участок Маристый, Эмельджакское рудное поле, обр. Э38/77; 12 — шпинель Э39/77; 13 — шпинель из шпинель-фассаитового скарна, Таежное месторождение, скв. 305, магнетитовой руды, Таежное месторождение, скв. 302, гл. 432 м; 15 — центральная часть; рожение, скв. 302, гл. 405 м; 17 — шпинель из серпентинизированной шпинель-форстерит-ленной шпинель-диопсид-форстерит-кальцит-магнетитовой руды, Молдовское месторождение ца, Имальское месторождение, обр. 70м; 20 — шпинель из амфиболитованного двуни-коллекции Н. В. Попова, все остальные — автора; выполнены на рентгеноспектральном (6, 7), О. С. Хмельниковой (5, 8—20).

табл. 18). Количество цинка здесь не превышает десятых долей процента.

Наибольшим разнообразием в рудах и вмещающих породах Алданских месторождений характеризуется экссолюционная шпинель, которая сосредоточена как внутри зерен магнетита (см. приложение, фиг. 36), так и по его границам (см. приложение, фиг. 37). Особенно много ее в форстерит-магнетитовых рудах, где она локализуется также вокруг зерен форстерита, включенного в магнетит (см. приложение, фиг. 31) или контактирующего с ним. На приведенных снимках видно, что форма, размер и количество экссолюционной шпинели различны. Часть ее обособлена в более крупные метакристаллы. Некоторые ранее, по-видимому, крупные выделения (см. приложение, фиг. 36) разбиты на прерывистые, изометричные зерна, что связано с последующим приближением их к равновесной форме. Ориентированы ламеллы шпинели по кубу, а ильменита — по октаэдру. Встречаются ламеллы более сложного состава (см. приложение, фиг. 38, 39), где длинные пластинки ильменита окаймляются изометричными зернами шпинели.

Известно, что, исходя из диффузивной природы, форма выделений продуктов распада твердых растворов определяется симметрией области питания и эволюцией ее во времени. Критический размер зародышей уменьшается с увеличением примеси и степени переохлаждения [Spry, 1969], а последующий рост их зависит от многих причин, в том числе и от наложенных процессов: воздействия поздних магматических или гидротермальных проявлений. Подмечено, что на Утомительном месторождении, скарново-рудные залежи которого заключены в виде останца в гранитах и гнейсогранитах, с приближением к гранитам размер выделений шпинели в магнетите увеличивается. Аналогичное увеличение размера выделений шпинели и ильменита прослежено вблизи пегматоидных гранитов на Тинском и Леглиерском месторождениях. Это, возможно, обусловлено динамикой охлаждения твердого раствора и соотношениями компонентов в системе.

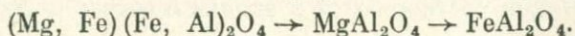
В большинстве наблюдавшихся случаев распад твердого раствора магнетит — ильменит — шпинель начался позднее, чем сформировались в руде структурно-равновесные границы. Об этом свидетельствует различная ориентировка ламелл шпинели и ильменита в соседних зернах магнетита, а также скопление экссолюционной шпинели по границам зерен. Прерывистые цепочки такой шпинели Л. И. Шабынин [1973] и Д. П. Сердюченко [Железные руды..., 1960] относили к скарновой и неверно интерпретировали как замещение магнетита шпинелью по трещине. Однако известно, что поверхность раздела фаз является местом скопления примесных атомов, наиболее дефектной областью. Сток примеси на поверхность раздела фаз осуществлялся быстрее и легче, чем в дефектную область внутри кристалла. На фотографии (см. приложение, фиг. 37) видны свободные от твердофазных выделений каймы магнетита, ширина которых пропорциональна количеству экссолюционной шпинели в интерстициях. В отличие от метасоматической скарновой шпинели меж- и внутризерновые скопления экссолюционной не содержат оп-

тически различимых твердофазных выделений магнетита или других фаз. По химическому составу экссолюционные и скарновые шпинели также различаются. Первые содержат не более 1% магнетитового минала и практически попадают на конноду шпинель — герцинит. Количество остальных миналов в них составляет доли процента, лишь в одном из образцов межзерновая шпинель из апатит-форстерит-магнетитовой руды имеет 2,3% галакситового минала.

Общее количество экссолюционных шпинели и ильменита в магнетитах магнезиально-скарновых руд, их взаимные соотношения находятся в прямой зависимости от химического и компонентного состава руд и их места в залежи. В небольших по мощности (первые метры) рудных телах, залегающих на контакте доломитов с metabазитами (пироксен-амфибол-плагноклазовыми кристаллосланцами), в магнетитах ильменита больше, чем в других местах. Количество его приближается к таковому в аксессуарных магнетитах кристаллических сланцев, где наряду с ламеллями в магнетите ильменит содержится в виде самостоятельных зерен. Во вкрапленном магнетите из шпинель-фассаитовых скарнов, залегающих на контакте доломитовых мраморов с кварц-силлиманит-биотит-кордиеритовыми кристаллическими сланцами, ламеллей ильменита не обнаружено, количество титана в магнетите составляет всего 0,09%. В рентгеновском спектре экссолюционной шпинели из этого парагенезиса содержится мало магния, больше железа и одинаково со шпинелями из других парагенезисов алюминия, т. е. это герцинит.

Исследование в просвечивающем электронном микроскопе ряда образцов магнетита из магнезиально-скарновых руд, выполненное А. Т. Титовым, позволило определить фазовый состав тончайших ламеллей и наметить последовательность твердофазных превращений. В частности установлено, что крупные частицы шпинели и ильменита, выделившиеся первыми, неоднородны. В выделениях шпинели присутствуют магнезиоферрит и герцинит, а в ильмените — отличающиеся по параметру фазы ильменита и фаза со структурой типа шпинели. По-видимому, выделившиеся первыми при высоких температурах соединения сложного состава становятся неустойчивыми при понижении температуры и претерпевают, в свою очередь, распад. Одновременно в матрице магнетита продолжается выделение более мелких ламеллей. По данным микрозондового анализа, в составе крупных выделений отмечается присутствие небольших количеств марганца и титана, а главными компонентами являются железо, магний и алюминий. Расчет анализа на кристаллохимическую формулу показывает преобладание двух миналов — шпинели и герцинита. При расчете межплоскостных расстояний с использованием в качестве внутреннего стандарта магнетита устанавливаются линии магнезиоферрита, шпинели и герцинита.

Ламелли шпинели среднего размера (2—6 мкм) однородны и близки к  $MgAl_2O_4$ , а самые мелкие (1 мкм) отвечают герциниту. Таким образом, последовательность выделения шпинелей из матрицы магнетита может быть представлена следующим рядом:



Эти же исследования позволяют объяснить сложное строение шпинель-ильменитовых ламелл (см. приложение, фиг. 38). Размер зерен шпинели, нарастающей на ильмените, колеблется от 1 мкм при длине ильменита 30 мкм до 0,01 мкм при длине ильменита около 4 мкм. Границы этих выделений шпинели с магнетитом и ильменитом резкие. В крупной ламелле ильменита имеются фазы, отличающиеся по межплоскостным расстояниям. С учетом возможного обогащения первой выделившейся фазы магнием, марганцем и железом и неустойчивости такой смеси при понижении температуры объясняется появление на поверхности ильменита шпинели как фазы, в которой объединяются совместно примеси, выделившиеся из ильменита и магнетита при понижении температуры. Схематично это выглядит следующим образом:  $(Mg, Mn, Fe)TiO_3 + (Mg, Fe)(Al, Fe)_2O_4 \rightarrow (Mn, Fe)TiO_3 + FeFe_2O_4 + (Mg, Fe)Al_2O_4$ .

Магнезиально-скарновых магнетитовых руд, где преобладают моноклинные пироксены, значительно меньше. Пространственное положение и некоторая специфика их достаточно подробно изложены Л. И. Шабыниным [1973, 1978] и Д. П. Сердюченко с сотрудниками [Железные руды..., 1960]. Автором они изучены на Таежном, Комсомольском, Эмельджакском и по отдельным образцам из Десовского, Тинского и других месторождений. Микроструктурные особенности и состав магнетита из равномерно-зернистых форстерит-диопсид-магнетитовых руд полигонально-зернистой структуры почти подобных форстерит-магнетитовым. Наибольшие отличия имеют руды, где пироксен вместе с амфиболами и флогопитом формирует внезональные магнезиальные скарны, которые выделяются неравномерно-зернистыми пятнами, гнездами среди руд и кристаллических сланцев. Позднее их появление особенно контрастно видно по текстурному рисунку, отражается оно в составе и микроструктуре минералов. В равномерно-зернистых вкрапленных диопсид-магнетитовых рудах Комсомольского месторождения диопсид имеет железистость 10,1, а в грубозернистых агрегатах вместе с паргаситом и флогопитом — 14,4 (табл. 19, анализы 7 и 8). Судя по нашим анализам, во всех случаях железистость этой разновидности пироксена выше — 14,4—15,1 (см. табл. 19). Характерно, что магнетит здесь также формирует грубозернистые метакристаллы пегматоидного облика. На Таежном месторождении он ассоциируется с пегматоидными зернами пирротина, а на остальных сульфидов почти нет. При изучении в аншлифах установлено, что грубозернистые метакристаллы магнетита представлены неоднородным агрегатом. Они содержат многочисленные межзерновые включения пироксена, паргасита и флогопита, а экссолюционная шпинель сохраняется только внутри магнетита либо в тех участках, где она блокирована от флогопита. Ранее отмечалось [Мазуров, 1983б], что в первом приближении не удается установить различий между магнетитами из руд, не содержащих флогопит, клиногумит и серпентин и содержащих эти минералы. Теперь в качестве отличительного признака можно назвать отсутствие межзеренных экссолюционных шпинелей, которые при флогопитизации и амфиболлизации растворяются и входят в состав новообразованных

## Химический состав пироксенов, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	56,40	54,83	53,74	50,63	49,10	46,62	52,50	52,40	50,00	49,30	52,00
TiO <sub>2</sub>	0,01	—	0,02	0,30	0,22	0,30	—	—	0,11	0,19	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,77	1,24	0,13	4,00	2,87	3,54	0,83	1,00	3,75	4,25	1,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	0,48	1,03	2,15	1,81	1,38
FeO	—	—	—	—	—	—	2,81	3,93	2,93	3,13	7,54
FeO*	12,73	15,31	5,03	3,45	14,74	20,17	—	—	—	—	—
MnO	0,23	0,49	0,23	—	0,67	0,82	0,10	0,10	0,14	0,18	0,32
MgO	29,18	28,09	16,40	15,51	8,72	4,36	16,30	16,00	15,30	15,40	12,60
CaO	0,38	0,74	23,24	25,91	22,47	22,48	24,50	23,00	23,50	24,12	21,96
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,10	0,01	0,41	0,37	0,36	0,46	0,36	0,38	0,51
Сумма . . .	100,70	100,70	98,89	99,81	99,20	98,66	97,88	97,92	98,24	98,76	97,51

## Число катионов в пересчете на 6(O)

Si	2,000	1,950	1,990	1,890	1,928	1,868	1,930	1,960	1,830	1,833	2,000
Ti	0,004	—	0,002	0,010	0,007	0,009	—	—	0,002	0,006	0,002
Al	0,070	0,050	0,004	0,170	0,132	0,164	0,040	0,050	0,160	0,187	0,056
Fe <sup>3+</sup>	—	—	—	—	—	—	0,010	0,030	0,060	0,049	0,041
Fe <sup>2+</sup>	0,380	0,470	0,160	0,110	0,484	0,676	0,090	0,120	0,090	0,097	0,241
Mn	0,004	0,010	0,002	—	0,024	0,026	0,002	0,002	0,002	0,006	0,009
Mg	1,540	1,490	0,910	0,860	0,450	0,262	0,890	0,890	0,840	0,854	0,723
Ca	0,004	0,030	0,920	1,040	0,947	0,966	0,970	0,920	0,920	0,960	0,909
Na	—	—	0,009	0,010	0,028	0,029	0,020	0,030	0,030	0,006	0,009
Fe/(Fe+Mg), %	19,7	23,9	14,9	11,3	53,2	72,0	10,1	14,4	15,1	14,6	28,0

Примечание. Звездочкой отмечено все железо в пересчете на двухвалентную форму. 1 — гиперстен из шпинель-гиперстен-магнетитовой руды, участок Маристый, Эмельдякское рудное поле, обр. Э38/77; 2 — гиперстен из гиперстен-магнетитовой руды, Канкунское рудное поле, обр. К-77; 3 — диопсид из диопсид-форстерит-магнетитовой руды, Таежное месторождение, скв. 229, гл. 359 м; 4 — фassaит из шпинель-бассаитового скарна, Таежное месторождение, скв. 305, гл. 631 м; 5, 6 — фassaит и геденбергит из вкрапленной руды в пироксен-скаполит-андрадитовом скарне, Таежное месторождение, скв. 405, гл. 269 м; 7, 8 — диопсид из диопсид-паргасит-флогопит-магнетитовой руды, Комсомольское месторождение, скв. 6, гл. 129 м (7 — мелкозернистый, 8 — грубозернистые агрегаты в перекристаллизованной руде); 9, 10 — крупнокристаллические фassaит и диопсид из диопсид-флогопит-магнетитовой руды, участок Горелый, Эмельдякское рудное поле, обр. Э1/77, Э2/77; 11 — диопсид из турмалин-кварц-кальцит-диопсид-флогопит-паргаситового гнезда в мигматизированном кристаллосланце, Таежное месторождение, скв. 305, гл. 753 м. Анализы 1—6 выполнены на рентгеноспектральном анализаторе JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниковой, 7—11 — в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР Л. С. Зоркиной.

флогопита и паргасита. Амфиболы (табл. 20) и флогопит (табл. 21) из этих руд содержат большое количество глинозема (более 9,5% в паргаситах и более 13,5 во флогопитах). Железистость пироксена, амфибола и флогопита во внезональных скарнах среди кристаллических сланцев выше, чем среди магнезиальных скарнов магматической стадии.

Характерной особенностью таких жильных внезональных скарновых руд среди серпентинизированных форстеритовых руд является

## Химический состав амфиболов, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	43,60	42,20	45,50	44,30	43,70
TiO <sub>2</sub>	0,32	—	—	0,03	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,25	12,20	9,70	9,60	10,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,15	5,08	3,74	3,80	4,51
FeO	9,50	5,24	3,70	4,59	5,26
MnO	0,07	0,05	0,07	0,05	0,07
MgO	13,48	17,10	19,30	18,90	17,90
CaO	11,72	11,70	11,50	12,20	11,50
Na <sub>2</sub> O	1,65	2,30	2,30	2,80	2,71
K <sub>2</sub> O	1,50	0,90	0,60	0,60	0,50
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,10	2,44	2,16	2,00	2,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,26	0,12	0,36	0,34	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,64	—	—	0,14	0,08
Cl	0,54	0,27	0,10	0,10	0,10
F	0,60	0,26	0,25	0,37	0,36
—O≡F, Cl	0,36	0,17	0,13	0,16	0,16
Сумма . . .	100,02	99,69	99,15	99,66	99,02

## Количество ионов в пересчете на 13 (Z + Y)

Si	6,30	6,08	6,45	6,36	6,32
Al <sup>IV</sup>	1,70	1,92	1,55	1,62	1,68
Al <sup>VI</sup>	0,04	0,15	0,07	—	0,03
Ti	0,04	—	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	0,86	0,54	0,40	0,41	0,48
Fe <sup>2+</sup>	1,15	0,63	0,44	0,55	0,64
Mg	2,90	3,67	4,08	4,05	3,84
Mn	0,09	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	1,82	1,81	1,75	1,88	1,78
Na	0,24	0,64	0,64	0,78	0,76
K	0,53	0,16	0,11	0,11	0,10
OH	0,60	1,17	1,03	0,96	1,06
Cl	0,12	0,06	0,03	0,03	0,03
F	0,28	0,12	0,11	0,17	0,16
$f = \frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}} \cdot 100$	42,0	24,3	17,2	19,3	22,7

Примечание. 1 — из кварц-кальцит-турмалин-биотит-амфибол-пироксеновых гнезд в кристаллосланце, Таежное месторождение, скв. 305, гл. 753 м; 2—5 — из амфибол-флогопит-диопсид-магнетитовых руд, Комсомольское месторождение, скв. 6, гл. 107, 239, 280, 364 м. Силикатные анализы выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР Л. С. Зоркиной, определение фтора и хлора — на рентгеноспектральном анализаторе JXA-5A В. Н. Корлюком.

## Химический состав слюд, мас. %

Компонент	1	2	Компонент	1	2
SiO <sub>2</sub>	36,74	38,20	<i>Количество ионов в пересчете на 12 (O)</i>		
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,47	Si	2,641	2,940
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,61	13,67	Ti	0,034	0,030
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,53	1,59	Al	1,323	1,230
FeO	4,60	9,55	Fe <sup>3+</sup>	0,242	0,090
MnO	0,10	0,03	Fe <sup>2+</sup>	0,276	0,620
MgO	23,88	20,50	Mn	0,004	—
CaO	0,22	—	Mg	2,563	3,040
Na <sub>2</sub> O	0,39	0,29	Ca	0,017	—
K <sub>2</sub> O	9,25	9,72	Na	0,052	0,030
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,30	2,80	K	0,848	0,950
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,37	0,28	OH	1,860	1,44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,20	F	0,200	0,44
F	0,91	1,82			
—O≡F	0,38	1,04			
С у м м а...	100,92	98,08	$f = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn}{Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn} \cdot 100$	16,8	18,9

Примечание. 1 — из грубозернистых флогопит-диопсид-магнетитовых руд, участок Горелый, Эмельдяжское рудное поле, обр. 31/77; 2 — из кварц-калишпат-турмалин-флогопит-амфибол-пироксеновых гнезд в кристаллосланце, Таежное месторождение, св. 305, гл. 753 м. Анализы выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР Л. С. Зоркиной.

ся то, что обычные для форстерит-магнетитовых руд мелкие и средние зерна магнетита обрастают каймами и как бы цементируются новой генерацией магнетита, свободной от включений. По форме, размеру зерен, отражению этот магнетит не отличается от гистерогенного, образованного при серпентинизации форстерита, гиперстена, шпинели и термолитизации диопсида.

В отдельных участках однородного строения, где не проявлено рассланцевание и содержатся единичные зерна флогопита и клиногумита, руда имеет типичную полигонально-зернистую равновесную структуру (см. приложение, фиг. 41, 42), а секущие прожилки сложены серпентином и более поздним гистерогенным магнетитом, которые не только локализуются в серпентинизированных (см. приложение, фиг. 43) или дисульфидизированных (см. приложение, фиг. 44) зернах, но и удалены за их пределы. По оценкам Ю. Д. Зубкова (устные сообщения), в большинстве Алданских месторождений преобладают серпентинизированные форстерит-магнетитовые руды, а все остальные минеральные типы развиты ограниченно. Отсутствие в них флогопита и паргасита ставит под сомнение утверждение о связи магнетитового оруденения с послемагматическими магнезиальными скарнами и калиевым метасоматозом. Наличие равновесных структурных соотношений магнетита с минералами магнезиальных скарнов маг-

матической стадии позволяет считать, что большая часть руд сформирована одновременно с магнезиальным скарнированием. Внезональные скарны, преобразованные магнезиальные скарны формируются позднее и вызывают местные переотложения магнетита. Именно низким содержанием железа в растворах и медленной скоростью кристаллизации можно объяснить высокую магнезиальность слюды, находящихся вместе с магнетитом в рудных залежах. В участках, где идет совместный рост магнетита и слюды, железистость последней выше.

Определенный вклад в разнообразие магнетитов вносят процессы, сопровождающие внедрение мезозойских даек сиенит-порфиров. Вблизи них проявлены перегруппировки рудного вещества, местное разубоживание руд, образование пропилитизированных пород с сульфидной минерализацией и бедной крапчатостью магнетита. В полостях среди кристаллических сланцев вблизи даек сиенит-порфиров выявлены прекрасно ограненные мельчайшие кристаллы магнетита, образующие вместе с марказитом и калишпатом корочки на кристаллах флюорита (см. приложение, фиг. 45, 46).

**Скаполит-магнетитовые руды.** Эти руды преимущественно распространены на Пионерском месторождении, встречаются и на других месторождениях, но в ограниченных массах. По облику и парагенезису они отличаются от магнезиально-скарновых, имеют другой состав флюсующихся компонентов, свою специфику образования. Все это позволяет рассматривать их отдельно как особый минеральный тип скарновых руд. Об условности включения таких руд в магнезиально-скарновую группу писал и Л. И. Шабынин [1978].

Не вдаваясь в подробную характеристику особенностей строения Пионерского месторождения и распределения в нем различных пород, детально изученных и описанных нашими предшественниками [Железные руды..., 1960; Шабынин, 1978; и др.], отметим лишь новые факты, выявленные при углубленном изучении руд. Прежде всего это наличие в парагенезисе с магнетитом, пироксеном и скаполитом в тонкополосчатых бедных рудах ильменита. Как и в нескаполитизированных кристаллических сланцах вмещающих толщ, ильменит присутствует в виде таблитчатых немногочисленных зерен в тесной ассоциации с магнетитом (см. приложение, фиг. 47). В текстурном рисунке такой руды (см. приложение, фиг. 48, 49) устанавливается многократное чередование полос шириной в первые миллиметры, сложенных переменными количествами пироксена, скаполита, магнетита, местами ильменита, прерываемых пятнами сульфидов и прожилками более поздних минералов — амфиболов, эпидота, хлорита, альбита и других. Микроструктура этой руды (см. приложение, фиг. 50) полигонально-зернистая, свидетельствует о парагенности ильменита, магнетита, скаполита и пироксена. Переход от тонкополосчатой тонкозернистой руды к грубополосчатой и однородной амфибол-биотит-скаполит-магнетитовой руде с ортитом и сульфидами, составляющей основную массу промышленных залежей месторождения, местами осуществляется через пятнисто-прожилковые разности (см. приложение, фиг. 51). Граница прожилка реакционная. Ново-

образованный магнетит корродирует все минералы предыдущей ассоциации, пироксен замещается амфиболом и биотитом, скаполит в прожилке разбит трещинками, более кислый по составу, имеет неровные коррозионные границы с магнетитом. Магнетит предыдущей генерации включен в более крупные зерна магнетита новой генерации, а ильменит содержится в виде резорбированных реликтов либо полностью замещен биотитом.

В качестве специфической черты руд Пионерского месторождения Л. И. Шабьнин [1978] отмечал отсутствие в них магнетита со структурами распада. Как показали наши исследования, во всех генерациях магнетита (за исключением гистерогенной, развитой здесь ограниченно) содержатся ламелли шпинели (см. приложение, фиг. 52), а также ильменита. В отличие от аподоломитовых и апоалюмосиликатных руд других месторождений размер и количество их в скаполитсодержащих рудах намного меньше, поэтому они обнаруживаются под микроскопом при очень больших увеличениях. Меньшее содержание примесных фаз обусловлено, вероятно, более низкими температурами образования этих руд. По определениям на микрозонде «Кевех», состав шпинели отвечает герциниту.

Во вкрапленных аподоломитовых рудах, встречающихся на Пионерском месторождении в нескольких местах в небольших количествах, в ассоциации с форстеритом и клиногумитом находится магнезиоферрит (табл. 22, анализ 1). В виде отдельных изометричных зерен или их объединений (см. приложение, фиг. 53) он составляет не более 15% объема породы. Микроструктура минерала неоднородная (см. приложение, фиг. 54). Он раздроблен, вдоль трещин и с периферии замещается серпентин-кальцит-гематитовым агрегатом. Во внутренних частях зерен содержатся многочисленные вростки герцинита, формирующие цепочки зерен и неправильной формы скопления. По периферии также отмечаются единичные выделения шпинели.

По текстурно-структурным особенностям, микроструктуре магнетита и ассоциирующихся минералов скаполит-магнетитовые руды Пионерского месторождения близки к рудам Гаятского, Качарского, Давыдовского и других месторождений. Как и в этих объектах, ранняя парагенетическая ильменит-магнетитовая ассоциация является, вероятно, трансформированной первично-магматической, аналогичной рудам кусинского или эстюнинского типа, а вторая, биотит-амфибол-скаполит-магнетитовая, метасоматическая, регрессивного этапа.

В Таежном месторождении пироксен-скаполит-ильменит-магнетитовые и гастингсит-скаполит-магнетитовые руды с андрадитом образованы по основным кристаллосланцам, преобразованным ранее в пироксен-полевошпатовую породу. Установлена следующая последовательность образования силикатной составляющей руды:  $\text{Пи}_{53} \text{Пл}_{76} \rightarrow \text{Пи}_{72} \text{Ск}_{58} \rightarrow \text{Андр}_{71}$ . По составу скаполит из Таежного месторождения близок к раннему скаполиту Пионерского (табл. 23, анализы 1, 2 и 3), отличаясь большей основностью от сорудного скаполита в Пионерском месторождении и от грубозернистого зонального скаполита во флогопитоносных скарнах Канкунского и Эмельджакского рудных полей. В железоносных скарнах автору не удалось

## Химический состав магнетитов из руд Дес-Сиваглинского района, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	—	0,03	—	—	0,05	0,05	—
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,21	0,24	0,24	0,01	0,04	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,00	0,36	0,62	0,45	0,01	0,10	0,24
FeO*	68,45	91,19	91,08	91,90	93,62	90,73	91,34
MnO	1,32	0,06	0,19	0,12	0,26	0,12	0,28
MgO	17,14	0,03	0,03	—	0,20	0,03	1,10
Сумма...	91,01	91,88	92,16	92,71	94,15	91,07	93,06
<i>Число катионов в пересчете на 4 (O)</i>							
Ti	0,001	0,007	0,007	0,007	—	—	0,002
Al	0,157	0,020	0,028	0,023	—	0,005	0,011
Fe	1,936	1,969	1,956	1,968	2,982	2,993	2,915
Mn	0,038	0,002	0,007	0,002	0,007	0,002	0,009
Mg	0,868	0,002	0,002	—	0,011	—	0,061
<i>Минералы, %</i>							
FeFe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	5,7	98,3	97,4	98,2	98,2	99,6	92,9
MgFe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	79,0	—	—	—	1,1	—	5,6
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	7,8	0,2	0,2	—	—	—	0,5
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	3,8	0,2	0,7	0,2	0,7	0,2	0,9
FeTiO <sub>3</sub>	0,1	0,5	0,5	0,5	—	—	0,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,6	—	—	—	—	—	—
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	0,8	1,2	1,1	—	0,2	—

Примечание. Звездочкой отмечено все железо в пересчете на двухвалентную форму. Пионерское месторождение: 1 — магнезиоферрит из клиногумит-форстеритового кальцифира, скв. 65, гл. 62 м; 2 — магнетит из тонкоплосчатой ильменит-магнетит-пироксен-скаполитовой руды, скв. 25, гл. 354 м; 3 — из прожилковой амфибол-биотит-скаполит-магнетитовой руды, скв. 30, гл. 325 м; 4 — из крупнокристаллических гнезд среди тонкоплосчатой ильменит-магнетитовой руды, скв. 25, гл. 326 м; Десовское месторождение: 5 — гистерогенный магнетит из серпентинизированной сульфидно-магнетитовой руды, скв. 18, гл. 129 м; 6 — из серпентинизированной диопсид-амфибол-магнетитовой руды, скв. 179, гл. 155 м; 7 — из паргасит-флогопит-магнетитовой руды, обр. 182-52. Анализы выполнены на рентгено-спектральном анализаторе JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниковой (1—4) и Л. Н. Поспеловой (5—7). Образцы из Десовского месторождения предоставлены А. Б. Шепелем.

обнаружить зональные скаполиты, тогда как во флогопитоносных породах они развиты повсеместно (см. приложение, фиг. 55). Плагиоклаз в этой руде встречается в раздробленных реликтовых зернах, структурно неравновесен со скаполитом, содержит тонкую пигментацию гематита, что обуславливает появление в химическом анализе железа (табл. 24). Гранат в экзоскарне Пионерского месторождения и в рассматриваемой ассоциации по составу высокожелезистый (табл. 25). Характерно его развитие в виде реакционных кайм на контакте скаполита и геденбергита (см. приложение, фиг. 56). Пироксен в ассоциации со скаполитом в этих рудах наиболее железистый.

Химический состав скаполитов, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	49,36	49,36	47,94	54,87	53,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,80	25,04	25,12	22,07	24,70
CaO	14,05	13,73	14,68	8,60	9,40
Na <sub>2</sub> O	4,86	4,92	4,16	8,62	7,80
K <sub>2</sub> O	0,93	0,95	0,85	1,03	1,0
Cl	1,04	0,99	0,91	2,13	2,4
CO <sub>2</sub> *	1,88	1,88	1,88	1,88	—
Сумма . . .	96,92	96,87	95,54	99,20	99,61

Количество катионов в пересчете на 12 (Si, Al)

Si	7,541	7,513	7,423	8,142	7,758
Al	4,459	4,487	4,577	3,858	4,242
Ca	2,294	2,230	2,437	1,363	1,473
Na	1,449	1,444	1,265	2,477	2,209
K	0,184	1,192	0,149	0,196	0,193
Cl	0,266	0,256	0,233	0,526	0,526
Ca/(Ca+Na+K)	58,4	57,7	62,9	34,4	38,0

Примечание. Звездочкой отмечено приближенное количество. 1, 2 — из вкрапленной скаполит-диопсид-андрадит-магнетитовой руды, Таежное месторождение, скв. 405, гл. 269 м; 3 — из тонкополосчатой пироксен-скаполит-магнетитовой руды, Пионерское месторождение, скв. 25, гл. 354 м; 4 — из амфибол-биотит-скаполит-магнетитовой руды, Пионерское месторождение, скв. 30, гл. 325 м; 5 — из паргасит-флогопит-скаполитовых грубозернистых агрегатов в скарне, Канкуновское рудное поле, обр. К-77. Анализ выполнен на рентгеноспектральном анализаторе JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниковой.

Специфична здесь последовательность выделения рудных минералов. Магнетит с многочисленными эксклюзионными частицами ильменита в пироксен-полевошпатовой породе сменяется магнетитом с единичными выделениями шпинели и ильменита, находящимся совместно с достаточно крупными индивидами манганойльменита (MnO = 15,44%, табл. 26, анализ 5). Оба они обрастают каймами однородного магнетита. Повышенные количества марганца в ильмените свидетельствуют о более низких температурах образования этого парагенезиса [Полтавец, 1982]. Во всех остальных рудах марганцовистость ильменита находится примерно в равном количестве.

Приведенные сведения достаточно ясно показывают, что магнетит в Алданских железорудных месторождениях очень разнообразен по микроструктуре и составу главных примесных элементов — Mg, Al, Ti, Mn. Электронно-зондовыми анализами не выявляется в них Si и Ca, присутствие которых в обычных силикатных анализах может быть обусловлено микроростками силикатов и карбонатов. Устанавливается [Шепель и др., 1981] повсеместная обогащенность магнетита магнием, особенно в ортосиликатных рудах. Это позволяет

Таблица 24

Химический состав полевых шпатов, мас. %

Компонент	1	2
SiO <sub>2</sub>	48,92	63,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,57	18,20
FeO*	0,38	0,10
CaO	15,57	0,78
Na <sub>2</sub> O	2,41	1,48
K <sub>2</sub> O	0,10	14,62
Сумма . . .	99,95	98,45

Число катионов в пересчете на 8 (O)

Si	2,232	2,957
Al	1,755	1,079
Fe	0,016	0,004
Ca	0,762	0,039
Na	0,230	0,134
K	0,005	0,867

Минералы, %

NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	23,0	12,8
CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	76,2	3,8
KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	0,5	83,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,3	0,1

Примечание. Звездочкой отмечено все железо в пересчете на двухвалентную форму. 1 — реликт плагиоклаза во вкрапленной пироксен-скаполит-андрадит-магнетитовой руде, Таежное месторождение, скв. 405, гл. 296 м; 2 — калишпат из калишпат-кварц-турмалин-паргасит-флюгонит-диоксидовых гнезд в кристаллосланце, Таежное месторождение, скв. 305, гл. 753 м. Анализы выполнены на рентгеноспектральном анализаторе JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниковой.

Таблица 25

Химический состав гранатов, мас. %

Компонент	1	2
SiO <sub>2</sub>	36,70	36,02
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,05	5,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,78	—
FeO	2,81	26,67*
MnO	0,46	1,55
MgO	—	0,06
CaO	31,70	29,64

Сумма . . . | 99,84 | 99,85

Коэффициенты кристаллохимической формулы в пересчете на 8 катионов

Si	3,017	2,998
Ti	0,019	0,025
Al	0,593	0,541
Fe <sup>3+</sup>	1,354	1,672
Fe <sup>2+</sup>	0,192	—
Mn	0,034	0,110
Mg	—	0,005
Ca	2,791	2,649

Минералы, %

Гроссуляр	21,6	15,3
Андрадит	67,7	71,0
Пироп	—	1,6
Альмандин	6,4	7,8
Спессартин	1,1	3,6
Прочие	3,2	0,7

Примечание. Звездочкой отмечено все железо в пересчете на двухвалентную форму. 1 — из гранатового экзокларна, Пионерское месторождение, обр. П4/77, анализ выполнен в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР Л. Н. Зоринной; 2 — из вкрапленной пироксен-скаполит-андрадит-магнетитовой руды, Таежное месторождение, скв. 405, гл. 296 м, анализ выполнен на рентгеноспектральном анализаторе JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниковой.

предполагать изоморфизм Fe<sup>2+</sup> → Mg, что подтверждается мёссбауэрской спектроскопией нескольких образцов из нашей коллекции, выполненных в ИНХ СО АН СССР. Атомно-абсорбци-

онным анализом (табл. 27) устанавливается обычный для магнетита набор элементов-примесей. Почти во всех пробах обнаружены марганец, ванадий, кобальт, цинк, медь, хром, а в части проб — никель и свинец. Марганец более всего концентрируется в магнетитах из апокарбонатных парагенезисов, ванадий — в метасили-

Химический состав ильменитов в рудах железорудных месторождений  
Алданского щита, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5
TiO <sub>2</sub>	47,65	50,37	47,53	47,81	50,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,27	0,04	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,01	0,01	0,37	—
FeO*	43,09	44,95	44,37	45,70	33,00
MnO	3,60	2,75	3,14	3,06	15,44
MgO	0,87	0,02	0,17	0,19	—

Сумма . . . | 95,22 | 98,36 | 95,25 | 97,13 | 99,38

## Число катионов в пересчете на 3 (O)

Ti	0,938	0,969	0,941	0,925	0,970
Al	0,001	0,009	0,002	—	—
Cr	—	—	—	0,015	—
Fe	0,946	0,960	0,979	0,984	0,699
Mn	0,080	0,060	0,070	0,068	0,331
Mg	0,035	0,002	0,008	0,008	—

## Минералы, %

FeTiO <sub>3</sub>	82,3	90,7	86,4	85,2	63,9
MnTiO <sub>3</sub>	8,0	6,0	7,0	6,8	33,1
MgTiO <sub>3</sub>	3,5	0,2	0,7	0,5	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,1	2,5	5,8	6,8	3,0
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,1	0,6	0,1	—	—
(Fe, Mg)(Cr, Al) <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	—	—	0,7	—
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—

Примечание. Звездочкой отмечено все железо в пересчете на двухвалентную форму. 1 — межзерновые выделения в серпентинизированной форстерит-магнетитовой руде, Таежное месторождение, скв. 225, гл. 277 м; 2 — из амфибол-флогопит-магнетитовой руды, Десовское месторождение, обр. 182-52 (коллекция А. Б. Шепеля); 3 — из межзерновых выделений в амфибол-биотит-скаполит-магнетитовой руде, Пионерское месторождение, скв. 30, гл. 325 м; 4 — из ильменит-пироксен-скаполит-магнетитовой руды, Пионерское месторождение, скв. 25, гл. 354 м; 5 — манганольменит из вкрапленной магнетитовой руды в пироксен-скаполит-андрадитовом скваре, Таежное месторождение, скв. 405, гл. 269 м. Анализы выполнены на рентгеноспектральном анализаторе JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниковой.

катных рудах, цинк — в самых высокотемпературных, а свинец — преимущественно в серпентинизированных разностях. Медь, кобальт и никель обнаружены в основном в сульфидосодержащих парагенезисах, а хром не проявляет заметных вариаций.

Изменчивость химического состава магнетитов не сказывается на величине параметра элементарной ячейки, которая варьирует от 8,3920 до 8,3974 Å. Большая информативность, как установлено [Мазуров и др., 1983], содержится в определении параметров тонкой

Содержание элементов-примесей в магнетитах Алданских скарновых месторождений,  $n \cdot 10^{-4}\%$ 

№ п/п	Номер пробы	Cu	Zn	Co	Ni	Pb	Cr	Mn	V
1	Ta303/224	410	109	55	17	He обн.	22	1438	306
2	Ta225/359,2	433	60	67	8	18	23	1346	42,5
3	Ta302/432	62	51	40	7	He обн.	22	1601	102
4	Ta305/845	11	139	59	17	11,5	29,5	3083	646
5	Ta302/375	4,6	246	47	He обн.	He обн.	27,5	1234	He обн.
6	Ta405/203	7	95	58	21	»	He обн.	635	359
7	У423/77	43	134	28	He обн.	»	34	969	204
8	У423/71	25	76	10	5	11	10	488	92
9	Kc6/229	35	68	36	He обн.	15	29	1561	127
10	Kc6/100	19	55	55	»	He обн.	26	1387	153
11	Kc6/318	148	39	66	15	18	23	867	170
12	Kc4/414	9	67	51	He обн.	15	25,5	643	297
13	Kc6/232	32	50	41	»	9	23	1204	297
14	П25/302	83	56	74	26	He обн.	45	653	170
15	П25/213	31	64	54	5	»	30	775	68
16	П25/265	81	60	175	61	»	29	490	42
17	П13/77	8	53	27	He обн.	»	28	337	119
18	П30	42	50	62	»	13	25,5	469	510
19	Tи175	576	66	102	60	He обн.	23	724	297
20	Э36/77	51	169	60	11	9	He обн.	731	264
21	Э38/77	48	120	71	22	9	12	824	136
22	Э3/77	17	101	44	15	13	45	3172	663

Примечание. Характеристика пробы, 1—22 — руда: 1 — пироксен-амфибол-магнетитовая, 2 — диоксид-флогопит-форстерит-магнетитовая, 3 — шпинель-форстерит-карбонатно-магнетитовая, 4 — форстерит-кальцит-магнетитовая, 5 — форстерит-флогопит-магнетитовая, 6 — амфибол-скаполит-сульфидно-магнетитовая, 7 — пироксен-флогопит-магнетитовая, 8 — пироксен-биотит-магнетитовая, 9 — серпентин-форстерит-магнетитовая, 10 — диоксид-флогопит-паргасит-магнетитовая, 11 — диоксид-паргасит-магнетитовая, 12 — пироксен-скаполит-магнетитовая, 13 — диоксид-магнетитовая, 14 — пироксен-скаполит-сульфидно-ильменит-магнетитовая, 15 — амфибол-скаполит-магнетитовая, 16 — амфибол-пироксен-скаполит-магнетитовая, 17 — андрацит-амфибол-магнетитовая, 18 — биотит-амфибол-скаполит-магнетитовая, 19 — пироксен-флогопит-паргасит-магнетитовая, 20 — гиперстен-магнетитовая, 21 — шпинель-гиперстен-магнетитовая, 22 — флогопит-пироксен-магнетитовая. Анализы выполнены на атомно-абсорбционном анализаторе SP-9 в ИГиГ СО АН СССР А. С. Бобровой. Пробы с индексом Та отобраны на Таежном, У — Утомительном, Кс — Комсомольском, П — Пионерском, Ти — Тинском, Э — Эмельдякском месторождениях.

кристаллической структуры — среднего размера блоков когерентного рассеяния (БКР) и относительного среднеквадратичного микроискажения (Ми). В специально подобранной серии кристаллов, отвечающей переходу от самых ранних к более поздним минеральным ассоциациям, установлены следующие тенденции. В магнезиально-скарновых рудах наименьшим размером БКР и максимальными Ми обладают кристаллы магнетита из фассаит-форстерит-магнетитовой руды тонкополосчатой текстуры полигонально-зернистой структуры (см. табл. 6, обр. 13). Большой размер БКР по сравнению с ним и меньшие Ми выявлены в кристаллах магнетита из вкрапленной шпинель-форстерит-карбонатно-магнетитовой руды (образец 14). В образце 15, отобранном из флогопитизированной вблизи гнейсогранитов форстерит-магнетитовой руды, размер БКР еще больше, но Ми выше. Наиболее совершенная структура характерна для кристал-

лов магнетита из гигантозернистых флогопит-диопсид-магнетитовых руд (образец 16), где размер БКР максимален, а Ми минимальны. Сопоставление результатов показывает, что в этом типе руд ясно выражена тенденция повышения совершенства структуры кристаллов магнетита при переходе от прогрессивных к регрессивным минеральным ассоциациям. Возможно, причина заключается в том, что в поздние стадии сюда не поступали новые массы рудного вещества, а происходила лишь перекристаллизация ранее образованных руд.

В скаполит-магнетитовом типе руд характерны иные соотношения. Здесь кристаллы из ранней диопсид-скаполит-ильменит-магнетитовой ассоциации (образец 17) имеют несколько больший размер БКР и меньше Ми, чем из поздней — паргасит-биотит-магнетитовой (образец 18), т. е. в известной мере подтверждается перемещение, привнес рудных масс.

**Акцессорные рудные минералы вмещающих пород.** Характерной особенностью Алданских скарных месторождений является наличие магнетита почти во всех разностях горных пород, встречающихся в рудных полях и за их пределами. Этим они отличаются от месторождений фанерозойских складчатых областей, где повсеместно картируются «осветленные» околорудные породы, лишенные акцессорного магнетита. Представляет интерес, в какой мере и какими особенностями состава и структуры отличаются акцессорные и рудные магнетиты и тесно связанные с ними минералы — ильменит и шпинель.

Во всех наиболее распространенных пироксен-амфибол-плагноклазовых и гиперстен-диопсид-альмандин-биотит-калишпат-плагноклазовых кристаллических сланцах наряду с гистерогенными однородными ильменитами и магнетитами, локализованными в пределах претерпевших распад зерен силикатов, встречается акцессорный магнетит сложного внутреннего строения. Распределен он обычно в промежутках зерен главных пороодообразующих минералов; местами, где количество его достигает 15%, проявлена сидеронитовая структура. В микроструктурном отношении магнетит из упомянутых кристаллических сланцев близок к магнетитам магнезиально-скарновых руд. В магнетитовой матрице повсеместно присутствуют включения шпинели и ильменита. Последний чаще всего формирует также самостоятельные зерна (см. приложение, фиг. 57), крупные пластинки, сростания которых с магнетитом образуют характерную сэндвич-структуру, типичную для метаморфических пород. Шпинель обычно представлена тонкими ламеллями, ориентированными по (100) магнетита, причем количество ее значительно меньше, чем в рудных магнетитах. Обычны выделения шпинели по границам с силикатами, а также между магнетитом и крупными ламеллями ильменита. В кварц-биотит-силлиманит-кордиеритовых кристаллосланцах магнетит, содержащий многочисленные выделения шпинели, тесно ассоциируется с ильменитом, содержащим ламелли гематита и рутила. При большом увеличении видны два морфологических типа сростаний ламеллей ильменита и гематита: крупные и мелкие (см. приложение, фиг. 58), свидетельствующие о ступенчатом распа-

де твердого раствора. В некоторых ламеллях гемойльменита есть рутил. В силлиманит-кордиерит-кварцевых сланцах обычны графические выделения герцинита в магнетитах на контакте с кварцем (см. приложение, фиг. 59). В энергетическом спектре ламеллей и межзерновых выделений экссолюционных шпинелей мало магния, т. е. все они по составу отвечают герциниту.

В кальцифирах за пределами рудных полей магнетитовых месторождений акцессорные магнетиты встречаются в единичных зернах, очень мелких по размеру, неоднородных, содержащих также единичные выделения шпинели и ильменита. Отдельные мелкие зерна оптически гомогенны, но в энергетическом спектре их устанавливается так же, как и в других магнетитах, наличие магния, титана, алюминия, марганца и других элементов-примесей.

Микроструктурные особенности магнетитов и ильменитов в кристаллических сланцах иджакской свиты и района Сутамо-гонамской группы железистых кварцитов, метаморфизованных также в гранулитовой фации и претерпевших диафторез амфиболитовой фации, подобны рассмотренным выше, но в количественном отношении обычно содержат больше обособленных зерен ильменита, что связано с первичными различиями в составе пород. В некоторых образцах установлена преимущественная ориентировка тонких ламеллей шпинели в одном направлении, вдоль удлинения зерен, а более раннего ильменита, окаймленного герцинитом — ортогонально рассланцовке. Вероятно, ориентирующее влияние оказалось здесь рассланцевание, синхронное распаду твердых растворов. Интересные микроструктуры имеют акцессорные оксиды в альмандиновом гнейсе с графитом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом. В мелких зернах проявлена сэндвич-структура ильменит-магнетитовых зерен. В крупных кристаллах во внешних зонах наблюдается шпинель-ильменитовая графика, а внутри — сложные решетчатые структуры распада. Внутри блоков, разделенных крупными ламеллями ильменита по (111) магнетита, развита тонкая сеть ламеллей ильменита по (100), т. е. псевдоморфоз по ульвиту. Это единственная находка такой структуры в кристаллических сланцах и вообще в метаморфических породах, насколько это известно. Появление ульвита обусловлено высокой восстановленностью системы, содержащей графит и сульфиды.

Судя по микроструктурным соотношениям оксидов железа, в метаморфических толщах существовала неоднородность в отношении окислительно-восстановительных условий. В метабазитах и части метапелитов они находились на уровне ильменит-магнетитового буфера, в метапелитах — ильменит-гематитового, а в толщах, содержащих графит и сульфиды, — в наиболее восстановительной области — на уровне вюстит-магнетитового буфера. Переслаивание разнородных толщ, возможно, свидетельствует об их значительной буферной емкости и инертном поведении кислорода.

Изучение магнетитов из железистых кварцитов и вмещающих кристаллических сланцев месторождений Чаро-Токкинского района в западной части Алданского щита показало, что магнетиты пород

Химический состав магнетитов из кристаллических сланцев железорудных месторождений Алданского щита, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,14	0,22	0,29	0,09	0,36	0,18	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	0,20	0,41	0,27	0,32	0,64	0,34	0,06
FeO*	94,12	92,42	94,67	93,23	92,48	91,74	91,70	92,18
MnO	0,17	0,19	0,16	0,16	0,20	0,24	0,11	0,19
MgO	—	0,17	0,02	—	—	0,02	0,10	—
Сумма . . .	94,94	93,12	95,48	93,89	93,09	93,00	92,43	92,50

Число катионов в пересчете на 4 (O)

Ti	0,014	0,005	0,005	0,006	0,002	0,010	0,007	0,002
Al	0,012	0,009	0,018	0,012	0,014	0,029	0,014	0,005
Fe	2,967	2,970	2,968	2,975	2,977	2,952	2,970	2,986
Mn	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,008	0,002	0,007
Mg	—	0,009	0,002	—	—	0,001	0,007	—

Минералы, %

FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	97,8	98,1	98,0	98,3	98,4	97,5	98,6	99,0
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	0,4	—	—	—	—	—	—
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	0,4	0,2	—	—	0,1	0,7	—
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,2	0,7
FeTiO <sub>3</sub>	0,9	0,3	0,4	0,4	0,2	0,7	0,5	0,1
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,6	0,1	0,7	0,6	0,7	0,9	—	0,2

Примечание. Звездочкой отмечено все железо в пересчете на двухвалентную форму. 1 — из гиперстен-альмандин-кварц-биотитового кристаллосланца, Таежное месторождение, скв. 302, гл. 156 м; 2 — из пироксен-роговообманково-полевошпатового сланца, Таежное месторождение, скв. 225, гл. 43 м; 3 — из основного кристаллосланца, Сутамское месторождение, обр. 143а; 4 — из ильменит-титаномангнетитовых гнезд с графитом, пирротин, халькопиритом и сфалеритом в альмандиновом гнейсе, Сутамское месторождение, обр. 145; 5 — из основных кристаллосланцев, Сутамское месторождение, обр. 159; 6 — из основного кристаллосланца, Сутамское месторождение, обр. 155; 7 — из калишпат-альмандин-гиперстен-биотитового кристаллосланца, Ималькское месторождение, скв. 1034, гл. 122 м; 8 — из кварц-кунгиттонитового сланца, Тарынахское месторождение, скв. 7, гл. 545 м. Анализы выполнены на рентгеноспектральном анализаторе JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниговой (1, 2, 7, 8) и Л. В. Усовой (3—6).

и руд амфиболитовой фации и зон ультраметаморфизма характеризуются наличием выделений ильменита и шпинели, образующих типичные структуры распада твердого раствора. По составу твердофазные выделения, ориентированные по кубу, соответствуют шпинели галаксит-герцинитового ряда, а ориентированная по октаэдру — ильмениту и марганцовистому ильмениту. В рудах и сланцах эпидот-амфиболитовой фации магнетит не имеет твердофазных выделений, что обусловлено более низкими температурами образования. По химическому составу магнетит в кристаллических сланцах (табл. 28) содержит значительно меньше магния и близкие количества марганца, алюминия и титана по отношению к рудообразующему. На графике в координатах шпинель — магнетиоферрит (рис. 4) они

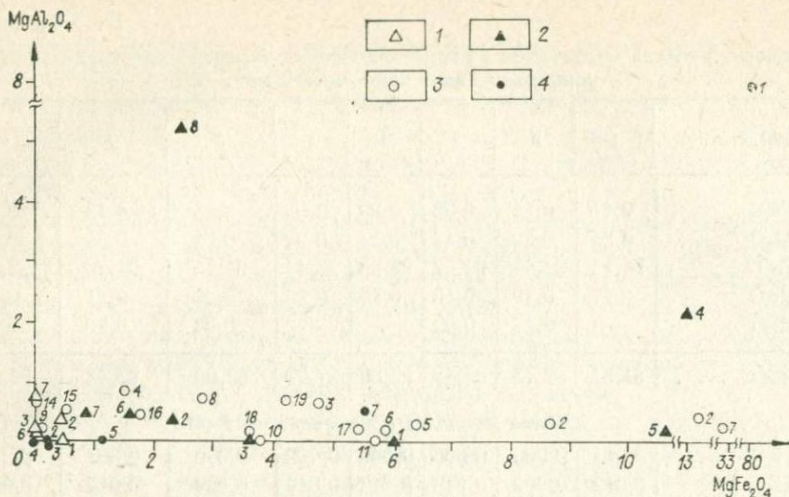


Рис. 4. Соотношение примесных минералов в магнетитах Алданских скарново-магнетитовых месторождений.

1 — из кристаллических сланцев (см. табл. 28); 2 — из Эмельджакского района (см. табл. 15); 3 — из Леглиерского района (см. табл. 16); 4 — из Дес-Сиваглинского района (см. табл. 22).

занимают ограниченное поле вблизи начала координат. Пересчет химических анализов на минералы позволяет выделить только десятые доли процента примесных компонентов. Ильменит в магнезиально-скарновых и скаполит-магнетитовых рудах близок по составу к ильмениту из кристаллических сланцев (см. табл. 26; табл. 29). В обоих небольшое количество магния и переменное — марганца. На диаграмме компонентного состава (рис. 5) обособлены маломарганцовистые ильмениты кристаллосланцев Сутамского и Чаро-Токкинского районов и высокомарганцовистые марганцоильмениты из руды в пироксен-скаполит-андрадитовом скарне Таежного месторождения и пирофанит Ималыкского месторождения.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что магнетиты и ильмениты руд и вмещающих пород в Алданских месторождениях изоструктурны, что может быть объяснено изофациальностью условий их образования в отношении главных физико-химических параметров — температуры и давления.

**Сульфидная минерализация в рудах Алданских скарново-магнетитовых месторождений.** Железные руды рассматриваемых месторождений в большинстве своем комплексные: наряду с магнетитом — главным рудным минералом — в них присутствуют минералы, содержащие ряд полезных компонентов. Несмотря на небольшое содержание, извлечение их экономически выгодно и целесообразно: оно позволит более полно утилизировать продукты переработки и избежать потерь ряда ценных металлов и минералов. Не касаясь возможности использования серпентина, доломита, форстерита и другого сырья, обратим внимание на сульфидную минерализацию, за-

Химический состав ильменитов из вмещающих кристаллических сланцев железорудных месторождений Алданского щита, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO <sub>2</sub>	46,26	46,19	46,15	49,65	52,68	50,80	52,15	51,63	52,11	53,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,7	0,17	0,02	0,03	0,52	0,04	—	0,01	0,11	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,01	0,18	0,10	0,08	—	—	—	0,07
FeO*	49,53	49,29	51,46	50,38	45,18	45,57	47,31	47,06	47,53	3,88
MnO	3,55	3,80	0,79	0,48	1,14	4,00	0,51	0,79	0,79	41,14
MgO	0,11	0,06	0,23	0,03	0,03	0,05	—	0,04	0,04	0,42
Сумма . . .	99,52	99,51	98,66	100,75	99,65	100,54	99,97	99,53	100,48	98,68

## Число катионов в пересчете на 3 (O)

Ti	0,876	0,873	0,881	0,993	1,002	0,954	0,990	0,983	0,984	1,018
Al	0,003	0,006	—	0,001	0,015	0,003	—	—	—	—
Cr	—	—	—	0,002	0,002	0,003	—	—	—	0,001
Fe	1,041	1,035	1,095	1,052	0,955	0,953	1,000	0,998	0,998	0,081
Mn	0,076	0,082	0,016	0,010	0,024	0,084	0,010	0,017	0,017	0,885
Mg	0,004	0,004	0,008	0,002	0,002	0,003	—	0,002	0,001	0,015

## Минералы, %

FeTiO <sub>3</sub>	79,5	78,7	85,7	93,3	94,9	87,0	98,0	96,4	96,6	8,1
MnTiO <sub>3</sub>	7,6	8,2	1,6	1,0	2,4	8,4	1,0	1,7	1,7	88,5
MgTiO <sub>3</sub>	0,4	0,4	0,8	—	—	—	—	0,2	0,1	1,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,4	12,4	11,9	5,5	—	4,2	1,0	1,7	1,6	—
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,1	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—
(Fe, Mg)(Cr, Al) <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	—	—	0,2	0,8	0,4	—	—	—	0,1
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	1,9	—	—	—	—	1,8

Примечание. Звездочкой отмечено все железо в пересчете на двухвалентную форму. 1 — из гиперстен-альмандин-кварц-биотитового сланца, Таежное месторождение, скв. 302, гл. 156 м; 2 — из пироксен-роговообманково-полевошпатового кристаллосланца, Таежное месторождение, скв. 225, гл. 43 м; 3 — из основного кристаллосланца, Сутамское месторождение, обр. 143а; 4 — из ильменит-титаномагнетитовых гнезд с графитом, пирротином, халькопиритом и сфалеритом в альмандиновом гнейсе, Сутамское месторождение, обр. 145; 5 — ламелль ильменита в титаномагнетите, 6 — обособленное зерно ильменита из основных кристаллосланцев, Сутамское месторождение, обр. 159; 7 — ильменит из калишпат-альмандин-гиперстен-биотитового кристаллосланца, Ималькское месторождение, скв. 1034, гл. 122 м; 8, 9 — из кварц-куммингтонитового сланца, Тарынахское месторождение, скв. 7, гл. 545 м; 10 — пиррофанит из пироксенового кристаллосланца, Ималькское месторождение, скв. 1021, гл. 423 м. Образцы 3—6 переданы для изучения автору Н. В. Поповым, 7, 10 — А. Г. Гузманом, 8, 9 — П. А. Калугиным и Г. А. Третьяковым. Анализы выполнены на рентгеноспектральном анализаторе JXA-5А в ИГиР СО АН СССР О. Г. Хмельниковой (1, 2, 7—10), Л. В. Усовой (3—6).

кономерности ее размещения и состав главных полезных элементов-примесей — кобальта и никеля.

Систематизация имеющихся в литературе немногочисленных сведений о сульфидах в рудах региона [Железные руды..., 1960; Маракушев, 1958; Пухарев, 1959; Шабынин, 1978] и наблюдения автора позволяют считать, что в первом приближении здесь выде-

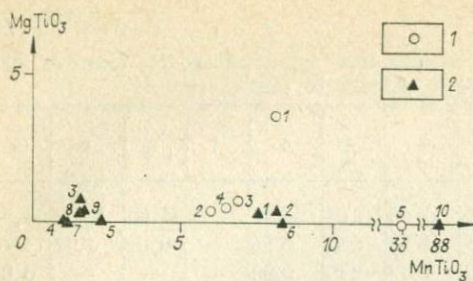


Рис. 5. Соотношение примесных минералов в ильменитах Алданских месторождений.

1 — из руд (см. табл. 29); 2 — из кристаллических сланцев (см. табл. 28).

ляются две крупные эпохи сульфидного минералообразования: первая — составное звено главного рудообразующего цикла, когда была сформирована основная масса магнетитовых руд; вторая — проявленная в значительно меньшем масштабе и синхронная становлению комплекса мезозойских щелочных и щелочно-земельных сиенитов и сиенит-порфиров.

Присутствие в форстерите наряду с магнетитом включений пирротина с халькопиритом и пентландитом свидетельствует о том, что наряду со стадией сульфидного оруденения, следующей на регрессивном этапе за стадией окисных руд, существовала стадия сульфидной минерализации прогрессивного этапа. Возможность образования пирротина в условиях низкоградиентного регионального метаморфизма в результате термальной дегидратации гипса показана Холлом [Hall, 1982], обнаружившим кварц-доломит-пирротиновые псевдоморфозы по гипсу.

Сульфидные минералы — пирротин, пирит, халькопирит, марказит и другие — в относительно повышенных количествах встречаются главным образом в участках рассланцевания, перекристаллизации и обогащения магнетитовых руд такими минералами преобразованных магнезиальных скарнов, как флогопит, паргасит, тремолит, серпентин, клиногумит. В слабоизмененных разностях форстерит-магнетитовых руд сульфиды почти отсутствуют. В кристаллических сланцах рудовмещающей толщи сульфиды совмещены с жильными пироксеновыми скарнами, окаймленными роговообманково-биотитовыми (флогопитовыми) оторочками, а также сосредоточены в зальбандах кварц-полевошпатовых (местами с турмалином) пегматитных обособлений. Тесная приуроченность сульфидов к зонам дробления особенно наглядна в тонкополосчатых пироксен-скаполит-магнетитовых рудах Пионерского месторождения, где названные руды пересекаются штокверком биотит-амфибол-магнетитовых жил с ортитом, пирротинном, пиритом и халькопиритом.

При изучении руд в шлифах можно выделить несколько генераций каждого сульфида. Так, согласно микроструктурным соотношениям, пирротин — самый ранний из сульфидов в большинстве парагенезисов, наложенных на магнетитовые руды, но в то же время в ряде других мест он предваряется кристаллизацией пирита, так как последний заключен в нем в виде мелких реликтов. По степени распространенности преобладает генерация пирротина, тесно ассоциирующаяся с железистым флогопитом и роговой обманкой (иногда с паргаситом), с которой почти повсеместно встречается халькопирит,

Здесь же можно проследить все этапы псевдоморфного развития пирита по пирротину с появлением марказита как промежуточной фазы. В некоторых местах марказит встречается и самостоятельно. Среди пиритов в количественном отношении преобладает крупнозернистый, более поздний, чем остальные сульфиды, и образующий хорошо оформленные кристаллы. Пирротин и пирит встречаются во всех породах в виде вкрапленности, местами они образуют гнезда до нескольких сантиметров в поперечнике и в меньшей мере формируют прожилки. Часто наблюдаются метакристаллы, изометричные выделения. Иногда можно видеть ясно выраженные структуры замещения сульфидами магнетита и нерудных минералов.

В контактовых зонах с мезозойскими дайками сиенит-порфиrow сульфиды входят в состав эцидот-актинолит-альбитовых пропилитизированных пород, слагающих жилки, гнезда и пятнистые обособления. Здесь распространен преимущественно пирит, а пирротин и другие сульфиды встречаются спорадически.

Главные из элементов-примесей в наиболее распространенных минералах — пирротине и пирите — кобальт и никель. Результаты исследований, выполненных по образцам на лазерном микроспектральном анализаторе, приведены в табл. 30 и 31. Точность определения малых количеств кобальта, никеля и других элементов составляла при этом 15—25 отн. %, граница обнаружения кобальта — 0,01 %, никеля — 0,005 %.

Проанализированные пробы относятся в основном к образованиям первого регрессивного этапа, и лишь единичные принадлежат ко второму. Устанавливается определенная зависимость количества кобальта в пиритах и пирротинах от типа парагенезиса. Минимальные концентрации кобальта присущи пиритам слабоизмененных руд, размещенных в апокарбонатных зонах, а максимальные — пиритам и пирротинам, находящимся в парагенезисе с железистым флогопитом (биотитом) и амфиболами, входящими в комплекс преобразованных или жильных магнезиальных скарнов рудной зоны. Наиболее богаты кобальтом пириты месторождений Сивагли и Пионерского.

Количество никеля в пиритах от 0,01 до 0,09 %, а в пирротинах — от 0,03 до 0,1 %. В пирротинах Алданских месторождений известны твердые включения пентландита и других собственных минералов никеля [Железные руды..., 1960]. В пиритах количество никеля повсеместно меньше, чем в пирротинах, но общая никеленосность пиритов Алданских месторождений довольно высокая. Не исключено, что это следствие унаследованности пиритом элементов-примесей, свойственных пирротину при псевдоморфном замещении им последнего [Дымкин, Николаев, 1974]. Вероятно, низкая миграционная способность никеля в этих условиях является его важной геохимической чертой. Собственных минералов никеля, содержащихся в виде включений в пирите, при минераграфическом изучении не обнаружено. В целом вариации количества никеля в пирротинах из разных парагенезисов не столь значительны. Повышенное содержание никеля присуще пирротинам железных руд Эмельджакского

## Содержание кобальта и никеля в пиритах Алданских скарновых железорудных месторождений, %

Номер пробы	Co	Ni	Минеральная ассоциация, порода
Э33/77	0,03	0,03	Форстерит-магнетитовая руда с вкрапленностью пирита, халькопирита и пирротина
Та229/390	0,02	—	Биотит-роговообманково-плагноклазовый кристаллосланец с вкрапленностью магнетита, пирита и пирротина
Кс6/338	0,01	0,02	Серпентин-магнетитовая руда с вкрапленностью пирита
Кс6/324	0,02	0,04	Крупнокристаллический пироксеновый скарн с вкрапленностью пирита, халькопирита и пирротина
Л121/40	0,01	0,01	Диоксид-флогопит-магнетитовая руда с вкрапленностью пирита и халькопирита
Л121/60	0,2	0,02	Клиногумит-магнетитовая руда с халькопиритом и пиритом
Л122/86	0,1	0,04	Вкрапленность пирита и магнетита в роговообманковом гнезде среди мигматит-гранита
Тп175/128	0,4	0,02	Флогопит-магнетитовая руда с вкрапленностью пирита, халькопирита и пирротина
П25/290	0,04	0,05	Тонкопосочная пироксен-скаполит-магнетитовая руда с вкрапленностью пирита
П25/302	0,2	0,06	Амфибол-скаполит-магнетитовая руда с вкрапленностью пирита и пирротина
П25/250	0,2	0,03	Окварцованная амфибол-магнетитовая руда с вкрапленностью халькопирита, пирита и пирротина
П25/250а	0,4	0,03	Вкрапленность пирита, халькопирита и пирротина в кварцевом гнезде
Кс6/377	0,2	0,02	Вкрапленность пирита, халькопирита и пирротина в амфибол-пироксен-магнетитовой руде
Кс6/314	0,2	0,02	Вкрапленность пирита и пирротина в амфибол-пироксен-магнетитовой руде
С126/22	0,5	0,04	Вкрапленность пирита в мартитизированной хлорит-амфибол-магнетитовой руде
С126/21	0,4	0,02	Вкрапленность пирита и халькопирита в хлорит-магнетитовой руде
П25/354г	0,4	0,02	Гнезда пирита и пирротина вместе с биотитом и амфиболом в пироксен-скаполит-магнетитовой руде
П25/354в	0,1	0,09	Актинолит-пиритовое гнездо в пироксен-скаполит-магнетитовой руде
Кс6/107	0,02	—	Кварц-эпидот-кальцитовые гнезда с единичными зернами пирита
П65/70	0,01	0,03	Вкрапленность пирита в эпидот-актинолит-альбитовой пропилитизированной породе
П25/319	—	0,03	Эпидот-кварц-кальцитовое зерно среди пропилитизированной породы с единичными кристаллами пирита
П12/77	0,05	0,04	Эпидот-хлорит-пиритовое гнездо в кальцифоре

Примечание. Пробы с индексом Э отобраны из Эмельджанского, Та — Таежного, Кс — Комсомольского, Л — Легниерского, Тп — Тинского, С — Сивагли, П — Пионерского месторождений. Анализы выполнены на лазерном анализаторе LMA-1 в ИГиГ СО АН СССР А. Д. Киреевым, С. Н. Портнягиным.

## Содержание кобальта и никеля в пирротинах Алданских скариновых железорудных месторождений, %

Номер пробы	Co	Ni	Минеральная ассоциация, порода
Э32/77	0,04	0,1	Хлоритизированная пирротин-магнетитовая руда
Э34/77	0,03	0,03	Альмандиновый гнейс с вкрапленностью пирита и пирротина
Та225/42	0,09	0,07	Жильная пирротин-магнетитовая руда в амфибол-биотит-плагиоклазовом кристаллосланце
Та229/390	0,01	0,03	Вкрапленность пирротина в амфибол-биотит-полевошпатовом кристаллосланце
Кс6/377	0,05	0,04	Вкрапленность пирита, пирротина и халькопирита в амфибол-пироксен-магнетитовой руде
Кс6/314	0,05	0,05	Вкрапленность пирита и пирротина в амфибол-пироксен-магнетитовой руде
Кс6/324	0,02	0,07	Крупнокристаллический пироксеновый скарн с вкрапленностью пирита, халькопирита и пирротина
П30	0,1	0,07	Биотит-амфибол-магнетитовые гнезда и жилы с пирротинном среди тонкополосчатой пироксен-скаполит-магнетитовой руды
П25/250	0,1	0,06	Окварцованная амфибол-магнетитовая руда с вкрапленностью халькопирита, пирита и пирротина
П25/302	0,09	0,05	Амфибол-скаполит-магнетитовая руда с вкрапленностью пирита и пирротина

Примечание. См. табл. 30.

месторождения, относимых к проявлениям магматической стадии [Шабынин, 1978].

Кобальт и никель концентрируются в пиритах и пирротинах рудных залежей, т. е. в участках максимальных и длительно проявленных метасоматических преобразований. В удалении от рудных зон пириты и пирротины содержат эти элементы в меньших количествах.

Выявленное повышенное содержание кобальта и никеля в сульфидных включениях в рудах, при достаточно высокой их общей массе требует более полной оценки их как комплексного сырья.

**Физико-химические условия метаморфизма и метасоматоза** на самом крупном в формации Таежном месторождении обстоятельно исследованы Н. Н. Перцевым [1977]. Поскольку в этом объекте сосредоточены практически все известные в регионе породы и руды, то установленные им параметры характеризуют развитие рудообразующих систем на всех месторождениях. Используя сведения о химическом составе минералов, Н. Н. Перцев [1977] на основе диаграмм фазового соответствия Л. Л. Перчука и других исследователей проследил эволюцию температуры, давления, фугитивности летучих компонентов. Полученные им цифры находятся в соответствии с более поздними термометрическими данными Н. В. Попова [1980], основанными на усовершенствованном двупироксеновом термометре Л. Л. Перчука, а также согласуются с результатами изучения расплавных включений в мигматитах [Томиленко, Чупин, 1983]. Сле-

дует заметить, что оценки, сделанные на основе химизма минералов, изучения расплавных и газовой-жидких включений, не в полной мере учитывают эпигенетические преобразования, которые обуславливают ошибки неопределенного знака. В частности, изучение текстурно-структурных особенностей руд показывает, что все они в процессе длительного и медленного охлаждения приобрели равновесную полигональную структуру; повысилось совершенство тонкой кристаллической структуры (увеличились размеры блоков когерентного рассеяния и уменьшились микроискажения), произошло обособление примесей в виде твердофазных выделений или сегрегатов в дефектных областях внутри зерен и на межзеренных границах. В железосодержащих силикатах при исследовании в отраженном свете повсеместно выявляются гистерогенные магнетит и (или) ильменит. Еще более глубокие структурные и химические преобразования устанавливаются при электронно-микроскопическом изучении.

Наиболее правдоподобны оценки физико-химических параметров, полученные для пород и руд регрессивных стадий. Систематических, достаточно разработанных, но пока весьма трудоемких термобарогеохимических исследований на железорудных месторождениях Алданского щита пока не проводилось. Выполненные автором единичные замеры температур гомогенизации газовой-жидких включений в скаполитах, пироксенах, амфиболах и в кварце из руд регрессивных стадий дали следующие результаты. Температуры гомогенизации первичных включений в минералах пироксен-скаполит-магнетитовых руд Пионерского и Таежного месторождений составляют 710—680°C (без поправки на давление), амфибол-биотит-скаполит-магнетитовых — 660—590°C. В крупнозернистых флогопит-диопсид-паргаситовых рудах Комсомольского, Таежного и Десовского месторождений они составляют 660—580°C, а в послерудных пегматоидных кварцевых жилах — 525—425°C.

По-видимому, нижней оценкой температур отложения метасоматических руд должны быть температуры кривой сольвуса системы шпинель — ильменит — магнетит, так как все магнетиты, за исключением гистерогенных, представляют собой смешанные кристаллы. Вероятно в качестве нижней оценки могут быть приняты цифры порядка 580—660°C, отвечающие кристаллизации самого низкотемпературного рудного парагенезиса — амфибол-биотит-скаполит-магнетитовых руд и близких к кривой сольвуса упомянутой системы. Верхней оценкой метасоматического рудообразующего процесса могут быть параметры плаггиомигматизации, диафтореза амфиболитовой фации. Температуры гомогенизации расплавных включений в кварце анатектитов верхнеалданской свиты составляют 780—830°C [Томиленко, Чупин, 1983], а последние порции пегматитового расплава и отделившегося от него флюида (по данным изучения солевых позднемагматических включений в пегматитах) образованы при 600—700°C с учетом поправки на давление около 100°C. По биотит-гранатовому термометру повсеместно на всей территории щита фиксируются температуры 600—730°C [Попов, 1980]. Н. Н. Перцев [1977] для скарнов магматического этапа дает оценку температуры,

соответствующей температуре гранитизации, в 700—750°C. По-видимому, наиболее оптимальной будет оценка интервала рудообразования 750—600°C. Параметры прогрессивного метаморфизма гранулитовой фации Алданского щита следующие:  $T = 850\text{—}900^\circ\text{C}$ ,  $P = 7\text{—}8$  кбар [Добрецов, Попов, 1981], а прогрессивного метаморфизма и диафтореза амфиболитовой фации — 600—730°C, 6—7 кбар.

**Элементы геолого-генетической модели.** Суммируя все известные сведения по геологии, петрологии и вещественному составу руд Алданских скарново-магнетитовых месторождений, можно заключить, что в целом они представляют собой звенья единой длительно развивавшейся докембрийской рудообразующей системы. Наряду с признаками общности каждое из них обладает и рядом отличий. Они неоднородны по условиям регионального метаморфизма, положению в зонах ореолов гранито-гнейсовых куполов, количественным соотношениям пород и руд.

Накопление рудных масс обусловлено сложным сочетанием процессов дометаморфического этапа, прогрессивного регионального метаморфизма и сопровождающего его метасоматоза, гранитизации и преобразований регрессивного этапа. О начале развития рудообразующей системы, условиях формирования сингенетичных карбонатно-вулканогенных микрорудных фаций можно судить лишь по аналогии с фанерозойскими областями. Прямых свидетельств этому нет, а приводимые в качестве первично-седиментогенных элементы строения скарново-рудных залежей, литолого-стратиграфические сочетания, текстуры магнезиально-скарновых руд и другие признаки являются вторичными, отражающими всю сложную историю развития, а не только ее начальный этап.

Второй фрагмент дометаморфической истории связан со становлением массивов габбро-плагиогранитной формации. Не исключена принципиальная возможность формирования железоносных и бороносных магнезиальных скарнов с этим сложным магматическим комплексом в Дес-Сиваглинском и Леглиерском районах [Энтин, 1971; Энтин, Киселев, 1969]. Отсутствие критериев отличия продуктов прогрессивного и регрессивного метаморфизма высоких фаций не позволяет с уверенностью решить этот вопрос.

Следующие этапы прогрессивного метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации — определяющие в создании структуры района и размещения месторождений. Существуют разногласия в оценке времени и условий минералообразования в прогрессивном этапе, и, в частности, неясно, осуществлялись ли метаморфические реакции последовательно или только «на пике» метаморфизма. Наличие в форстерите включений сульфидов и магнетита может быть объяснено появлением их в прогрессивном этапе.

Ранние парагенезисы руд и кристаллических сланцев принадлежат по  $PT$ -условиям гранулитовой фации в Леглиерском и Эмельджакском районах и амфиболитовой фации в Дес-Сиваглинском районе. Образование рудных залежей происходило в участках реакционного взаимодействия контрастных по химическому составу доло-

митов и базитов (шпинель-форстерит-фассаит-магнетитовые и шпинель-гиперстен-магнетитовые руды) либо в участках расщепления первично-магматических пород, обогащенных рудным веществом (пироксен-скаполит-ильменит-магнетитовые руды). Благоприятным структурообразующим фактором являлась декарбонатизация доломитов. Максимум рудоотложения совпадал, по-видимому, с плаггиомигматизацией. Об этом свидетельствует тенденция увеличения количества эксслюзионного ильменита в магнетитах тех участков залежей, которые примыкают к мигматизированным метабазитам, а также подобие микроструктуры и фазового состава магнетита в рудах и кристаллосланцах.

На регрессивном этапе интенсивно формируются гидратированные магнезиально-скарновые парагенезисы, известковые скарны и связанные с ними руды. Зоны диафтореза местами секущие по отношению к ранее сформированным пластообразным залежкам. В них происходили регенерация и переотложение магнетита, новые генерации которого либо формируют самостоятельные скопления, либо слагают каймы регенерации магнетитов прогрессивного этапа.

Калиевые мигматиты, развитые вблизи контакта с крупными массами реоморфических гранитов, послерудные. С этим этапом связана гипогенная мартитизация, степень которой увеличивается в скарново-рудных залежах, находящихся в зоне артеритовых калиевых мигматитов. Это прослеживается в юго-восточной части Таежного месторождения, в промежутке между Таежным и Магнетитовым месторождениями. Вероятно, гипогенной мартитизацией обусловлено формирование Гематитового месторождения, в рудах которого сохраняется титан в виде эксслюзионных выделений ильменита, а в единичных образцах встречены реликты магнетита.

На ряде месторождений (Сивагли, Пионерское, Комсомольское) проявлена гипергенная мартитизация, рудные залежи частично разрушены в предкембрийский момент истории. Эндогенные преобразования, связанные с внедрением даек мезозойских сиенит-порфиров, ограничены приконтактными зонами шириной в первые метры.

В отдельных месторождениях встречаются руды одного или нескольких этапов рудообразующего процесса. Наибольшими запасами в рассматриваемой формации обладают месторождения, где в составе рудовмещающих толщ многократно чередуются контрастные по составу карбонатные и основные породы и где многократно проявлен широкий спектр эндогенных процессов. Например, на самом крупном Таежном месторождении есть магнезиально-скарновые руды прогрессивного и регрессивного этапов, а также скаполит-магнетитовые, известково-скарновые и гидросиликатовые. В этом отношении можно провести аналогию со скарново-магнетитовыми формациями фанерозойских складчатых областей и зон активизации, на месторождениях-гигантах которых намечаются переходы от сингенетических магматических и вулканогенно-осадочных к эпигенетическим скарновым рудам и где неоднократно проявлены эндогенные процессы, способствовавшие перегруппировке и локальному обогащению рудного вещества.

В последние годы появились представления о близости условий формирования и структурной позиции месторождений Алданской скарновой железорудной формации и месторождений Чаро-Токкинской кремнисто-железистой формации. Г. Н. Киселев и В. М. Кравченко [1979] выявили ряд признаков сходства и различия. Некоторой общностью строения обладают и магнетиты этих руд, особенно из одинаковых по уровню метаморфизма ассоциаций. По мнению автора, существенные отличия этих двух формаций заключаются в приуроченности к различным геологическим структурам, сформированным на разных этапах развития данного блока земной коры. Если проводить аналогию с фанерозойскими складчатыми областями, то можно сказать, что скарновые месторождения приурочены к подвижным зонам доорогенного этапа развития, в то время как железистые кварциты Чаро-Токкинского района — к троговым структурам орогенного этапа. В Алданском районе региональный метаморфизм ареального типа, а в Чаро-Токкинском — зонального, причем фация его различная. По-разному они соотносятся и с гранито-гнейсовыми куполами. В Алданских скарновых месторождениях с приближением к ядерной зоне гранито-гнейсов увеличивается степень диафорических явлений, а в Чаро-Токкинских — повышается фация регионального метаморфизма, т. е. они имеют обратную зональность. Все это свидетельствует в пользу проявления двух разных эпох железоруднения в этой части Алданского щита.

Во многих публикациях подчеркиваются комплексность руд Алданских месторождений и тесная связь железных руд с флогопитовыми, вплоть до объединения их в одну формацию. Такое объединение, по мнению автора, является искусственным и не приносит пользы поисковой практике. Оно не учитывает главного различия между этими рудами — по механизму образования. Если для железных руд важно накопление крупных масс в определенной структуре, то для флогопитовых необходимо обеспечение условий, благоприятствующих росту крупных маложелезистых и совершенных кристаллов. Это осуществимо только в условиях медленной собирательной перекристаллизации. В регионе нет ни одного крупного месторождения, которое одновременно было бы флогопитовым и наоборот. Флогопиты развиты в железорудных полях, более железистые и низкие по качеству. Поэтому объединение флогопитовых и железорудных месторождений в одну комплексную формацию неправомерно.

Формационное разнообразие рудных формаций в докембрии Алданского щита невелико. Скарновой железорудной формации предшествует формация гранулитовых железистых кварцитов Сутамского района, а сменяется она в вертикальном ряду формацией флогопитовой, апатитовой селигдарского типа и железисто-кремнистой чаро-токкинского типа. Появление скарновой железорудной формации возможно на определенном этапе развития земной коры, когда накопятся существенно карбонатные толщи и начнут формироваться крупные магматические массы — плутоны габбро-плагиогранитной формации либо проявятся процессы гранитизации — ультраметаморфизма. Современный уровень изученности не позволяет дать ответа

на вопрос об источнике рудного вещества и дальности его перемещения. Несомненно одно: скарновые руды — это богатые руды, поэтому их скопления вторичны по отношению к любым породным ассоциациям, в которых они локализованы.

## ГЛАВА IV

---

### Скарново-магнетитовые месторождения областей тектономагматической активизации

В эту достаточно разнородную группу условно объединены месторождения и проявления скарновых руд чехла Сибирской платформы, находящиеся на щитах в тесной ассоциации с железистыми кварцитами и приуроченные к зонам активизации ранее стабилизированных фанерозойских подвижных зон. Располагая небольшим материалом по этим месторождениям, ограничимся кратким рассмотрением элементов общности и различия руд и формирующих их процессов по сравнению с типовыми скарновыми железорудными формациями Алтае-Саянской области и Алданского щита.

#### Скарново-магнетитовые месторождения Сибирской платформы (ангаро-илимский тип)

Крупные скопления железных руд метасоматического типа известны практически на всей территории Сибирской платформы. Они изучались в процессе региональных металлогенических исследований и более подробно — при разведке. Это Коршуновское, Нерюндинское, Тагарское и другие месторождения Ангарской провинции, месторождения и рудопроявления Лакурского, Северного и Подкаменно-Тунгусского районов [Железорудные месторождения..., 1981]. Некоторые из них подробно описаны Н. В. Павловым, В. А. Вахрушевым, А. Е. Воронцовым, Г. С. Момджи, А. Я. Архипенковой, Л. Г. Страховым, Г. В. Росляковым, В. В. Корабельниковой, Г. С. Фон-дер-Флаасом и выделяются в качестве месторождений «трапшовой», «платформенной магномагнетитовой» и других формаций. Полная характеристика главных промышленных месторождений, минералогии и петрологии изложена в монографиях «Ангаро-Илимские железорудные месторождения...» [1960], Н. В. Павлова [1961], В. А. Вахрушева и А. Е. Воронцова [1976], Г. С. Момджи и др. [1976], Л. Г. Страхова [1978].

Еще на первых порах изучения магматизма Сибирской платформы В. С. Соболев [1936] отмечал, что трапшова магма была весьма

богата летучими и с ней связаны мощные зоны скарновых пород и месторождения магномагнетита. Пространственная сопряженность проявлений трапшового магматизма и железных руд принимается всеми исследователями. Л. Г. Страхов [1978], систематизируя большой фактический материал по строению и размещению месторождений, установил, что железорудные месторождения ангаро-илимского типа представляют собой рудоносные вулканоинтрузивные комплексы, возникшие в результате длительной деятельности промежуточных очагов трапшовой магмы. Строение отдельных месторождений индивидуально, но почти каждое характеризуется наличием центральной рудовмещающей структуры — «трубки взрыва» и опоясывающих ее более мелких пологих или горизонтальных залежей. Это структуры значительной вертикальной протяженности; они приурочены к разломам глубокого заложения. По данным магнитотеллурического зондирования [Ключанский, Ковалевич, 1971], железоруденение возможно до глубины 4,2 км, т. е. оно не выклинивается в осадочном чехле, а прослеживается в кристаллический фундамент.

Метасоматическим изменениям и оруденению в этих месторождениях подвержены породы нескольких структурных этажей — от кембрия до триаса. Руды накладываются на все породы внутри трубок и за их пределами, независимо от возраста. По данным Л. Г. Страхова [1978], скарнирование и оруденение отмечены и в породах, выполняющих верхнеюрско-нижнемеловые отложения кратерных озер. Детальными исследованиями околорудных метасоматитов выявлено наличие нескольких генераций автореакционных магнезиальных и известковых скарнов, многочисленных генераций магнетита и других минералов, отражающих многоэтапное развитие метасоматических процессов. Если на первых этапах изучения считалось, что метасоматические процессы локализованы только в пределах «трубки взрыва», то последующие работы выявили широкое проявление метасоматоза и в подходящих по литологии участках в бортах структуры.

Скарнированию и оруденению подвержены как карбонатные вмещающие породы, так и породы трапшового комплекса, что обусловило наличие многочисленных реликтовых обломков магматического титаномангнетита, которые обрастают генерациями метасоматического магнетита. Одним из главных характерных признаков руд ангаро-илимских скарновых месторождений является преобладание брекчиевидных и брекчиевых текстур, а также наличие оолитовых руд. Последние не встречаются в скарновых месторождениях иных формационных типов. Повсеместно установлены неоднородное строение магнетита, наличие экссолуционных выделений шпинели и ильменита, а в низкотемпературных рудах — тонкозернистых вростков силикатов, карбонатов и других ассоциирующихся с ним минералов [Чернышева и др., 1981]. В основной тонкозернистой массе местами встречаются радиально-лучистые агрегаты (см. приложение, фиг. 60), в карбонатных гнездах формируются друзы магнетита ромбододекаэдрического габитуса (см. приложение, фиг. 61), а иногда и гематита. В отличие от друз перекристаллизации, широко распространенных в

некоторых скарновых месторождениях складчатых областей, здесь на поверхности кристаллов редко встречаются правильные ступеньки роста, а преобладают грани со следами травления (см. приложение, фиг. 61). В остальном руды месторождений ангаро-илимского типа близки к аналогичным по составу рудам месторождений складчатых областей, особенно тех, где минералообразование протекало в протяженной трещинной зоне, продолжаясь до самых низких температур (Тейское месторождение).

Вероятно, длительные низкотемпературные преобразования, сопровождаемые неоднократным дроблением, обусловили тонкозернистое строение рудных масс. В геологической литературе поднимался вопрос о наличии в этих месторождениях особых разновидностей магнетита — кремнистого и магнезиального. Как показывают наблюдения, сделанные на просвечивающем электронном микроскопе, даже в пределах площади в  $1 \text{ мкм}^2$  в таких магнетитах можно видеть включения серпентина, хлорита, кварца и иных фаз. Следовательно, наличие кремния и других петрогенных элементов в магнетите обусловлено механическими примесями.

Еще одна типоморфная черта — крайне неоднородное строение. Возможно, что причина этого — разная скорость растворения и перекристаллизации магнетита и силикатов. Магнетит, обладающий высокой способностью к растворению и переотложению, формирует скелетные кристаллы, включая силикаты, не успевающие в таких условиях претерпеть собирательную перекристаллизацию. Неоднородность магнетита свойственна и галит-магнетитовым рудам — уникальному типу руд, встреченному пока только в месторождениях этой формации. Галит-магнетитовые руды вскрыты скважинами на уровне галогенно-карбонатных отложений среднего — нижнего кембрия. В. А. Вахрушев [1981] отмечает галит и на верхних горизонтах в разнообразных по величине и форме полостях среди скарноворудных образований вместе с магнезиально-глиноземистым хлоритом, сфеном, кальцитом, апатитом, пиритом, магнетитом и амфиболом. Галит, один из наиболее поздних минералов, выполняет центральные части полостей и жил. Проведенное изучение кристаллов магнетита на сканирующем электронном микроскопе показало, что в галит-магнетитовых рудах преобладают идеально ограниченные кристаллики магнетита, нередко сдвойникованные, преимущественно октаэдрического габитуса с тонкой скульптурой слоевого роста граней (см. приложение, фиг. 62), ассоциирующиеся с такими же идеальными по форме кристаллами хлорита. Оба они как бы сцементированы агрегатом мелких зерен галита.

В отраженном свете отчетливо видно несоответствие между идеальной огранкой внешних зон и внутренней структурой. На приведенной фотографии (см. приложение, фиг. 63) видно, что однородны только узкие внешние зоны кристаллов, подчеркиваемые распределением захваченных примесных фаз, а внутренняя часть представляет собой типичную структуру распада твердого раствора шпинель — магнетит. Такое строение кристаллов магнетита наглядно показывает, что в контакте с галитом, а также с халькопиритом и

пиритом (см. приложение, фиг. 64) находятся только регенерированные зоны первично-неоднородного рудного магнетита. Это позволяет предположить, что появление галита в рудах вызвало регенерацию кристаллов магнетита. Приуроченность галит-магнетитовых руд к тем частям рудных залежей, которые находятся на уровне прорываемых галогенно-карбонатных отложений, можно объяснить проявлением соляного диапиризма. По-видимому, находящийся в рудах галит был выдавлен из окружающих толщ в рудную зону на заключительном этапе гидротермально-метасоматического процесса, а высококонцентрированные хлоридные растворы, участвовавшие в минерало- и рудообразовании, непосредственного отношения к данным галитам не имеют. Эти же факты позволяют предположить, что не магнетит кристаллизовался здесь путем замещения пластообразных залежей каменной соли кембрийских отложений, а появление каменной соли в результате диапиризма обусловило регенерацию уже отложенных высокотемпературных магнетитовых руд.

Известно, что на Сибирской платформе распространены главным образом три магматические формации: трапсовая, щелочно-ультраосновная и кимберлитовая. Железные руды связаны только с первыми двумя, причем с трапсовой формацией ассоциируются также сульфидные медно-никелевые руды. В месторождениях последних железные руды встречаются также, вероятно, в не меньшем количестве, чем в собственно железорудных. Минераграфическое изучение руд Талнахского месторождения показывает, что в них распространены гомогенные хромистые магнетиты с включениями «ликвационных» обособлений халькопирит-пентландит-пирротинового состава (см. приложение, фиг. 65), неоднородные титаномagnetиты (см. приложение, фиг. 66) и многочисленные разновидности гистерогенного магнетита. В количественном отношении преобладает высокотемпературный титаномagnetит. В формационном отношении железные и медно-никелевые руды составляют один ряд, связанный с трапсовым магматизмом. Вероятно, различными глубинами зарождения магматических очагов и различиями в составе вмещающих пород обусловлена разная металлогеническая специализация северных и южных районов платформы; возможно, здесь сказалось влияние уровня эрозионного среза: в менее эродированной южной части платформы распространены «трубки взрыва» с магнетитовым оруденением и сильно проявленными низкотемпературными преобразованиями.

Как и для скарновых месторождений иных формационных типов, рудо- и скарнообразование тесно связано с трапсовым магматизмом и обусловлено им. Не все геологи придерживаются единого мнения об источниках рудного вещества (мантия, железистые кварциты фундамента или траппы) и роли экзогенных хлоридных вод. Оригинальная гипотеза образования месторождений ангаро-илимского типа в результате тепловой мобилизации пластовых рассолов региональным трапсовым силлом предложена Д. И. Павловым и А. А. Нэком [1979]. Пожалуй, это единственная в настоящее время модель, дающая некоторую численную оценку рудообразующему

процессу. Вместе с тем она не учитывает реальной протяженности рудолокализирующей структуры, захватывающей и породы кристаллического фундамента.

## Скарновые руды в месторождениях железистых кварцитов

К этой группе формаций относятся Молдовское, Слюсаревское и другие месторождения Побужья на Украинском щите [Каневский, Гинтов, 1972; Кравченко и др., 1976; Ярошук и др., 1981; и др.]. Развитая здесь метаморфическая толща сложного состава, включающая и карбонатные отложения, претерпела региональный метаморфизм гранулитовой фации, ультраметаморфизм, мигматизацию и диафторез амфиболитовой и более низких фаций. Для Слюсаревского месторождения характерна приуроченность к мощной пачке серпентинизированных клиногумит-оливиновых кальцифириров и доломитовых мраморов, залегающей в поле мигматитов. Состав руд доломит-магнетитовый, серпентин-магнетитовый и смешанный с характерной примесью графита [Кравченко и др., 1976].

В Молдовском месторождении тесно ассоциируются доломит-магнетитовые и магнезиально-скарновые руды с железистыми кварцитами гранулитовой фации. Продуктивная толща месторождения мощностью до 400 м залегает в форме нескольких крутопадающих линз среди гранат-биотитовых гнейсов, амфиболитов, гранат-двуспироксеновых кристаллических сланцев и мигматитов. Основу ее составляют феррогиперстен-магнетитовые кварциты, амфиболиты, двупироксен-плаггиоклазовые сланцы, серпентинизированные клиногумит-оливиновые и клиногумит-оливин-магнетитовые кальцифириры и руды. В. М. Кравченко отметил сходство побужских руд с рудами Южно-Алданских месторождений и отнес их к щелочно-земельной карбонатной железорудной формации или формации алданского типа. Действительно, в этих рудах можно обнаружить все характерные для алданских магнезиально-скарновых месторождений минеральные парагенезисы и структурно-текстурные типы руд, за исключением пироксен-скаполит-магнетитовых. В изученной автором коллекции образцов, отобранной во время IV Межведомственного совещания по проблеме метаморфогенного рудообразования (Винница, 1982) по одной из скважин Молдовского месторождения, можно проследить все этапы преобразования высокотемпературных ассоциаций и их взаимные переходы. Переход от бедных вкрапленных руд к богатым сплошным не вызывает качественного изменения сорудной минеральной ассоциации, меняются лишь их количественные соотношения. В ряде образцов встречены интересные каймы моноклинного пироксена на зернах оливина (см. приложение, фиг. 67), подобные описанным Д. С. Коржинским [1936] в мраморах Алдана, М. И. Жеру [1961] на месторождении Перевал в Прибайкалье, а также в других местах, возникающие в результате ретроградно-метаморфических или реакционно-метасоматических процессов в кон-

Таблица 32

Химический состав пироксена и оливина во вкрапленной магнезиально-скарновой руде Молдовского месторождения, мас. %

Компонент	мас. %	
	1	2
SiO <sub>2</sub>	53,97	36,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,92	—
FeO*	5,63	33,60
MnO	0,48	2,02
MgO	15,80	28,35
CaO	24,09	—
Сумма . . .	100,89	100,85

Коэффициенты кристаллохимической формулы

Si	1,974	1,010
Al	0,040	—
Fe	0,172	0,770
Mn	0,015	0,047
Mg	0,861	1,158
Ca	0,944	—
Fe/(Fe+Mg), %	16,6	39,9
Катионы	4,006	2,985
Анионы	6,0	4,0

Примечание. Звездочкой отмечено все железо в пересчете на двухвалентную форму. 1 — диопсид, 2 — гялосидерит. Обр. 18/220. Анализы выполнены на рентгено-спектральном анализаторе JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниковой.

тактах алюмосиликатных и карбонатных пород. Химический состав минералов из этого (табл. 32)

и других парагенезисов показывает, что оливин в рудах Молдовского месторождения, как и диопсид, более железистый, чем в Алданских месторождениях.

В микроструктурном отношении магнетиты Молдовского месторождения близки к магнетитам Утомительного и существенно карбонатным рудам Десовского месторождения на Алданском щите; в них много экссолюционных выделений шпинели, отличающихся по размеру (см. приложение, фиг. 68), и очень мало выделений ильменита, обычно окаймленных герцинитом (аналогично фиг. 38). Примесь магния и алюминия в магнетите Молдовского месторождения (табл. 33) меньше, чем в магнетитах Алданских месторождений; марганец и титан электронно-зондовым анализом не выявляются,

Таблица 33

Химический состав магнетитов Молдовского месторождения, мас. %

Компонент	мас. %	
	1	2
TiO <sub>2</sub>	—	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,36	0,61
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,41
FeO*	92,52	92,44
MnO	—	0,19
MgO	0,15	—
Сумма . . .	93,03	93,91

Число катионов в пересчете на 4 (O)

Ti	—	0,006
Al	0,016	0,013
Cr	—	0,006
Fe	2,975	2,969
Mn	—	0,006
Mg	0,009	—

Минералы, %

FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	99,1	98,6
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,8	—
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,1	—
MnTiO <sub>3</sub>	—	0,4
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	0,6
FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	0,4

Примечание. Звездочкой отмечено все железо в пересчете на двухвалентную форму. 1 — из вкрапленной магнезиально-скарновой руды, обр. М-18/220; 2 — из биотит-альмандин-гиперстен-кварцевого кристаллосланца, обр. М-82. Анализы выполнены на рентгено-спектральном анализаторе JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниковой.

Содержание элементов-примесей в магнетитах Молдовского месторождения,  $n \cdot 10^{-4}\%$ 

№ п/п	Номер пробы	Cu	Zn	Co	Ni	Pb	Cr	Mn	V
1	M-18/5	4,6	72	He обн.	He обн.	6	7	1285	He обн.
2	M-18/10	7,0	73	»	10	8,5	8,5	4914	»
3	M-18/200	3,0	83	»	He обн.	6	He обн.	7889	16,5
4	M-18/220	2,3	70	»	»	7,5	5	4505	He обн.
5	M-18/229	7,0	78	»	Сл.	5,0	15	2867	42
6	M-18/259	4,0	71	»	»	8,5	3	5460	He обн.
7	M-18/320	3,0	68	»	He обн.	8,5	He обн.	1547	»
8	M-18/18	19,0	66	»	»	6	19	895	26
9	M-18/19	17,0	77	»	15	He обн.	53	869	53
10	M-18/22	12,5	65	»	He обн.	6	5	1229	He обн.
11	M-18/28	10,0	72	»	»	9,6	Сл.	239	»

Примечание. Характеристика пробы, 1—9, 11 — руда: 1 — флогопит-оливин-карбонатно-магнетитовая, 2 — карбонатно-магнетитовая, 3 — оливин-магнетитовая, 4 — серпентин-карбонатно-магнетитовая, 5 — оливин-магнетитовая, 6 — карбонатно-магнетитовая, 7 — флогопит-серпентин-магнетитовая, 8 — кварц-биотит-гиперстен-магнетитовая, 9 — амфибол-кварц-магнетитовая, 11 — кварц-широксен-магнетитовая; 10 — полосчатый кварцит. Сл. — следы ( $\sim 1 \cdot 10^{-4}\%$ ). Анализы выполнены на атомно-абсорбционном анализаторе SP-9 в ИГиГ СО АН СССР А. С. Бобровой.

так как эти компоненты обособлены в виде ламелл. Атомно-абсорбционным анализом установлены очень низкие содержания элементов-примесей (табл. 34), почти на порядок и больше отличающиеся от магнетитов Алданских месторождений. Больше всего в исследованных пробах магнетита марганца как в магнезиально-скарновых рудах, так и в железистых кварцитах.

Микроструктура (см. приложение, фиг. 69) магнетита в мигматизированных биотит-гиперстен-альмандин-кварцевых кристаллосланцах и железистых кварцитах отличается повышенным содержанием ильменита, образующего сложную структуру распада вместе со шпинелью. По составу он более титанистый и хромистый (см. табл. 33; табл. 35).

Из сравнения состава одинаковых минералов в ассоциирующихся с железистыми кварцитами и магнезиально-скарновыми рудами биотит-гиперстен-альмандин-кварцевых кристаллосланцах Молдовского, Таежного и Имальского месторождений (см. табл. 35; табл. 36, 37) видно, что минералы сланцев Молдовского месторождения более железистые и, вероятно, более низкотемпературные.

Прямые аналогии условий формирования магнезиально-скарновых руд Побужья и Алданского щита вряд ли достаточно обоснованы. Отличие микроструктуры, состава магнетита и сорудных минералов, различное возрастное и геотектоническое положение месторождений свидетельствуют о более широком диапазоне возрастных и фациальных проявлений магнезиально-скарновой формации на щитах.

## Химический состав минералов в биотит-гиперстен-альмандин-кварцевом кристаллосланце Молдовского месторождения, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	37,67	37,61	49,80	49,50	34,47
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	1,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,80	20,74	0,50	1,00	14,24
FeO*	33,55	33,64	37,97	38,09	22,12
MnO	2,27	2,45	0,72	0,81	0,07
MgO	2,66	2,30	11,49	10,90	10,93
CaO	4,20	4,50	0,39	0,52	—
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	0,04
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	7,80
Сумма . . .	100,55	101,24	100,87	100,82	90,99

## Коэффициенты кристаллохимической формулы . . .

Si	3,002	3,002	1,987	1,979	2,788
Ti	—	—	—	—	0,080
Al	1,954	1,951	0,024	0,047	1,358
Fe	2,236	2,245	1,267	1,273	1,496
Mn	0,154	0,166	0,024	0,027	0,005
Mg	0,316	0,273	0,683	0,649	1,318
Ca	0,359	0,385	0,017	0,022	—
Na	—	—	—	—	0,006
K	—	—	—	—	0,805
Fe/(Fe+Mg), %	87,6	89,1	64,9	66,2	53,1
Катионы	8,021	8,023	4,001	3,998	7,858
Кислород	12,0	12,0	6,0	6,0	11,0

Примечание. Звездочкой отмечено все железо в пересчете на двухвалентную форму. 1, 2 — альмандин; 3, 4 — гиперстен; 5 — биотит. Обр. М-82. Анализы выполнены на рентгеноспектральном анализаторе JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниковой.

Скарновые магнетитовые руды в ассоциации с железистыми кварцитами известны и на Балтийском щите. В железорудных месторождениях Швеции известно многократное чередование скарновых руд, железистых кварцитов и руд другого состава в пределах единых железорудных толщ [Минеральные месторождения..., 1982]. В советской части Балтийского щита обособленные от железистых кварцитов месторождения богатых скарновых руд, подобные шведским, неизвестны. Перспективными в этом отношении являются Костомукшский район в Карелии и Приимандровский район Кольского полуострова, где имеются отдельные залежи в зонах скарнирования и метасоматических изменений железистых кварцитов [Чернов и др., 1979]. Проявления магнезиального и известкового скарнирования на Кольском полуострове описаны Глаголевым [1978], Трусовой [1976]

Таблица 36

Химический состав минералов в гиперстен-альмандин-кварц-биотитовом кристаллосланце Тяжкого месторождения, мас. %

Компонент	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	48,71	49,51	36,16
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,13	4,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,47	3,18	14,84
FeO*	30,12	30,07	20,13
MnO	0,98	0,99	0,12
MgO	15,77	15,49	10,33
CaO	0,27	0,26	—
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,09
K <sub>2</sub> O	—	—	8,41
Сумма . . .	99,48	99,63	94,08

Коэффициенты кристаллохимической формулы

Si	1,903	1,926	2,789
Ti	0,005	0,004	0,250
Al	0,160	0,146	1,349
Fe	0,984	0,978	1,299
Mn	0,032	0,033	0,008
Mg	0,918	0,899	1,187
Ca	0,011	0,011	—
Na	—	—	0,013
K	—	—	0,798
Fe/(Fe+Mg), %	51,7	52,1	52,2
Катионы	4,013	3,997	7,693
Кислород	3,0	6,0	11,0

Примечание. Звездочкой отмечено все железо в пересчете на двухвалентную форму. 1, 2 — гиперстен; 3 — биотит. Обр. Та302/156, св. 302, гл. 156 м. Анализ выполнен на рентгеноспектральном анализаторе JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниковой.

и другими, наиболее полно охарактеризованы В. В. Ждановым и Т. П. Малковой [1974].

По представлению этих исследователей, «скарнирование и оруделение генетически обусловлены процессом региональной гранитизации нижележащих комплексов архея и раннего протерозоя. Зоны скарнов и связанных с ними железистых кварцитов являются зонами базификации, сопряженной с региональной гранитизацией. В отличие от процесса гранитизации, посящего преимущественно объемный характер, базификация, приуроченная к более консоли-

Таблица 37

Химический состав минералов в калишпат-альмандин-гиперстен-биотитовом кристаллосланце Ималыкского месторождения, мас. %

Компонент	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	37,73	48,64	37,57	64,85
TiO <sub>2</sub>	—	0,11	3,20	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,79	1,86	15,86	18,35
FeO*	37,23	37,26	24,34	0,41
MnO	0,41	0,13	—	—
MgO	3,38	11,88	8,35	—
CaO	1,12	0,15	—	—
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,16	1,28
K <sub>2</sub> O	—	—	9,43	14,93
Сумма . . .	100,66	100,03	98,91	98,82

Коэффициенты кристаллохимической формулы

Si	3,019	1,947	2,737	3,001
Ti	—	0,003	0,485	—
Al	1,960	0,087	1,438	0,999
Fe	2,493	1,246	1,566	0,002
Mn	0,028	0,004	—	—
Mg	0,404	0,708	0,957	—
Ca	0,096	0,005	—	—
Na	—	—	0,023	0,117
K	—	—	0,926	0,881
Fe/(Fe+Mg), %	86,0	63,6	62,0	—
Катионы	8,0	4,0	7,833	5,0
Кислород	12,0	6,0	11,0	8,0

Примечание. Звездочкой отмечено все железо в пересчете на двухвалентную форму. 1 — альмандин; 2 — гиперстен; 3 — биотит; 4 — калишпат. Обр. Им1034, св. 1034, гл. 122 м. Анализ выполнен на рентгеноспектральном анализаторе JXA-5A в ИГиГ СО АН СССР О. С. Хмельниковой.

дированной верхней части земной коры, локализуется вдоль линейных тектонических нарушений регионального распространения» [Жданов, Малкова, 1974, с. 175—176]. Парагенезисы и особенно состав скарновых минералов здесь отличаются от таковых в месторождениях складчатых областей, а также Алданского и Украинского щитов, что обусловлено различиями в составе подвергнутых скарнированию пород и в физико-химических параметрах процесса. П. М. Горяинов [1981] скарновые минеральные ассоциации, встречающиеся на месторождениях железистых кварцитов Кольского полуострова, разделил на три петролого-генетические группы. Первая — наиболее ранние ассоциации, образованные при метаморфизме исходных хемогенно-осадочных пород известково-алюмосиликатно-железистого состава, встречающихся в виде линз среди железистых кварцитов. Вторая возникает за счет регрессивного метаморфизма амфиболитов — среднеосновных вулканитов. Третья образована диффузионно-биметасоматическим путем в контактах контрастных по составу пород, например железистых кварцитов и гнейсов. В случае «высокоградиентных» составов могут возникать и переотложенные железные руды, никогда не выходящие за пределы пласта.

Месторождения скарновых железных руд, образованных в результате контактово-метасоматических преобразований железистых кварцитов, известны и в Сибири. Это Енашиминское месторождение в Енисейском кряже, руды которого изучены автором по коллекции И. Г. Резникова. На этом месторождении рудовмещающая толща представлена осадочно-метаморфическими породами верхнего протерозоя — кварц-биотитовыми сланцами, гранатсодержащими слюдястыми сланцами, мраморами, углистыми и известковистыми сланцами и железистыми кварцитами, которые прорваны и метаморфизованы гранитоидами Чиримбинского массива татарско-аяхтинского комплекса позднего протерозоя. Главная рудная зона месторождения локализована в экзоконтактах гранитоидного массива и согласна с простиранием вмещающих пород и контакта интрузива. Структурная позиция месторождения определяется наличием мощной зоны брекчирования и катаклаза, расположенной в ороговикованных породах кординской свиты. Руды Енашиминского месторождения представляют собой обогащенные магнетитом скарны и более низкотемпературные метасоматиты, сформированные по метаморфическим породам. Текстуры руд массивные, прожилково-пятнистые, брекчиевидные, полосчатые. Магнетит представлен тремя генерациями. Первая — высокотемпературный магнетит с твердофазными выделениями шпинели, образованный, вероятно, при контактовом метаморфизме железистых кварцитов, существовавших до внедрения интрузивных масс. Вторая — одновременный со скарновыми минералами — гранатом и пироксеном — магнетит, слагающий главную массу руд. Третья — мушкетовит, который вместе с сульфидами формирует гнезда и жилы.

Таким образом, скарново-магнетитовые ассоциации в месторождениях железистых кварцитов известны среди гранулитовой (Побужье), амфиболитовой (Кольский полуостров) и зеленосланцевой

(Енисейский кряж) фаций регионального метаморфизма. Они неодинаковы по составу, форме и запасам рудных залежей, но возникают как вторичные эндогенные образования в локальных зонах метасоматоза, пространственно совмещенные с контактами более поздних интрузивных массивов (Енашиминское месторождение) или сосредоточенные в автономных флюидопроводящих структурах. В фанерозойских складчатых системах известны единичные проявления скарновых руд как результат преобразования железистых кварцитов. К их числу относится месторождение Эль-Ромераль в Чили [Bookstom, 1977], где в контакте с неокотскими диоритами в метаосадочных образованиях палеозоя локализованы богатые скарново-магнетитовые руды, образованные при метасоматозе вмещающих полосчатых гематитовых кварцитов.

### Трансформированные скарновые железорудные месторождения

В большинстве случаев скарново-магнетитовые руды пространственно разобщены с вероятными источниками рудного вещества и залегают в скарнированных карбонатно-вулканогенных толщах. В природе известны случаи, когда магнетитовые руды вместе с характерным ансамблем скарновых минералов образуются в результате трансформации карбонатных, сульфидных и гематитовых руд. В микромасштабе это проявляется практически повсеместно. Известны реакции дисульфидизации пирротина, когда вместо пирротина кристаллизуются пирит и магнетит, разложение известково-железистых карбонатов на магнетит и кальцит, замещение гематита магнетитом (мушкетовитизация). Однако стоит вопрос о возможности реализации таких процессов в крупном масштабе и существовании в рудоносных толщах крупных концентрированных скоплений железа в иной форме. И в отечественной и в зарубежной литературе приводится все больше примеров, иллюстрирующих возможность протекания таких процессов. В частности, предполагается [Zitzmann, 1977], что весьма интересные в минералогическом отношении магнетитсодержащие скарны о. Эльба возникли при контактовом воздействии раннеэоценовых гранодиоритов на осадочно-эксгальационные пирит-гематитовые руды триасового возраста.

На Кедровском месторождении в Горной Шории В. И. Синяковым [1975] обнаружены тонкозернистые пятнистые и массивные карбонатно-магнетитовые руды, сохранившиеся в виде линз в контактовом ореоле интрузивного массива. Карбонатная составляющая руд представлена сложным кальций-магний-железистым минералом, в котором основная часть — пелитоморфный сидерит или магнезиальный сидерит и доломит. Агрегаты карбоната имеют комковато-сгустковое, оолитовое или радиально-лучистое строение. Сидерит, часто с многочисленными включениями апатита, заполняет промежутки между зернами магнетита, иногда образуя мономинеральные прослойки. Магнетит здесь очень тонкозернистый, пылевидный, местами

распределен в виде точек внутри более крупных зерен карбонатов, а вблизи жилок позднего кальцита слагает зональные более крупные кристаллы.

По нескольким скважинам нам удалось проследить, что вблизи апофиз диоритовых порфиритов (и, как указывает В. И. Сняжков [1975], в контакте с интрузией кварцевых сиенитов) встречаются пироксен-магнетитовые и пироксен-гранат-магнетитовые руды с более поздними амфиболами и другими минералами, в том числе сульфидами. Эти руды трудно отличимы от типичных скарных, образующихся в карбонатных породах, не содержащих железа. Им свойственно и то, что скарные минералы локализованы вблизи апофиз интрузивных пород, и вместе с ними магнетит более крупнозернистый, местами зональный, гранат насыщен тонкими вростками магнетита, приуроченными к зонам роста. Подробно закономерности локализации первичных и трансформированных (контактово-метаморфизованных) руд на этом месторождении рассмотрены В. И. Сняжковым [1975].

Наиболее интересным объектом, где пространственно и стратиграфически сопряжены на небольшой территории нижнекембрийские вулканогенно-осадочные гематитовые, сидеритовые, колчеданные и колчеданно-полиметаллические рудные залежи иногда с марганцевым и фосфатным оруденением, а также позднепалеозойские магнезиально- и известково-скарновые магнетитовые месторождения, является Еравнинский рудный район. К сожалению, в период активной разведки здесь не были поставлены комплексные исследования закономерностей развития всех видов полезных ископаемых, а выполненные преимущественно минералогические исследования борной минерализации, экзотических марганцовистых магнетитов и колчеданно-полиметаллических руд. Дискуссии о происхождении магнетитовых руд сводились главным образом к поискам их связи с тем или иным интрузивным комплексом, а высказывания о первичной вулканогенно-осадочной природе рудообразующих концентраций не подкреплялись вещественными доказательствами. В настоящее время невозможно проследить все пространственно-временные соотношения разных типов руд из-за ограниченности сохранившихся разведочных данных и отсутствия новых.

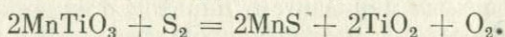
Информацию о возможности появления магнетитовых руд в результате преобразования колчеданных и сидеритовых дают исследования контактового метаморфизма, выполненные К. Р. Ковалевым [1975], В. Г. Пономаревым, Б. Н. Лапиным, А. И. Бусленко [1978], Э. Г. Дистановым, К. Р. Ковалевым [1975] и другими. В Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении прослежены преобразования первичных слоистых, брекчиевидных и иного облика колчеданных и сидеритовых руд вблизи субвулканических тел диабазовых порфиритов, даек кварцевых диабазовых порфиритов, долеритов. К контактам этих пород приурочена хлорит-магнетитовая минерализация, причем масштаб зон изменения колеблется от десятков сантиметров до десятков метров, а количество новообразованного магнетита — от единичных метакристаллов до массивных маг-

нетитовых руд. Максимальные концентрации магнетита приурочены к экзоконтакту спилитизированных диабазовых порфириров, образованы они, как полагает К. Р. Ковалев [1975], в момент внедрения этих тел в толщу слабо литифицированных осадков. В контактах с дайками кварцевых диабазов и долеритов хлорит-магнетитовых руд меньше. В контактах даек кислого состава с сидеритовыми рудами развита вкрапленность магнетита в перекристаллизованных слоистых сидеритах, а в сульфатных рудах отмечаются лишь отдельные метакристаллы или прожилки магнетита. Около маломощных даек сиенит-порфиров характерно появление сфалерита с эмульсионной вкрапленностью халькопирита. В состав минерального ансамбля контактово-метаморфизованных колчеданных руд кроме основных сульфидов входят магнетит, гематит, марказит, лейкоксен, хлорит, альбит, эпидот, мусковит, биотит, кальцит, гранат, актинолит. Метакристаллы магнетита «переполнены каплевидными включениями рудных и жильных минералов» [Ковалев, 1975, с. 66].

В собственно магнетитовых месторождениях района (Солонго и др.) такие наблюдения отсутствуют, ибо они возможны только на флангах рудных залежей, которые либо не разбурены, либо остались неисследованными. Определяющим фактором на железорудных месторождениях явился контактово-метасоматический процесс, сопровождающий становление гранитоидного массива. Высокотемпературные контактово-метасоматические процессы завершились до внедрения даек граносиенит-порфиров, рассекающих граниты заинского комплекса и руды. Широкий спектр литологии вмещающих толщ обусловил развитие здесь содержащих руды магнезиальных, известковых скарнов и гидросиликатовых ассоциаций, обстоятельная характеристика которых дана в работах А. Е. Лисицина, Б. К. Виноградова, С. В. Малинко [1974], А. М. Дымкина, Н. С. Лидина, А. И. Васильевой [1979], И. В. Коновалова [1964], Н. С. Лидина [1977], М. А. Нефедьева, Б. К. Виноградова [1982] и других геологов. Л. В. Чернышевой и др. [1981] установлено, что магнетиты в магнезиальных скарнах представлены в основном высокомарганцовистыми разновидностями и содержат экссолуционные выделения шпинели галаксит-якобситового ряда. В известково-скарновых рудах магнетит менее марганцовистый, более однородный, местами содержит неоднородные магнетиты. Автором совместно с Н. С. Лидиным выполнено изучение магнетитов из карбонатно-магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд, которые, как нам представляется, подвержены меньшим преобразованиям, чем ассоциирующиеся с магнезиальными скарнами магматической стадии и с преобразованными магнезиальными скарнами. Особый интерес вызывает изучение форм вхождения марганца в руды, так как он является элементом, образующим повышенные концентрации преимущественно в процессе вулканогенно-осадочного литогенеза, а появление его в скарновых ассоциациях обусловлено, вероятнее всего, первично высоким содержанием в замещаемых породах. По оценкам Б. К. Виноградова [Лидин, 1977], содержание марганца в Солонго колеблется от 0,7 до 10%, составляя в среднем 2,7%. Основная часть марганца в рудах

сосредоточена в магнетите магнезиально-скарновых руд в виде изоморфной примеси и твердофазных выделений якобсита и галаксита [Румянцев, 1965; Чернышева и др., 1981]. Менее распространены алабандин, впервые установленный на месторождении Н. И. Владимирской [1974], марганцевые окислы, силикаты и карбонаты [Вахрушев, Лидин, 1977]. При рассмотрении химического состава магнетитов автор обратил внимание на то, что в некоторых одновременно содержится повышенное количество и марганца, и титана. Это обусловило поиск пирофанита, обнаруженного при изучении аншлифов. Пирофанит в виде экссольюционных выделений в магнетите выявлен в магнезиально- и известково-скарновых рудах, в некоторых образцах амфибол-магнетитового состава. Наиболее обогащен выделениями пирофанита магнетит из мономинеральных гнезд и жилков с сульфидами среди роговиков. Ламеллы пирофанита достигают в длину 15 мкм, имеют присущую экссольюционным выделениям форму, ориентированы параллельно плоскостям октаэдра магнетита. Диагностика его подтверждена рентгеноспектральным анализом и сканированием в характеристическом рентгеновском излучении. Наблюдаются внутри- и межзеренные обособления пирофанита, подобные описанным из Шерегешевского месторождения.

В магнетитах из сульфидно-магнетитовой руды, содержащих 5,56% MnO и 0,49% TiO<sub>2</sub>, наряду с твердофазными выделениями пирофанита в центральных участках зерен встречаются включения пироксена и флогопита, а в краевых — вростки алабандина. Промежутки зерен магнетита здесь заполнены алабандином, пирротином, пирофанитом, халькопиритом, пиритом, марказитом, сфалеритом, кальцитом, местами встречаются рутил и кварц. В участках, где развит рутил, пирофанита нет, вероятно, это связано с тем, что при понижении температуры и повышении потенциала серы пирофанит разлагается на алабандин и рутил по реакции



Данная генерация алабандина, в отличие от предшествующей, парагенной пирофаниту, менее железистая. Количество железа в ней ниже уровня чувствительности рентгеноспектральной приставки «Кевех». При сканировании в характеристических лучах видно, что наибольшее содержание марганца отмечается в железистом алабандине, меньше его в пирофаните и магнетите, минимум — в карбонатах.

В карбонатно-магнетитовых рудах встречаются как оптически однородные магнетиты, так и содержащие твердофазные выделения. В карбонатной вмещающей массе выявлены мелкие (не более 5 мкм) зерна родохрозита, марганца в магнетите больше, чем в карбонатах (за исключением упомянутого родохрозита). В одном из образцов карбонатно-магнетитовой руды обнаружен вкрапленный магнетит, повсеместно насыщенный твердофазными включениями. Сканирование по площади и рентгеновские спектры показали, что на площади в несколько сотен квадратных микрон содержатся частицы, отвечающие по составу кальциевому родохрозиту (кутнагориту<sup>2</sup>), марган-

кальциту и магнезиально-марганцовистому кальциту, а также силикатам (хлориту, флогопиту, диопсиду и др.). Вероятно, этот образец — пример не до конца прошедшей реакции замещения магнетитом карбонатной породы с примесью силикатных частиц. Как и в предыдущем случае, на общем фоне контрастно выделяются повышенные концентрации марганца в кальциевом родохрозите. По данным химического анализа, содержание  $MnO$  в этом магнетите составляет 12,9%. Не исключено, что в определенной степени это обусловлено микропримесями родохрозита, сохраняющимися в пробе обычно даже при очень тонком измельчении.

Полученные данные позволяют заключить, что аномальная марганцовистость метасоматических пород и руд обусловлена повышенным содержанием марганца во вмещающих, главным образом карбонатных породах. В высокотемпературных условиях, в стадию магнезиального скарнирования и сопутствующего магнетитового оруденения марганец в виде изоморфной примеси рассеивается в силикатах, но большая его часть сосредоточивается в магнетитовом твердом растворе. С понижением температуры происходит распад твердых растворов и выделение галаксит-якобситовой шпинели или пиррофанита, локализующихся либо внутри зерен магнетита, либо в интерстициях. Одновременно при разложении темноцветных минералов образуются мельчайшие выделения гистерогенных пиррофанита, ильменита и магнетита в амфиболах, людвигите, пироксене и в других минералах. Эти твердофазные реакции протекают до сульфидной стадии либо активируются сульфидоносными растворами.

Сульфидная форма марганца появляется вначале в виде твердого раствора алабандин — пирротин или более сложной поликомпонентной смеси алабандин — пирротин — халькопирит — сфалерит; при последующей гетерогенизации происходят обособление фаз и замещение их поздними сульфидами, причем более всего изменяется пирротин, замещаемый марказитом, пиритом и единичными зернами магнетита (по известной реакции дисульфидизации и связывании избытка железа в форме магнетита). В эту же стадию происходят локальное растворение интерстициальных выделений пиррофанита и замещение его алабандином и рутилом. При равной первичной концентрации марганца в исходных породах в зависимости от положения относительно флюидопроводящих зон будут сформированы либо имеющие важное промышленное значение комплексные марганцовистые железные руды, либо сульфиды, являющиеся неизвлекаемой вредной примесью.

По ряду разрезов на месторождениях Солонго, Аришинском, Гурвунуре, Назаровском проследены переходы от кремнисто-гематитовых, карбонатных и колчеданных руд к скарно-магнетитовым. В высокотемпературной контактовой зоне отмечены грануляция руд, высвобождение из магнетита примесных фаз и другие явления, присущие послерудному метаморфизму. Н. С. Лидиным [1977], Ю. А. Нуварьевой [1974] и другими геологами установлено зональное размещение скарнов, рудных залежей относительно контактов с интрузивными массивами, выявлены переходы от неметаморфизо-

ванных вулканогенно-осадочных к метаморфизованным рудам, обнаружены ксенолиты руд и скарнов в гранитах. Все это показывает, что на месторождениях Еравнинского рудного района процессы плутогенного метаморфизма и метасоматоза проходили в среде, первично обогащенной железом, марганцем и другими рудными элементами, т. е. оруденение трансформированное, первично-вулканогенно-осадочное. В зонах контактового метаморфизма почти полностью исчезают черты первичных руд, происходит перераспределение элементов между новообразованными минералами. Марганец, ранее содержащийся в карбонатах, входит в состав магнетитов и силикатов, а позднее в результате ретроградных реакций образует самостоятельные минеральные фазы. Лишь в контактовом ореоле гранитов в рудах содержится специфический набор элементов-примесей (молибден, олово, висмут, индий, вольфрам), не типичных для скарновых железорудных месторождений классического типа.

## ГЛАВА V

---

### Обобщенная геолого-генетическая модель скарновых железорудных формаций

Генетическая модель формации должна охватывать «всю совокупность факторов и процессов, приводящих к формированию рудных месторождений, включая источники рудообразующих флюидов и рудообразующих веществ, формы их транспорта в зоны рудоотложения, причины и условия концентрированного рудоотложения» [Кузнецов и др., 1983, с. 9]. Не все процессы и факторы, обуславливающие формирование таких сложных по генезису объектов, как скарновые железорудные месторождения, в равной степени изучены и познаны. Тем не менее существует обширный фактический материал по исследованию отечественных и зарубежных месторождений, позволяющий более полно понять структуру эндогенных систем, формирующих эти месторождения, выявить факторы, обуславливающие их возникновение и развитие, показать условия и механизм рудоотложения.

Материал предыдущих глав свидетельствует, что скарновые железные руды формируются в широком диапазоне геологических и физико-химических условий: в контактовых ореолах сининверсионных габбро-гранитных плутонов в складчатых областях фанерозоя, в зонах ультраметаморфизма докембрийских щитов, в активизированных участках платформенного чехла и ранее стабилизированных блоках на щитах и в складчатых областях. В различной геологической обстановке они входят составным элементом в ряды плутогенных

контактово-метасоматических, метаморфогенных и гидротермально-метасоматических рудных комплексов. Представляя одно из звеньев эндогенных рудообразующих систем, скарновые железорудные формации занимают определенное место в латеральных и вертикальных рядах рудных формаций. Скарново-магнетитовые залежи — одна из форм концентрирования железа, проявляющаяся на определенном этапе эндогенного развития данного блока земной коры, это своеобразные «рудные столбы», скопления богатых руд среди высокожелезистых вмещающих пород.

При всем разнообразии геологических и физико-химических условий рудообразования главный объединяющий признак скарново-магнетитовых залежей то, что они являются телами замещения. За исключением трансформированных, образованных в результате метаморфизма и метасоматизма первичных вулканогенно-осадочных руд, скарново-магнетитовые тела эпигенетичные по отношению к вмещающим их карбонатно-вулканогенным толщам. Формы рудных тел чрезвычайно сложны, разнообразны, а их внутреннее строение крайне неоднородно, причем нередки реликты скарнированных и слабо преобразованных пород. Форма отдельных рудных тел и месторождений в целом определяется структурно-литологическими факторами: зонами прерудной трещиноватости, брекчирования и дробления, складчатыми формами, структурами переслаивания проницаемых и непроницаемых пачек пород, благоприятных или неблагоприятных для обменных реакций с растворами, определяющими физику и химию рудообразующего метасоматоза. Именно разнообразие и контрастность состава, физических и химических свойств замещаемых пород, реагирующих между собой и с поступающим извне флюидом, обуславливают многообразие вещественного состава скарнов и руд, закономерное появление их на разных этапах, начиная с магматической стадии.

Структуры рудных полей скарновых железорудных месторождений наследуют элементы строения складчато-вулканогенных толщ, которые преобразованы в магматический и послемагматический этапы становления прерудных плутонов, а также в процессе регионального метаморфизма. В металлогеническом отношении скарновые железорудные месторождения подобны другим типам скарновых месторождений [Синяков, Мазуров, 1983]. Их металлоносность определяется такими факторами, как тип магматизма, специфика тектонического развития региона и др. Им присущ сквозной характер рудных элементов в продуктах единого гидротермального цикла, связанного с развитием эндогенной динамической флюидной системы. Это выражается в закономерной смене типа оруденения и его минеральных форм. Например, для складчатых областей свойственны переходы от гистеромагматического к скарновому оруденению; в месторождениях докембрийских щитов отмечается преемственность рудообразования от самых ранних высокотемпературных до поздних стадий.

Главными факторами, обуславливающими формирование скарновых железорудных месторождений, являются магматизм, регио-

нальный и локальный метаморфизм, создающие энергетическую основу протекания рудообразующего метасоматоза.

## Магматизм и железоруденение

Проблема связи магматизма и руденения остается одной из центральных проблем в современной рудной геологии. Магматизм как следствие глобальных процессов глубинной геохимической дифференциации проявляется в форме плутонизма, вулканизма и деятельности интрателлурических (сквозьмагматических) растворов. Каждая форма в благоприятной структурной обстановке может быть «источником металла, источником среды (растворов, расплавов и т. д.), мобилизующей и переносящей металлы, а также источником энергии, вызывающей мобилизацию металлов и циркуляцию их переносчика» [Овчинников, 1973, с. 328]. Не менее важна роль магматизма в формировании рудоконтролирующих и рудолокализирующих структур — «ловушек» рудного вещества.

Парагенезис железных руд и определенных магматических проявлений установлен давно и широко используется в поисковой практике [Поспелов, 1958; Момджи, 1972, 1974]. Дальнейшее изучение магматических формаций и ассоциирующихся с ними рудных комплексов (рядов рудных формаций), выполненное Г. В. Поляковым [1971] и другими геологами, позволило дополнительно вскрыть закономерности пространственно-временных связей между ними, уточнить геологическую позицию руденения в развитии сложных рудно-магматических систем, наметить эволюцию форм рудонакопления и выявить факторы, определяющие региональные особенности локализации месторождений. Для понимания специфики скарновых железорудных формаций полезны сведения о пространственно-временных соотношениях с магматизмом железорудных формаций других генетических типов — магматической и вулканогенно-осадочной.

Степень связи, пространственно-временной сопряженности руд и магматических проявлений неодинакова для месторождений разных формационных типов и приуроченных к разным геотектоническим блокам. Наиболее тесно сопряжены железные руды и глубинные магматические комплексы в месторождениях магматической титаномагнетитовой формации. Ильменит-магнетитовые и титаномагнетитовые руды локализованы целиком в интрузивных породах основного состава и не встречаются за пределами плутонов во вмещающих толщах. Рудоносные массивы отличаются неоднородностью состава и строения, нередко обнаруживают первичную магматическую расслоенность, причем наиболее богатые руды бывают сопряжены с лейкократовыми участками грубозернистого строения. Распределение рудных масс в таких месторождениях в значительной мере определяется закономерностями внутрикамерной дифференциации, а запасы и компонентный набор — первичным составом расплава. Важным элементом, обуславливающим форму рудных залежей, является прототектоника плутонов.

Рудоносные плутоны титаномагнетитовых месторождений приурочены к блокам с относительно устойчивым тектоническим режимом типа внутригеосинклинальных поднятий и выступов фундамента. В докембрийских структурах южного обрамления Сибирской платформы это Чинейский [Кузнецов, 1983], Мало-Тагульский и другие массивы, образующие протяженные пояса в пределах протерозойских складчатых сооружений и относимые к габбро-норитовой, габбро-норит-анортозитовой, габбро-диорит-диабазовой и габбро-пироксенитовой магматическим формациям. Близки к ним по металлогении крупные плутоны типа Джугджурского анортозитового массива, размещающиеся в шовных зонах сочленения Алданского щита и его протерозойского складчатого обрамления. В Алтае-Саянской складчатой области рудоносные плутоны входят в состав сложной группы раннепалеозойских дифференцированных интрузивных базитовых формаций, предшествующих сининверсионным гранитоидным батолитам [Поляков, 1971]. Наиболее перспективны во внутригеосинклинальных зонах в той или иной мере расслоенные плутоны габбро-сиенитовой, габбро-диорит-монцонитовой и габбро-норит-диоритовой породных ассоциаций. Магматические комплексы, содержащие титаномагнетитовые руды, закономерно входят в сложные вертикальные и латеральные ряды магматических формаций, поэтому переходным типам свойственна многометальная рудная минерализация.

Примером тесной связи вулканизма и железооруднения могут служить месторождения железисто-кремнистой формации. Для них характерны сопряженность и переслаивание руд с порфиритами, туфами, туффитами и карбонатными прослоями. В этих месторождениях отсутствуют существенные проявления высокотемпературного околорудного метасоматоза в породах, подстилающих и перекрывающих рудные залежи, наблюдаются согласное с вмещающими породами залегание руд и одинаковая степень их метаморфизма, а все интрузивные породы являются послерудными. Закономерности отложения гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических гематитовых, гематит-магнетитовых, сульфидно-магнетитовых и карбонатных железных руд в вулканогенно-осадочных месторождениях определяются параметрами эксгаляционно-гидротермального процесса, а также условиями седиментогенеза и эпигенетических преобразований.

Имеются определенные провинциальные различия в составе железоносных вулканогенных толщ. Так, в палеозойских складчатых областях фемического профиля (Кузнецкий Алатау, Восточный и Западный Саяны, Енисейский кряж и др.) вулканогенно-осадочные гематитовые и гематит-магнетитовые рудопроявления и месторождения руд типа железистых кварцитов сосредоточены в раннегеосинклинальных протерозойских и кембрийских стратифицированных толщах, состоящих из эффузивов спилит-диабазового ряда, а также пачек кремнисто-туфогенных пород, известняков и доломитов [Богацкий, 1968; Зубкус, Шнейдер, 1971; Бровков, Соколова, 1972; Дымкин и др., 1974; Курцерайте и др., 1974; Курцерайте, 1975; Андреев,

Курдерайте, 1977]. В сиалической герцинской провинции Алтай слоистые неметаморфизованные гематитовые руды калгутинского типа залегают в девонских вулканогенно-осадочных толщах, эффузивные разности и туфы которых изменяются по составу от риолитовых порфиров до кератофиров при подчиненном значении основных пород, с пачками туффигов, глинистых и кремнистых пород, известняков и доломитов [Калугин, 1970].

Наиболее сложны взаимосвязи магматических процессов и оруденения в скарново-магнетитовых месторождениях. В работах последнего десятилетия [Дымкин, 1970; Дымкин, Мазуров, 1977; Мазуров, 1982 и др.] особенно подчеркнута, что в большинстве своем скарново-магнетитовые месторождения складчатых областей образованы в результате многократного проявления эндогенных процессов. Месторождения этого формационного типа формируются в инверсионный этап развития геосинклиналей, а максимуму оруденения нередко предшествуют небольшие или слабо выраженные вулканогенно-осадочные рудопроявления либо сингенетичные рудные скопления, связанные с развитием эффузивных, субвулканических и ранне-геосинклинальных интрузивных комплексов. Пространственное совмещение таких микрорудных фаций с автономными флюидопроводящими структурами или с ореольными зонами плутонов вызывает метаморфизм, локальную перегруппировку их и формирование скарново-рудных тел. Трансформированные залежи подобного типа известны на Алтае (Холзунское, Чесноковское месторождения), в Еравнинском районе Забайкалья (Аришинское, Гурвунур, Назаровское и др.), в Кизир-Казырском районе Восточного Саяна (Таятское, Чибижекское, Тереховское и др.), в Тельбесском районе Горной Шории (Кедровское-II, Сев. Аргыштаг) и в других регионах [Синяков, 1975; Калугин, 1976; Кассандров, 1972; Лидин, 1979; Мазуров, 1979; и др.]

Вместе с тем приуроченность скарново-рудных залежей к ореольным зонам интрузивов инверсионного этапа развития, наличие сходных, повторяющихся в многих рудных полях минеральных парагенетических ассоциаций руд и околорудных пород, закономерное положение стадии отложения магнетита в послемагматическом гидротермальном цикле, а также большая группа геохимических и структурно-геологических признаков свидетельствуют о тесной связи процессов становления глубинных магматических комплексов и метасоматического железооруденения. Промышленные залежи собственно скарново-магнетитовых месторождений в складчатых областях Сибири, Урала, Тургая, Кавказа и других регионов локализованы в карбонатно-вулканогенных породах и тесно ассоциируются со становлением многофазных габбро-диорит-гранодиоритовых, габбро-плагиогранитовых, тоналит-гранодиоритовых и более сложного состава плутонов, эндоконтактные части которых скарнированы и содержат вкрапленное метасоматическое оруденение [Поляков, 1971; Дымкин, 1970; Бекмухаметов, 1970; Дымкин и др., 1974; Овчинников, 1960; Кашкай, 1965; Шипулин, 1968].

Как уже отмечалось, магнетитовое оруденение не завершает единый эндогенный процесс, а формируется внутри магматического

комплекса, перед заключительной фазой интрузии. Об этом свидетельствует рассечение рудных залежей дайками основного состава — диабазами и габбро-диабазами, представляющими собой самые поздние дифференциаты ассоциирующихся с месторождениями глубинных магматических комплексов. Особый интерес представляет проблема соотношения кислых дифференциатов многофазных плутонов инверсионного этапа и автономных гранит-сиенитовых комплексов орогенного этапа со скарновыми железными рудами. Ранее они считались рудогенерирующими, а парагенезису «сиенит — магнетитовая руда» отводилось важное поисковое значение. По данным автора, в большинстве случаев граниты, граносиениты и близкие к ним по составу породы, кристаллизацией которых завершается цикл дифференциации сложных плутонов, являются послерудными. Они внедряются в сформированные скарново-рудные залежи, подвергая их метаморфизму, локальному перераспределению, а местами и разубоживанию рудных масс.

Гранит-сиенитовые комплексы орогенного этапа формируются также после завершения главной массы скарново-магнетитовых руд. Особенно хорошо это прослеживается в рудных полях с многоактным магматизмом. В Ирбинском и Одиночном месторождениях Восточного Саяна автором установлены срезание скарново-рудных залежей гранит-граносиенитовыми интрузивами, совместный метаморфизм скарнов и руд, перераспределение рудного вещества, регенерация рудных залежей, что более подробно будет рассмотрено ниже. Созидающая роль гранит-сиенитовых комплексов ограничивается регенерацией ранее сформированных скарновых руд, а также процессами трансформации первичных вулканогенно-осадочных руд.

Как уже отмечалось в предыдущей главе, особенно широко эти явления распространены в Аришинском, Гурвунуре и других железорудных месторождениях Еравнинского рудного района Бурятии, где первичные кварц-гематитовые, анкерит-гематитовые залежи в контактовом ореоле гранодиоритов и гранитов превращены в амфибол-магнетитовые руды [Лидин, 1979]. Вероятно, контактовым метаморфизмом и сопровождающим становление гранитных плутонов метасоматозом обусловлена трансформация вулканогенно-осадочных руд в зависимости от состава первичного субстрата и температуры в магнезиально-, известково-скарновые и гидросиликатные метасоматические руды. На это же указывают приуроченность скарново-рудных залежей к узкой ореольной зоне гранитного плутона шириной не более 50 м и закономерный переход от преобразованных к неметаморфизованным рудам. Более обстоятельно проблема эволюции форм и типов рудной минерализации в Еравнинском рудном районе рассматривается в настоящее время К. Р. Ковалевым (личное сообщение).

Как следует из анализа геологической литературы, за последние десятилетия существенно изменились представления о форме и типах связей скарновых месторождений с магматизмом. Если в тридцатые — сороковые годы предполагалась генетическая связь руд с пространственно сопряженными интрузивными породами, счи-

тавшимися источником энергии, растворов и металлов, то впоследствии связь эта стала считаться парагенетической, т. е. и рудные месторождения, и сопряженные с ними интрузивные магматические массы стали считаться связанными общностью источника вещества и энергии — глубинного очага. В наиболее законченном виде подобные представления изложены Ф. К. Шипулиным [1968], который на основе современных понятий о структуре силикатных расплавов и закономерностях их затвердевания как ионно-молекулярных гетерогенных систем с разнородными катионами на примере Дашкесана дал анализ процессов формирования интрузивных пород, показал генетические взаимоотношения их между собой и со скарново-рудными образованиями. «С процессами кристаллизации магматического расплава увязаны представления об энергии интрузивного процесса и формирование скарнов и железных руд, а с тепловым воздействием самих интрузивных тел на вмещающие толща — некоторые важные преобразования боковых пород и насыщавших их минерализованных подземных вод» [Шипулин, 1968, с. 4]. Им предполагается образование скарнов путем перекристаллизации смешанных карбонатно-туфогенных пород под действием растворов, равновесных с остаточным основным магматическим расплавом глубинных очагов и насыщенных сначала петрогенными компонентами, а затем железом. В своей модели Ф. К. Шипулин [1958] учитывал влияние на рудообразующий процесс не только магматизма, но и процессов взаимодействия ювенильных и немагматических систем и компонентов.

В развиваемой в последние годы гипотезе железозносного вулканоплутонического магматизма [Дымкин, 1970; Дымкин и др., 1983; и др.] делается попытка установить роль эффузивной составляющей магматизма. Известно, что в той или иной степени преобразованные эффузивно-пирокластические толщи — неперемешанная составная часть всех формационных типов скарново-магнетитовых месторождений. Мнение об определяющем значении их как среды рудоотложения разделяется всеми геологами. Вулканические постройки в значительной мере обуславливают появление «ловушек» рудного вещества, рудолокализирующих структур, а эффузивно-пирокластические породы — один из источников металла и силикатной составляющей руд и в зоне рудоотложения, и в зонах генерации рудообразующих флюидов. Согласно указанной гипотезе, сопряженные в рудных полях эффузивные образования, скарново-магнетитовые руды, интрузивные породы — элементы единой рудно-магматической системы, порожденной глубинным магматическим очагом.

Вопрос комагматичности эффузивных и интрузивных составляющих — наиболее дискуссионный. Разрыв во времени между отложением карбонатно-вулканогенных толщ и становлением предрудных плутонов может быть значительным. Так, во многих районах Сибири скарновые железные руды локализованы в преобразованных вулканогенно-осадочных толщах начальных этапов развития подвижных зон, а интрузивные массивы, к контактам которых приурочены скарново-магнетитовые месторождения, появляются в этапы «скупива-

ния», стабилизации этих зон. Магматические предрудные плутоны эффузивные постройки перекрывают рудоносные толщи, являясь, по-видимому, непроницаемым экраном, барьером для рудоносных флюидных колонн. Расчленение вулканогенных образований, определение пространственно-временных соотношений их с интрузивными массами и скарново-рудными залежами — необходимое условие для выяснения роли вулканизма и плутонизма в формировании железорудных формаций, что особенно важно для прогноза скрытого оруденения.

В рудных полях месторождений докембрийской скарновой железорудной формации Алданского щита из неметаморфизованных магматических масс распространены только тела аляскитовых гранитов. Как было отмечено Н. Г. Судовиковым [1958], гранитные интрузии, будучи в отношении железа нерудоносными, но достаточно активными (энергизированными), могли вызвать переотложение ранее образованных рудных концентраций и влиять на распределение руды. Возникающая в таких случаях пространственная зависимость интерпретировалась как результат прямой генетической связи между ними. Это отмечалось в начальный этап исследования скарново-магнетитовых месторождений Алданского щита, когда их генезис рассматривался с позиций ортодоксальной контактово-метасоматической модели. По современным представлениям, ведущий фактор образования месторождений этой формации — ультраметаморфизм. Вероятно, здесь зоны генерации кислых магматических масс и комплементарного им рудообразующего вещества пространственно совмещены и незначительно удалены от участков рудоотложения.

Скарново-магнетитовые месторождения Сибирской платформы (ангаро-илимской тип) залегают в пределах вулканогенно-осадочных толщ верхнего структурного этажа и контролируются зонами долгоживущих глубинных разломов. Связь железооруденения с трапшовым магматизмом может рассматриваться как парагенетическая. По мнению В. А. Вахрушева [1976], определяющим фактором формирования месторождений ангаро-илимского типа является деятельность интрателлурических растворов. На это указывают приуроченность железорудных месторождений к глубинным разломам, большой масштаб и многократность образования в локальных участках высокотемпературных метасоматитов и магнетита, большая протяженность и выдержанность оруденения на глубину и другие признаки.

Б. В. Олейников [1983] полагает, что существует связь между рудообразованием и эволюцией толеит-базальтового расплава в промежуточном очаге, где происходила металлизация силикатного субстрата в процессе взаимодействия магмы с водород-углеродным флюидом. Из возникшей в процессе такого взаимодействия флюидно-магматической системы, вероятно, происходили вынос части железа, отделение от расплава флюидной фазы, которая послужила источником отлагающейся на гипабиссальном уровне рудной минерализации. В развиваемой Д. И. Павловым и А. А. Поком [1979] модели формирования железорудных месторождений ангаро-илим-

ского типа как результата тепловой мобилизации рассолов региональным трапповым силлом конкретному силлу придается роль источника энергии, рудного вещества и структуроформирующего фактора. В конкретном месторождении могут реализоваться как все возможности, так и одна из них.

В петрохимическом отношении железоносные магматические комплексы изучены недостаточно. Особенно это касается вулканических образований, которым еще не уделяется должного внимания. Петрохимическая информация используется для определения формационной принадлежности и уточнения тектонической позиции магматических комплексов, а также для диагностики их металлогенической специализации. Имеющиеся немногочисленные петрохимические характеристики рудовмещающих толщ скарновых железорудных формаций фанерозоя и докембрия позволяют сопоставлять их с продуктами магматизма островодужного типа, сформированными в геотектонических условиях, для которых характерен режим растяжения. Несмотря на отдельные провинциальные отличия, глубокие магматические комплексы, ассоциирующиеся со скарново-магнетитовыми месторождениями в складчатых областях, характеризуются принадлежностью к существенно базитовой контрастной габбро-гранитной серии и обладают высокой натриевостью и высокой железистостью кислых дифференциатов [Дымкин и др., 1974; Изох, Поляков, 1976; Налетов, Никонов, 1982].

### Об «автономии» флюидных колонн в рудообразующих системах

В классической контактово-метасоматической модели считалось, что выделяющегося при охлаждении прерудных интрузивов тепла достаточно для высокого прогрева вмещающих толщ и протекания метасоматических реакций скарнирования и рудоотложения [Шахов, 1947; Коржинский, 1955; Смирнов, 1982; и др.]. Однако математическое моделирование теплового поля охлаждающихся интрузивов и сопоставление расчетных данных с геологическими материалами, выполненное В. Н. Шараповым [1973], В. Н. Шараповым и В. С. Голубевым [1974], показали, что контактовый прогрев со стороны интрузива невелик. Даже в случае формирования магнезиальных скарнов магматической стадии кондуктивный прогрев вмещающих пород плутоном не в состоянии обеспечить термодинамических условий образования этих скарнов. Наблюдающиеся в некоторых группах месторождений типы температурной зональности (Кондомская, Казырская и другие группы) невозможно объяснить, как это предполагалось ранее [Батов, 1935; Вахрушев, 1965; Дербилов, 1961], влиянием тепла прерудных интрузивов. Г. Л. Поспеловым [1958] предложена, а В. Н. Шараповым [Магматизм..., 1978] развита модель динамики рудообразования при наличии конвективного теплообмена в фильтрующихся гидротермальных колоннах, тепловая эволюция которых описана для широкого диапа-

зона условий их существования. Она позволяет объяснить накопленный фактический материал об особенностях распределения минеральных ассоциаций в зонах рудоотложения, приведенных при описании месторождений (см. гл. II).

Согласно расчетам, стационарное распределение температур в приповерхностных гидротермальных системах устанавливается за десятки или первые сотни лет после начала их деятельности. За исключением самой приповерхностной зоны (глубина 200—500 м от поверхности земли), где резко увеличиваются градиенты температур, в системе имеется адиабатическое изменение температур с глубиной. При этом начальные температуры во вмещающих породах, в сущности, не влияют на такой стационарный профиль температур, вид которого зависит в основном от расхода раствора и температуры в его «источнике» на глубине. Следовательно, в рассматриваемых месторождениях существующими методами оценки температур отложения рудных парагенезисов не удается зафиксировать изменение температур с глубиной.

Динамикой температур такого рода систем можно объяснить «резкую» во времени и достаточно однородную в пространстве смену одних стадий гидротермального процесса другими. Так, при снижении температуры раствора в «источнике» гидротерм и мало изменившихся условиях фильтрации в системе обнаруживается практически однородное быстрое понижение температур до нового стационарного состояния. Происходит нечто похожее на перемещение профиля температур параллельно «самому себе» в область более низких значений, но с подобным градиентом потенциала.

Прогрев вмещающих пород и процесс рудоотложения осуществляются в течение длительного времени. Имеющийся экспериментальный материал по моделированию процессов скарирования и рудоотложения [Калинин, 1973; Шарапов и др., 1973], а также расчеты явлений массопереноса и гетерогенных химических реакций [Голубев, Шарапов, 1972] позволяют оценить длительность процессов метасоматоза при формировании железорудных месторождений [Синяков, Дударев, 1974; Шарапов, 1973; Голубев, Шарапов, 1972]. Так, методами вычисления балансов тепла и массы для случая скариновой зоны Леспромхозного месторождения длительность процесса оценивается в 900—2400 лет. Уравнение для стационарного процесса замещения позволяет получить оценку длительности этого процесса на порядок меньше — 40 лет. Полученные расхождения связаны с тем, что В. И. Синяковым и А. Н. Дударевым [1974] учтены минимально возможные проницаемости (и, следовательно, скорости фильтрации), а В. Н. Шараповым и В. С. Голубевым [1974] сделан расчет с учетом кинетики подобных реакций [Калинин, 1973]. Очевидно, реальная длительность формирования магнезиальных скаринов магматической стадии заключена между этими крайними значениями.

Продолжительность формирования крупных метасоматических магнетитовых рудных тел, выясненная с помощью этих же методов, дает длительность рудоотложения от нескольких тысяч до сотни лет

(в зависимости от температуры реакции и размеров рудного тела). Сравнение вычисленных величин продолжительности формирования крупных железорудных месторождений с временем существования высокотемпературного возмущения в экзоконтакте крупных плутонов [Магматизм..., 1978] показывает, что существует различие не только пространственных, но и временных параметров тепловых аномалий, создаваемых в земной коре при кондуктивном прогреве толщ интрузивами, и тех аномалий, с которыми связано формирование скарновых железорудных месторождений. Все это свидетельствует об относительной «автономии» флюидных колонн рудообразующих систем, чья эволюция внутренних свойств определяет закономерности рудоотложения.

### Параметры и элементы кинетики рудообразующего метасоматоза

Текстуры руд в скарновых железорудных месторождениях складчатых областей и зон активизации указывают на то, что замещение магнетитом и возникающими совместно с ним минералами предшествующих минералов представляет собой обычное явление. Существование в огромных объемах исходных и конечных фаз свидетельствует о слабой проницаемости пород, препятствующей удалению продуктов реакций. Магнетит, сопутствующие ему минералы и их ассоциации — непосредственные источники информации о параметрах и последовательности рудообразующих процессов. Многочисленными экспериментальными данными, термодинамическими расчетами определены поля устойчивости скарновых ассоциаций и их типоморфные особенности [Жариков, 1968; Шабынин, 1973; Перцев, 1977]. Наличие в минералах рудовмещающих метасоматитов газожидких включений — реликтов минералообразующих растворов — позволяет применить для реконструкции параметров рудообразующих процессов методы термобарогеохимии.

Основываясь на собственных опытах по гомогенизации газожидких включений в гранатах, пироксенах, скаполитах, амфиболах, эпидоте, кварце, кальците, бабингтоните и некоторых других минералах [Мазуров, 1980] и привлекая литературные данные [Синяков, 1975], автор установил, что в скарново-магнетитовых месторождениях складчатых областей температуры формирования железорудных магнезиальных скарнов составляли 860—750°C, известковых скарнов — 740—480, пироксен-полевошпатовых околоскарновых пород — 710—540, пироксен-скаполитовых пород — 680—480, грубозернистых пироксеновых скарнов — 670—550, пироксен-дашкесанитовых пород — 580—540°C. Оптимальный интервал кристаллизации магнетита в этих месторождениях — 560—360°C, а в магнезиально-скарновых рудах магматической стадии рудоотложение начинается в интервале 870—780°C (температуры кристаллизации монтичеллита, форстерита и шшинели, по В. И. Синякову [1975]). Послерудные ассоциации эпидот + актинолит + кварц образованы при 450—

350°C, бабингтонит + эпидот — 480—450, бабингтонит + эпидот + пренит — 480—360, ильваит + кварц — 420 — 360, эпидот + кварц — 460—420, эпидот + хлорит + кальцит — 300—240, ангидрит + кальцит — 180 — 120 и барит + флюорит + кальцит — 150—75°C. Эти цифры находятся в соответствии с экспериментальными и расчетными данными, а некоторые, в частности температуры образования бабингтонита [Мазуров, Федосеева, 1977], совпадают с температурами впервые выполненного синтеза этого минерала [Шведенков, Мазуров, 1977].

Минералотермометрические исследования показывают, что отложение метасоматических магнетитовых руд во всех минеральных типах скарновых месторождений осуществлялось в достаточно узком температурном интервале. В каждом отдельно взятом месторождении конкретные значения температуры отложения и преобразования (перекристаллизации, замещения и пр.) рудного вещества имеют свои значения, но отличия эти несущественны, а последовательность смены минеральных парагенезисов с понижением температуры выдерживается повсеместно. Опыты по гомогенизации газовой-жидких включений в отдельных минералах из рудных ассоциаций, специально отобранных на разных горизонтах глубоко вскрытых разведкой месторождениях, показали, что одинаковые минералы и минеральные ассоциации сформированы при одних и тех же температурах независимо от глубины.

Объективных оценок давления и концентрации рудообразующих растворов пока не существует. Результаты изучения включений указывают на преобладание газовой фазы в дорудные стадии минералообразования и на существенно жидкое их состояние в период образования руд и более позднее время. Вместе с петро- и рудогенными элементами в составе рудообразующих флюидов присутствовали хлор, углекислота, сера, фтор и другие легколетучие соединения. В некоторых месторождениях особенно много хлора, содержащегося в структуре скаполита, дашкесанита, апатита и в газовой-жидких включениях в виде кристалликов галита. В. Б. Наумов и В. В. Шапенко [1980] определили по флюидным включениям, что концентрация хлора в минералообразующих растворах при температуре 625—655°C и плотности раствора  $1,5 \pm 0,2$  г/см<sup>3</sup> составляла 340 г/кг раствора, а концентрация железа —  $73 \pm 21$  г/кг раствора. И в природе и экспериментально магнетит получается в широком интервале температур и давлений. В частности, наиболее совершенные кристаллы магнетита, как сообщает Е. Колб с соавторами [Kolb e. a., 1973], синтезированы гидротермальным способом при 380—405°C, температурном перепаде 10—40°C в 1—5 мол. растворе NaOH.

Для создания физико-химических моделей формирования рудных залежей необходимо знание механизма кристаллизации рудных минералов и отложения рудного вещества в целом. Эксперименты по синтезу силикатов [Калинин, 1973], полупроводниковых и других минералов свидетельствуют о влиянии кинетики процесса на строение и свойства вновь образованных фаз. Известно, что отложение магнетитовых руд в скарнах происходит метасоматически, в резуль-

тате реакции высокотемпературного флюида с ранее существовавшими минералами: растворения и замещения их магнетитом и нерудными минералами, устойчивыми в изменившихся физико-химических условиях. На это указывают переходы вкрапленных, брекчиевидных руд, содержащих реликты скарнов, в сплошные руды, наличие секущих жилков магнетита в скарнах, а также микроструктурные признаки, такие как пересечение, разъедание, коррозия магнетитом в той или иной степени раздробленных скарновых минералов, замещение их вплоть до образования псевдоморфоз, а также наличие в магнетите включений твердофазных частиц — блоков реликтовых минералов.

Механизм метасоматического минералообразования, объединяющий процессы растворения исходных минералов, формирование в результате этого минералообразующего раствора, зарождение и рост из него кристаллов новых минералов, их перекристаллизацию и агрегацию, остается пока недостаточно ясным [Поспелов, 1973] и почти неисследованным. Некоторые ступени его находят отражение в текстурно-структурном облике руд, в реальной структуре минеральных индивидов, в строении границ их зерен. Наряду с экспериментальными работами оригинальные сведения о механизме метасоматоза можно получить, объединяя традиционные петрологические приемы с методами просвечивающей, сканирующей электронной микроскопии и локальным рентгеноспектральным анализом. Поскольку с помощью просвечивающей электронной микроскопии можно без разрушения природной ассоциации изучать фазовый состав, строение границ и дефекты структуры мономинеральных индивидов, автором для исследования этим методом была подобрана серия образцов, иллюстрирующих наиболее типичные случаи взаимоотношений магнетита с остальными минералами.

Задача формулировалась следующим образом: установить, какова реальная структура магнетита, сформированного в различной по составу среде, и чем отличается строение границ его с другими минералами в случае замещения и при совместной кристаллизации. Решение ее связано с выяснением кинетики отложения магнетита в скарнах, так как в реальной структуре кристалла отражаются такие кинетические характеристики процесса, как скорость роста и тип химических реакций, что определяется скоростью растворения исходных фаз, типом возникающих промежуточных продуктов реакции, степенью их обособления друг от друга, скоростью и механизмом зарождения новых фаз, способом и скоростью удаления не участвующих в минералообразовании компонентов и другими факторами.

Электронно-микроскопические наблюдения специально отобранных и обстоятельно изученных другими методами образцов сделаны Н. Г. Стениной и А. Т. Титовым на приборе Tesla BS-500 и других, а интерпретация результатов выполнена совместно с автором. Подготовка препаратов для изучения методами просвечивающей электронной микроскопии проводилась многоступенчатым утонением по специально усовершенствованной методике [Стенина, Титов, 1979].

Строение реакционной зоны магнетит — гранат исследовано на примере образца из Центрального участка Ирбинского месторождения. Замещению массивной мелкозернистой магнетитовой рудой здесь подвергались гранатовые скарны, образованные по мраморизованным известнякам. Скарны состоят из неравномерно-зернистого агрегата идиоморфных одиночных зерен и гломеробластов граната в кальците. На оптическом снимке образца (см. приложение, фиг. 21) видно, что строение фронта замещения неоднородно. Метакристаллы граната, по составу близкого к андрадиту ( $N = 1,883$ ), на фронте замещения и в некотором удалении от него пронизаны густой сетью тонких микротрещин, гранулированы и частично диспергированы. На участке I граница магнетита и граната резкая, магнетит более крупнозернистый, огранен; на участке II граница фронта размытая, гранат диспергирован, насыщен пятнами, мелкими жилками пелитоморфного вещества, отличающегося от граната более густой окраской. Магнетит залечивает крупные трещинки, переходящие затем в пелитоморфные «струи». В тылу фронта замещения (участок III) мелкозернистый магнетит ассоциируется с кварцем, кальцитом, реликтами граната, мельчайшими зернами амфиболов, эпидота, хлорита и более поздних сульфидов.

При изучении в просвечивающем электронном микроскопе участка I установлено зональное строение границы магнетит — гранат. Ширина зон от 1000 до 5000 Å, все они повторяют контур монокристаллов магнетита. Каждую зону из-за малой ширины с помощью микродифракции исследовать было невозможно. На электронограмме, полученной от участка шириной 1 мкм, охватывающего все зоны, присутствуют диффузионные кольца, указывающие на существование структурных неоднородностей в зонах. В то же время на электронно-микроскопическом изображении зонального участка обнаружено, что в направлении от монокристалла граната к монокристаллу магнетита структурная упорядоченность вещества возрастает. Так, ближайшая к гранату зона содержит больше неоднородности, чем предельное разрешение используемого электронного микроскопа (т. е. 7—10 Å), и является аморфным (или криптокристаллическим) веществом. Полностью идентичная фаза обнаружена в промежутках зерен магнетита, замещающего пироксен (см. приложение, фиг. 20). На микродифракционных картинах этих фаз отсутствуют диффузионные кольца, что указывает на их аморфность. Следующие по направлению к магнетиту зоны отличаются по контрасту из-за неодинаковой плотности структурных неоднородностей ( $3-8 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-2}$ ), размеры которых составляют 10—20 Å. Неоднородности не являются микрочастицами магнетита, так как найденные по дифракционным максимумам приближенные значения межплоскостных расстояний ему не соответствуют. Граница между последней зоной и монокристаллическими зернами магнетита резкая.

На участке II (см. приложение, фиг. 21) установлено неупорядоченное относительно фронта замещения распределение разных

фаз, чем и обусловлена нерезкость границы. С помощью микродифракции здесь выявлены: аморфная фаза, кристalloкристаллическая фаза с размером структурных неоднородностей 10—15 Å, поликристаллические агрегаты магнетита и силикатов, сложные комбинированные блоки. Основу последних составляет аморфная матрица, в которую включены, судя по микродифракции и дифракционному контрасту на изображении, микрокристаллические зародыши магнетита размером 25—150 Å, или волокна амфиболов, или те и другие вместе.

Магнетит за фронтом замещения (участок III, см. приложение, фиг. 21) сложен одинаково ориентированными монокристаллическими зернами и поликристаллическими агрегатами размером в сотни микрон, находящимися в тесной ассоциации с силикатами и другими минералами. Он имеет высокую плотность дефектов, в основном микрокристаллических включений. Как правило, зерна магнетита состоят из участков с совершенной структурой и включениями, причем на границе дефектной и бездефектной областей наблюдаются дислокации. Такое строение — следствие перекристаллизации уже сформировавшихся зерен и их агрегатов, в результате которой монокристалл очищается от примесей.

Одинаковая ориентация монокристаллических зерен за фронтом замещения, направление структурных превращений от граната к магнетиту, характерное для предкристаллизационных явлений, свидетельствуют о направленной кристаллизации магнетита и показывают, что именно он является новообразованным минералом.

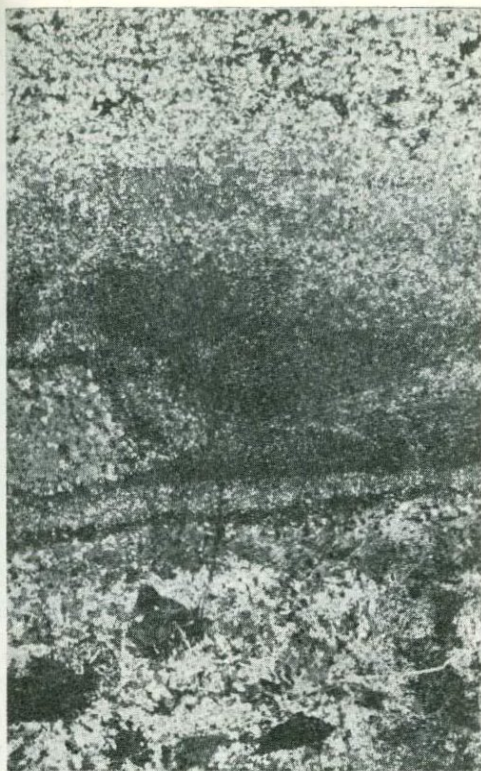
Электронно-микроскопическое изучение реакционной границы магнетит — пироксен выполнено на образце из Одиночного месторождения. Магнетит здесь развивается по грубозернистому пироксеновому скарну, как бы цементируя его обломки. Вместе с пироксеном в скарне содержатся кристаллы апатита, а в мелкозернистой рудной массе встречаются амфиболы, эпидот, хлорит, кальцит, сульфиды. В оптическом микроскопе отчетливо заметны реакционные границы пироксена и магнетита (см. приложение, фиг. 20), тесная пространственная сопряженность магнетита с гастингситом, местами с хлоритизированным биотитом. На отдельных участках встречены зерна более позднего кварца и сульфидов. При структурном травлении магнетита парами концентрированной соляной кислоты выявляются тонкие зоны роста и мелкозернистое строение. В единичных зернах магнетита по микротрещинкам развивается гематит (мартит).

Последовательное многоступенчатое утонение участка шлифа диаметром 0,5 мм, состоящего из оптически однородного магнетита с островком — реликтом пироксена в центре, и просмотр его в просвечивающем электронном микроскопе позволили установить следующее. Зерно пироксена представляет собой монокристалл, содержащий дислокации с незначительной плотностью и примеси. Последние имеют дифракционный контраст в виде черных точек только на толщинных контурах экстинкции, что позволяет идентифицировать

их как когерентные микро неоднородности с большей, чем в окружающей матрице, концентрацией примеси. Такие дефекты возникли в результате выделения примеси. На границе пироксена с магнетитом (участок III, см. приложение, фиг. 20) отмечаются прослойки слюдястого минерала с разупорядоченной структурой, о чем свидетельствуют картины муара на их изображении и соответствующая им микродифракционная картина. В реакционной зоне магнетит — пироксен в магнетите содержатся тонкие включения волоконистого силиката, неизвестная поликристаллическая фаза, слагающая отдельные агрегаты, а также аморфная фаза. В удалении от реакционной границы (участок II, см. приложение, фиг. 20) магнетит представлен монокристаллами размером 100—200 мкм, содержит высокую плотность (около  $2 \cdot 10^6 \text{ см}^{-2}$ ) ростовых дислокаций, образующих сложную структуру.

Граница магнетит — кальцит изучена в образце, отобранном на участке замещения рудой кальцитового мрамора в Бурлукском месторождении. В шлифе и ашлифе видны идиоморфные очертания кристаллов магнетита, включения в них кальцита и некоторое отличие рисунка механических двойников в кальците непосредственно в контакте с магнетитом и на некотором удалении от него. При структурном травлении в магнетите выявлены тонкие зоны роста и приуроченность к ним твердых включений. По химическому составу магнетит и кальцит нормативны. Колебания состава отдельных зон магнетита этого образца — в пределах точности микроспектрального анализатора JXA-5A. Непосредственно на границе магнетита с кальцитом в первом обнаружено высокое содержание примесных дефектов, концентрация которых убывает в глубь монокристалла. Примесные дефекты либо входят в решетку неупорядоченно, либо расположены в плоскости  $\{111\}$ . По характеру дифракционного контраста на примесных дефектах можно предположить, что в первом случае это микровключения, а во втором — мельчайшие сегрегаты точечных дефектов (возможно, примесных атомов). На небольшом удалении (порядка 1 мкм) от границ зерен плотность примесных дефектов резко снижается. Здесь наблюдаются дефекты с двухдужковым контрастом, типичным для плоских выделений примеси, которые приурочены к структурным несовершенствам, являющимся, судя по дифракционному контрасту на них, дефектами типа границ. Стыковка областей разной степени структурного совершенства осуществляется с помощью дислокаций; такая граница, проходящая в объеме монокристалла, представляет собой, вероятно, фронт перекристаллизации.

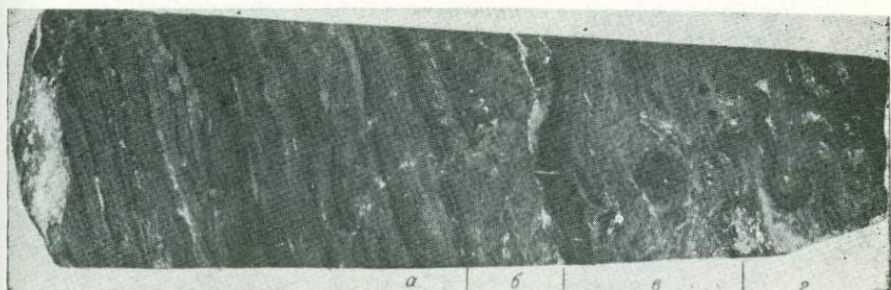
Магнетит в пироксен-дашкесанитовой руде Табратского месторождения имеет много общего с магнетитами из рассмотренных ассоциаций, отличаясь содержанием монокристаллических включений пироксена и амфибола, местами сопряженных с дислокациями. В многочисленных образцах, исследованных А. Т. Титовым [1983], наряду с резкими границами минералов в мономинеральных скоплениях магнетита, пироксена и дашкесанита наблюдались аморфные прослойки, достигающие нескольких микрон. На границах ме-



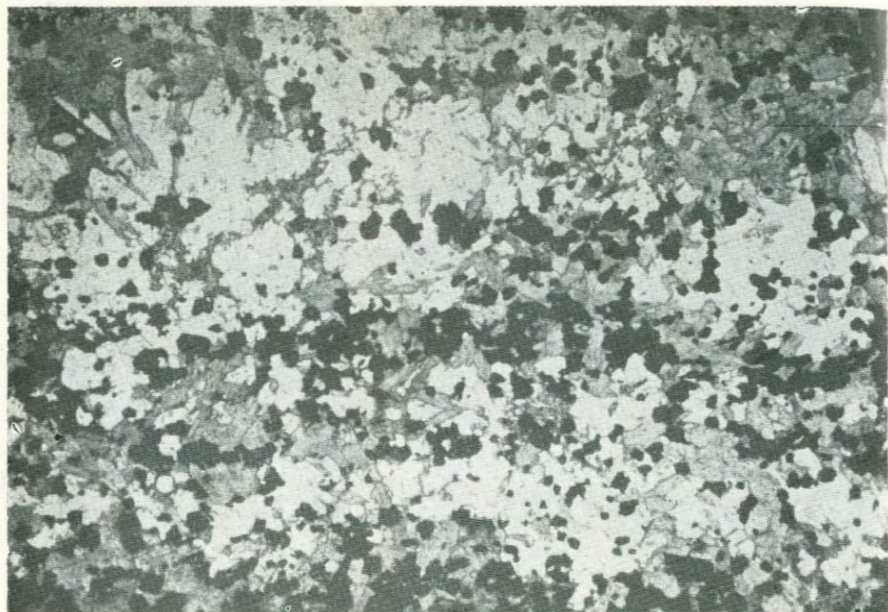
Фиг. 1. Переход от грубообломочной туфобрекчи с рудными обломками к мелкозернистому туфопесчанику. Таятское месторождение, скв. 21, гл. 156 м. Ув. 3.



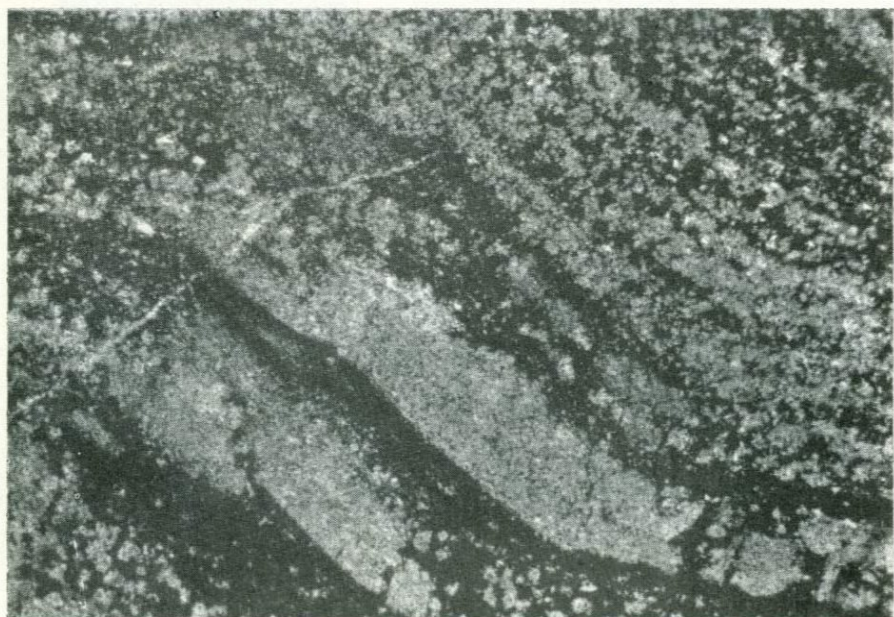
Фиг. 2. Тонкополосчатая текстура диопсид-актинолит-магнетитовой руды. Таятское месторождение, скв. 25, гл. 33,7 м. Ув. 2.



Фиг. 3. Текстуальный узор метаморфизованной амфибол-магнетитовой руды. Таятское месторождение, скв. 57, гл. 40 м. Ум. 1,5 (пояснение в тексте).



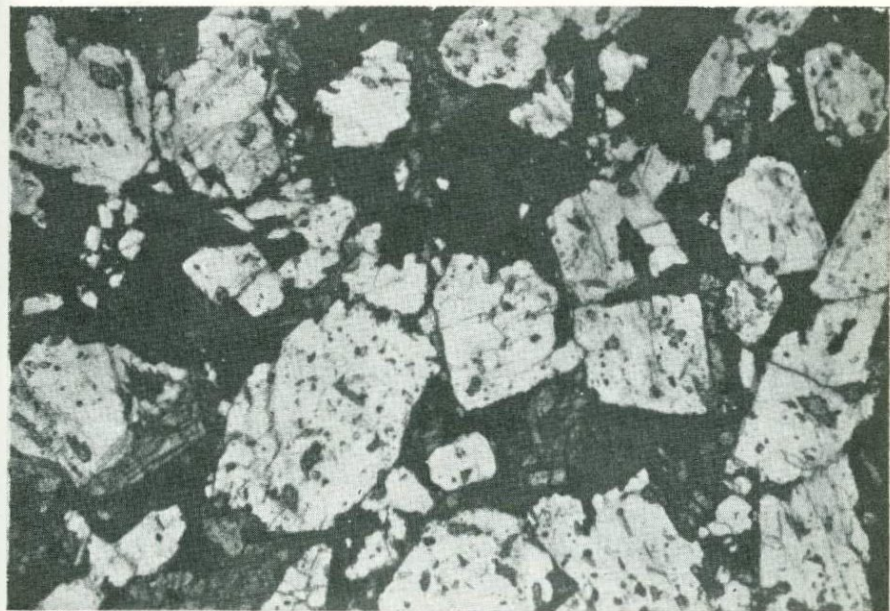
*Фиг. 4.* Прерывистые полоски магнетита в скаполитизированной амфибол-магнетитовой руде (черное — магнетит, серое — амфибол, белое — скаполит). Таятское месторождение, скв. 25, гл. 35 м. Проходящий свет. Ув. 60.



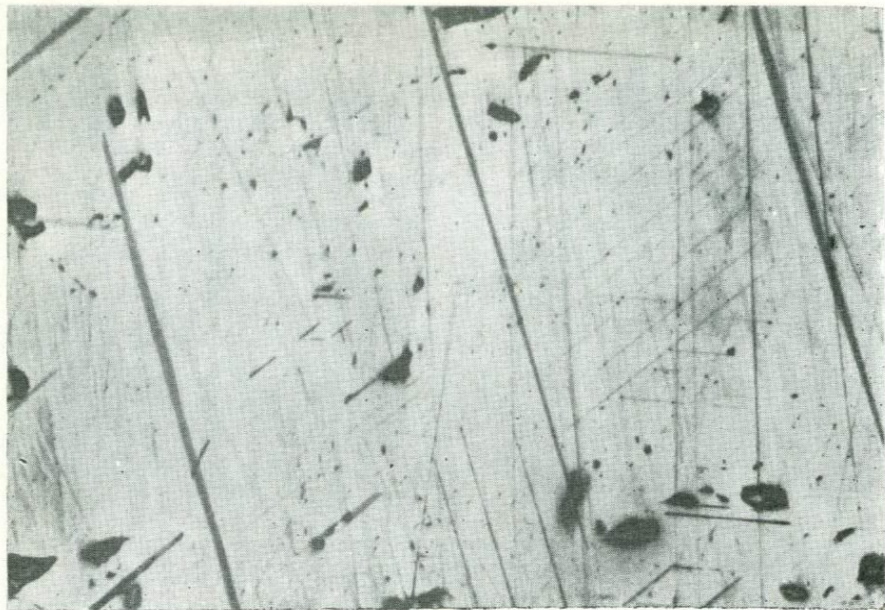
*Фиг. 5.* Переход от ритмично-полосчатой метаморфогенной руды к оспевной. Таятское месторождение, скв. 26, гл. 175 м. Проходящий свет. Ув. 15.



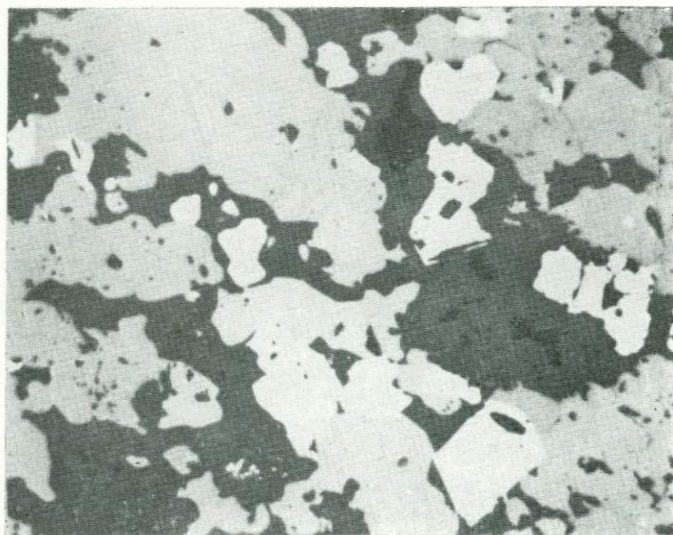
Фиг. 6. Структура биотит-амфибол-магнетитовой метасоматической руды. Таятское месторождение, скв. 37, гл. 126 м. Проходящий свет. Ув. 60.



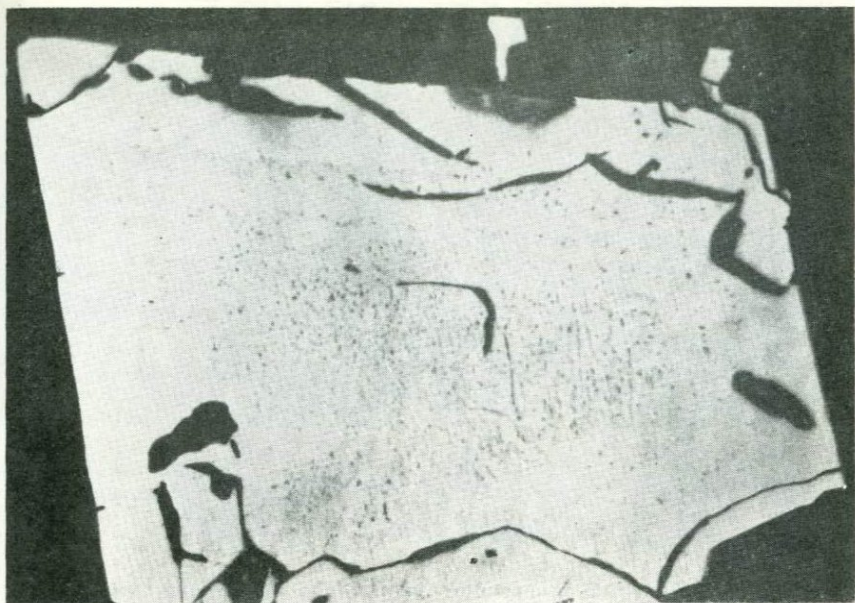
Фиг. 7. Структура скаполит-магнетитовой руды. Магнетит (черное) и актинолит (темно-серые рельефные зерна) корродируют скаполит, содержащий мелкие вроски пироксена. Таятское месторождение, скв. 38, гл. 36 м. Проходящий свет. Ув. 60.



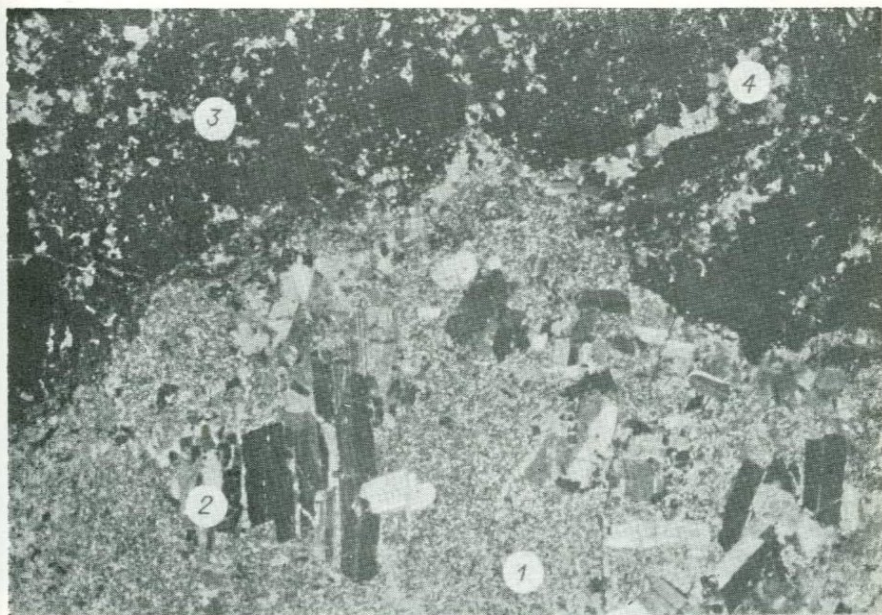
Фиг. 8. Микроструктура титаномagnetита в рудном порфирите. Таятское месторождение, скв. 21, гл. 105 м. Отраженный свет. Ув. 500.



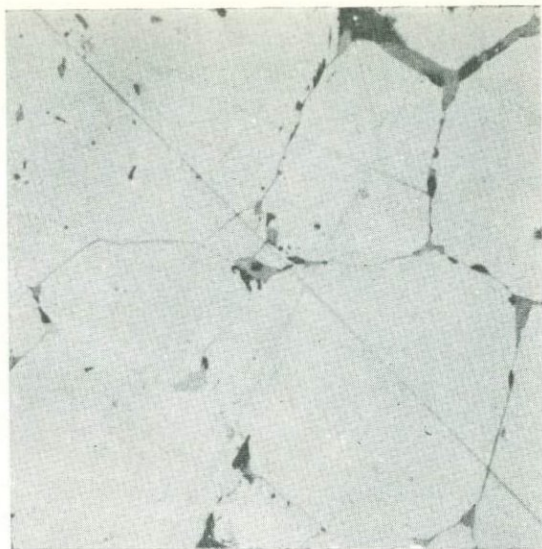
Фиг. 9. Ильменит (белое) и магнетит в туфопесчанике. Таятское месторождение, обр. Т17/73. Отраженный свет, с анализатором. Ув. 200.



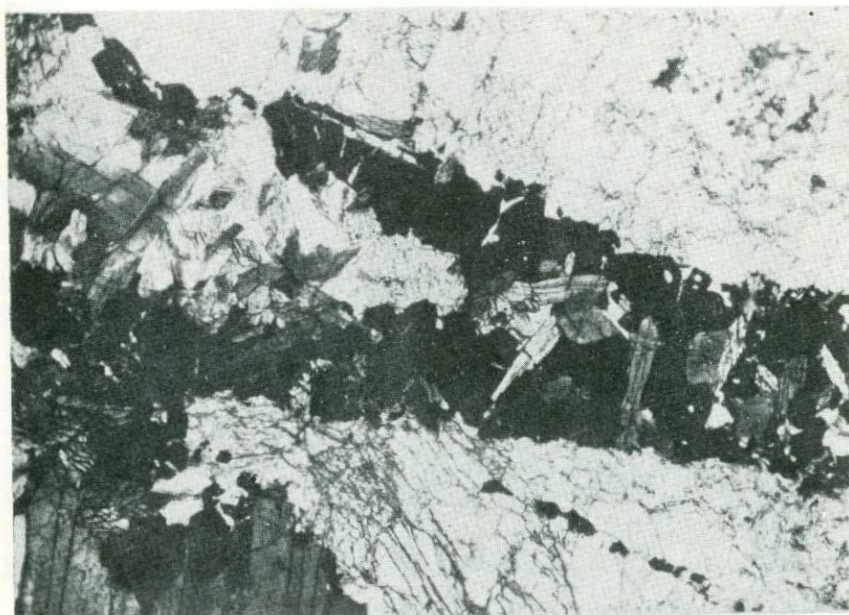
Фиг. 10. Микроструктура метакристалла магнетита в регенерированной пироксен-скаполит-магнетитовой руде. Таятское месторождение, скв. 25, гл. 33,7 м. Отраженный свет. Ув. 300.



Фиг. 11. Контакт дайки плагиогранит-порфира с магнетитовой рудой.  
 1 — фельзитовая основная масса с сыпью и обломками магнетита; 2 — вкрапленники плагиоклаза; 3 — гранулированная и диспергированная руда; 4 — микроинъекции магматического материала в руде. Таятское месторождение, скв. 24, гл. 46 м. Проходящий свет. Ув. 60.



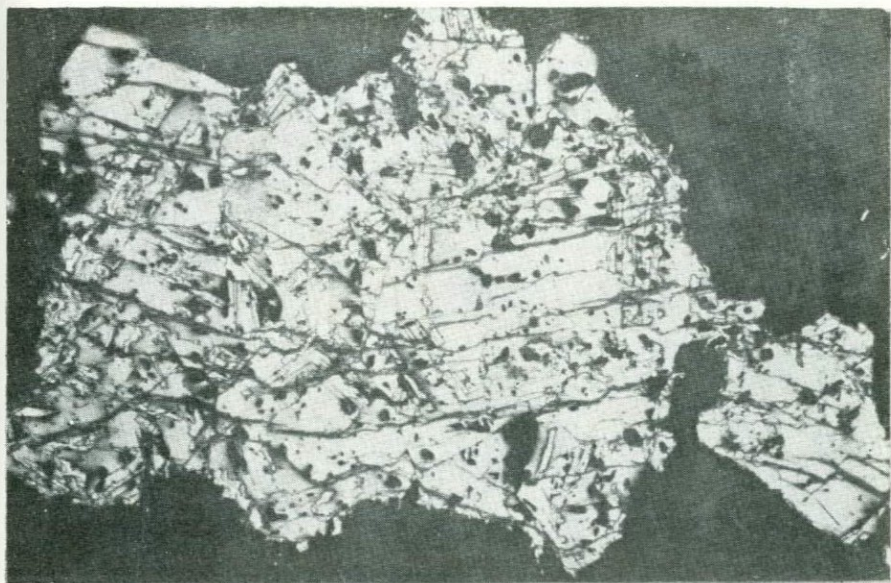
*Фиг. 12.* Межзерновые скопления ильменита (серое) в преобразованной пироксен-скаполит-магнетитовой руде. Таятское месторождение, скв. 24, гл. 46 м. Отраженный свет. Ув. 300.



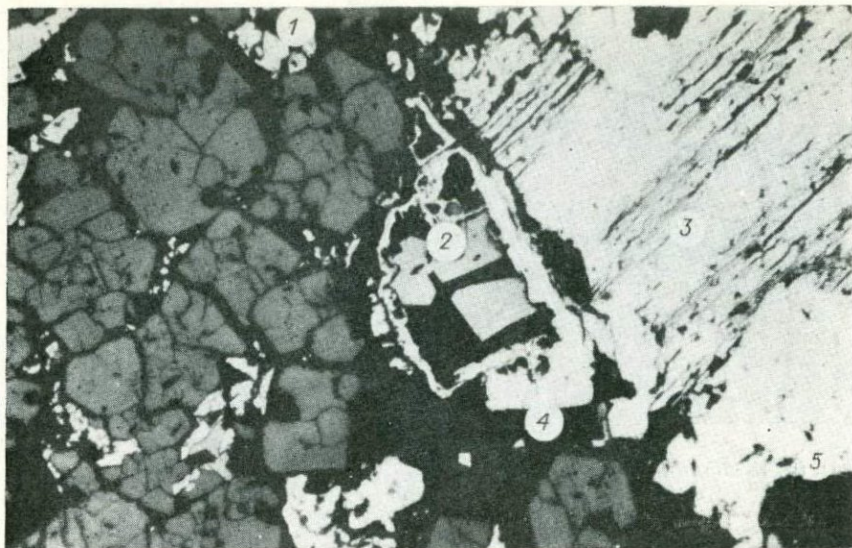
*Фиг. 13.* Дашкесанит-магнетитовый прожилок в пироксеновом скарне. Табратское месторождение, скв. 45, гл. 602 м. Проходящий свет. Ув. 30.



*Фиг. 14.* Ксенолиты амфибол-магнетитовой руды (черное) в порфировидном граносиените. Одиное местоорождение, скв. 56, гл. 180 м. Ум. 1,5.

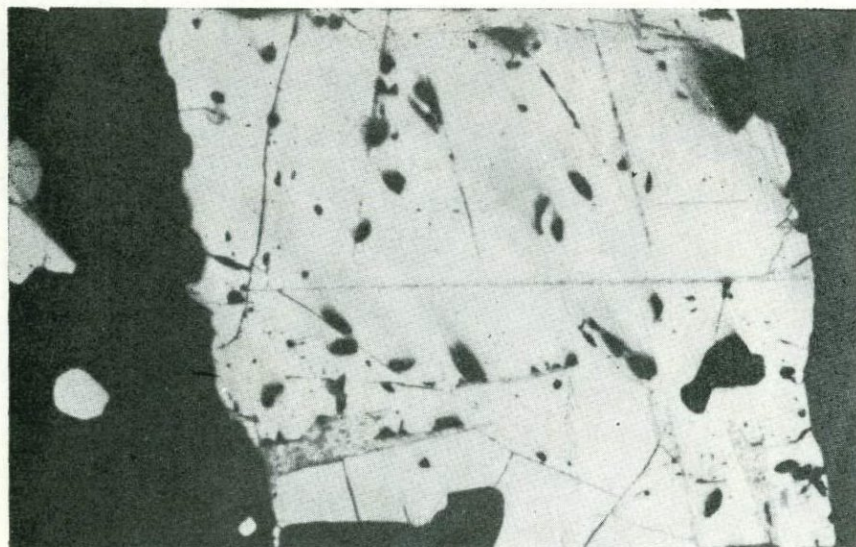


*Фиг. 15.* Микроструктура мартитизированного магнетита в рудном ксенолите. Гематит (белое) развит по зонам роста, стыкам зерен магнетита и по краям ксенолита. Одиное местоорождение, скв. 87, гл. 244 м, Отраженный свет. Ув. 200.

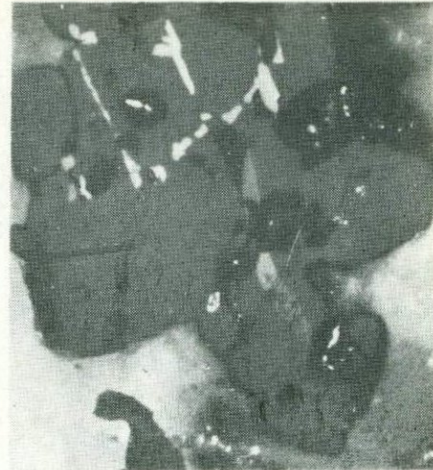
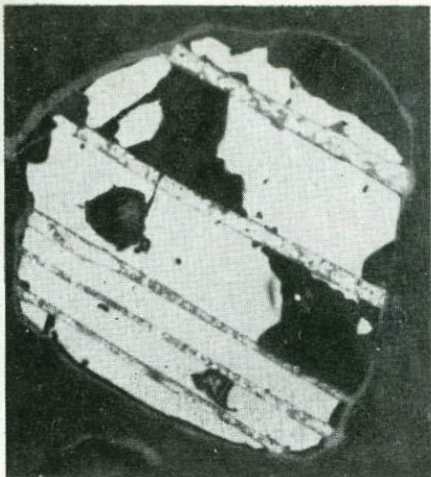


*Fig. 16.* Структура сульфидно-магнетитовой руды.

1 — магнетит, 2 — халькопирит, 3 — марказит, 4 — пирит, 5 — ширротин. Единичное месторождение, скв. 113, гл. 368 м. Отраженный свет. Ув. 260.

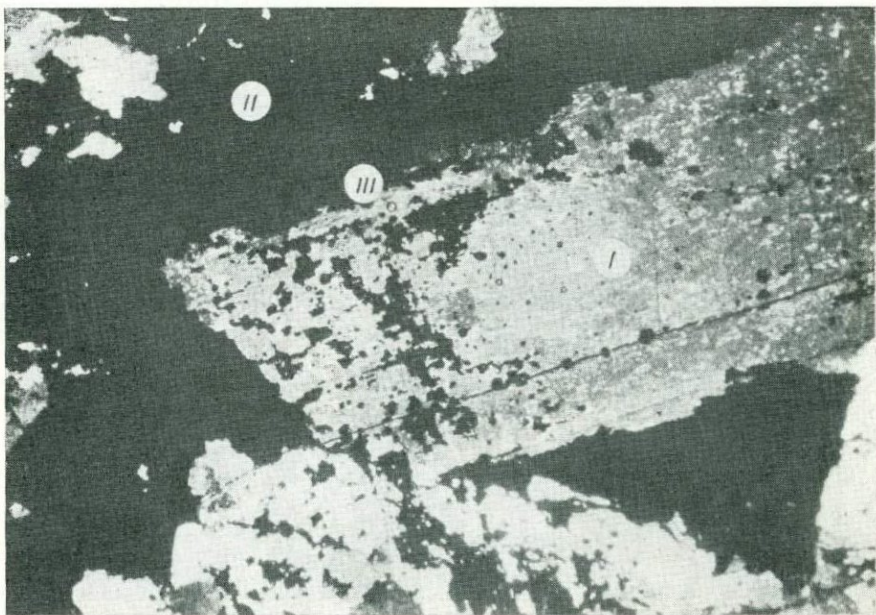


*Fig. 17.* Структура распада твердого раствора ильменит — магнетит в гистеромагматической руде. Единичное месторождение, скв. 95, гл. 875 м. Отраженный свет. Ув. 500.



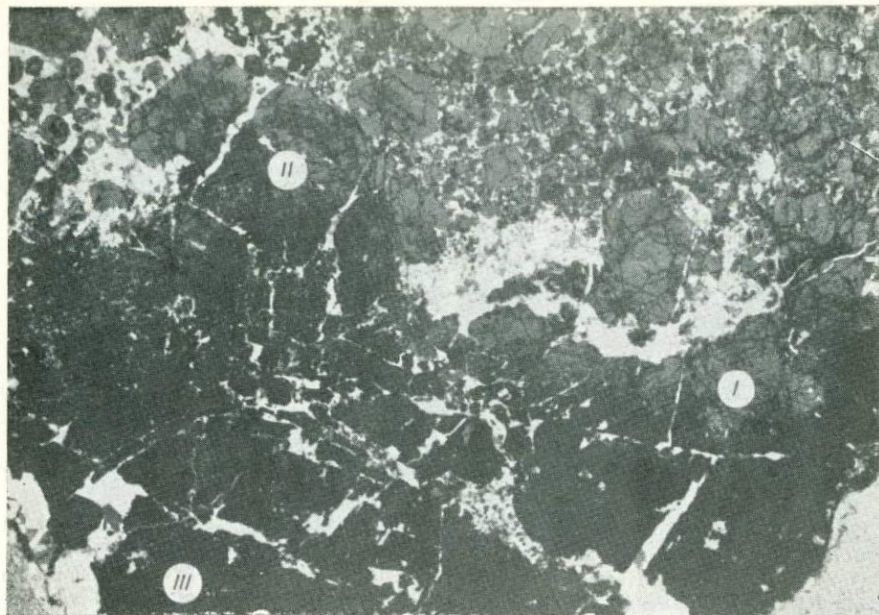
Фиг. 18. Сэндвич-структура титано-магнетита в амфибол-пироксен-полевошпатовом роговике. Кайма титанита (темно-серое) — характерный признак роговика. Одинокое месторождение, скв. 88, гл. 1254 м. Отраженный свет. Ув. 500.

Фиг. 19. Межзерновые скопления и вросстки ильменита (белое, светло-серое) в магнетите из расщепленного габбро-диорита. Одинокое месторождение, скв. 113, гл. 935 м. Отраженный свет. Ув. 500.



Фиг. 20. Реакционная граница магнетита (черное) с пироксеном. Одинокое месторождение, скв. 88, гл. 815 м. Проходящий свет. Ув. 50.

I—III — участки, изученные на просвечивающем электронном микроскопе.

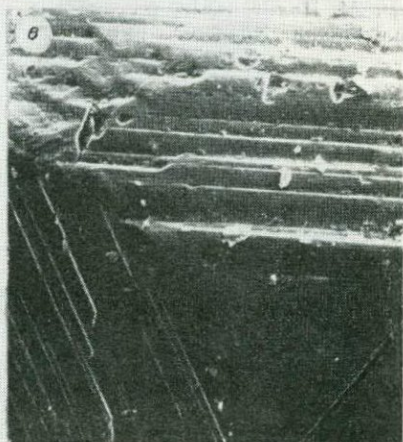
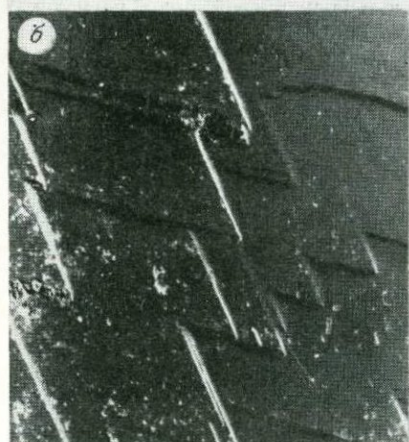


Фиг. 21. Строение фронта замещения магнетитом гранатового скарна. Цифрами обозначены участки, исследованные на просвечивающем электронном микроскопе. Ирбинское месторождение, скв. 144, гл. 193 м. Проходящий свет. Ув. 6.

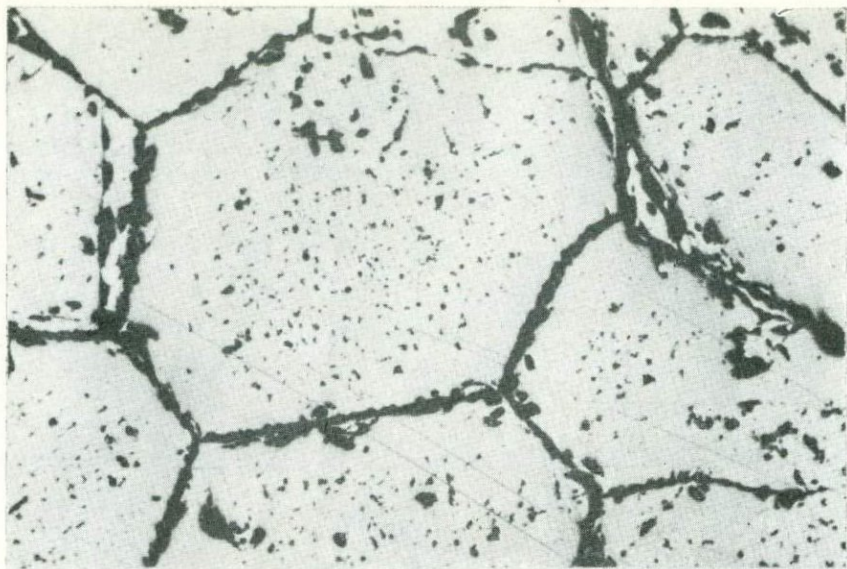


Фиг. 22. Гнезда с вкрапленностью магнетита, кальцитом и кварцем в гранатовом экзокскарне. Ирбинское месторождение, скв. 144, гл. 135 м. Проходящий свет. Ув. 30.

I—III — участки, изученные на просвечивающем электронном микроскопе.



Фиг. 23. Форма кристаллов магнетита (а) и скульптура их граней (б, в) из друз перекристаллизации в хлорит-кальцит-магнетитовой руде. Ирбинское месторождение, Гранатовый карьер, обр. И77/78. Ув. 60(а) и 600 (б, в).



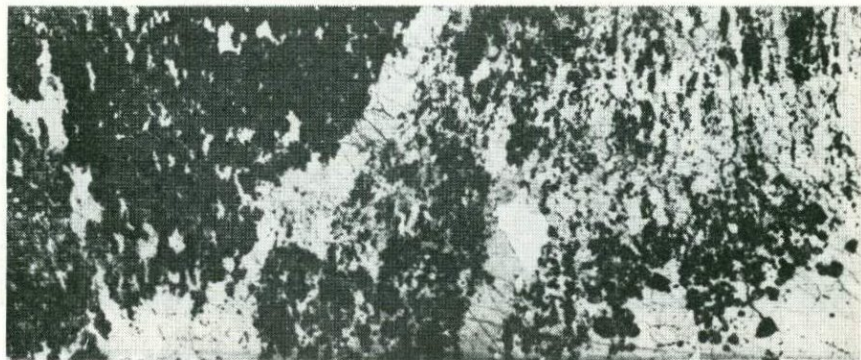
Фиг. 24. Полигональная структура магниально-скарновой руды магматической стадии. Край внутри зерен — выделения шпинели. Месторождение Верх. Учуден, обр. Уч-12. Отраженный свет. Ув. 150.



Фиг. 25. Зональная микроструктура магнетита из флогопит-магнетитовой руды. Месторождение Верх. Учуден, обр. Уч-45. Отраженный свет. Ув. 150.



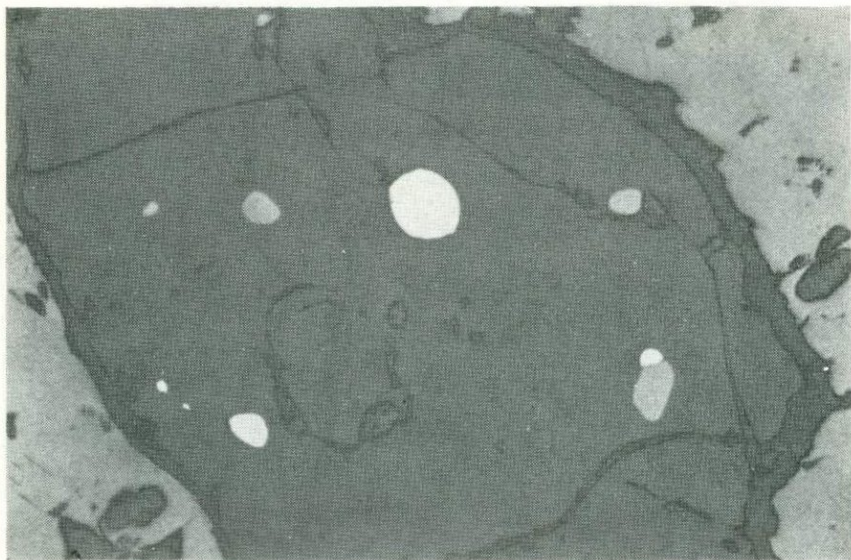
*Фиг. 26.* Слапцевато-полосчатая текстура флогопит-форстерит-сульфидно-магнетитовой руды. Таежное месторождение, скв. 225, гл. 270 м. Ум. 2.



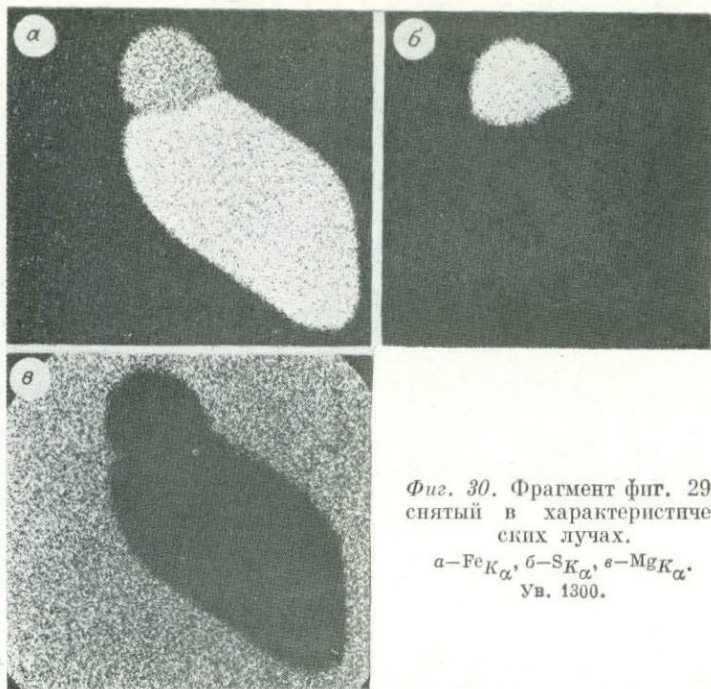
*Фиг. 27.* Пятнисто-вкрапленная серпентин-форстерит-магнетитовая руда. Таежное месторождение, скв. 305, гл. 782 м. Ум. 2.



*Фиг. 28.* Субграфические вроски магнетита (белое) в форстерите, окаймленном гиперстеном и флогопитом в серпентинизированной руде. Лёглерское месторождение, скв. 121, гл. 38 м. Ув. 350. Снято во вторичных электронах на сканирующем микроскопе JSM-35.

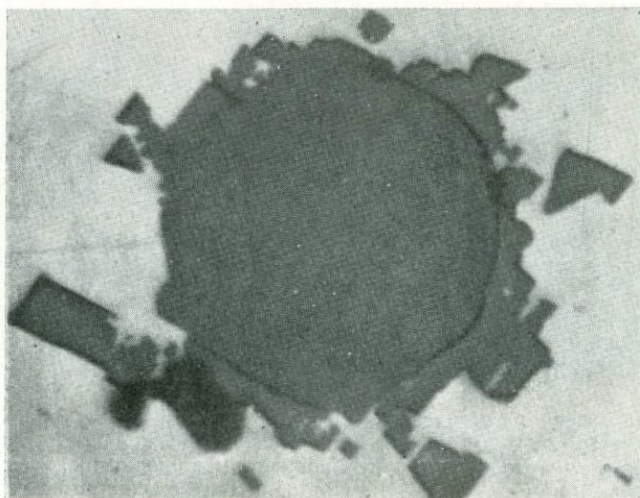


*Фиг. 29.* Включения полиморфных зерен магнетита (светло-серое) и округлых зерен сульфидов (белое) в зерне форстерита (темно-серое). Форстерит-магнетитовая руда. Таежное месторождение, скв. 303, гл. 614 м. Отраженный свет. Ув. 250.

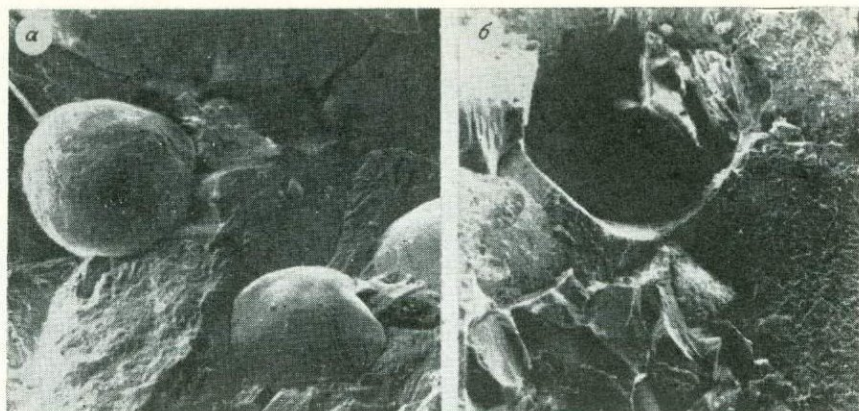


Фиг. 30. Фрагмент фиг. 29, снятый в характеристических лучах.

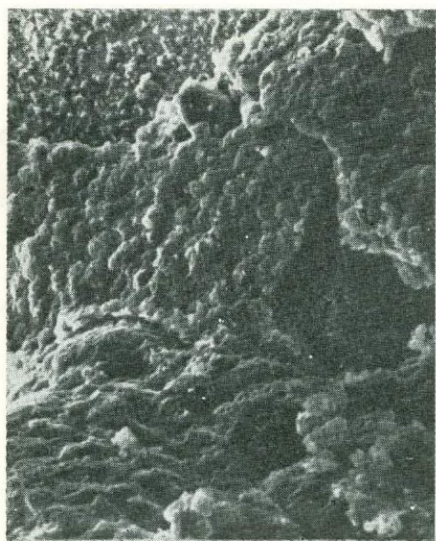
$a$ - $FeK_{\alpha}$ ,  $b$ - $S_{K_{\alpha}}$ ,  $v$ - $MgK_{\alpha}$ .  
Ув. 1300.



Фиг. 31. Выделения экслюзионной шпинели вокруг зерна форстерита, включенного в магнетите. Таежное месторождение, скв. 305, гл. 641 м. Отраженный свет. Ув. 650.



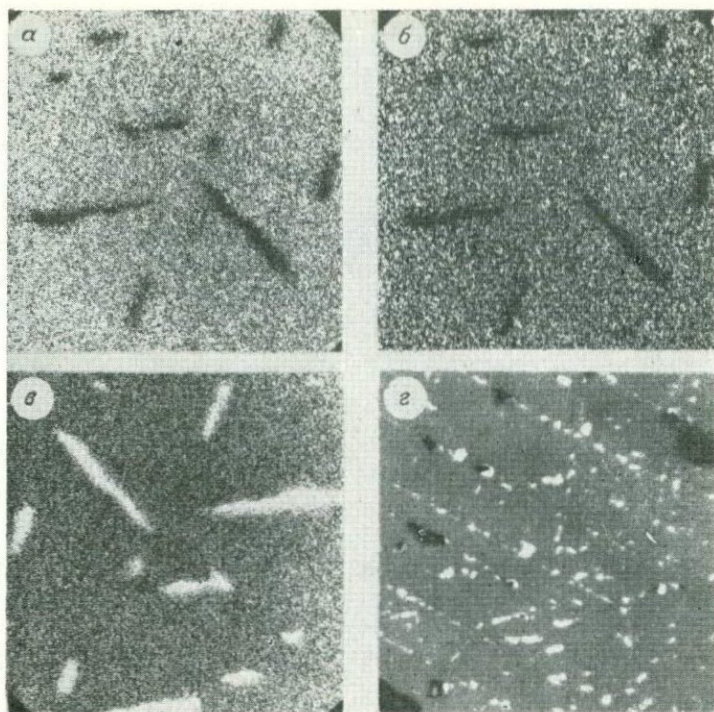
Фиг. 32. Форма кристаллов форстерита в кальцифере (а) и форстерит-магнетитовой руде (б). Ув. 25. Сканирующий микроскоп JSM-35.



Фиг. 33. Шероховатая поверхность кристалла форстерита. Фрагмент фиг. 32, а. Ув. 1500.

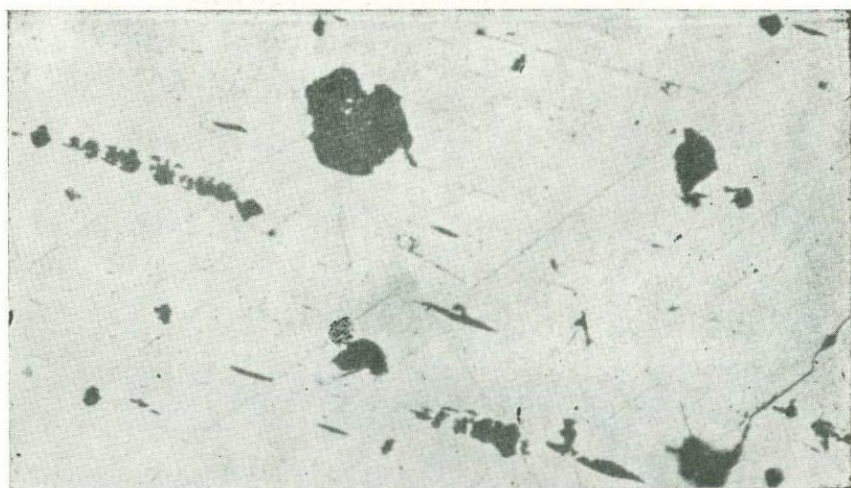


Фиг. 34. Псевдоморфозы серпентина по форстериту в безрудном кальцифере. Таскское месторождение, скв. 302, гл. 435,5 м. Проходящий свет. Ув. 100.

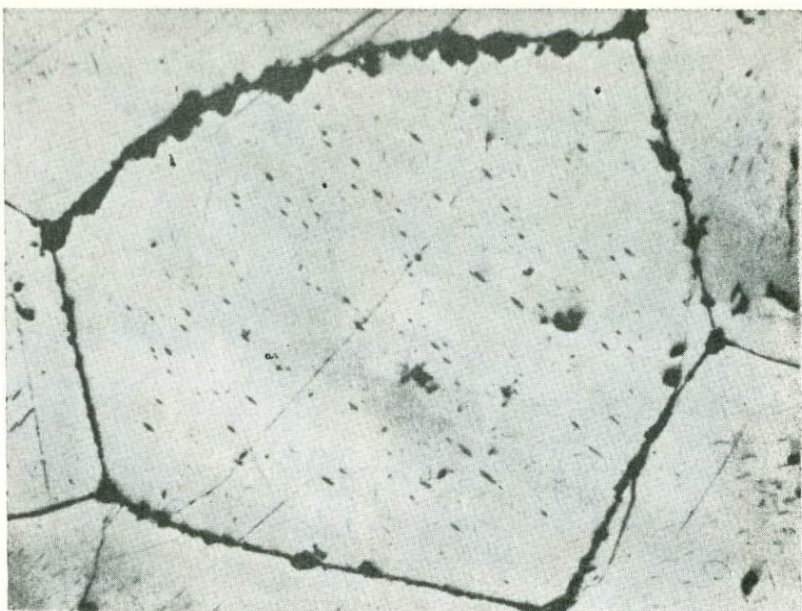


Фиг. 35. Эксклюзионные частицы магнетита в скарновой шпинели, сняты в характеристических лучах.

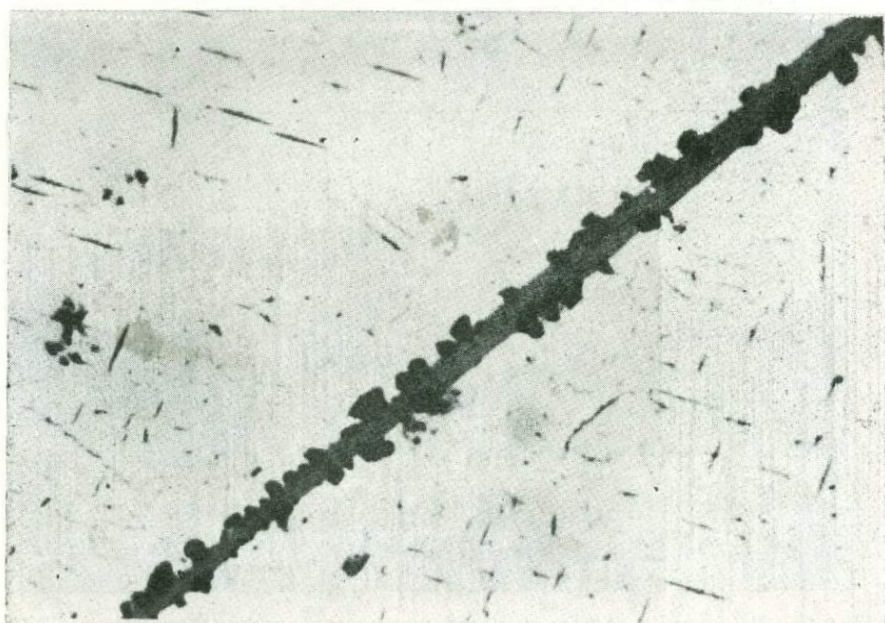
$a$  —  $MgK_{\alpha}$ ,  $b$  —  $AlK_{\alpha}$ ,  $c$  —  $FeK_{\alpha}$ ,  $d$  — оптический снимок в отраженном свете, Таежное месторождение, скв. 302, гл. 456 м. Ув. 1200.



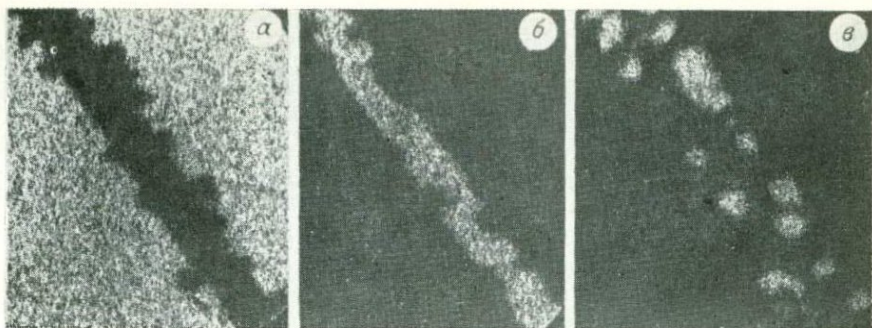
Фиг. 36. Продукты распада твердого раствора: магнетит (светлая матрица), ильменит (удлиненные пластинки по {111}), тонкие ламеллы и микроперфиры, цепочки шпинели (черное). Ледгерское месторождение, обр. Л12/77, Отраженный свет. Ув. 1500.



*Фиг. 37.* Полигональная структура магнетита. Внутри и в стыках зерен видны выделения экссолюционной шпинели (черное), а вблизи их — очищенные от примеси участки. Массивная апатит-форстерит-магнетитовая руда. Леглинерское месторождение, обр. Л11/77. Отраженный свет. Ув. 70.

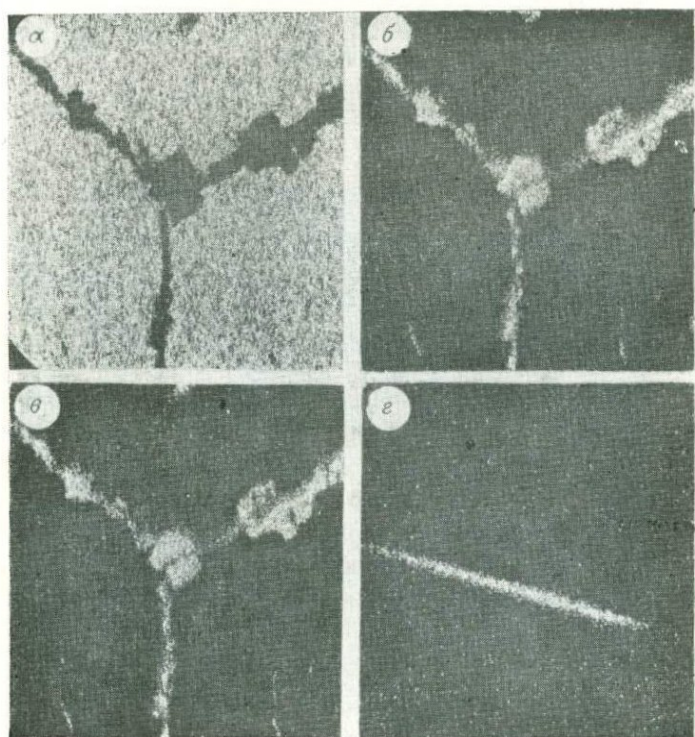


*Фиг. 38.* Морфологические разновидности экссолюционной шпинели (черное) в магнетите: оторочки ильменита (светло-серое) и ориентированные выделения. Таежное месторождение, скв. 302, гл. 432 м. Отраженный свет. Ув. 1500.



Фиг. 39. Фрагмент фиг. 38, снятый в характеристических лучах.

$a - Fe_{K\alpha}$ ,  $b - Al_{K\alpha}$ ,  $e - Ti_{K\alpha}$ . Ув. 1600.

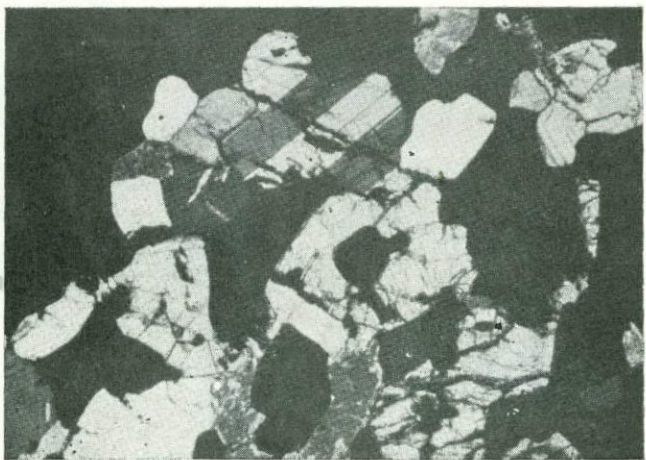


Фиг. 40. Межзерновые и внутризерновые выделения шпинели в магнезиально-скарновой магнетитовой руде. Изображение в характеристических лучах.

$a - Fe_{K\alpha}$ ,  $б - Mg_{K\alpha}$ ,  $в, г - Al_{K\alpha}$ . Таежное месторождение, скв. 305, гл. 847 м. Ув. 650 ( $a-в$ ), 1800 ( $г$ ).



*Фиг. 41.* Флогопит-форстерит-магнетитовая руда. Таежное месторождение, скв. 302, гл. 375 м. Проходящий свет. Ув. 120.



*Фиг. 42.* Серпентинизированная клиногумп-форстерит-магнетитовая руда. Таежное месторождение, скв. 302, гл. 377 м. Проходящий свет. Ув. 120.

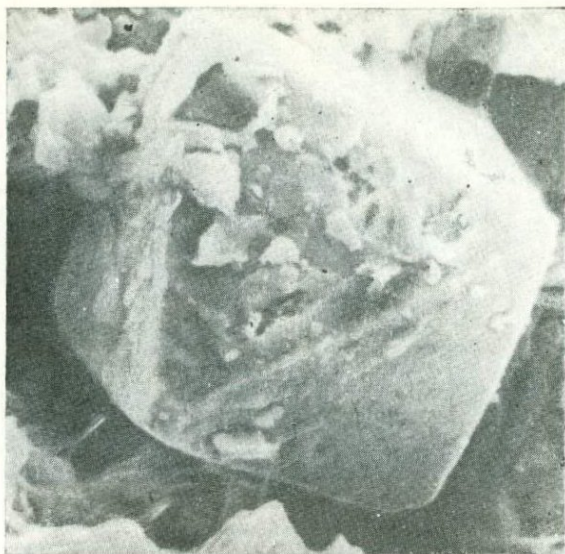


*Фиг. 43.* Гистерогенный магнетит в серпентинизированном форстеритовом скарне. Тасжное месторождение, скв. 302, гл. 388, 4 м. Отраженный свет. Ув. 140.

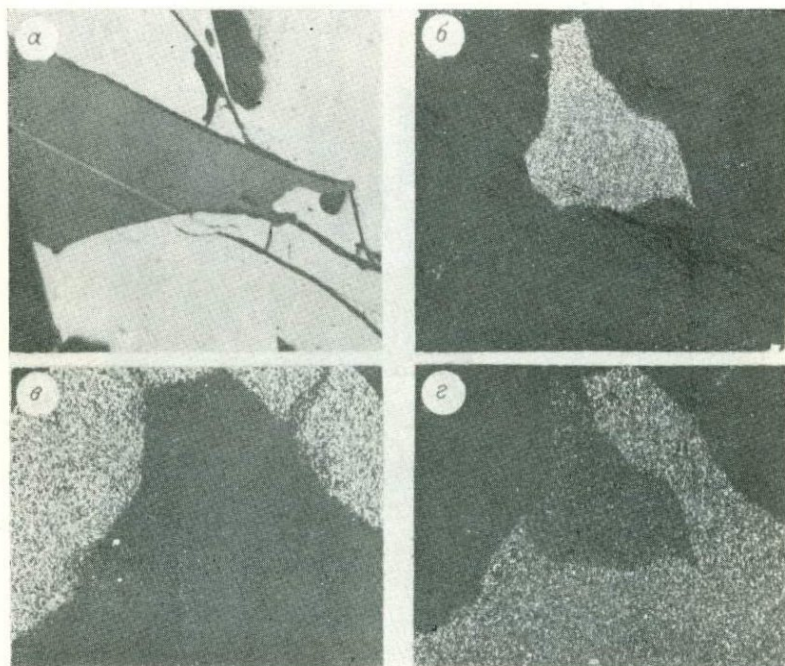
*Фиг. 44.* Магнетит (серое) и пирит (белое) — продукты дисульфидизации пирротина в серпентинизированной форстерит-пирротин-магнетитовой руде. Тасжное месторождение, скв. 305, гл. 648 м. Отраженный свет. Ув. 250.



*Фиг. 45.* Октаэдр магнетита, округлые агрегаты марказита и пластинки калишпата, нарастающие на кристаллах флюорита. Тасжное месторождение, скв. 405, гл. 263,7 м. Сканирующий электронный микроскоп. Ув. 640.



Фиг. 46. Фрагмент фиг. 45. Ув. 3600.



Фиг. 47. Ильменит (светло-серое) в тонкополосчатой пироксен-скаполит-ильменит-магнетитовой руде (а). Пионерское месторождение, скв. 25, гл. 350 м. Отраженный свет, с анализатором. Ув. 650 (б—г — аналогичный участок, снятый в характеристических лучах  $Ti_{K\alpha}$ ,

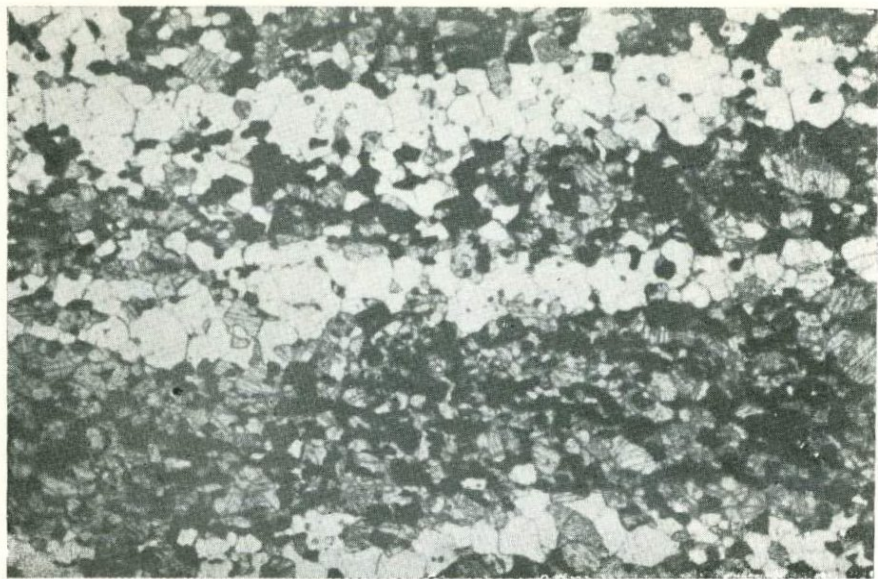
$Fe_{K\alpha}$  и  $Si_{K\alpha}$  соответственно).



*Фиг. 48.* Тонкополосчатая текстура пироксен-скаполит-ильменит-магнетитовой руды. Пионерское месторождение, скв. 25, гл. 354 м. Натур. вел.



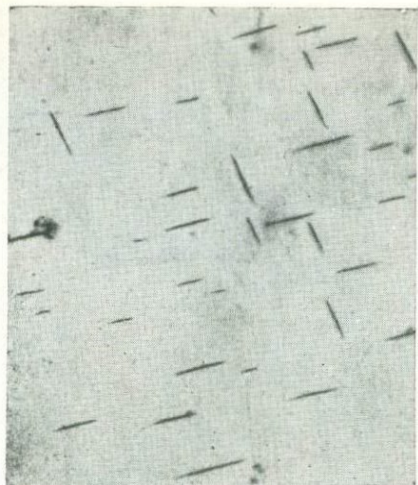
*Фиг. 49.* Тонкополосчатая текстура пироксен-скаполит-ильменит-магнетитовой руды с участками линзовидных обособлений магнетита. Пионерское месторождение, скв. 25, гл. 340 м. Натур. вел.



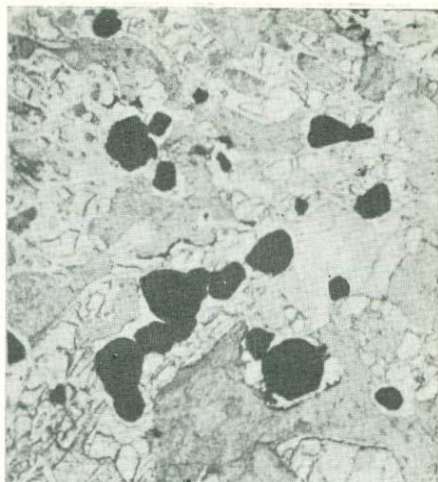
*Фиг. 50.* Полигонально-зернистая структура пироксен-скаполит-вльменит-магнетитовой руды. Пионерское месторождение, скв. 25, гл. 354 м. Проходящий свет. Ув. 160.



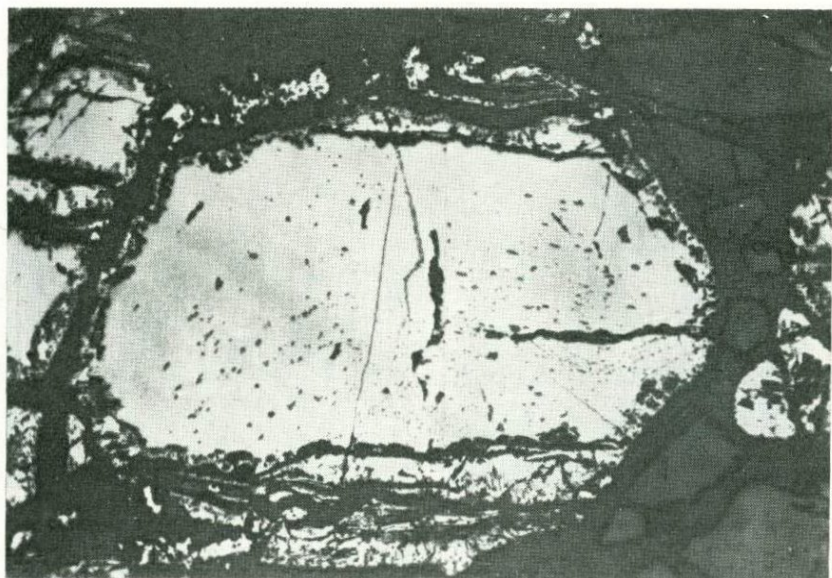
*Фиг. 51.* Ветвящаяся сеть прожилков амфибол-биотит-скаполит-магнетитовой руды (светлое) во вкрапленной пироксен-скаполит-магнетитовой руде. Пионерское месторождение, скв. 30, гл. 325 м. Натур. вел.



Фиг. 52. Ламелли пльменита в магнетите из амфибол-биотит-скаполит-магнетитовой руды. Пионерское месторождение, скв. 30, гл. 325 м. Отраженный свет. Ув. 1200.



Фиг. 53. Вкрапленность магнетитоферрита в клиногумит-форстеритовом кальцифите. Пионерское месторождение, скв. 65, гл. 62 м. Проходящий свет. Ув. 30.



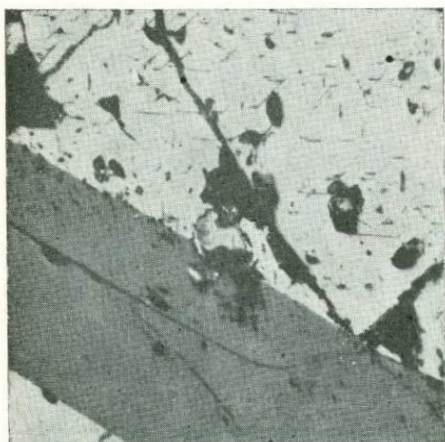
Фиг. 54. Микроструктура магнетитоферрита из клиногумит-форстеритового кальцифита. Пионерское месторождение, скв. 65, гл. 62 м. Отраженный свет. Ув. 300.



Фиг. 55. Зональное зерно скаполита, окаймленное диопсидом (шогашен), в скаполит-диопсидовом симплектите. Эмельджакское месторождение, обр. Э43/77. Проходящий свет, с анализатором. Ув. 30.



Фиг. 56. Реакционные прослойки андрадита между скаполитом и геденбергитом. Таежное месторождение, скв. 405, гл. 296 м. Проходящий свет. Ув. 60.

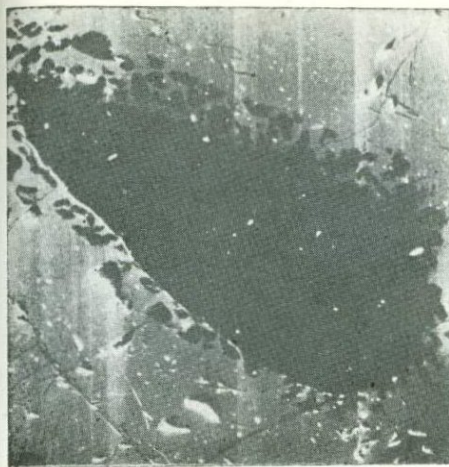


Фиг. 57. Однородное зерно ильменита (серое) и магнетит с выделениями шпинели в биотит-амфибол-пироксен-плагиоклазовом кристаллосланце. Таежное месторождение, скв. 225, гл. 28 м. Отраженный свет. Ув. 350.



Фиг. 58. Две морфологические разновидности структур распада в гематит-ильмените из биотит-кварц-силлиманит-кордиеритового кристаллосланца. Таежное месторождение, скв. 305, гл. 375 м. Ув. 600.

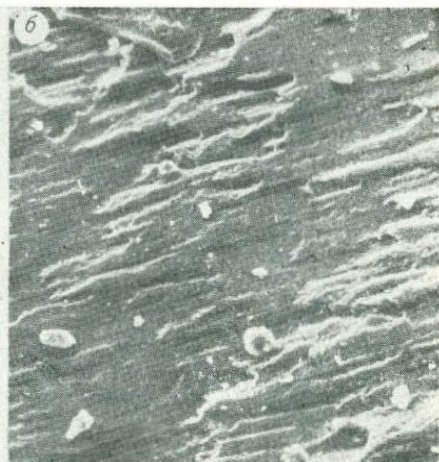
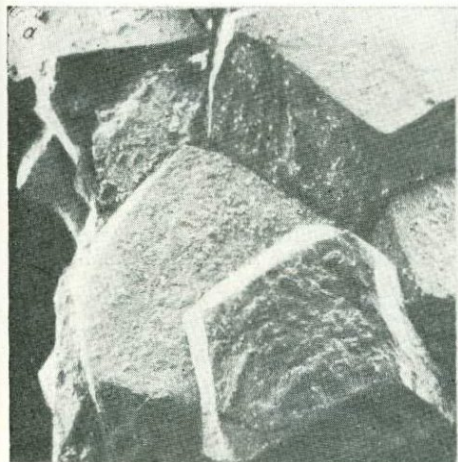
Снято во вторичных электронах на сканирующем микроскопе JSM-35.



Фиг. 59. Выделения герцинита в магнетите на контакте с кварцем. Спиллиманит-кордиерит-кварцевый сланец. Тажское месторождение, скв. 303, гл. 543 м. Снято во вторичных электронах на сканирующем микроскопе JSM-35. Ув. 600.

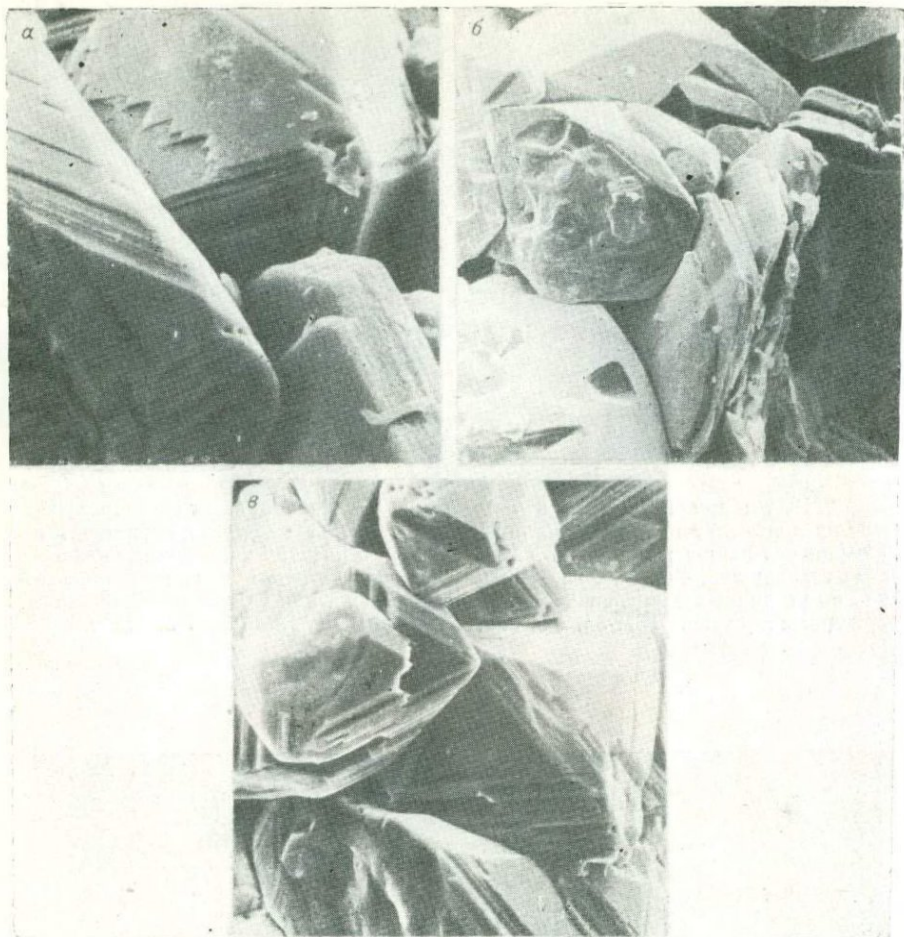


Фиг. 60. Радиально-лучистые агрегаты коллоидного магнетита в кварц-серпентин-карбонатно-магнетитовых рудах Коршуновского месторождения. Сканирующий микроскоп JSM-35. Ув. 1500.



Фиг. 61. Друза магнетитов ромбододекаэдрического габитуса в тонкозернистой кварц-серпентин-хлорит-магнетитовой руде. Ув. 40 (а), 1200 (б).

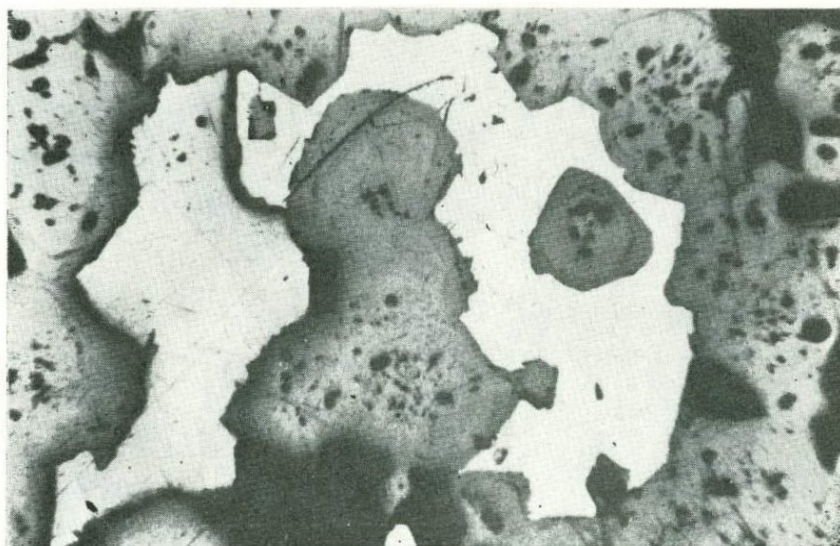
а — общий вид, б — микроскульптура граней.



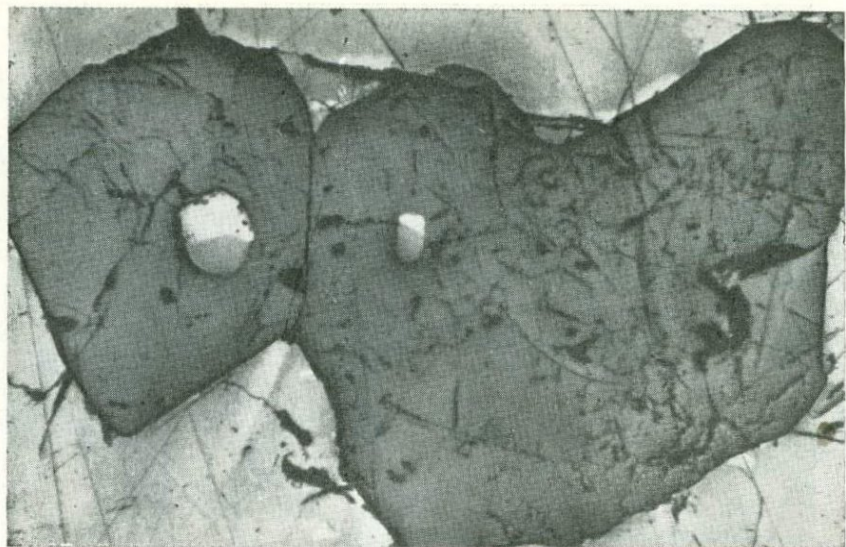
Фиг. 62. Кристалломорфология магнетита (а, б) и хлорита (в) в галит-магнетитовой руде. Коршуновское месторождение. Сканирующий микроскоп JSM-35. Ув. 3300 (а, б) и 540 (в).



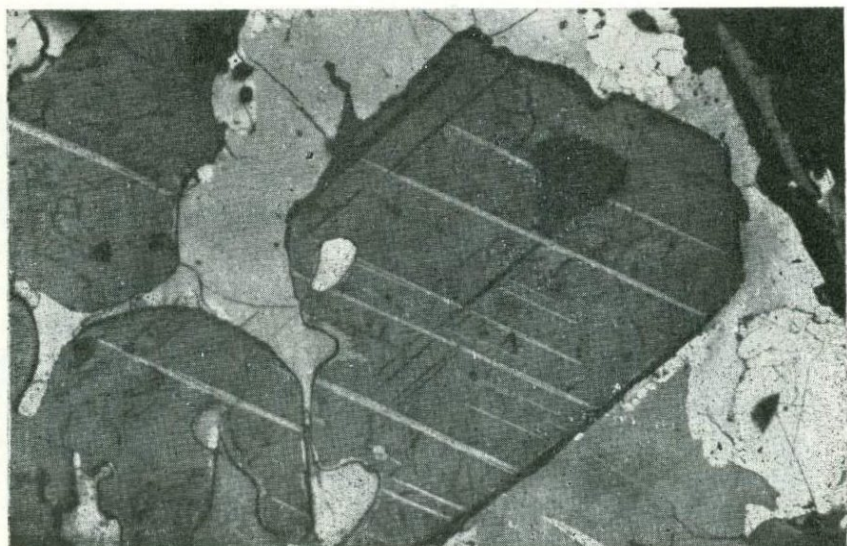
*Фиг. 63.* Микроструктура магнетита из галит-магнетитовой руды. Коршуновское месторождение, обр. Г-1. Отраженный свет. Ув. 250.



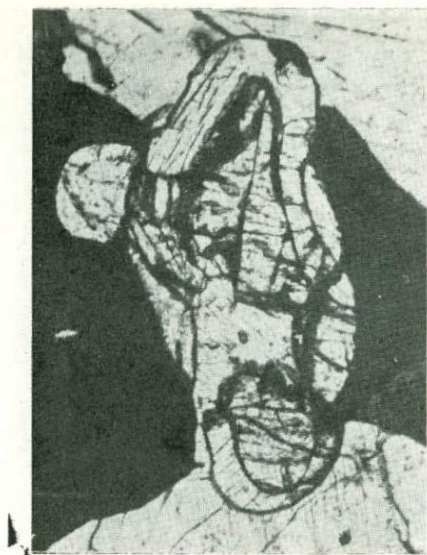
*Фиг. 64.* Халькоцианит (светло-серое) и пирит (белое) в галит-магнетитовой руде. Коршуновское месторождение, обр. Г-2. Отраженный свет. Ув. 250.



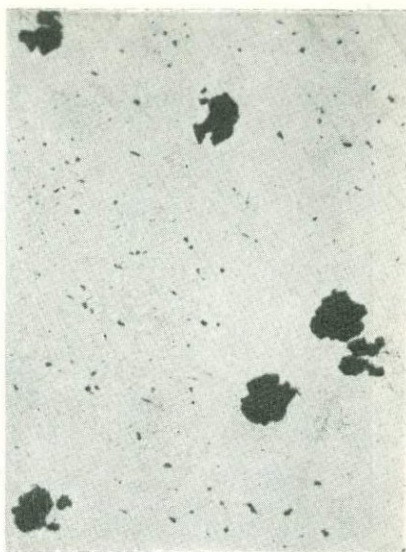
Фиг. 65. Гомогенный магнетит с округлыми включениями халькопирит-пентландит-пирротинового состава, Талнахское месторождение. Отраженный свет. Ув. 200.



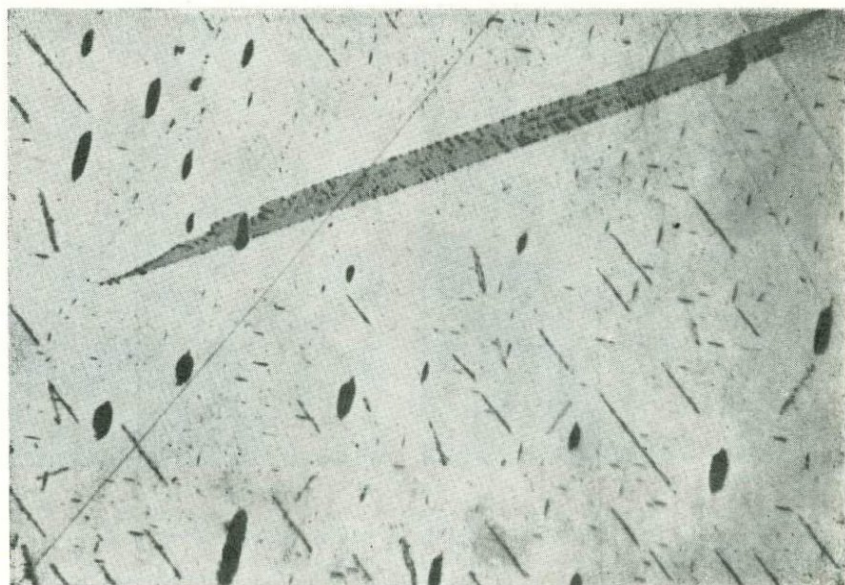
Фиг. 66. Титаномангнетит из медно-никелевой руды Талнахского месторождения. Отраженный свет. Ув. 200.



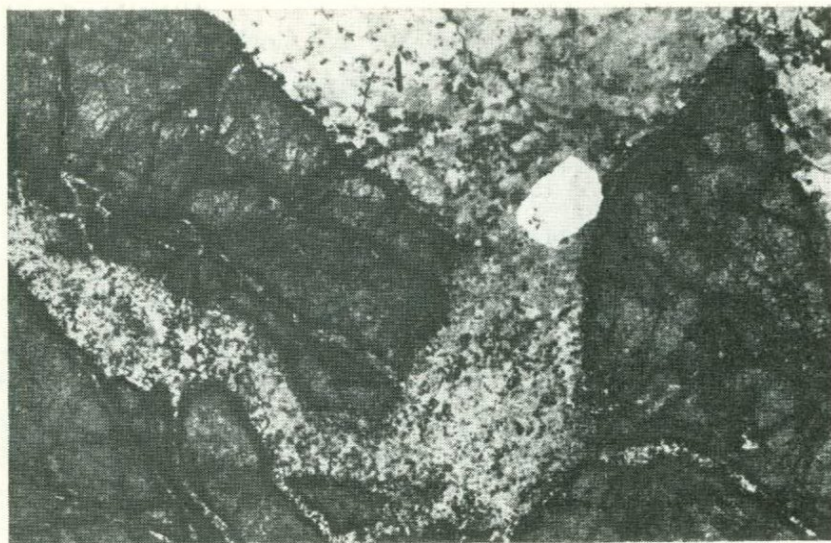
Фиг. 67. Эпитаксиальная кайма диопсида на оливине во вкрапленной шпинель-диопсид-оливин-карбонатно-магнетитовой руде. Молдовское месторождение, обр. М-18/220. Проходящий свет. Ув. 200.



Фиг. 68. Две морфологические разновидности экслюзионной шпинели (черное) в магнетите из магнетитно-скарновых руд Молдовского месторождения, обр. М-18/373. Отраженный свет. Ув. 1000.



Фиг. 69. Структура стадийного распада твердого раствора шпинель — племнит — магнетит в аксессуарном магнетите из кристаллических сланцев Молдовского месторождения, обр. М-18/17. Отраженный свет. Ув. 1000.



Фиг. 70. Реакционная граница спениста с пироксен-гранатовым скарном. Ирбинское месторождение, скв. 111, гл. 230 м. Проходящий свет. Ув. 60.



Фиг. 71. Диспергированный гранатовый скарн (черное) в контакте с инъекцией кварцевого спениста. Ирбинское месторождение, скв. 168, гл. 277 м. Проходящий свет. Ув. 100.



Фиг. 72. Динамомстаморфизованная гранат-магнетитовая руда вблизи контакта с граноспенистом. Ирбинское месторождение, скв. 237, гл. 342,5 м. Проходящий свет. Ув. 100.

жду разными минералами размер их меньше. Аморфная фаза состоит главным образом из алюминия, меньше кальция и железа; в разных участках образца количество этих элементов неодинаково. Контактующие с пироксеном и амфиболом отдельные зерна магнетита имеют блочную структуру с размером блоков 0,4—5 мкм, содержат микровключения, дислокации и скопления точечных дефектов высокой плотности. В дефектных зернах магнетита с микрокристаллическими включениями на электронно-зондовой приставке «Кевех» регистрируются Al, Si, Ca в количествах от следовых и выше, на участках без включений — только Fe. Из этого следует, что наличие примесных элементов в магнетите обусловлено микровключениями других фаз. Граница магнетита с пироксеном неровная, а образующийся на контакте амфибол окружен сферическими агрегатами с высоким содержанием алюминия.

Метасоматический магнетит из диопсид-скаполит-магнетитовой руды Таятского месторождения имеет совершенную структуру, но вблизи межфазовых границ содержит дислокации и скопления точечных дефектов. На границе магнетита с пироксеном отмечены прослойки поликристаллического и волокнистого строения. Совершенные кристаллы скаполита и пироксена на границе с магнетитом часто состоят из блоков размером 0,3—10 мкм, причем соотношение натрия и хлора в соседних зернах скаполита заметно отличается, а границы с магнетитом резкие. В амфибол-скаполит-магнетитовой руде встречаются также очень дефектные зерна с вытравливающимися при ионном утонении включениями и зерна, неустойчивые к воздействию электронного пучка, представляющие собой агрегат из микрокристаллов различной формы. В образцах, где в метакристаллах скаполита содержится метаморфогенный магнетит, обнаружены совершенные зерна скаполита, дефектные и совершенные зерна магнетита и сферические включения существенно алюминиевого состава размером от 2 до 10 мкм. Метаморфогенный магнетит из этих руд из-за технических сложностей подготовки препаратов в просвечивающем электронном микроскопе пока не исследован, его сложная структура, выявленная в аншлифах, подтверждена на сканирующем электронном микроскопе и методом реплик.

Особенности реальной структуры магнетита и гранатов, кристаллизующихся в гранатовом экзокарне, содержащем остаточный кальцит, рассмотрены на примере образца из Ирбинского месторождения (см. приложение, фиг. 22). Микроструктурные соотношения минералов в этом образце, описанные подробно в гл. II, показывают, что здесь наряду с гранатом, образованным раньше магнетита, есть одновременная с ним и более поздняя генерация. Приуроченность последней к рудным гнездам позволяет предполагать, что формирующей ее флюид возник в результате растворения тонкодисперсных частиц гранатов и магнетита. В этом образце возможно проследить строение границы магнетита как с замещаемым гранатом, так и с новообразованным.

Исследованные методами просвечивающей электронной микроскопии участки содержали: I — зерна магнетита и граната, образо-

ванные в результате совместной кристаллизации; II — ограниченные монокристаллы магнетита с гранатом поздней генерации; III — гранат ранней генерации (см. приложение, фиг. 22). Как и в описанном выше случае, границы между магнетитом и ранним гранатом зонального строения. В направлении от граната к магнетиту зоны состоят из аморфной фазы, кристаллических зародышей, заключенных в аморфную матрицу, размер которых увеличивается в направлении к зерну магнетита от 20 до 200 Å. Их плотность в аморфной матрице  $5 \cdot 10^6$  мкм<sup>-3</sup>; согласно микродифракции они соответствуют магнетиту. Ширина этих зон от 0,1 до 0,5 мкм, ширина аморфной зоны зависит от величины граничащих зерен магнетита и граната, достигая нескольких микрон. Между зернами на данном участке шлифа были обнаружены блоки рыхлого строения (судя по характеру утонения этих фаз), состоящие из ограниченных микрокристаллов магнетита размером от 50 до 200 Å. По сравнению с описанным выше случаем фронтального замещения магнетитом гранатового скарна здесь наряду с магнетитом и раскристаллизованными на силикатные волокна аморфными фазами были обнаружены полностью сформированные ленты амфибола. Как показывает дифракционная картина, они уплощены по первому пинакoidу. Там, где гранат нарастает на сформированные кристаллы магнетита, граница ровная, линейная, промежуточных фаз и какой-либо зональности не установлено — в этом главное отличие границы магнетита с более поздним гранатом. Магнетиту в рассматриваемом случае, как и во всех предыдущих, свойственно высокое содержание примесных дефектов, концентрация которых убывает в глубь монокристалла. По исследованным в шлифе участкам получены сравнительные данные о реальной структуре граната трех генераций. Характерными дефектами в гранате ранней генерации (Гр 1) являются дислокации, образующие структуры (стенки, малоугловые границы), свидетельствующие о деформированности этого минерала. Зерна граната, образующие «колломорфную» зону (Гр 2), очень разнообразны по характеру и плотности дефектов, по размерам монокристаллических индивидов. Здесь наряду с монокристаллами, содержащими разные типы дефектов (ростовые дислокации, включения), встречаются блоки с частично (текстуры) или полностью разупорядоченной (поликристаллы) структурой. Отдельные участки Гр 2 представляют собой сложный агрегат микрокристаллов разных фаз с размером отдельных индивидов от долей до одного микрона. Новообразованный гранат (Гр 3) в некотором удалении от границы с магнетитом состоит из монокристаллов высокой степени структурного совершенства. Между зернами всех генераций гранатов обнаружены аморфные фазы в виде прослоек шириной от половины до нескольких микрон.

Полученные сведения о строении границ и тонкой структуре минералов позволяют наметить элементы кинетики роста кристаллов магнетита. Из приведенных материалов видно, что на границах магнетита с разными замещаемыми им минералами обнаружены однотипные продукты реакции, магнетиты претерпевают подобные струк-

турные преобразования, что, по-видимому, позволяет считать выявленные данные характерными в целом для метасоматического рудообразования в скарнах.

При взаимодействии гидротермального раствора со скарнами происходит разрушение кристаллической структуры первичных минералов. Раствор насыщается катионами железа, которые образуют здесь комплексные группировки, а из составляющих пироксен и гранат кремнекислородных тетраэдров формируются другие структурные мотивы — амфиболовые ленты и силикатные слои. Об этом свидетельствуют частично раскристаллизованные на силикатные волокна участки аморфного материала и прослойки слоистых силикатов, обнаруженные в реакционных зонах между магнетитом и нерудными минералами, т. е. в местах соприкосновения нерудных силикатов с гидротермальным раствором.

Дальнейшее протекание реакции определяется скоростью растворения исходных минералов. Морфологические особенности участков I и II фронта замещения магнетитом граната (см. приложение, фиг. 21) указывают на большую скорость растворения граната на втором участке по сравнению с первым. При высокой скорости растворения исходных минералов полного разделения продуктов реакции на силикатную и оксидную фракции не происходит, в результате из промежуточной фазы одновременно кристаллизуются изометричные зародыши магнетита и амфиболовые волокна. Этой стадии кристаллизации соответствуют сложные блоки с зародышами магнетита и амфиболов. При меньшей скорости реакции происходит разделение продуктов взаимодействия граната с гидротермальным раствором на более вязкую силикатную фазу и раствор, насыщенный железосодержащими комплексами. Из последнего путем структурных и химических превращений кристаллизуется монокристаллический магнетит. Последовательные стадии этого процесса отражены в переходных зонах, развитых между гранатом и магнетитом. Ближайшая к гранату зона является криптокристаллическим веществом, представляющим собой продукт растворения граната; из него возникают железосодержащие комплексы размером  $10-20 \text{ \AA}$ , концентрация которых увеличивается по направлению к зерну магнетита. Резкая граница между монокристаллическим магнетитом и прилегающей зоной, отличие, по данным микродифракции, структуры комплексов от магнетита позволяют считать, что магнетит кристаллизуется в результате химической реакции, протекающей на его поверхности. Необходимое для роста монокристалла вещество поставляется из наблюдаемых в ближайшей зоне предварительных ассоциатов.

Особенности реальной структуры зерен магнетита за фронтом замещения отражают проявление следующего по времени процесса — рекристаллизации и упорядочения структуры. Сформировавшиеся в реакционной зоне поликристаллы и насыщенные примесями и включениями монокристаллы магнетита очищаются от примесей и перекристаллизовываются в более крупные зерна и агрегаты. По времени проявления стадия перекристаллизации может быть значительно оторвана от собственно метасоматических реакций.

В случае совместной кристаллизации магнетита с колломорфным гранатом в экзокскарне и на границе с кальцитом установлена большая, чем в случае фронтального замещения магнетитом скарнивых минералов, дифференциация промежуточных продуктов в предкристаллизационный магнетиту период. Это, по-видимому, обусловлено более высокой скоростью растворения замещаемого минерала в первых случаях.

Проведенное исследование показало, что кристаллизация магнетита в скарнах (как и самих скарнивых минералов [Калинин, 1973]) осуществляется путем ряда последовательных реакций и сопровождается параллельной кристаллизацией сингенетичных ему силикатов (в изученных случаях — амфиболов и слюд). Скорость роста кристаллов магнетита (и, соответственно, объема рудной массы) при прочих равных условиях определяется скоростью растворения замещаемых минералов, что обуславливает преимущественную приуроченность богатых магнетитовых руд к экзокскарновым и карбонатным слоям.

Магнетиты в рудах докембрийской скарновой железорудной формации Алданского щита сформированы при высоких температурах и претерпели сложный многостадийный распад твердых растворов. С помощью методов просвечивающей электронной микроскопии, как показано в гл. III, можно выявить кинетику твердофазных реакций выделения примесных частиц. Проследить же кинетику метасоматоза, подобно описанному выше, невозможно.

## Метаморфизм скарнивых руд

Метасоматические руды, образованные в одну из ранних стадий гипогенного этапа, редко сохраняют свой первозданный облик. В поздние стадии этого послемагматического этапа они претерпевают локальный метаморфизм, что выражается в разного рода деформациях, перекристаллизации с укрупнением зерен и замещении минеральными ассоциациями, более устойчивыми в новых физико-химических условиях. Кроме того, магнетитовые руды и вмещающие их скарны преобразуются под влиянием наложенных процессов. Явления перекристаллизации кристаллически-зернистых и колломорфных руд без существенного привноса-выноса компонентов и перемещения вещества только в пределах ограниченных участков А. М. Дымкин [Дымкин, Васильева, 1975] предложил назвать л о к а л ь н ы м м е т а м о р ф и з м о м. Тем самым он отделил данные явления от метасоматоза и подчеркнул отсутствие связи его с региональным и контактовым метаморфизмом. По сути это эпигенетические процессы совершенствования структур и текстур минеральных агрегатов, приспособления их к изменяющимся условиям. Наиболее полно стадийность, вещественные признаки, локальный метаморфизм скарнивых руд описаны А. М. Дымкиным и А. И. Васильевой [1975] на Красноярском, Тагарском, Тейском и Кур-

жункульском месторождениях, а В. Н. Сергеевым и Б. М. Тюлюпо [1972] — на Ташелгинском.

В природе широко распространен контактовый метаморфизм железоносных толщ, вследствие чего появились скарново-магнетитовые руды трансформированного типа. К подобному результату приводят метаморфизм и метасоматоз в приразломных зонах. Именно так объясняется формирование месторождений, отмеченных в гл. IV, а также месторождений Чипровци в Болгарии [Драгов, 1973], Лауриум в Греции [Leleu e. a., 1973], Тарткуль и некоторых других в Казахстане [Тилепов, Фаткулин, 1974; Металлогения..., 1982], Верхне-Халинского в Забайкалье [Алексеев, Невзоров, 1974].

Большой интерес представляют случаи контактового метаморфизма ранее сформированных скарново-магнетитовых руд, проявляющегося в рудных полях с многоактным магматизмом. Подобные примеры известны на Инском [Вахрушев, 1965; Индукаев, 1970], Шерегешевском [Корель, 1953; Шарапов и др., 1966], Ирбинском, Одиночном [Мазуров, 1975, 1979], Тейском и ряде других месторождений. Метаморфизм скарновых руд в контакте с дайками диабазов в железорудных формациях складчатых областей — явление обычное, но незначительное по масштабу. Наиболее полно оно было изучено на Тельбесском месторождении [Ярошинский, Сергеев, 1961; Радугин, Ярошинский, 1964]. Особенности метаморфических преобразований скарновых руд в контакте с интрузией граносиенитов на Одиночном месторождении подробно рассмотрены в гл. II. В данном разделе приводятся краткая характеристика этого процесса и признаки его проявления в Ирбинском рудном поле. Более обстоятельный фактический материал содержится в отдельной статье [Мазуров и др., 1975].

Процессы контактового метаморфизма, связанные со становлением интрузий гранитов и сиенитов, значительно видоизменили минеральный состав, структурно-текстурный рисунок пород и руд, форму скарново-рудных залежей, образованных в гипогенный этап, синхронный со становлением раннепалеозойской габбро-диорит-гранодиоритовой интрузии [Дымкин и др., 1975]. Преобразования известковых скарнов и магнетитовых руд под влиянием гранитов проявлены в пределах Курского участка на южном фланге рудного поля. Граниты слагают здесь шток, поверхность которого осложнена дайками и апофизмами, выходящими за пределы главного тела на десятки метров. Контактному метаморфизму подвержены породы ранней габбро-диорит-гранодиоритовой интрузии, размещающиеся в их ореоле скарны и руды, а также вулканиты девонской быскарнской серии. Судя по минеральным ассоциациям роговиков и ксенолитов алюмосиликатного состава, при метаморфизме локально достигались условия пироксен-роговиковой фации (по схеме фаций В. В. Ревердатто [1970]), а преобладающая часть контактовых преобразований магматической стадии осуществлялась в условиях амфибол-роговиковой фации.

В ороговикованные магнетитовые руды магматический расплав проникает тонкими инъекциями на расстояние в несколько сантиметров. В эндоконтакте отмечается богатая рассеянная вкрашенность магнетита, местами сгруппированная в сегрегаты, напоминающие «теневые» ксенолиты. Здесь же встречаются мелкие (2—3 см) ксенолиты магнетитовой руды. Нерудные минералы ксенолитов — пироксен, гранат и гастингсит подобно магнетиту гранулированы и превращены в тонкозернистый роговиковый агрегат. Они сохранились от замещения только во внутренних частях ксенолитов. В краевых участках ксенолиты корродированы породообразующими минералами гранита и поэтому приобрели «лапчатые» контуры. В экзоконтакте интрузии следы грануляции первичной пироксен-гранат-магнетитовой и гастингсит-магнетитовой руд обнаруживаются внутри отдельных блоков, сохранившихся от более поздних метасоматических изменений. Как и в рудных ксенолитах, магнетит здесь превращен в тонкозернистый агрегат полигональных зерен, плотно прилегающих друг к другу. При структурном травлении в них выявляется реликтовое зональное строение, отчетливо подчеркивающее грануляцию. В редких случаях сохранились двойники скольжения и другие следы деформации рудного агрегата. Последующая гидротермальная деятельность привела к перекристаллизации с укрупнением зерен тонкозернистой метаморфизованной руды в участках фильтрации гидротерм, вследствие чего она приобрела брекчиевидный облик: псевдообломки тонкозернистого строения цементируются средне- и крупнозернистым магнетитом. Магнетит в контактовой зоне повсеместно мартитизирован. Наиболее сильно замещены края его зерен. Кроме того, гематит развивается по границам зерен магнетита, пироксена и гастингсита, а местами проникает по трещинам внутрь их. Насыщен гематитом калишпат в гранитах, содержащих рудные ксенолиты, что подтверждает гипогенную природу мартитизации.

Явления ороговикования руды прослеживаются в приконтактовой полосе шириной 12—15 м. Значительнее преобразования руд и скарнов осуществлялись в послемагматические стадии, где выдерживалась обычная смена минеральных ассоциаций, но в составе минералов заметны отличия от аналогичных минералов предшествующего гидротермального цикла. Скарны этого этапа инфильтрационные, жильного типа (по В. А. Жарикову [1968]), пироксен в них более железистый, чем гранат, а не наоборот, как в скарнах первого этапа [Дымкин и др., 1975]. Ассоциирующийся с магнетитом амфибол также отличается по составу. Довольно часто вместе с магнетитом и актинолитом в метаморфизованных рудах встречаются ортит и более поздние минералы — эпидот, кварц, сульфиды, реже — хлорит и волокнистый актинолит. Повсеместно проявлено окварцевание, а среди сульфидов в качестве новообразованного минерала появляется молибденит.

В контакте с гранитным массивом произошло усложнение формы и внутреннего строения скарново-рудной залежи за счет безрудных участков (апофиз гранитов и зон сплошного окварцевания) и

новых рудных линз. Преобразования скарнов и руд в контактах девонской интрузии сиенитов лучше всего прослеживаются на Безымянном и особенно на северном фланге Центрального участка, где интрузия срезает под острым углом простирающиеся в меридиональном направлении скарново-рудные залежи, пронизывая их густой сетью даек сиенит-порфиоров, граносиенитов и микросиенитов, а на глубоких горизонтах ограничивая их распространение. В непосредственном контакте граносиениты и кварцевые сиениты тонкими ветвящимися инъекциями проникают в ороговикованные скарны и руды на расстояние в несколько сантиметров (см. приложение, фиг. 70) местами под острым углом к их полосчатости.

В экзоконтакте и в сохранившихся в эндоконтакте ксенолитах руды и скарнов сохраняется реликтовая «тектоноструктура» (в понимании К. В. Радугина), выраженная в ограничении обломков, определяемых двумя или тремя системами субпараллельных трещин, часть которых не только отражена в форме обломков, но и имеется внутри их, сохраняя параллельность и не распространяясь дальше в цементирующую магматическую массу. Вдоль реликтовых трещин в ксенолитах происходит образование зеленого пироксена и калишпата. Непосредственно в контакте с тонкими инъекциями расплава скарн диспергирован (см. приложение, фиг. 71) и выглядит пелитоморфным скрытозернистым веществом, а на небольшом удалении повсеместно наблюдается грануляция скарна и руды, превращенной в тончайший полигонально-зернистый агрегат (см. приложение, фиг. 72). Ассимиляция ксенолитов расплавом приводит к образованию гибридных пироксеновых граносиенитов, отличающихся от остальных пород интрузии более густым кирпично-красным цветом, такситовой текстурой, повышенным содержанием олигоклаза и акцессорных минералов. По ряду скважин прослежен постепенный переход от пироксеновых граносиенитов контактовой зоны, насыщенных малоизмененными и дезинтегрированными ксенолитами пироксен-гранатовых скарнов и пироксен-гранат-магнетитовых руд, к пироксен-амфиболовым и амфиболовым граносиенитам в удалении от нее. В ксенолитах зерна пироксена тонкозернистые (менее 0,2 мм), имеют зональную окраску, округлую форму. В удалении от контакта на 15—20 м они перекристаллизованы, укрупнены, правильной огранки, состав их изменяется незначительно. В крупных зернах такого пироксена, так же как и в фенокристаллах олигоклаза и микроклин-пертита, повсеместно отмечаются мелкие, частью мартитизированные зерна реликтового магнетита, сохранившегося от дезинтегрированных ксенолитов руды. Лишь некоторая часть магнетита, захваченного расплавом, растворяется в нем, превращаясь в гематит, распыленный по калишпатам. Остальная часть магнетита фиксируется в интерстициях либо захвачена кристаллами олигоклаза, микроклин-пертита и пироксена. Дезинтегрированные ксенолиты далее 50 м от контакта не встречены. В ближнем эндоконтакте слабоизмененные и «теневые» ксенолиты образуют местами печочные скопления, ориентированные субпараллельно поверхности контакта. В интрузивной породе при этом отмечается флюидалность:

мелкие удлиненные зерна полевых шпатов как бы облекают ксенолиты. Особенно это подчеркивается рассеянными в породе пластинками гематита. Массовое определение магнитной восприимчивости и нормальной остаточной намагниченности контаминированных граносиенитов [Курцерайте и др., 1974] показало, что магнитные характеристики их повышены почти в 5 раз по сравнению с граносиенитами, удаленными от контакта. Повышенная остаточная намагниченность обусловлена насыщенностью пород ксенолитами руды и отмечается не далее 100 м от кромок метаморфизованных тел.

Специфичны характеристики структуры и состава минералов в ксенолитах и ороговикованных скарнах и рудах. В участках непосредственного эндоконтакта гранат, пироксен и магнетит в ксенолитах гранулированы, частично раскристаллизованы с изменением химического состава минералов. Например, в ксенолитах пироксен-гранатового состава первичный гранат, содержащий 43—66% андрадитового минала ( $N = 1,799-1,835$ ), при перекристаллизации становится близким к андрадиту ( $N = 1,885$ ). Скарновый диопсид-салит ( $Ng = 1,721$ ;  $Np = 1,693$ ;  $2V = 66^\circ$ ;  $c : Ng = 44^\circ$ ;  $f = 37$ ) становится более железистым ( $Ng = 1,746$ ;  $Np = 1,714$ ;  $2V = 72^\circ$ ;  $c : Ng = 46^\circ$ ;  $f = 70$ ), в его составе, по-видимому, появляется более значительная примесь эгиринового минала, о чем свидетельствуют ярко-зеленая окраска и увеличение угла оптических осей. Некоторые зерна пироксена зональные: во внутренних реликтовых зонах они бесцветные, а периферия зеленая и содержит местами очень мелкие включения магнетита. Слабогранулированные ксенолиты пироксенового скарна имеют единую кайму зеленого пироксена. Магнетит, как и другие минералы, раздроблен, полигонизирован и мартитизирован.

В апоскарновых роговиках эндоконтакта отмечаются все характерные для роговиков структуры. При изучении породы в шлифах можно проследить переход от среднезернистого скарна со слабогранулированными зернами пироксена, граната и других минералов к тонкозернистому роговику с пятнисто-блочной и однородной полигонально-зернистой структурой. Здесь отсутствует свойственная гранатам собственная огранка зерен, а также аномальная оптическая анизотропия, что обусловлено их отжигом в контакте с сиенитами. В ороговикованных скарнах в качестве новообразования встречаются паргасит и флогопит, а вблизи магматических инъекций за счет растворения граната образуются калиевый полевой шпат и гематит, а пироксен регенерирует свои зерна.

Преобразование руд в роговиковую стадию выражено менее контрастно, чем скарнов. Внешне рудная масса более компактная и тонкозернистая. Метаморфизм руд выявляется только при исследовании в аншлифах, особенно с применением диагностического травления. Магнетит здесь, как и в описанном выше случае контакта с гранитами, гранулирован, рекристаллизован, а в участках более поздних преобразований формирует новообразованные шестоватые агрегаты. Преобразования магнетита состоят не только в катаклазе, грануляции и полигонизации, но и в изменении физических свойств.

Формирующийся при последующем отжиге крупнозернистый магнетит обладает не только более высоким отражением (так называемый «блестящий» магнетит, широко встречающийся в контактовой зоне с граносиенитами на Шерегешевском месторождении), но и повышенной микротвердостью ( $772 \text{ кг/мм}^2$ ), в сравнении с первичными рудами ( $618 \text{ кг/мм}^2$ ) и тонкозернистым рудным роговиком ( $560 \text{ кг/мм}^2$ ). Аналогичное повышение микротвердости поздних генераций магнетитов отмечалось В. И. Синяковым [1965], а в метаморфизованных рудах Шерегеша — В. Н. Шараповым и др. [1966]. В зальбандах маломощных жилок микросиенита при перекристаллизации формируются ортогональные им шестоватые агрегаты магнетита. В экзоконтакте граносиенитов повсеместно проявлена калишпатизация, приводящая местами к образованию красных «оспенных» руд, подобных таковым из Гороблагодатского месторождения на Урале [Овчинников, 1960]. Повсеместно отмечается мартитизация; в последующие стадии гематит мушкетовитизирован.

Ороговикование магнетитовой руды и известковых скарнов прослеживается только на расстоянии 17—20 м от контакта с интрузией. К преобразованиям, связанным с послемагматическими стадиями, более разнообразным, но приуроченным только к участкам дробления и брекчирования, т. е. сосредоточенным в зонах фильтрации флюидов, относятся раннепостмагматическая калишпатизация, формирование скарнов, среднетемпературных минеральных ассоциаций и друз перекристаллизации.

Новообразованные жильные инфильтрационные гранатовые и пироксен-гранатовые скарны (называемые нами скарнами III этапа [Дымкин и др., 1975]) местами пространственно сопряжены с калишпатизированными участками. В этих скарнах не всегда устанавливается зональное строение. Гранат и пироксен цементируют обломки и псевдообломки тонкополосчатых оруденелых и безрудных пироксен-гранатовых скарнов, гастингсит-магнетитовой руды и слабоизмененных вмещающих пород. Если эти скарны развиваются по скарнам I этапа брекчиевидного строения, то при повторном дроблении в пределах небольших участков встречаются сочетания обломков пород разного размера и состава. Когда же брекчированию и последующему скарнированию подвергаются тонкополосчатые апотуфовые скарноиды, первичные гранаты с железистостью, равной 22—45 ( $N = 1,765-1,806$ ), цементируются более железистыми разновидностями ( $f = 57-60$ ;  $N = 1,820-1,825$ ) и рассекаются поздними кальцит-андрадитовыми ( $N = 1,885$ ) жилками. В некоторых псевдообломках происходит перекристаллизация гранатовых и пироксеновых полос с повышением железистости минералов. В диффузионных пироксен-гранатовых скарнах этого этапа, окаймляющих дайки сиенит-порфиров в известняках, пироксен более железистый, а гранат более глиноземистый, чем в подобных по механизму образования скарнах первого этапа. Последовательность метасоматического минералообразования и в этом этапе остается прежней: магнетит вновь кристаллизуется вслед за пироксеном и гранатом, сопровождаясь амфиболами и эпидотом. При недостаточном объеме исследова-

ний в ограниченных участках это может привести к неверному выводу о геологической позиции промышленного оруденения. Появление новой генерации магнетита усложняет строение рудных тел. В частности, ряд рудных тел в Ирбинском рудном поле (Ключевое, Ирбинское I и II) являются по сути регенерированными залежами, трубообразная форма которых обусловлена преобразованиями в контактовой зоне интрузии граносиенитов.

Лишь в контактах с девонской интрузией сиенитов в Ирбинском рудном поле встречены среднетемпературные минеральные ассоциации с ильвантом, бабингтонитом, везувитом, ортитом и другими малораспространенными минералами. По-видимому, гидротермальным воздействием поздних интрузий обусловлено широкое развитие в скарнах Гранатового и в рудах Центрального участков друзовых текстур. Это подтверждается наличием в перекристаллизованных гранатах элементов-примесей Be, Nb, Ge и Sn, типоморфных для кислых интрузий [Мазуров, Мазурова, 1974], примеси вольфрама в мушкетовите и распространением в этих участках кварц-молибденовых жилков.

Ксенолиты скарново-магнетитовых руд известны в Солонго, Шерегешевском и некоторых других месторождениях. Если появление ксенолитов магнезиально-скарновых магнетитовых руд в интрузивной породе можно объяснить образованием таких руд в магматический этап, то ксенолиты известково-скарновых магнетитовых руд встречаются только в послерудных магматических массивах.

Суммируя все сведения о контактовом метаморфизме, можно заключить, что в рудных полях скарново-магнетитовых месторождений, где проявлен многоактный глубинный магматизм, становление поздних интрузий приводит к значительным преобразованиям сформированных ранее скарново-рудных залежей. Прежде всего внедряющиеся магматические расплавы вызывают механическое перемещение первичных залежей и их разрушение, насыщаясь при этом ксенолитами. Термальные преобразования руд в прогрессивную стадию происходят в исследованных автором случаях в контактовых зонах шириной не более 20 м, что находится в соответствии с расчетами В. Н. Шарапова размеров зон ассимиляции гипабиссальными интрузивами [Шарапов, Лапин, 1976]. Наибольшие изменения осуществляются в послемагматические стадии. В каждый новый гипогенный этап последовательность минералообразования в близкой по составу среде повторяется, что приводит к появлению новых генераций магнетита и других минералов, регенерации залежей.

Прямые признаки послерудного контактового метаморфизма — наличие в эндоконтактах интрузий ксенолитов руд и вмещающих их скарнов, а также совместные преобразования руд и скарнов в экзоконтактовой зоне. В определении метаморфизма важна роль изучения текстурно-структурных особенностей руд, внутреннего строения магнетита и его свойств, в частности микротвердости и состава элементов-примесей. Косвенными признаками метаморфизма руд могут служить наличие минеральных ассоциаций, редко встречающихся на железорудных месторождениях, присутствие в составе элементов-

примесей перекристаллизованных минералов дополнительных компонентов, не свойственных неперекристаллизованным разновидностям, варьирующая в широких пределах железистость сосуществующих граната и пироксена, отражающая режим кислотности — щелочности растворов определенного послемагматического гидротермального цикла, сложная форма рудных тел.

Региональный метаморфизм как фактор формирования скарновых железорудных месторождений имеет значение только на докембрийских щитах, где в процессе прогрессивного однородного нуклеарного метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций создаются термодинамические условия, обеспечивающие в благоприятной среде скарнообразование и формирование железосодержащих рудообразующих флюидов. Считается, что прогрессивный метаморфизм сам не создает новых концентраций рудных компонентов, но сопровождающие его дегидратация, декарбонатизация и другие реакции разложения минералов приводят к формированию метаморфогенных рудообразующих флюидных систем. Последние, как подчеркнул Н. Л. Добрецов [1981], являются медленно эволюционирующими системами с «местными буферами», т. е. состав флюида в отношении потенциала щелочей,  $H_2O$ ,  $CO_2$  и окислительно-восстановительных свойств контролируется в основном ближайшими вмещающими породами или вмещающей формацией в целом. Тесная сопряженность скарново-магнетитовых месторождений Алданского щита (и других подобных регионов) с зонами ультраметаморфизма, соответствие минеральных ассоциаций сорудных метасоматитов и структурно-геохимических особенностей руд фациям регионального метаморфизма позволяют придавать здесь региональному метаморфизму роль рудоформирующего фактора, что находит отражение в размещении структурных и литологических ловушек, в появлении на прогрессивном этапе рудообразующих флюидов и анатектических расплавов. Не отрицая значения в рудообразовании флюидов, отделяющихся от кристаллизующихся анатектических расплавов, весь фактический материал по строению и размещению месторождений не позволяет считать их единственным и главным фактором. Петрологические аспекты рудоносности метаморфических формаций обстоятельно рассмотрены Н. Л. Добрецовым [1981], еще раз подчеркнувшим сложность, дискуссионность и недостаточную разработанность этой сложной проблемы.

Скарновые железорудные формации другой тектонической позиции размещены среди толщ, региональный метаморфизм которых не превышает нижних ступеней фации зеленых сланцев и не является определяющим в железоруднении.

## Источники растворов и металла

Изложенные в предыдущих главах материалы показывают разнообразие скарновых железорудных месторождений, формирующихся в широком диапазоне тектонических и физико-химиче-

ских условий. Уже одно это позволяет утверждать, что по источнику рудного вещества и рудообразующих растворов они неоднородны, полигенны. Источником металла для формирования промышленных залежей метасоматических руд может быть железо, привнесенное рудоносными флюидами из глубин (экстрагированное из пород и расплавов в транзитной зоне или отщепленное от магматического очага), из сопряженных участков прерудного плутона, а также железо из обогащенных им вмещающих пород (и микрорудных фаций), находящихся в зоне рудоотложения, испытывающее при этом трансформацию и местное переотложение. В общетеоретическом плане все эти возможности равновероятны, поэтому проблема источников металла (рудного вещества) не имеет общего решения. В выявлении же перспектив и расшифровке генезиса конкретного месторождения первостепенное значение приобретают проблема соотношения син- и эпигенетических форм накопления рудного вещества и роль каждой из них в накоплении его запасов. Если сами рудовмещающие толщи могли быть источником рудного вещества, то при разработке поисковых критериев должны быть уточнены факторы, определяющие неоднородность его первичного распределения, и выявлены признаки, позволяющие отличать регенерированные руды от впервые образованных.

Ведущий процесс, обуславливающий формирование метасоматических железных руд, — галоидный метасоматоз [Крутов, 1960]. Повсеместное присутствие в месторождениях хлорсодержащих минералов является наиболее важным доказательством. Работами Д. И. Павлова [1975 и др.] показана возможность участия в образовании магнетитовых месторождений не только ювенильных растворов, но и эндогенных хлоридных вод. Тесная ассоциация скарно-магнетитовых месторождений на докембрийских щитах с районами распространения скаполитовых метасоматитов — продуктов взаимодействия алюмосиликатных пород с заключенными в их поровом пространстве хлоридно-карбонатными растворами — позволяет предполагать, что эта закономерность возникла на самых ранних этапах развития земной коры и имеет планетарное значение.

Скарновые железорудные месторождения локализованы среди карбонатно-вулканогенных толщ. Внутри парагенных им интрузивных массивов содержится лишь жильное или вкрапленное орудование. Эндоконтактные фации плутонов местами преобразованы в пироксен-полевошпатовые «осветленные» породы, которым многими исследователями (Я. П. Бақлаев, А. Е. Бекмухаметов, А. М. Дымкин, Г. В. Поляков, Б. М. Тюлюпо и др.) придается значение как одному из источников рудного вещества. Не отрицая этой возможности, реализующейся в некоторых месторождениях механизмами «метаматической дебазификации» и «выщелачивания», отметим, что рудные залежи прослеживаются местами значительно глубже, чем область развития «осветленных» пород. По сути, в большинстве скарных железорудных месторождений неизвестна нижняя выклинка рудных тел. Все генетические построения относятся, главным образом, к зоне рудоотложения. Протяженность ее, по данным

разведочных работ, пока не превышает двух километров по вертикали.

Экспериментальных исследований форм переноса рудных веществ в диапазоне термодинамических параметров скарнового железорудного процесса пока недостаточно. Наиболее обоснованной, по-видимому, является широко известная гипотеза переноса железа в виде хлорацидокомплексных соединений, развиваемая В. В. Щербиной, Д. В. Калинин и многими другими исследователями. Она согласуется с тем, что самым распространенным из галоидов в скарновых месторождениях является хлор, а наиболее тесно ассоциируются с магнетитом хлорсодержащие амфиболы и особенно богатая хлором их разновидность — дашкесанит.

## Состав и специфика рудообразующих систем

Скарново-магнетитовые месторождения, как это неоднократно утверждалось в литературе и следует из приведенных в настоящей работе материалов, неоднородны в генетическом отношении («полигенны и полихронны»). Многообразие формационных и минеральных типов объясняется различиями в составе и структуре их рудообразующих систем. Рудообразующей системой автор считает совокупность геологических тел, явлений и процессов, в результате взаимодействия которых происходит формирование рудных залежей. Как и всякая система вообще, рудообразующая система характеризуется определенным набором элементов, взаимодействующих в пространстве и времени, в пределах которых она закономерно возникает, необратимо развивается и отмирает, оставляя следы своей деятельности в виде рудных масс. Элементами рудообразующей системы скарново-магнетитовых месторождений являются магматизм, метаморфизм, карбонатно-вулканогенные толщи (вмещающая среда) и рудообразующие флюиды. Роль и значение их для месторождений разных формационных типов неодинаковы.

Магматизм является главным рудообразующим фактором в месторождениях складчатых областей фанерозоя и зон активизации. Он — источник энергии скарново-рудного процесса, осуществляет прогрев вмещающих толщ, определяет пути движения глубинных флюидов (формирует рудоподводящие структуры), контролирует размещение и строение зон рудоотложения, служит одним из источников металла и рудообразующих растворов (влияя тем самым на минералого-геохимические особенности руд и околорудных пород), обуславливает метаморфизм и трансформацию сингенетических руд.

Метаморфизм и обуславливающие его внешние воздействия — рудообразующие факторы скарново-магнетитовых месторождений в зонах ультраметаморфизма докембрийских щитов. Метаморфогенно-метасоматические процессы в гранулитовой и амфиболитовой фациях сопровождаются появлением метаморфогенных рудообразующих флюидов и анатектических расплавов, определяют размещение

структурных и литологических «ловушек» рудного вещества. Отделяющиеся от анатектических расплавов флюиды, вероятно, лишь преобразуют силикатную часть магнетитовых руд, сформированных в прогрессивный этап. Контактный метаморфизм в связи со становлением послерудных гранит-сиенитовых плутонов в фанерозойских складчатых областях вызывает осложнения состава и строения рудных залежей.

Карбонатно-вулканогенные толщи составляют вмещающую среду, место развития скарново-рудного процесса, обуславливая размещение, строение и состав рудных залежей, определяя размеры рудоносных структур и масштаб накопления рудных масс. Непреходяще значение их как одного из источников рудного вещества и рудоносных растворов как в зонах генерации и транзита флюидных колонн, так и в зоне рудоотложения. Вмещающие толщи — главный фактор структурного и литологического контроля оруденения.

Рудообразующие флюиды являются агентом мобилизации, переноса и отложения рудных компонентов, фактором, определяющим протекание скарново-рудного процесса. Эволюцией физико-химических параметров флюидов ( $T$ ,  $P$ ,  $pH$ ,  $Eh$ , активность компонентов) вызваны стадийность процесса и разнообразие минеральных ансамблей руд и околорудных пород. Длительностью существования фильтрующихся флюидных колонн обусловлена «продуктивность» рудообразующих систем. По своему генезису флюиды неоднородны: могут быть отщеплены от глубинного очага, выделены из охлаждающихся интрузивных масс, а также могут иметь экзогенное и метаморфогенное происхождение. В случаях регенерированного и трансформированного оруденения флюиды выступают только как источник энергии метасоматических реакций.

Из перечня элементов рудообразующих систем и их значения в рудообразовании легко установить основные отличия их в месторождениях разных формационных и минеральных типов. Наиболее существенным является отличие от всех остальных рудообразующих систем скарново-магнетитовых месторождений абиссальной фации (докембрийских щитов). Главным рудообразующим элементом их является ультраметаморфизм, выступающий как структурный и рудоформирующий фактор, источник энергии, вещества и флюидов.

Полигенность источников вещества и энергии не означает неопределенности происхождения конкретного месторождения, так как в природе для его возникновения бывает достаточно взаимодействия двух-трех элементов рудообразующих систем. Лишь в немногих объектах рудообразующая система проявляется во всем разнообразии своих элементов и взаимосвязей, но, реализовавшись, это уникальное сочетание обуславливает и грандиозный масштаб рудонакопления. Вероятно, приуроченностью к одному и тому же участку продуктов деятельности разных процессов (вулканизма и глубинного магматизма, метаморфизма и метасоматоза) обусловлены последовательное накопление рудных масс и формирование таких месторождений-гигантов, как Таежное и Пионерское на Алданском щите, Качарское, Соколовское, Сарбайское в Тургае, Таштагольское в Гор-

ной Шории, Коршуновское на Сибирской платформе и ряда других. Представления о скарново-рудном процессе как о следствии деятельности эндогенных рудообразующих систем, включающих в себя такие элементы, как магматизм, региональный и контактовый метаморфизм, флюиды эндогенного, экзогенного и метаморфогенного происхождения, дают более полное объяснение всего разнообразия скарново-магнетитовых месторождений и вносят существенные коррективы в методологию их поиска, оценки глубоких горизонтов и флангов. Результаты деятельности рудообразующих систем отражены в вещественном составе руд и вмещающих пород — единственных прямых источниках информации о своем происхождении. Углубленное изучение минерального состава, текстурно-структурных особенностей руд и пород с применением новейших методов, а также анализ пространственно-временных взаимоотношений составляющих рудные поля геологических тел — необходимые инструменты познания динамики рудообразующих процессов и неперенная основа локального прогноза скрытого оруденения.

## Заключение

Анализ геологической литературы, собственные материалы автора позволили существенно уточнить специфику рудообразующих процессов в разных формационных типах скарновых железорудных месторождений.

На примере скарновой железорудной формации Алтае-Саянской области показано, что месторождения образованы преимущественно в инверсионный этап развития подвижных зон и сопряжены во времени и пространстве со становлением габбро-диорит-гранодиоритовых, тоналит-адамеллитовых и более сложного состава плутонов, сопровождаемым хлорно-натриевым метасоматозом. В зонах рудоотложения в пределах единого регрессивного цикла минеральные парагенезисы скарнов появляются раньше, чем происходит отложение рудообразующего магнетита. Видовой набор скарнов, сопровождающих эпигенетические рудные залежи, в значительной мере определяется составом первичных замещаемых пород. Несмотря на различия в парагенезисах рудовмещающих скарнов, температуры рудоотложения на разных месторождениях довольно близки. Исследование реальной структуры магнетита и строения его реакционных зон со скарновыми минералами методами просвечивающей электронной микроскопии показывает, что в этих месторождениях магнетиту парагенны гидратированные фазы — амфиболы, слюды и др. Количество новообразованных минералов зависит от скорости растворения исходных фаз, динамики структурных превращений, скоростей зародышеобразования и выноса промежуточных продуктов реакции рудного метасоматоза.

В рудных полях, где проявлен многоактный интрузивный магматизм, неоднократно образуются скарновые ассоциации и совокупность жильных и рудных минералов, но промышленное железооруднение развито в основном в связи с ранними магматическими комплексами. Поздние интрузивы вызывают метаморфизм и локальные перераспределения рудных залежей.

Формирование скарновых железорудных месторождений в складчатых областях происходило не только в результате отложения привнесенных рудных масс, но и вследствие регенерации сингенетических рудных скоплений или сопряженного выщелачивания и отложения. На конкретных месторождениях скарново-рудные залежи сформированы в результате одного из упомянутых процессов

или их сложного сочетания, т. е. наряду с новообразованными возможны и трансформированные рудные залежи. Для распознавания генетической природы залежей большую помощь оказывают тщательная реконструкция последовательности геологических событий в рудном поле, углубленный текстурно-структурный анализ руд и детальное исследование магнетита — главного рудного минерала.

Скарновая железорудная формация занимает определенное место в ряду родственных формаций: в геосинклинальном цикле предваряется раннегеосинклинальной кремнисто-железистой вулканогенно-осадочной и собственно магматической титаномагнетитовой, а в составе рудного комплекса, связанного со становлением конкретных плутонов, она является самой ранней (за исключением собственно магматической титаномагнетитовой), формируясь в магматический этап (магнезиально-скарновые руды) и в высокотемпературные стадии послемагматического этапа. Набор сменяющих ее гидротермальных формаций в разных районах неодинаков.

Образование месторождений этого формационного типа удовлетворительно объясняется контактово-метасоматической моделью, в которой определяющее значение придается структурообразующей роли предрудных плутонов и скарнам как вмещающей среде, а главной причиной отложения рудных масс считается падение температуры рудоносного флюида и вызванное этим изменение рН, Eh и концентрации компонентов.

Скарновые железорудные формации докембрийских щитов (алданского типа) расположены среди толщ, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, претерпевших гранитизацию и диафторез амфиболитовой фации. Ранние парагенезисы руд и кристаллических сланцев принадлежат одной *PT*-фации; и в тех и в других в одинаковой степени проявлены диафторические преобразования.

Неоднородность и многоэтапность метаморфизма и различное положение рудолокализирующих структур в полях гранитизации обусловили появление разных типов руд.

Немногочисленные пока еще сведения по реконструкции состава вмещающих толщ позволяют предполагать связь начальных этапов железнакопления с андезитово-базальтовым вулканизмом и становлением габброидных комплексов. Формирование скарново-рудных залежей осуществлялось, вероятно, как в прогрессивный, так и в регрессивный этап метаморфизма. Устойчивые равновесные структуры, преобладающие в рудах этих месторождений, не дают надежных сведений о ранних этапах рудоотложения, отражая лишь кинетику твердофазных реакций регрессивного этапа.

В гранулитовых толщах Алданского щита в единый формационный ряд со скарновыми месторождениями входят железистые кварциты Сутам-Гонамского района, а в диафторированных структурах — рудные формации флогопита, высокоглиноземистого и фосфатного сырья, пегматитов.

Скарновая железорудная формация Сибирской платформы (ангаро-илимский тип) отличается структурными условиями локализации руд, продолжительностью и неоднократной повторяемостью

гидротермально-метасоматических процессов, связью с трапзовым магматизмом. Она входит в единый зональный ряд, включающий медно-никелевые, карбонатитовые и кимберлитовые рудные формации.

Скарновые месторождения — это месторождения богатых руд, своего рода «рудные столбы» среди карбонатно-вулканогенных толщ, возникающие в участках многократного проявления эндогенных процессов. Элементами эндогенных рудообразующих систем, продуцирующих скарново-магнетитовые руды, являются магматизм, метаморфизм, карбонатно-вулканогенные толщи (вмещающая среда) и рудообразующие флюиды, взаимодействием которых в определенных условиях объясняется разнообразие формационных и минеральных типов скарново-магнетитовых месторождений.

# Литература

- Алексеев Д. П., Невзоров Ю. Г. Генетические особенности Верхне-Халпинского магнетитово-колчеданного месторождения (Забайкалье).— Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 6, с. 1429—1430.
- Ангари-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы/Антипов Г. И., Иващенко М. А., Корабельникова В. В. и др. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 320 с.
- Андреев О. В., Курцерайте Ш. Д. Железистые кварциты Красноярского края и Тувинской АССР.— В кн.: Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1977, с. 58—63.
- Барашковцев Ю. П., Маршинцев В. К., Готовцев В. В., Лескова Н. В. Природа минералов-включений в оливинах кимберлитов.— В кн.: Минералогия и геохимия ультраосновных и базитовых пород Якутии. Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1981, с. 86—105.
- Батов Н. А. Геология и минералогия железорудных месторождений Кондомской группы. Томск: изд. ЗСГРТ, 1935. 87 с.
- Бекмухаметов А. Е. Формирование скарново-рудных зон магнетитовых месторождений Южного Тургая. Алма-Ата: Наука, 1970. 206 с.
- Бгатов В. И., Ван А. В., Казанский Ю. П., Матухин Р. Г. Основные проблемы изучения карбонатных формаций Сибири и связанных с ними полезных ископаемых.— В кн.: Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск: Наука, 1982, с. 5—10.
- Белицкий И. А., Букин Г. В., Зюзин Н. И. Гидротермальные изменения скаполита в щелочных средах.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. IV. Новосибирск: Наука, 1966, с. 82—90.
- Белоножко Л. Б., Гиммельфарб Г. Б., Горбачев О. В. Первичная природа кристаллических сланцев основного состава (на примере пенгской серии алданского комплекса в центральной части Алданского щита).— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979, с. 113—139.
- Бельков И. В., Батиева И. Д., Ветрин В. Р. и др. Эволюция докембрийского кислого магматизма на ранних этапах становления континентальной коры.— В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980, с. 92—104.
- Билибина Т. В., Казанский В. И., Кратц К. О. Рудные формации и рудоносные структуры раннего докембрия.— Геол. рудных месторожд., 1976, № 4, с. 3—10.
- Билибина Т. В., Терентьев В. М. Металлогения Алданского щита.— В кн.: Металлогения докембрия. Л.: Наука, 1975, с. 175—176.
- Богацкий В. В. Общая характеристика осадочных и осадочно-метаморфических железных руд Средней Сибири.— В кн.: Стратиграфия, литология и вопросы металлогении палеозоя и позднего докембрия востока Алтае-Саянской области. Красноярск: кн. изд-во, 1968, с. 35—40.
- Богацкий В. В., Курцерайте Ш. Д. Закономерности размещения метасоматических магнетитовых месторождений Западного Саяна. М.: Недра, 1966. 175 с.

- Борисенко Л. Ф., Куриленко Л. М. О первично-магматической сульфидной минерализации в рудных троктолитах габбро-анортозитовой формации.— Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 1, с. 186—189.
- Бровков Г. Н., Соколова М. Ф. Новые данные о Белокитатском месторождении железных руд.— В кн.: Вопросы палеогеографии, вулканизма и металлогении позднего докембрия и палеозоя юга Средней Сибири. Красноярск: кн. изд-во, 1972, с. 47—62.
- Васильева А. И. Морфогенетические особенности ритмических текстур и их роль в выявлении условий рудообразования (на примере ряда железорудных месторождений Сибири). М.: Наука, 1970. 126 с.
- Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1965. 292 с.
- Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Новосибирск: Наука, 1973. 124 с.
- Вахрушев В. А. Некоторые проблемы образования магнетитовых месторождений Сибирской платформы.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с. 103—110.
- Вахрушев В. А. Галит-магнетитовые руды Сибирской платформы.— Геол. рудных месторожд., 1981, № 6, с. 100—104.
- Вахрушев В. А., Воронцов А. Е. Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 198 с.
- Вахрушев В. А., Лидин Н. С. О формах нахождения марганца в рудах месторождения Магнетитовое (БАССР).— В кн.: Минералогия, геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1977, с. 23—29.
- Виноградова Р. А. Минералогия и генетические особенности железорудных месторождений Краснокаменской группы (Восточный Саян). Автореф. канд. дис. М., 1968. 24 с.
- Виноградова Р. А., Кононов О. В. О роли эруптивных брекчий в локализации магнетитового оруденения в месторождении Одночное (Восточный Саян).— Геол. рудных месторожд., 1966, № 4, с. 84—89.
- Владимирская Н. П. Алабандин в магнетитовых рудах боро-железорудного месторождения Солонго.— В кн.: Минералы и парагенезис минералов гидротермальных месторождений. Л.: Наука, 1974, с. 118—122.
- Ворона И. Д., Кравченко В. М., Перваго В. А., Фрумкин И. М. Железорудные формации докембрия Алданского щита.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наукова думка, 1972, с. 258—267.
- Ганоцкий В. И., Кравченко В. М., Полякова Е. Е. Роль серпентинизации в формировании архейских метаморфогенных магнетитовых руд Таежного и Десовского месторождений Алданского щита.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование (тезисы доклада). Винница, 1982, с. 61—62.
- Геология и металлогения щитов древних платформ СССР/Билибина Т. В., Афанасьева М. А., Барканов И. В. и др. Л.: Недра, 1976. 339 с.
- Глаголев А. А. О генезисе скарноподобных пород в толщах амфиболитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 78—86.
- Голубев В. С., Шаранов В. Н. Динамика эндогенного рудообразования. М.: Недра, 1974. 274 с.
- Горшнев П. М. Известково-алюмосиликатно-железистые (скарновые) ассоциации на месторождениях железистых кварцитов Кольского полуострова и их отношение к проблеме генезиса руд.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. III (тезисы докладов). Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 30—32.
- Дербинов И. В. О первичной зональности литофильных элементов в железорудных скарновых месторождениях Западной Сибири.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 3—43.
- Дерябин Н. И., Сорокин В. Т. Околорудные породы и условия образования

- магнетитовых руд Десовского месторождения на Алданском щите.— Геол. рудных месторожд., 1981, № 5, с. 79—91.
- Дистанов Э. Г.** Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 352 с.
- Дистанов Э. Г., Козалев К. Р.** Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск: Наука, 1975. 72 с.
- Добрецов Н. Л.** Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.
- Добрецов Н. Л., Попов Н. В.** Метаморфическая формация Алданского щита.— В кн.: Метаморфические формации (принципы выделения и классификации). Новосибирск: Наука, 1981, с. 83—103.
- Долгушин С. С., Микубаев В. М., Алабин Л. В.** Эксплозивные брекчии Тейско-Абагасского рудного поля и связь с ними оруденения.— В кн.: Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 66—79.
- Драгов П.** Заметки о метаморфизме металльных месторождений и его проявления в Болгарии.— Изв. Геол. ин-та, 1973, т. 22, с. 51—69.
- Дук В. Л., Кицул В. И.** Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии.— В кн.: Структурная и метаморфическая петрология Алданского щита. Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1975, с. 5—18.
- Дук В. Л., Салье М. Е., Байкова В. С.** Структурно-метаморфическая эволюция и флюгитиносность гранулитов Алдана. Л.: Наука, 1975. 277 с.
- Дымкин А. М.** Вулкано-плутонический магматизм и эндогенное железуоруденение.— В кн.: Вулкано-плутонический магматизм и железуоруденение. Новосибирск: Наука, 1970, с. 5—30.
- Дымкин А. М., Леснова Э. А.** О связи процессов скаполитизации и магнетитового оруденения на Ижморских магнитных аномалиях (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М.: Наука, 1967, с. 177—184.
- Дымкин А. М., Мазуров М. П.** Парагенезисы скаполита в магнетитовых месторождениях скарновой формации.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. III. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1974, с. 79—80.
- Дымкин А. М., Николаев С. М.** Кобальт и никель в магнетитовых рудах и пиритах контактово-метасоматических месторождений.— В кн.: Минералогическо-геохимические особенности скарновых месторождений. Новосибирск: Наука, 1974, с. 20—47.
- Дымкин А. М., Лидин Н. С., Васильева А. И.** Температуры образования скарновых минералов в месторождении Солонго (Бурятская АССР).— В кн.: Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 59—62.
- Дымкин А. М., Мазуров М. П., Могилева М. П.** Петрохимические особенности железозносных магматических комплексов.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железуоруденения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. 1. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 43—50.
- Дымкин А. М., Мазуров М. П., Николаев С. М.** Петрология и особенности формирования магнетитовых месторождений Ирбинского рудного поля (Восточный Саян). Новосибирск: Наука, 1975. 188 с.
- Дымкин А. М., Мазуров М. П., Федосеева М. М.** Минеральный состав и условия образования околорудных метасоматитов Хабалыкского железорудного месторождения.— В кн.: Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 100—113.
- Дымкин А. М., Могилева М. П., Тетерев Г. М.** К вопросу о генезисе скаполита в магнетитовых месторождениях Тургая.— В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М.: Наука, 1967, с. 124—136.
- Дымкин А. М., Поляков Г. В., Свияков В. И. и др.** Глубинный магматизм и железуоруденение Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железуоруденения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. 1. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 33—44.

- Дымкин А. М., Полтавец Ю. А., Нечкин Г. С.** Геолого-петрологические особенности железосных вулканоплутонических ассоциаций. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1982. 72 с.
- Дымкин А. М., Пономарев В. Г., Пругов В. П.** Опыт систематики железорудных месторождений на формационной основе (на примерах Терсинского рудного района).— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железуруднения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. 1. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 171—193.
- Дымкин А. М., Федосеева М. М., Шугурова Н. А.** О температурах кристаллизации скаполита и пироксена из магнетитовых месторождений Тургая.— Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 1, с. 172—174.
- Жариков В. А.** Скарновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220—302.
- Жданов В. В., Малкова Т. П.** Железорудные месторождения зон региональной базификации. Л.: Недра, 1974. 198 с.
- Железные руды Южной Якутии.** Геология, минералогия, генезис и промышленное значение/Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Каденская М. И. и др. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 520 с.
- Железорудные месторождения Сибири/Калугин А. С., Калугина Т. С., Иванов В. И. и др.** Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.
- Жеру М. И.** О метасоматических и ретроградно-метаморфических процессах в карбонатных породах месторождения Перевал (Южное Прибайкалье).— В кн.: Петрография и минералогия месторождений перлита, керамического сырья и слюды. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 161—174.
- Зубкус Б. П., Шнейдер Е. А.** Чернореченское месторождение гематита и раннекембрийская железорудная эпоха в Восточном Саяне.— В кн.: Рудовосность и геология Средней Сибири. Красноярск: кн. изд-во, 1971, с. 34—43.
- Изох Э. П., Поляков Г. В.** Диагностические признаки железосных гранито-содержащих плутонических формаций.— В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1976, с. 71—72.
- Индусаев Ю. В.** Скаполит и процесс скаполитизации на Хайлеольском железорудном месторождении в Кузнецком Алатау.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1962, с. 38—50.
- Индусаев Ю. В.** Генетические особенности Инского железорудного месторождения (Горный Алтай).— В кн.: Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. Ч. 2. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1970, с. 71—73.
- Казанский Ю. П.** Физико-химические условия морского карбонатакопления в докембрии.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии (Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 6). М.: Наука, 1981, с. 37—42.
- Калинин Д. В.** Некоторые особенности минералогии и генезиса Таятского контактово-метасоматического железорудного месторождения.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1962, с. 66—81.
- Калинин Д. В.** Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. Новосибирск: Наука, 1969. 112 с.
- Калинин Д. В.** Механизм и кинетика гидротермальных реакций силикатообразования. Новосибирск: Наука, 1973. 104 с.
- Калинин Д. В., Каныгин Л. И., Удут Б. С.** Апатит-пироксеновые жильные перматонидные образования Таятского железорудного месторождения.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1962, с. 163—174.
- Калугин А. С.** Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. Л.: Недра, 1970. 176 с.
- Калугин И. А.** Метаморфизм и метасоматоз железных руд Холзунского месторождения на Алтае. Новосибирск: Наука, 1976. 101 с.
- Калугин И. А., Милова Л. В.** Селективное растворение магнетита и регенерация руд при метасоматозе.— В кн.: Скарны и руды. Новосибирск: Наука, 1983, с. 41—50.

- Каневский А. Я., Гинтов О. В.** Находка новой разновидности железных руд на Украинском щите в районе Среднего Побужья.— Геол. журн., 1972, т. 32, вып. 5, с. 140—141.
- Капинос А. В.** Краснокаменная группа.— В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1970, с. 62—67.
- Кассандров Э. Г.** Состав, взаимоотношения и условия образования апатит-магнетитовых, магнетитовых и гематитовых руд Холзунского месторождения на Алтае. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1972. 27 с.
- Кашкай М. А.** Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. М.: Недра, 1965. 888 с.
- Кашкай М. А., Азадалиев Дж. А.** Скаполит из Дашкесанского железорудного месторождения.— Докл. АН АзССР, 1965, т. 21, № 7, с. 14—17.
- Киселев Г. И., Кравченко В. М.** Сопоставление архейских железисто-кремнистой и карбонатной щелочноземельно-железистой формаций Алданского щита.— В кн.: Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск: Наука, 1979, с. 60—66.
- Кицул В. И.** Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 71—91.
- Кицул В. И., Дук В. Л., Балаганский В. В. и др.** Эволюция эндогенных процессов в раннедокембрийских комплексах Алданского массива и Джугджуро-Становой складчатой области.— В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983, с. 168—182.
- Кицул В. И., Петров А. Ф., Зедгенизов А. Н.** Структурно-вещественные комплексы Алданского щита.— В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 16—31.
- Климов Л. В., Михайлов Д. А.** Архейские метасоматические железорудные месторождения Алдана.— В кн.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М.: Наука, 1964, с. 128—137.
- Ключанский Н. Г., Ковалевич В. Б.** Некоторые особенности железорудной минерализации и вопросы связи ее с долеритами юга Сибирской платформы.— В кн.: Труды Сибирской платформы и их металлогения (тезисы докладов). Иркутск: изд. ВостСибНИИГиМС, 1971, с. 74—75.
- Князев Г. И., Агеев А. Т., Кравченко В. М. и др.** Замкнутые рудные пояса на щитах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 7, с. 50—60.
- Князев Г. Б.** Скаполит и пренит Табратского железорудного месторождения.— В кн.: Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1974, с. 131—136.
- Князев Г. Б., Хохлов В. Е.** Последовательность процессов минералообразования на Хабыльском магнетитовом месторождении.— В кн.: Вопросы геологии Сибири. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1971, с. 60—61.
- Князев Г. Б., Хохлов В. Е.** Новые данные о структуре Тейского железорудного месторождения.— Геол. и геофиз., 1984 (в печати).
- Ковалев К. Р.** Контактный метаморфизм руд на Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении.— В кн.: Локальный метаморфизм руд. Новосибирск: Наука, 1975, с. 58—70.
- Колесник Ю. Н.** Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах. Новосибирск: Наука, 1976. 240 с.
- Копев А. А., Самойлов В. С.** Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеравской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 246 с.
- Коновалов И. В.** К вопросу о генезисе Еравнинских железорудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1964, № 11, с. 60—68.
- Корель В. Г.** Контактный метаморфизм Шерегешевского железорудного месторождения в Горной Шории.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1953, т. 14, вып. 1, с. 123—128.
- Корель В. Г.** Петрология магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области. М.: Недра, 1972. 452 с.
- Коржвинский Д. С.** Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности.— Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 71. 76 с.

- Коржинский Д. С.** Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.
- Котельников А. Р.** Устойчивость скаполита в гидротермальных условиях.— Геохимия, 1978, № 5, с. 780—783.
- Кравченко В. М.** Формации такоцитов (джеспилитов) докембрийского возраста Южной Якутии и их промышленные перспективы.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 8. Якутск: кн. изд-во, 1962, с. 3—16.
- Кравченко В. М.** Полигенетическая природа архейских магнетитово-скарновых сульфидно-магнетитовых руд формации Алданского типа.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование (тезисы докладов). Винница, 1982, с. 23—25.
- Кравченко В. М., Ганоцкий В. И., Мальмет Ж. Г.** Предпосылки и методы поисков новых формационных типов железорудных месторождений юга Украинского щита.— Геол. журн., 1976, т. 36, вып. 4, с. 3—22.
- Крутов Г. А.** О роли галлоидного процесса в образовании контактово-метасоматических месторождений.— Вестн. Моск. гос. ун-та, 1960, № 6, с. 40—45.
- Крутов Г. А., Виноградова Р. А.** Хлоргастингситы магнетитового месторождения Одиновское в Восточном Саяне.— Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 1, с. 204—207.
- Кузнецов В. А.** Рудные формации.— Геол. и геофиз., 1972, № 6, с. 3—14.
- Кузнецов В. А.** Генетические ряды и серии рудных формаций.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975, с. 6—15.
- Кузнецов В. А.** Проблемы металлогении зоны БАМ.— Геол. и геофиз., 1980, № 6, с. 3—12.
- Кузнецов В. А.** Основные закономерности размещения полезных ископаемых в зоне влияния БАМ.— В кн.: Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1983, с. 4—14.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др.** Геолого-генетические модели рудных формаций.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1983, с. 5—14.
- Кулиш Е. А., Реутов Л. М.** Циклические и ритмичностные толщи Алданского комплекса.— В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток: изд. ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 28—33.
- Курицын В. В.** Новые данные о стратиграфии архея района железорудных месторождений в центральной части Алданского щита.— В кн.: Геология и золотеносность докембрия Якутии. Якутск: кн. изд-во, 1971, с. 62—69.
- Курцерайте Ш. Д.** О размещении каледонского магнетитового оруденения области сочленения Западного и Восточного Саяна.— В кн.: Геология и геохимия полезных ископаемых Красноярского края. Красноярск: кн. изд-во, 1964, с. 54—62.
- Курцерайте Ш. Д.** Натровый метасоматоз на железорудных месторождениях Анзасского района (Западный Саян).— В кн.: Минералогия и петрография рудных формаций Красноярского края. Красноярск: кн. изд-во, 1974, с. 165—177.
- Курцерайте Ш. Д.** Основные черты эндогенной металлогении каледонид Восточного Саяна.— Геол. и геофиз., 1975, № 3, с. 41—50.
- Курцерайте Ш. Д., Семенов В. Н., Андреев О. В.** Закономерности размещения железорудных месторождений юга Красноярского края.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. II. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 5—25.
- Лапин С. С.** Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства. Новосибирск: Наука, 1976. 233 с.
- Лидин Н. С.** Геохимия марганца в рудах магнетитового месторождения Солонго (Бурятская АССР).— Геол. и геофиз., 1977, № 6, с. 70—86.
- Лидин Н. С.** Формационные типы, условия и закономерности локализации магнетитовых месторождений Еравнинского рудного района (западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1979. 49 с.

- Лисицын А. Е., Виноградов Б. К., Малинко С. В.** Скарны месторождения Солонго в Бурятии и перспективы их рудоносности.— Сов. геология, 1974, № 3, с. 116 — 123.
- Лутц Б. Г.** Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами.— Геотектоника, 1978, № 4, с. 23—34.
- Лучицкий И. В., Новицкий П. П., Шилов В. Н.** О роли вулканизма в формировании глубокометаморфизованных комплексов докембрия.— В кн.: Осадочная геология глубокометаморфизованных комплексов докембрия. М.: Наука, 1982, с. 50 — 54.
- Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки/Шарапов В. Н., Симбирев И. Б., Третьяков Г. А. и др.** Новосибирск: Наука, 1978. 170 с.
- Мазуров М. П.** Минеральные ассоциации и условия образования амфиболов в железосных метасоматитах Ирбы (Восточный Саян).— Геол. и геофиз., 1974, № 11, с. 51—58.
- Мазуров М. П.** Температуры и последовательность образования амфиболов в скарновых железорудных месторождениях Восточного Саяна.— В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах.— Новосибирск: Наука, 1977а, с. 155—160.
- Мазуров М. П.** Скаполиты скарновых железорудных месторождений и вопросы их генезиса.— В кн.: Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1977б, с. 192—201.
- Мазуров М. П.** Ксенолиты магнетитовых руд в граносенитах Одиночного месторождения.— В кн.: Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1979а, с. 82—89.
- Мазуров М. П.** Генетические особенности Таятского железорудного месторождения.— В кн.: Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1979б, с. 40—48.
- Мазуров М. П.** Формы накопления рудного вещества в Таятском железорудном месторождении.— В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979в, с. 170—178.
- Мазуров М. П.** Парагенезисы и условия образования гранатов в скарново-магнетитовых месторождениях складчатых областей.— В кн.: Теоретическая и генетическая минералогия. Новосибирск: Наука, 1980а, с. 63—68.
- Мазуров М. П.** Температура рудообразования в скарново-магнетитовых месторождениях складчатых областей.— В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток: изд. ДВНЦ АН СССР, 1980б, с. 204—209.
- Мазуров М. П.** Магматизм и эндогенное железорудение.— В кн.: Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1982, с. 5—10.
- Мазуров М. П.** Текстурно-структурные особенности и условия формирования руд Алданских скарново-магнетитовых месторождений.— В кн.: Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1983а, с. 45—51.
- Мазуров М. П.** Генетическая модель железорудного месторождения Одиночное (Восточный Саян).— В кн.: Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1983б, с. 92—102.
- Мазуров М. П., Мазурова З. К.** О гранатах Ирбинской группы железорудных месторождений (Восточный Саян).— В кн.: Минералого-геохимические особенности скарновых месторождений. Новосибирск: Наука, 1974, с. 90—104.
- Мазуров М. П., Федосеева М. М.** Температуры кристаллизации бабинтонита и пльванта в железосных известковых скарнах.— В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 199—203.
- Мазуров М. П., Григорьева Т. Н., Васильева А. И.** Тренды параметров тонкой кристаллической структуры магнетитов в скарновых месторождениях.— Геол. и геофиз., 1983, № 9, с. 116—120.
- Мазуров М. П., Могилева М. П., Непенна Л. А.** Преобразования магнетитовых руд и известковых скарнов в контактных зонах послерудных интрузий

Ирбы.— В кн.: Локальный метаморфизм руд. Новосибирск: Наука, 1975, с. 45—57.

- Мазуров М. П., Стенина Н. Г., Титов А. Т.** Исследование микронеоднородности магнетитов. Единичного месторождения методами световой и просвечивающей электронной микроскопии.— В кн.: Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. Новосибирск: Наука, 1980, с. 105—112.
- Мазуров М. П., Шенель А. Б., Васильева А. И. и др.** Парагенезисы и состав магнетитов железорудных месторождений Лягдлер-Тимптонского рудного пояса (Алданский щит).— В кн.: Проблемы теоретической и генетической минералогии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 52—59.
- Маракушев А. А.** Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. Магадан: кн. изд-во, 1958. 122 с.
- Маракушев А. А.** Анализ парагенезисов скаполита.— Геол. рудных месторожд., 1964, № 2, с. 52—69.
- Маракушев А. А.** Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
- Марков М. С., Пуцаровский Ю. М.** Закономерности формирования континентальной Земной коры.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. XI. Новосибирск: Наука, 1983, с. 25—29.
- Металлогения Казахстана.** Рудные формации. Месторождения руд железа и марганца. Алма-Ата: Наука, 1982. 208 с.
- Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита/Петрова З. И., Пожарицкая Л. К., Ройзенман В. М. и др.** Новосибирск: Наука, 1975. 150 с.
- Минеральные месторождения Европы/Вокс Ф., Исокангас П., Грин Е. и др.** М.: Мир, 1982. 584 с.
- Михайлов Д. А.** Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л.: Наука, 1973. 140 с.
- Момджи Г. С.** Железорудные формации подвижных зон СССР (классификация и закономерности размещения).— Геол. рудных месторожд., 1972, № 5, с. 22—31.
- Момджи Г. С.** Платформенные железорудные формации СССР (классификация и закономерности размещения).— Геол. рудных месторожд., 1974, № 6, с. 71—78.
- Момджи Г. С., Архипенкова А. Я., Козлов В. Ф., Павлов В. А.** Платформенная магноматетитовая формация. М.: Недра, 1976. 204 с.
- Мурзаев С. П.** Особенности нерудных и рудоносных скарнов и причины скарнового оруденения.— В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980, с. 158—166.
- Налетов Б. Ф., Николов О. П.** Магматические ассоциации с золотом, железным и колчеданным оруденением (минералогия, петрохимия). Новосибирск: Наука, 1982. 168 с.
- Наумов В. Б., Шапенко В. В.** Концентрация железа в высокотемпературных хлоридных растворах по данным изучения флюидных включений.— Геохимия, 1980, № 2, с. 231—238.
- Нефедьев М. А., Виноградов Б. К.** Комплексование методов при прогнозировании и поисках рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1982. 166 с.
- Николаев С. М.** Основные черты зональности Абаканского железорудного месторождения (Западный Саян).— В кн.: Минералого-геохимические особенности скарновых месторождений. Новосибирск: Наука, 1974, с. 156—168.
- Нуварьева Ю. А.** Магматические породы и метаморфизм на колчеданных, сидеритовых и магнетитовых месторождениях Еравнинского рудного района в Забайкалье.— В кн.: Новые данные по магматизму Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1974, с. 76—88.
- Овчинников Л. Н.** Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск: изд. УФ АН СССР, 1960. 495 с.
- Овчинников Л. Н.** Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 318—329.

- Овчинников Л. И.** Полигенность скарновых железорудных месторождений.— Геол. рудных месторожд., 1980, № 3, с. 58—73.
- Олейников Б. В.** Геохимия и рудогенез интрузивных базитов Сибирской платформы. Автореф. докт. дис. Иркутск, 1983. 39 с.
- Онтоев Д. О.** О скаполит-магнетитовых рудах некоторых контактово-метасоматических месторождений железа.— Сов. геология, 1956, сб. 50, с. 54—66.
- Павлов А. Л.** О некоторых особенностях формирования брекчиевидных пород Тейского рудного поля.— Геол. и геофиз., 1964, № 6, с. 83—96.
- Павлов Д. И.** Анвасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. М.: Наука, 1964. 130 с.
- Павлов Д. И.** Дашкесанит в магнетитовых месторождениях.— В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1968 г. М.: Наука, 1969, с. 2—3.
- Павлов Д. И.** Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975. 246 с.
- Павлов Д. И., Пак А. А.** Формирование железорудных месторождений ангаро-лимского типа как результат тепловой мобилизации пластовых рессолов трапповым силлом.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. I. Новосибирск: Наука, 1979, с. 178—187.
- Павлов Н. В.** Магмамагнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 224 с.
- Перваго В. А.** Алданская железорудная провинция. М.: Недра, 1966. 116 с.
- Перцев Н. Н.** Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Петрова З. И., Левицкий В. И., Гормашева Г. С.** Химические особенности шпинелей формации магнезиальных скарнов.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1979, ч. 108, вып. 4, с. 454—465.
- Полтавец Ю. А.** Минералого-геохимические особенности скаполитовых метасоматитов некоторых железорудных месторождений Тургия как показатель условий их образования.— В кн.: Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1974, с. 88—99.
- Полтавец Ю. А.** Влияние элементов-примесей на титаномагнетит-гемонильмитовое равновесие (в связи с использованием геотермометра Баддингтона — Линдсли).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 5, с. 117—123.
- Поляков Г. В.** Палеозойский магматизм и железоруденение юга Средней Сибири. М.: Наука, 1971. 312 с.
- Пономарев В. Г., Добрецов Н. Л.** Метаморфические железорудные формации (опыт классификации).— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с. 138—156.
- Пономарев В. Г., Лапин Б. Н., Бусленко А. И.** Преобразование гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических и железных руд в Еравнинском рудном районе.— В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 73—91.
- Попов Н. В.** Сравнительная термометрия метаморфических пород гранулитовой фации Алданского щита.— В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1980, с. 76—92.
- Попов Н. В.** Метаморфические формации Алданского щита и связанные с ними месторождения.— В кн.: Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 22—31.
- Поспелов Г. Л.** Геологические закономерности размещения и строения железорудных районов и эндогенных месторождений Алтае-Саянской области.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. I, кн. I. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 195—280.
- Поспелов Г. Л.** Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области и некоторые вопросы теории рудообразования. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1963. 72 с.
- Поспелов Г. Л.** Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 356 с.

- Приходько В. С. Магматический и послемагматический этапы скарно- и рудообразования на Шерегешевском магнетитовом месторождении. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1972. 23 с.
- Пухареv А. П. О геологии и особенностях локализации оруденения южнокутских железорудных месторождений.— Геол. рудных месторожд., 1959, № 1, с. 70—76.
- Радугин К. В., Ярошнский Е. В. Итоги и перспективы применения нового метода поисков «слепых» рудных тел с помощью изучения послерудных жил.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1964, т. 127, вып. 1, с. 179—184.
- Ревертатто В. В. Фацции контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970а. 271 с.
- Ревертатто В. В. Скаполиты.— В кн.: Фацции метаморфизма. М.: Недра, 1970б, с. 321—326.
- Румянцев Г. С. Состав и свойства вновь обнаруженных минералов ряда магнетит—якобит в месторождении Магнетитовое (Бур. АССР).— Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 5, с. 1143—1146.
- Рундквист Д. В. Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1983, с. 14—26.
- Салон Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, № 4, с. 5—30.
- Сарухания Л. Б. Минералогия, геохимия и генезис Абовянского апатит-магнетитового месторождения. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1971. 120 с.
- Селиверстова М. И. О возможности вулканогенно-осадочного происхождения магнетитовых месторождений Кондомского района Горной Шории.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 76—84.
- Семенов В. И. Структура и перспективы Тейского магнетитового месторождения.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 25—36.
- Сергеев В. И., Тюлюпо Б. М. О метаморфизме магнетитов из месторождений Ташелгинско-Майзасской рудной зоны Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1972, № 4, с. 131—137.
- Сердюченко Д. П. Древние некремнистые железорудные формации.— В кн.: Региональная геохимия и рудообразование. М.: Наука, 1980, с. 255—270.
- Сидоренко А. В., Розен О. М. Карбонатные и связанные с ними хемогенные отложения докембрия в процессе формирования континентальной коры Земли.— В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии (Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 6). М.: Наука, 1981, с. 9—19.
- Свияков В. И. О зависимости микротвердости магнетита от условий его образования.— Геол. и геофиз., 1965, № 2, с. 32—40.
- Свияков В. И. Особенности формирования магнезиальноскарновых магнетитовых месторождений Горной Шории. Новосибирск: Наука, 1967. 112 с.
- Свияков В. И. Формационные типы железорудных месторождений Тельбесского рудного пояса (Горная Шория). Новосибирск: Наука, 1975. 196 с.
- Свияков В. И. Геологические и физико-химические модели процессов скарнового рудообразования. Новосибирск: изд. НГУ, 1978. 100 с.
- Свияков В. И., Дударев А. Н. Теплоэнергетический анализ вероятных механизмов образования магнезиальных скарнов малых глубин.— В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск: Наука, 1974, с. 222—240.
- Свияков В. И., Мазуров М. П. Формационные типы и проблемы рудоносности скарновых месторождений.— В кн.: Скарны и руды. Новосибирск: Наука, 1983, с. 4—10.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982а. 670 с.
- Смирнов В. И. Эндогенное рудообразование в геологической истории.— Геол. рудных месторожд., 1982б, № 4, с. 3—20.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1936. 224 с.

- Соколов Г. А. Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР.— В кн.: Железорудная база черной металлургии СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1957, с. 34—53.
- Соколов Г. А., Дымкин А. М. К вопросу о классификации коктактово-метасоматических железорудных месторождений.— В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М.: Наука, 1967, с. 5—15.
- Стенина Н. Г., Титов А. Т. Приготовление моно- и гетерофазных минералогических объектов для исследования с помощью просвечивающей электронной микроскопии.— Геол. и геофиз., 1979, № 6, с. 126—130.
- Страхов Л. Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 118 с.
- Судовиков Н. Г. Новые данные по геологии докембрия Алдана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 2, с. 77—84.
- Сумин Н. Г. О некоторых особенностях скарновых минералов железорудных месторождений.— В кн.: Труды Минералогического музея АН СССР. Вып. 6. М., 1954, с. 131—138.
- Тилепов З. Т., Фаткулин К. Н. Генетические типы железных руд на месторождении Торткуль.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 6, с. 57—62.
- Титов А. Т. Электроно-микроскопическое изучение межзеренных границ магнетитов и сопутствующих минералов в железоносных скарнах с целью выяснения кинетики метасоматических реакций.— В кн.: Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1983, с. 138—146.
- Томиленко А. А., Чупин В. П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, 1983. 201 с.
- Трусова И. Ф. Геология и петрология магнезиальных скарнов и магнетитосодержащих метасоматитов Заимандровской железорудной зоны.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1976, № 11, с. 77—89.
- Фащи метаморфизма/Добрецов Н. Л., Реввердатто В. В., Соболев В. С. и др. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Фоминных В. Г., Ларина Н. В., Гмыра В. Г. Условия формирования ильменит-магнетитовых мрамекитовых агрегатов в титаномагнетитовых рудах Урала.— Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 4, с. 926—929.
- Фрумкин И. М. Объем и структурно-стратиграфическое расчленение иенгского комплекса архея Алданского щита.— В кн.: Геология и золотоносность Якутии. Якутск: кн. изд-во, 1971, с. 11—26.
- Фрумкин И. М. Архейская группа.— В кн.: Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981, с. 5—30.
- Черкасов Р. Ф. К проблеме пангеосинклинали.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. XI. Новосибирск: Наука, 1983, с. 107—112.
- Чернов В. М., Горяинов П. М., Малышев В. П., Кайряк А. И. Металлогения железорудных формаций Балтийского щита.— В кн.: Особенности металлогении докембрия СССР. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1979, с. 60—66.
- Чернышева Л. В., Смелянская Г. А., Зайцева Г. М. Типоморфизм магнетита и его использование при поисках и оценке рудных месторождений. М.: Недра, 1981. 235 с.
- Шабынин Л. И. Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973. 214 с.
- Шабынин Л. И. Магнезиальноскарновые железорудные месторождения. М.: Недра, 1978. 232 с.
- Шарапов В. Н. Массообмен между магмой и вмещающими породами при формировании гипабиссальных магматических скарнов.— В кн.: Физическое и физико-химическое моделирование рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1973, с. 7—26.
- Шарапов В. Н., Голубев В. С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск: Наука, 1974. 192 с.
- Шарапов В. Н., Ланин С. С. К вопросу о возможных масштабах ассимиляции скарнов и магнетитовых руд гипабиссальными интрузивами.— В кн.: Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1976, с. 154—181.
- Шарапов В. Н., Голубев В. С., Рыбалкина М. Д. Экспериментальное изучение элементов динамики формирования биметасоматических и диффузионных

- известковых скарпов.— В кн.: Физическое и физико-химическое моделирование рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1973, с. 115—133.
- Шарапов В. Н., Лапин С. С., Васильева А. И.** Еще раз о контактовом метаморфизме Шерегешевского месторождения в Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1966, № 11, с. 57—65.
- Шарапов В. Н., Лапин С. С., Ланухов А. С., Павлов А. Л.** Научные идеи Г. Л. Поспелова, их практическое и теоретическое значение в эндогенной геологии.— В кн.: Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1976, с. 5—42.
- Шахов Ф. Н.** К теории контактовых месторождений. Новосибирск: изд. Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1947. 94 с.
- Шведенков Г. Ю., Мазуров М. П.** Устойчивость бабингтонита в системе Ca—Fe—Si—O—H.— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 4, с. 920—923.
- Шепель А. Б., Зубков Ю. Д.** Закономерности размещения и зональность оруденения Леглиер-Тимптонского рудного пояса (Алданский щит).— В кн.: Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1983, с. 51—65.
- Шепель А. Б., Мазуров М. П., Хобня Т. Н.** Магнетиты магнезиально-скарново-магнетитовых месторождений Леглиер-Тимптонского рудного пояса Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 2, с. 448—451.
- Шешегов Ф. Н.** Хабалькское скарново-магнетитовое месторождение (Восточный Саян).— В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М.: Наука, 1967, с. 102—109.
- Швицулин Ф. К.** Интрузии и рудообразование. М.: Наука, 1968. 215 с.
- Шкодинский В. С.** Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.
- Штейнберг Д. С.** Осокино-Александровское железорудное месторождение на Среднем Урале.— Минерал. сборник, 1960, № 4, с. 39—99.
- Энтин А. Р.** О природе ритмичнослонистой толщи федоровской свиты иенгрокской серии архея Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 3, с. 682—685.
- Энтин А. Р.** Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в центральной части Алданского щита. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1974. 26 с.
- Энтин А. Р., Киселев Г. Н.** О возможной связи контактово-метасоматических магнетитовых месторождений Унгринско-Тимптонского синклиниория с габбро-плагитогранитной формацией Алданского комплекса.— Зап. Заб. фил. Геогр. о-ва СССР, 1969, вып. 36, с. 9.
- Юрьев Л. Д.** Мирмекитовые структуры магнетита в монцонитах Приазовья.— В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1969, с. 242—248.
- Ярошнский Е. В., Сергеев В. Н.** Ксенолиты магнетитовой руды из даек Тельбесского месторождения.— Геол. рудных месторожд., 1961, № 3, с. 98—102.
- Ярошук М. А.** Сравнительный анализ докембрийских скарново-железородных формаций Украинского и Алданского щитов.— Геол. и геофиз., 1979, № 9, с. 53—62.
- Ярошук М. А., Богатырев В. Ф., Ионин Г. И.** Особенности формирования железорудных месторождений в породах гранулитовой фации Белоцерковско-Одесской зоны.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М.: Наука, 1981, с. 264—278.
- Ambler E. P., Ashley P. M.** *Verticillars ortho-pyroxene — magnetite symplectites from Wateranga Layered Mafic Intrusion, Queensland, Australia.*— *Lithos*, 1977, v. 10, N 3, p. 163—172
- Baronnet A.** Iron content of synthetic phlogopite as a function of growth rate.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 37, N 1, p. 150—153.
- Bookstrom A. A.** The magnetite deposits of El Romeral, Chile.— *Econ. Geol.*, 1977, v. 72, N 6, p. 1101—1130.
- Donnay G., Shaw F. C., Butler I. S., O'Neil J. R.** The presence of HCl in scapolites.— *Can. Mineral.*, 1978, v. 16, N 3, p. 341—345.
- Evans B. W., Shaw D. M., Haughton D. R.** Scapolite stoichiometry.— *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1969, v. 24, N 4, p. 291—305.

- Hall A. J. Gypsum as a precursor to pyrrhotite in metamorphic rocks.— *Mineralium Deposita*, 1982, v. 17, N 3, p. 401—409.
- Kolb E. D., Caporaso A. J., Laudise R. A. Hydrothermal growth of hematite and magnetite.— *J. of Crystal Growth*, 1973, v. 19, N 3, p. 242—246.
- Leleu M., Morikis A., Picot P. Sur des mineralisations de type skarn au Laurium (Grece).— *Mineralium Deposita*, 1973, v. 8, N 3, p. 259—263.
- Millhollen G. L. Synthesis of scapolite under magmatic conditions.— *Amer. Mineral.*, 1974, v. 59, N 5—6, p. 618—620.
- Muir J. D., Tilley C. E., Scoon J. H. Contribution to the petrology of Hawaiian basalts. I. The picrite basalts of Kilauea.— *Amer. J. of Sci.*, 1957, v. 255, N 4, p. 117—136.
- Newton R. C., Goldsmith J. R. Stability of the scapolite meionite ( $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \times \text{CaCO}_3$ ) at high pressure and storage of  $\text{CO}_2$  in the deep crust.— *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1975, v. 49, N 1, p. 49—62.
- Orville P. M. Stability of scapolite in the system Ab—An—NaCl— $\text{CaCO}_3$  at 4kb and 750°C.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1975, v. 39, N 8, p. 1091—1105.
- Shaw D. M. The geochemistry of scapolite. Part I. Previous work and general mineralogy.— *J. of Petrol.*, 1960, v. 1, pt 2, p. 218—260.
- Spry A. *Metamorphic textures*. Oxford a. o.: Pergamon Press, 1969. 350 p.
- Ulbrich H. H. Crystallographic data and refractive indices of scapolites.— *Amer. Mineral.*, 1973, v. 58, N 1—2, p. 81—92.
- Zitzmann A. The iron ore deposits of Italy.— *Iron Ore Deposits Eur. and Adjacent Areas*, Hannover, 1977, v. 1, p. 209—218.

# Оглавление

<i>Введение</i> . . . . .	3
<i>Глава I. Формационные типы и проблемы генезиса железорудных месторождений</i> . . . . .	6
<i>Глава II. Скарновая железорудная формация Алтае-Саянской области</i>	9
Альбит-скаполит-магнетитовые месторождения . . . . .	11
Месторождения пироксен-дашкесанитового минерального типа . . . . .	28
Известково-скарновые железорудные месторождения . . . . .	46
Магнезиально-скарновые железорудные месторождения	66
Хлорит-амфиболовый (гидросиликатовый) минеральный тип магнетитовых месторождений . . . . .	72
<i>Глава III. Докембрийская скарновая железорудная формация Алданского щита</i> . . . . .	75
Геологическая позиция месторождений . . . . .	78
Минеральные типы и условия формирования руд . . . . .	84
<i>Глава IV. Скарново-магнетитовые месторождения областей тектономагматической активизации</i> . . . . .	122
Скарново-магнетитовые месторождения Сибирской платформы (ангаро-илимский тип) . . . . .	—
Скарновые руды в месторождениях железистых кварцитов	126
Трансформированные скарновые железорудные месторождения . . . . .	132
<i>Глава V. Обобщенная геолого-генетическая модель скарновых железорудных формаций</i> . . . . .	137
Магматизм и железооруденение . . . . .	139
Об «автономии» флюидных колонн в рудообразующих системах . . . . .	145
Параметры и элементы кинетики рудообразующего метасоматоза . . . . .	147
Метаморфизм скарновых руд . . . . .	156
Источники растворов и металла . . . . .	163
Состав и специфика рудообразующих систем . . . . .	165
<i>Заключение</i> . . . . .	168
<i>Литература</i> . . . . .	171

73

BNR 616

2p. 90%