

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В. А. ВАХРУШЕВ

МИНЕРАЛОГИЯ
И ГЕНЕЗИС ЖЕЛЕЗНЫХ РУД
БЕЛОРЕЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
НА АЛТАЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР
НОВОСИБИРСК

1960

ПРЕДИСЛОВИЕ

Белорецкое месторождение относится к числу наиболее крупных и промышленно важных месторождений железных руд на Алтае. Однако геологически оно изучено недостаточно. В частности, до настоящего времени в должном масштабе не было проведено специальных работ по детальному изучению вещественного состава руд и условий их формирования. Более того, среди геологов отсутствует единое мнение о генетическом типе руд этого месторождения.

В предлагаемой работе, выполненной в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, изложены главным образом результаты личных исследований автора по изучению минералого-геохимических особенностей первичных руд этого месторождения с учетом имеющихся данных по этому вопросу у предшествующих исследователей. Основное внимание уделено освещению минералогического состава руд и их структурно-текстурных особенностей. Впервые приводятся данные по распределению в рудах ряда элементов-примесей.

В работе рассматривается ряд общих вопросов, касающихся явлений метаморфизма и генезиса скарново-рудных образований и, в частности, генетических связей железоруднения с интрузиями. Правильное решение этих вопросов имеет большое значение не только для познания собственно Белорецкого месторождения, но и для анализа металлогении Горного Алтая в целом.

Автор отдает себе отчет в том, что не все вопросы расшифровки сложной истории формирования руд месторождения решены полностью; некоторые из них только поставлены.

Сбор каменного материала месторождения проводился в летние сезоны 1958—1959 гг. с последующей его лабораторной обработкой в 1959—1960 гг. В период работы в поле автору постоянно оказывали содействие работники Белорецкой геологоразведочной партии Рудноалтайской экспедиции ЗСГУ и особенно геологи Н. А. Гарнец и Е. Н. Кочанов.

Многочисленные химические анализы большей частью выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления, спектральные и рентгеновские — в Институте геологии и геофизики СО АН СССР Н. В. Арнаутовым и Д. К. Архипенко. Выделение мономинеральных фракций магнетита из руд с помощью гидромагнитофугального анализатора проведено в Лаборатории структур рудных полей. При микроскопическом изучении руд частично оказана помощь со стороны В. Н. Шаралова и старшего научного сотрудника ИГЕМ АН СССР А. Д. Генкина.

При чтении рукописи ряд ценных замечаний по существу работы был сделан старшими научными сотрудниками Г. В. Пинусом, А. М. Дымкиным и руководителем сектора черных металлов СНИИГГИМСа А. С. Калугиным. Всем этим товарищам выражаю глубокую признательность.

ГЛАВА I

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Общая геологическая характеристика Белорецкого железорудного месторождения, по новым данным геологоразведочных работ, выполненных в последние годы Западносибирским геологическим управлением, имеется в работах А. С. Калугина (1957, 1959) и П. В. Ершова и Е. Н. Кочанова (1958), а также в ряде фондовых отчетов. В основном по материалам этих авторов в настоящей главе и приводятся самые краткие сведения о положении и геологическом строении месторождения, необходимые для уяснения последующих специальных разделов работы. Несколько подробнее рассматриваются дайковые породы, которые до настоящего времени в пределах рудного поля не были известны.

Белорецкое железорудное месторождение находится в пределах юго-западных отрогов Тигерекского хребта в Горном Алтае. Участок месторождения сложен эффузивно-осадочной толщей пород, залегающей моноклинально и простирающейся в направлении с юго-востока на северо-запад с падением на северо-восток под углом 50—60°. Одни геологи определяют возраст толщи как силурийский, другие считают его девонским. При этом не исключена возможность, что в пределах района месторождения имеют место как девонские, так и силурийские толщи, распространенность и взаимоотношения между которыми не ясны и требуют дополнительного изучения (П. В. Ершов и Е. Н. Кочанов, 1958).

Вмещающие рудные тела породы месторождения в основном представлены известняками, песчаниками, глинистыми сланцами и частично эффузивами. Эти разности пород большей частью преобразованы в мраморы, различного рода роговики и скарны.

Мраморы в пределах рудного поля часто обладают полосчатостью. Полосчатая текстура обусловлена перемежаемостью прослоев мрамора с прослоями роговинок, возникающих за счет пород первичного песчано-глинистого состава.

Для характеристики состава мраморизованных известняков рудной зоны месторождения и, в частности, для определения содержания в них магnezияльного компонента произведен неполный химический анализ 4 образцов, представляющих собою наиболее типичные разности этих пород (табл. 1).

В первой колонке (обр. 14) дан анализ совершенно неизмененного метасоматическими процессами белого зернистого мрамора. В остальных трех колонках помещены анализы мраморизованных известняков, которые несколько изменены послемагматическими процессами.

Результаты микроскопического изучения и контрольные химические анализы указывают на незначительное содержание магнезиального компонента в мраморах рудного поля Белорецкого месторождения.

Песчаники тонко- или среднезернистые часто под влиянием метаморфических процессов в той или иной мере преобразованы в биотит-кварцевые или биотит-кварц-полевошпатовые роговики.

Таблица 1
Химический состав мраморизованных известняков

	Обр. 14	Обр. 17	Обр. 201	Обр. 9
CaO	52,15	46,53	44,49	46,74
MgO	0,76	2,06	1,92	1,88
FeO	0,18	1,15	1,11	1,15
MnO	0,02	0,03	0,09	0,05
Нерастворимый остаток	0,52	11,61	17,60	14,06
п. п. п.	43,83	36,13	34,35	35,69
H ₂ O	0,02	0,04	0,08	0,11
Сумма	97,48	97,56	99,64	99,68

Примечание. Обр. 14 — светлый мрамор, скв. 8, интервал 244,4—247,3 м; обр. 17 — темно-серый мрамор с включениями лучистой роговой обманки и рудного минерала, скв. 8, интервал 315,2—319,3 м; обр. 201 — мрамор, слегка скарнированный, скв. 24, интервал 291,5—296 м; обр. 9 — мрамор, слегка скарнированный, биотитизированный, скв. 25, интервал 137,5—141 м. Анализы выполнены в Центральной лаборатории Новосибирского геологического управления.

В северо-восточной части рудной зоны в пределах Баталихинского участка и особенно далее по направлению к магнитным аномалиям Крохалихинского участка в геологическом разрезе значительно увеличивается роль эффузивных пород при уменьшении мощностей и количества карбонатсодержащих горизонтов.

Среди эффузивных пород наблюдаются кварцевые порфиры, фельзитовые порфиры и порфиroidы (Баталихинский участок, скв. 37 и 56).

Под микроскопом эти породы обычно характеризуются аллотриоморфнозернистой структурой основной кварц-полевошпатовой массы и наличием порфировых вкрапленников. Последние представлены либо одним кислым плагиоклазом (в фельзитовых порфирах), либо одновременно плагиоклазом и кварцем (в кварцевых порфирах). Вкрапленники кварца кое-где несут следы оплавления.

В отдельных разностях этих пород удается наблюдать и флюидальные текстуры, которые под микроскопом представляются в виде извилистых струй-потоков, отличающихся по микроструктуре (обр. 503, скв. 56, интервал 96,7—99,2 м).

Метаморфизованные эффузивные породы, именуемые нами порфиroidами, обладают типичной гранобластовой структурой и сланцеватой текстурой. Из вторичных наложенных минералов в эффузивных породах чаще всего встречаются мелкошешуйчатые агрегаты биотита, эпидота, хлорит, а из рудных — пирит.

Скарны месторождения имеют пироксеновый и гранат-пироксеновый состав. Они выявлены на протяжении всей рудной зоны — от крайнего северо-западного фланга собственно Белорецкого месторождения до участка Верхне-Баталихинской аномалии. Скарны обычно сложно перемежаются с магнетитовыми рудами и мраморами. Пироксен и гра-

нат скарнов, помимо магнетита, частично или в отдельных случаях почти полностью замещаются ассоциацией более поздних по времени отложения минералов с образованием амфиболовых, амфибол-эпидотовых и т. п. пород.

В 800—900 м к северо-востоку от рудной зоны на поверхности обнажаются граниты Тигерекской интрузии, прорывающей и метаморфизирующей толщи вмещающих пород. В районе месторождения граниты светло-розового цвета, крупнозернистого сложения. Их породообразующими минералами являются: калиевый полевой шпат, обычно представленный решетчатым микроклином, кислый плагиоклаз, кварц и биотит. Из второстепенных и акцессорных минералов отмечаются эпидот, хлорит, серицит, кальцит, титанит, магнетит, турмалин, флюорит, апатит, рутил, монацит, пирит, циркон и др.

В лаборатории абсолютного возраста Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР проведено определение абсолютного возраста гранитов Тигерекского массива. Определение абсолютного возраста проводилось калий-аргоновым методом на одной пробе полевого шпата, выделенной из типичной для района Белорецкого месторождения крупнозернистой разновидности гранита. Абсолютный возраст гранитов оказался равным 200 млн. лет. Эта цифра сравнительно близка к данным других исследователей по абсолютному возрасту гранитов калбинского комплекса Алтая (И. Е. Старик, 1957) и по наиболее распространенным в настоящее время шкалам геологического летоисчисления (Марбли, 1950) отвечает пермскому периоду формирования гранитов. Однако по шкале геологического летоисчисления, принятой на 9-ой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОГГН АН СССР в июне 1960 г., возраст в 200 млн. лет отвечает триасу, что является несколько необычным в свете существующих среди геологов представлений о возрасте становления гранитов калбинского комплекса Алтая (В. А. Кузнецов (1957) и др.).

В самое последнее время при документации керна в пределах рудного поля были выявлены плагиоклаз-амфиболовые породы, которые, судя по вещественному составу и реликтам первичной структуры, должны быть отнесены к глубоко метаморфизованным разновидностям габбровых пород. Поскольку интрузивные породы вообще и основные в частности на участке месторождения до сих пор не были отмечены, на их характеристике остановимся несколько подробнее.

Амфибол-плагиоклазовые породы залегают в виде даек мощностью от 0,5 до 2,5 м и, возможно, более (скв. 55, интервал 504,8—507,3 м; скв. 71, интервал 91,0—92,0 м; скв. 24 и др.). Контакты даек с вмещающими их породами резкие. В том случае, когда дайки залегают в мраморах, под влиянием контактового воздействия в пределах приконтактной каймы мощностью в 10 см они более интенсивно осветлены и приобретают белый сахаровидный облик.

Амфибол-плагиоклазовые породы обладают темно-серым цветом с зеленоватым оттенком и отчетливо выраженным зернистым сложением. В отдельных случаях, по мере перехода от центральных частей даек к контактам, породы постепенно приобретают тонкозернистое сложение.

Породообразующими минералами являются плагиоклаз № 22—23 и амфибол.

Амфибол, несомненно, вторичный, образовавшийся по пироксену (уралит), с сохранением общих контуров кристаллов последнего. В виде тонких игл и их агрегатов амфибол частично развивается и по полевошпатовой части породы. Минерал отчетливо плеохроирует от бледного зеленовато-желтого по *Nr* до зеленого или грязного синевато-зеленого

цвета по N_g . Показатели преломления: $N_g = 1,673$, $N_p = 1,650$, $N_g - N_p = 0,023$, $cN_g = 15^\circ$, $2V = -68^\circ$. Судя по этим данным, амфибол скорее принадлежит к актинолиту, чем к обыкновенной роговой обманке. В количественном отношении актинолит преобладает над плагиоклазом, составляя до 60% площади шлифов.

Плагиоклаз обычно представлен агрегатом мельчайших зерен с образованием гранобластовой или роговиковой структуры основной массы породы. Однако среди таких агрегатов кое-где сохраняются первичные контуры относительно крупных (до 2 мм) призматически удлинённых кристаллов плагиоклаза, позволяющих наряду с уралитом выявить реликтовую структуру габбро или, точнее, габбро-диабазы. В частности, призматически зернистая структура в наибольшей степени сохранилась в маломощной дайке, вскрытой скв. 24 в интервале глубин 269,45 — 270 м (обр. 196).

Поскольку первичная структура изверженной породы не вполне уничтожена кристаллобластическими новообразованиями, в настоящем виде структура жильных пород может быть определена как бластогаббровая с переходами в бластоофитовую.

Из вторичных и аксессуарных минералов, помимо постоянно присутствующего ильменита, чаще всего встречается эпидот в виде агрегатов зерен в основной массе породы и секущих жилок мощностью до 1 см. Спорадически наблюдаются выделения розетковидных агрегатов хлорита, мелкочешуйчатого биотита, кальцита, единичные зерна кварца, апатита и сульфидов (пирротин и пирит). Последние самостоятельно или совместно с кальцитом, подобно эпидоту, образуют и тонкие секущие жилочки (мощностью в сотые и десятые доли миллиметра).

В целом амфибол-плагиоклазовые породы по условиям залегания, минералогическим и структурным особенностям относятся к метаморфизованным разностям жильных габбро-диабазов.

В табл. 2 приведены результаты химического анализа трех образцов описываемых габбровых пород. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления.

Таблица 2
Химический состав жильного габбро

	Обр. 491		Обр. 553		Обр. 554		Габбро, по Дзели
	весов. %	молек. кол-во	весов. %	молек. кол-во	весов. %	молек. кол-во	весов. %
SiO ₂	45,68	761	47,29	788	51,82	863	48,24
TiO ₂	2,53	31	1,25	16	1,47	19	0,97
Al ₂ O ₃	13,86	136	13,77	135	12,56	124	17,88
Fe ₂ O ₃	3,51	22	2,55	16	2,81	17	3,16
FeO	11,28	157	8,44	117	7,21	100	5,95
MnO	0,23	3	0,14	1	0,08	1	0,13
MgO	6,47	161	7,66	190	7,12	176	7,51
CaO	8,95	159	10,88	194	10,52	187	10,99
Na ₂ O	3,49	56	2,94	47	3,36	38	2,55
K ₂ O	0,12	1	0,20	2	0,14	1	0,89
Cr ₂ O ₃	0,029	—	0,04	—	0,046	—	—
V ₂ O ₅	0,075	—	0,06	—	0,045	—	—
P ₂ O ₅	0,33	—	0,18	—	0,20	—	—
S	0,14	—	0,02	—	1,08	—	—
п. п. п.	1,65	—	1,59	—	1,65	—	1,45
Сумма	98,34		97,01	—	99,12	—	—

К сожалению, при анализе двух первых образцов, судя по сумме, допущены погрешности, видимо, за счет некоторой потери вещества. Однако искажение в целом валового состава этих образцов вряд ли сколько-нибудь значительно.

Химический состав наших образцов по всем параметрам близок среднему химическому составу габбро, по Дэли. От последнего отличается несколько меньшим содержанием глинозема и повышенной величиной параметра δ , выражающего относительное количество металлических атомов (кроме титана), входящих в состав фемической составной части породы. Иначе метаморфизованные жильные габбровые породы Белорецкого месторождения характеризуются большим содержанием темнотцевых компонентов, являясь более основными по составу.

Образец 554, взятый из непосредственного контакта с вмещающим мрамором, сильнее изменен поздними гидротермальными растворами. Этим, по-видимому, обусловлено несколько повышенное содержание кремнезема (n , соответственно, более высокое значение s) по сравнению с габбро из центральной части той же самой дайки (обр. 553, скв. 71, глубина 91,5 м) и с габбро обр. 491, скв. 55).

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому):

	a	c	δ	s
обр. 491	8,0	5,5	31,1	55,4
обр. 553	6,9	6,0	31,1	56,0
обр. 554	5,4	5,8	28,3	60,5
Габбро по Дэли	7,4	3,7	27,0	57,2

Из других особенностей описываемых горных пород следует отметить относительно высокое содержание в них титана, присутствие ванадия и хрома. Среднее содержание из трех определений составляет для титана 1,04%, ванадия — 0,033% и хрома — 0,028%. Полученные цифры очень близки (для хрома) или даже несколько превышают (для ванадия и титана) кларковые содержания этих элементов в основных породах, по данным А. П. Виноградова (1956).

В целом приведенные данные по химическому составу полностью подтверждают наше заключение о принадлежности дайковых образований к метаморфизованным разновидностям габбро или, с учетом условий залегания и структурных особенностей, — к габбро-диабазам.

В районе выявлена так называемая Белорецко-Крохалихинская зона магнитных аномалий длиной около 13 км. Она вытянута в северо-западном направлении в соответствии с основными элементами структуры района. Рудные залежи приурочены к северо-западной части зоны.

По промышленным кондициям по содержанию железа в рудах в месторождении выделяются два основных рудных тела. В плане и разрезах они имеют пластообразную форму, будучи разделенными пустыми или слабо оруденелыми породами, преимущественно алюмосиликатного состава. По данным разведочных работ, рудные тела по простиранию и падению залегают в основном согласно с вмещающими породами с углом падения около 55°.

Наряду с этим, видимо, в пределах рудного поля имеются хотя бы небольшие по своим масштабам рудные залежи столбообразной или неправильногнездообразной формы. Такие залежи, очевидно, характерны для тех участков (в частности для Баталихинского), где магнетитовое оруденение накладывается не на слоистые карбонатсодержащие породы, а на массивные известняки или сплошные скарные породы.

В месторождении, несомненно, имеются как дорудные, так и после-рудные трещинные зоны, которые большей частью не оконтурены или не выявлены из-за полной задернованности участка месторождения.

ГЛАВА 2

ТИПЫ РУД И ИХ ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

По существу, почти все выявленные к настоящему времени разведочными работами первичные руды Белорецкого месторождения по основному полезному компоненту относятся к одному магнетитовому типу. В связи с этим дальнейшее подразделение руд месторождения может быть произведено лишь по преобладанию тех или иных минеральных примесей в собственно магнетитовых рудах.

Следуя принципу классификации В. А. Глазковского (1954), можно выделить следующие три подтипа руд: 1) магнетитовые с относительно незначительным содержанием нерудных компонентов, 2) руды с силикатами, 3) с кальцитом и 4) с сульфидами.

Магнетитовые руды с небольшим содержанием нерудных компонентов. По В. А. Глазковскому, к этому подтипу могут быть отнесены руды с содержанием более 50% железа и не более 30% нерудных компонентов при кондиционном содержании вредных и почти полном отсутствии полезных и особо ценных компонентов. Такие руды не требуют обогащения и после дробления могут использоваться непосредственно для плавки.

Магнетитовые руды, отвечающие этим требованиям, в незначительных количествах присутствуют в месторождении, выделяясь макроскопически массивным сложением. Однако такие руды не обособляются в более или менее значительные рудные залежи или блоки, которые можно было бы выборочно отрабатывать. Таким образом, с точки зрения технологической оценки, данная разновидность магнетитовых руд практического интереса не представляет.

Руды с силикатами широко представлены в месторождении. Главенствующее значение в этих рудах имеют следующие нерудные минералы, расположенные, примерно, в порядке их распространенности: амфиболы, пироксены, гранаты, эпидот и кварц. Другие минеральные примеси, такие, как полевые шпаты, слюды, хлорит, турмалин имеют второстепенное значение.

Отличительной особенностью руд данного подтипа, так же как некоторых других, является значительное содержание в них кварца, понижающего качество руд как в отношении общего содержания железа, так и в отношении их основности. Второй характерной чертой руд с силикатами является разнообразие их текстур. Здесь наряду с полосчатыми текстурами чрезвычайно широко развиты различного рода пятнистые, брекчиевидные неравномерно вкрапленные и т. п. текстуры.

Руды с кальцитом. Кальцит в незначительных количествах присутствует во многих разновидностях руд, приобретая в ряде случаев значение основного нерудного компонента. Такие руды с кальцитом большей частью приурочены к участкам, в которых магнетитовое оруденение наложено непосредственно на неизменные или слабо скарнированные массивные мраморизованные известняки. Текстуры руд с кальцитом чаще всего мелкопятнистые или прожилково-вкрапленные.

Руды с кальцитом в значительных количествах встречаются в пределах собственно Белорецкого месторождения, но особенно распространены, по нашим наблюдениям, на Баталихинском участке.

Выделение руд с кальцитом при разведочных работах, как нам кажется, представляет и определенный практический интерес. Дело в том, что большое количество руд Белорецкого месторождения, благодаря изобилию в них в виде примесей силикатных минералов, в том числе и кварца, обладает низкой основностью (значительно меньше единицы). В процессе агломерации или при составлении доменной шихты такие руды потребуют в больших количествах добавок флюсов. При наличии же руд с кальцитом возможно частичное усреднение таких руд на месте при рациональном ведении горных работ.

Руды с сульфидами. Основная масса руд месторождения характеризуется крайне незначительным содержанием сульфидных минералов, выгодно отличаюсь в этом отношении от железных руд многих других контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области.

Заметная концентрация пирротина, пирита, халькопирита и сфалерита наблюдается лишь в отдельных и пока незначительных по размерам участках месторождения. Из этих сульфидов некоторый интерес представляет халькопирит. Максимальные скопления халькопирита, находящегося в ассоциации с другими медьсодержащими минералами (кубанит, валлернит), часто наблюдаются в относительно бедных разновидностях руд, располагающихся по периферии рудных тел. В ряде случаев в таких разновидностях руд содержание халькопирита становится настолько значительным, что мы, по существу, имеем дело уже с халькопиритовыми или комплексными халькопирит-магнетитовыми рудами.

Такие руды имеются на северо-западном фланге месторождения (скв. 1, 9, 13 и 26) и отчасти в пределах Баталихинского участка. Содержание меди в рудах составляет 0,5—0,8% (П. В. Ершов и Е. Н. Кочанов, 1958), достигая в некоторых интервалах до 1,37% (скв. 26, интервал 492,0—493,6 м) и даже до 2,44% (скв. 9, интервал 208,7—212,1 м). Последние две цифры приведены по результатам исследования Ф. А. Барышниковым и М. Н. Калошиной двух проб керна весом соответственно в 30 и 11 кг.

Поскольку собственно магнетитовые руды составляют в настоящее время промышленную ценность месторождения, характеристика основных текстурно-структурных особенностей руд приводится без подразделения на отдельные типы или подтипы.

Текстура руд. В магнетитовых рудах месторождения наиболее распространены полосчатые, пятнистые (брекчиевидные) и массивные текстуры. Обычны также жильные или прожилковые и друзовые текстуры. Участками под влиянием интенсивного динамометаморфизма скарно-рудные образования вообще и магнетитовые или сульфидно-магнетитовые руды в частности приобретают типичную сланцеватую текстуру.

Полосчатые текстуры руд в подавляющем большинстве случаев определенно унаследованны. Таким унаследованным узором является слоистость горных пород, которые подверглись оруденению.

Действительно, вмещающие породы месторождения представляют собою слоистую толщу литологически неоднородного состава. При этом наиболее метасоматически преобразованными (скарнированными и оруденелыми) оказались те части геологического разреза толщи, которые представлены пачками относительно тонкого переслаивания карбонатных пород (известняков) с прослоями алюмосиликатного состава (первоначально песчано-глинистого). Один из примеров слоистого строения вмещающих пород месторождения представлен на прилагаемой фотографии (рис. 1).

Избирательное замещение карбонатсодержащих прослоев и обусловило как пластообразную форму рудных тел, так и образование полосчатости в самих рудах.

В зависимости от мощности отдельных магнетитовых прослоев руды могут быть тонкополосчатыми (ширина полосок до 2—3 мм), среднеполосчатыми (ширина полосок 3—10 мм) и грубополосчатыми (ширина полосок свыше 1 см). В месторождении преобладают средние и грубополосчатые, причем разнополосчатые, текстуры, обусловленные различной шириной полосок в пределах одного и того же штуфа. На рис. 2 и 3 представлены фотографии штуфов рудного керна с характерной полосчатой текстурой.

Часто мощность отдельных прослоев — рудных и безрудных — настолько велика, что полосчатость не может быть обнаружена в отдельно взятом штуфе.

Показательна постоянная ассоциация магнетита с кальцитом в полосчатых рудах. Содержание кальцита в магнетитовых прослоях неодинаково: в одних случаях его много, в других — мало (рис. 3). Распределение кальцита пятнистое, иногда с образованием бурундучных текстур. Кроме того, кальцит образует сеть тончайших жилок (десятые доли миллиметра), обычно не выходящих за пределы рудного прослоя.

В случае относительно грубых прослоев известняка часто замещены магнетитом оказываются только периферические части с образованием кайм магнетита. Внутренние части таких прослоев сложены типичным мрамором (рис. 4 и 5). Линии ограничения магнетита с мрамором обычно извилистые, часто резкоизвилистые. Один из примеров приведен на рис. 6. Магнетит, как это видно из приведенной фотографии штуфа керна, образует резко бухтообразные заливы в мраморе так же, как и реликтовые участки последнего наблюдаются среди магнетита.

На рис. 7 приведен второй пример резко неровного контакта массивной магнетитовой руды с мрамором. В зоне контакта наблюдается обильная тонкая вкрапленность магнетита.

Пятнистые, или атакситовые текстуры руд, характеризуются неоднородными по форме и величине выделениями магнетита так же, как и отсутствием закономерности в их пространственном расположении. Пятнистые текстуры обычно образуются в том случае, когда магнетитовое оруденение накладывается на скарновые породы или на массивные мраморизованные известняки.

Замещение магнетитом непосредственно известняков в больших масштабах наблюдается на участке собственно Белорецкого месторождения и особенно его юго-западного фланга (Баталихинский участок). В пределах, собственно Белорецкого месторождения метасоматическое замещение магнетитом известняков отчетливо можно видеть по керну скв. 17 (интервал 150—170 м), скв. 19 (интервал 284—290 м), скв. 38 (интервал 1—75 м), скв. 42 (интервал 194—210 м), скв. 25 и др.

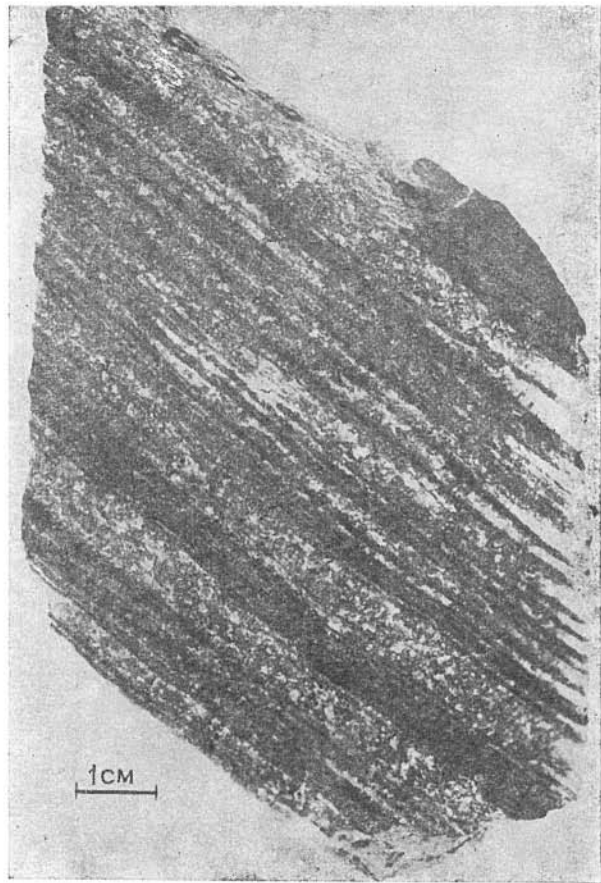


Рис. 1. Полосчатый мрамор.
Фото штуфа керна, обр. 230, скв. 117, глуб. 83,5—86,1 м.

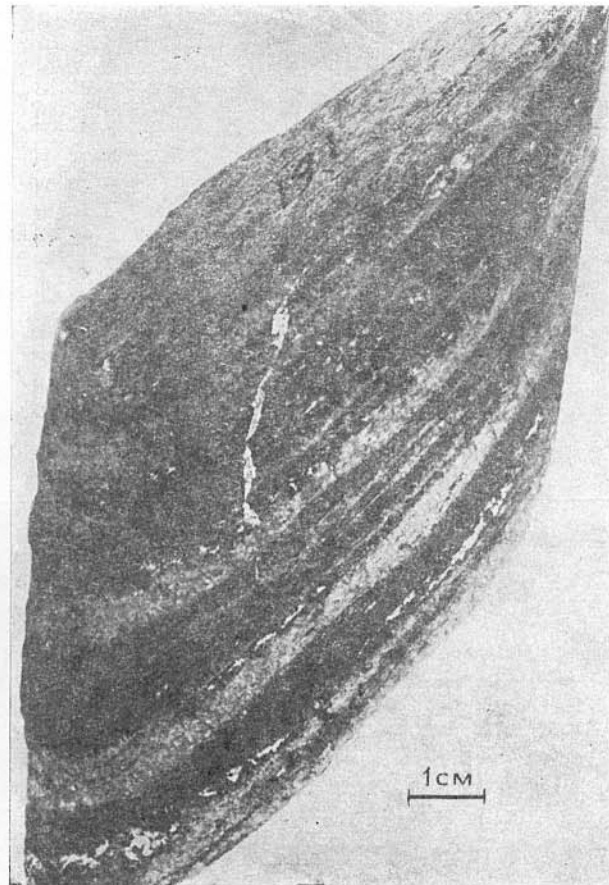


Рис. 2. Полосчатая текстура руды. Черное — магнетит, серое — актинолит и белое — кальцит.
Фото штуфа керна.

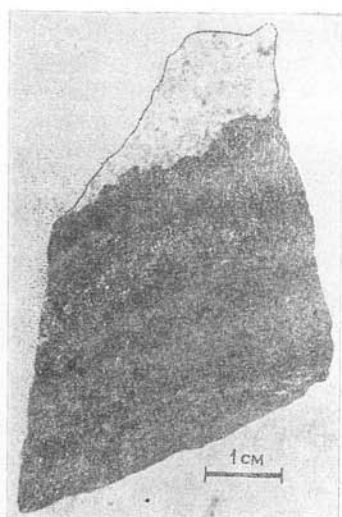
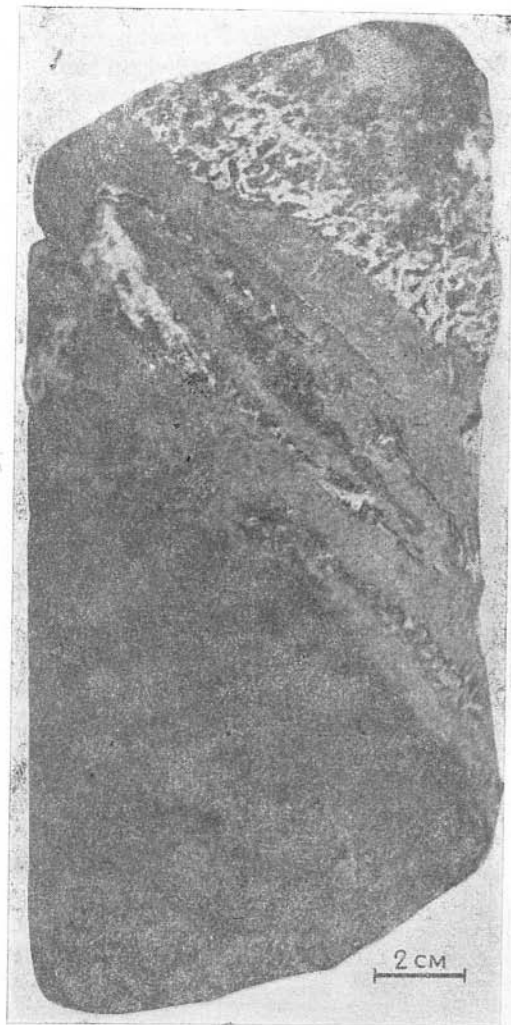


Рис. 4. Кайма магнетита (черное) в контакте с прослоем мрамора (белое в верхней части снимка). В нижней части снимка — полосы магнетита с включениями кальцита.

Фото штуфа зерна, скв. 13, глуб. 210 м.

Рис. 3. Магнетитовая руда грубопослойчатой текстуры. Кальцит — светлое.

Фото штуфа зерна.

На Баталихинском участке основная масса руд образовалась по неизменным известнякам либо по известнякам, предварительно в той или иной мере скарнированным до участков сплошных андрадитовых скарнов. В результате этого здесь преимущественно развиты резкопятнистые, неравномернопятнистые и вкрапленные текстуры скарново-рудных образований и, в частности, отмеченных выше магнетитовых руд с кальцитом. В качестве примера приведем краткое описание зерна одного из интервалов по скв. 55.

Разрез по керну скв. 55, в интервале 326—407 м

326—329 м. Мраморизованный известняк с включением чешуек биотита и редкой вкрапленностью пирротина. В конце интервала в небольших количествах встречаются прожилково-гнездобразные выделения спутанноволокнистых агрегатов серпентина.

329—333,2 м. Скарнированный мрамор. Скарновые минералы представлены бурым гранитом (андрадитом), в меньшей степени пироксеном. Существует вся гамма переходов от известняка с редкими выделе-



Рис. 5. Кайма магнетита (черное) на контакте пироксенового скарна с мрамором.
Фото штуфа керна, обр. 90, скв. 44, глуб. 113 м.



Рис. 6. Развитие магнетита (черное) по мрамору (светлое). Среди магнетита сохранились обильные включения остаточного кальцита.
Фото штуфа керна, скв. 45, глуб. 92 м.



Рис. 7. Замещение мрамора (светлое) магнетитом (черное).

Фото штуфа керна, обр. 75, скв. 19, глуб. 285 м.

ниями граната и пироксена до участков типичного скарна. Однако среди последнего постоянно наблюдаются мелкая вкрапленность и гнезда реликтового кальцита. Кое-где на скарновые участки и карбонатную массу в виде тонкой вкрапленности и метасоматических жилок накладываются магнетит и пирротин-халькопиритовая минерализация.

333,2—243 м. Темно-серые пятнистые мраморизованные известняки. Пятнистость обусловлена наличием выделений с резконишвилистыми очертаниями скарновых минералов и магнетита. Формы выделений магнетита следующие:

1) прожилки, секущие как основную карбонатную массу породы, так и скарновые участки; прожилки, часто ветвящиеся без резко выраженных контактов;

2) каймы вдоль контакта гранатовых участков с основной карбонатной массой или с пироксеновыми участками. Магнетит охотнее развивается

по гранатовым участкам по сравнению с пироксеновыми.

Замещение магнетитом скарновых минералов подтверждается также и при микроскопическом изучении этих пород;

3) вкрапленность магнетита непосредственно в карбонатной массе. Обилие тонкой магнетитовой сыпи в мраморах и обуславливает их темно-серую окраску.

Фотография одного из штуфов скарнированного мрамора с магнетитом приведена на рис. 8. Под микроскопом подтверждается более позднее образование магнетита по сравнению со скарновыми минералами.

343—344,7 м. Пироксен-гранатовый скарн с относительно редкими реликтовыми участками мрамора размером до 10—15 см в поперечнике. Изредка наблюдаются струйчато-прожилковые выделения магнетита с постепенными переходами во вмещающую породу.

344,7—353,95 м. Мрамор светло-серый, пятнистый за счет обособления скарновых участков. Среди последних изредка встречаются гнездообразные выделения длинноигльчатых агрегатов амфибола в ассоциации с наложенным кварцем и крупнокристаллическим кальцитом.

353,95—367 м. Мраморизованный известняк с выделением скарновых минералов вплоть до образования сплошного амфиболизированного гранат-пироксенового скарна. Встречаются редкая вкрапленность магнетита, гнездообразные выделения пирротина и эпидота.



Рис. 8. Взаимоотношение магнетита (черное) с мрамором (светлое) и скарном (серое).

Фото штуфа керна, обр. 465, скв. 55, глуб. 333,2—343 м.

367—368,7 м. Гранат-пироксеновый скарн с интервалами сплошной магнетитовой руды. Агрегаты магнетита пересекаются тонкими жилочками пирротина.

368,7—369,1 м. Мрамор*.

378,4—395,3 м. Гранат-пироксеновый скарн, эпидотизированный и участками почти нацело преобразованный в амфиболовую породу. Эпидот двух генераций в основной массе породы и в виде секущих кальцит-эпидотовых жилок мощностью 0,5—1 см. Обычны и секущие жилки кварца.

395,3—398,2 м. Перемежаемость амфибол-гранат-магнетитовых и магнетитовых полосок. В пределах последних наблюдаются лишь редкие включения реликтового кальцита, граната и пирита.

398,2—404 м. Оруденелый мрамор. Магнетит образует неправильные гнездообразно-прожилковые обособления в мраморе (рис. 9) с постепенным переходом в типичные кальцит-магнетитовые и гранат-магнетитовые руды во второй половине интервала. Наблюдаются обиль-

* Интервал 369,1—378,4 м нами не был описан.

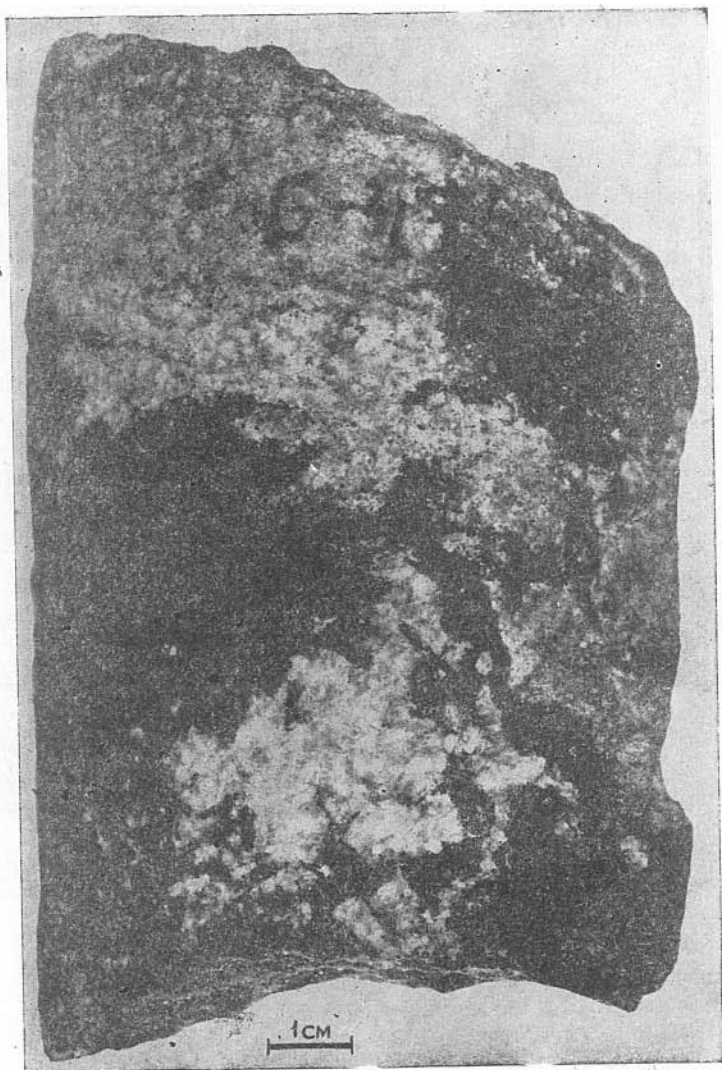


Рис. 9. Замещение мрамора (светлое) магнетитом (черное).
 Фото штуфа керна, обр. 476, скв. 55, глуб. 398,2—404 м.

ная вкрапленность и прожилки сульфидов железа, образовавшиеся вдоль трещин дробления.

404—407,6 м. Магнетитовые руды с гранатом и участками мрамора пятнистой и прожилково-вкрапленной текстуры. Магнетит образует обычные зернистые, значительно реже пластинчатые агрегаты. Последние часто наблюдаются в основной массе мрамора. В конце интервала располагается кварц-пиритовая жила мощностью 10 см.

Ниже по разрезу до глубины 464,5 м наблюдаются аналогичные описанным выше андрадитовые и андрадит-пироксеновые скарны, в различной степени эпидотизированные, амфиболизированные и оруденелые вплоть до образования магнетитовых руд. Наблюдаются включения реликтового кальцита, вкрапленность и прожилки сульфидов и кварца.

Приведенный разрез по скв. 55 интересен тем, что на нем особенно отчетливо видна метасоматическая природа магнетитового оруденения.

Часть пятнистых текстур в рудах обязана наложению последующих фаз минерализации и, в частности, окварцеванию.

Окварцеванию подвергаются магнетитовые руды, скарны и вмещающие известняки. Наблюдения показывают, что среди прочих минералов скарнов и руд наиболее охотно кварцем замещается кальцит. Кварц-магнетитовые, кварц-гранат-магнетитовые и т. п. разности пятнистых руд являются результатом наложения кварца соответственно на кальцит-магнетитовые, кальцит-гранат-магнетитовые и т. п. типы горных пород.

Избирательное замещение кварцем реликтового кальцита в скарново-рудных образованиях полностью подтверждается при микроскопическом изучении прозрачных шлифов.

Наблюдаются также цепочковидные, линзовидные и неясно выраженные прожилковидно-петельчатые обособления агрегатов магнетита во вмещающих породах. Тенденция к такого рода выделениям магнетита наиболее отчетливо выражена в перекристаллизованных разностях пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнов.

Детальное исследование магнетитовых руд, особенно в крупных полированных штуфах, показывает, что неравномернопятнистое распределение магнетита в скарнах часто связано с заполнением магнетитом трещин дробления. При этом выполнение трещин магнетитом и другими гидротермальными минералами сопровождается интенсивным метасоматозом, что и затрудняет расшифровку генетической природы этих текстур.

Такой тип брекчиевидных текстур особенно характерен для тех разностей магнетитовых руд, которые состоят из пластинчатых выделений магнетита. Пластинки последнего, располагаясь на поверхности обломков, образуют агрегаты сноповидного, веерообразного строения.

Следует отметить широкое развитие текстур, связанных с тектоническими нарушениями, проявившимися уже после формирования скарново-магнетитовых тел. Эти типичные текстуры, связанные с более поздними фазами минерализации, выходят за пределы зон собственно скарново-магнетитового оруденения.

Трещинные полости, возникшие в результате скалывания или разрыва (последние нередко сопровождаются флексурными подворотами, обр. 265, скв. 13, глубина 150 м), выполнены минеральным веществом чрезвычайно разнообразного состава. Наиболее распространены прожилки кварцевого, кварц-сульфидного и кварц-кальцит-хлоритового составов. Встречаются жилки кварц-кальцит-гематитовые, кварц-кальцит-альбитовые и более сложных составов.

По пересечению прожилков разного состава так же, как и по особенностям их внутреннего строения в ряде случаев можно судить о последовательности отложения минералов и выделить стадии или этапы минерализации.

Рассмотрим несколько конкретных примеров описываемого типа текстур.

На рис. 10 изображен штуф полосчатой магнетитовой руды с трещинами, резко секущими полосчатость. Трещины выполнены кварцем и актинолитом. На рис. 11 изображен прожилок кварц-кальцит-хлоритового состава. Он обладает полосчато-симметричным строением. Изучение возрастной последовательности отложения минеральных агрегатов в этом прожилке показывает, что первым из гидротермальных растворов выделился кварц в виде оторочки гребенчатого строения. Центральные части такого прожилка выполнены более поздними агрегатами кальцита и хлорита. Под микроскопом устанавливается, что отдельные

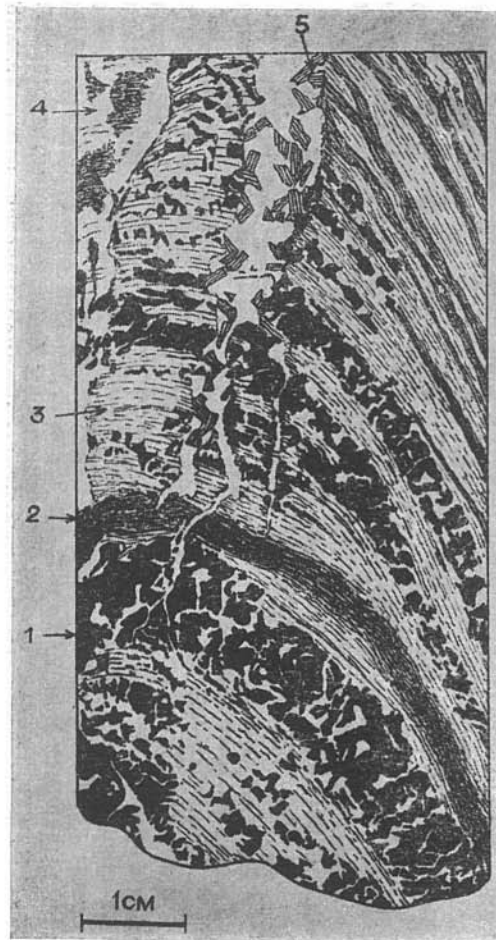


Рис. 10. Полосчатая магнетитовая руда с прожилками кварц-кальцит-актинолитового состава.
 1 — полоски кальцит-магнетитовые, 2 — магнетит-амфиболовые, 3 — амфиболовые, 4 и 5 — кварцевые прожилки с выделениями актинолита.
 Зарисовка штуфа ядра, обр. 337, скв. 34, глуб. 171 м.

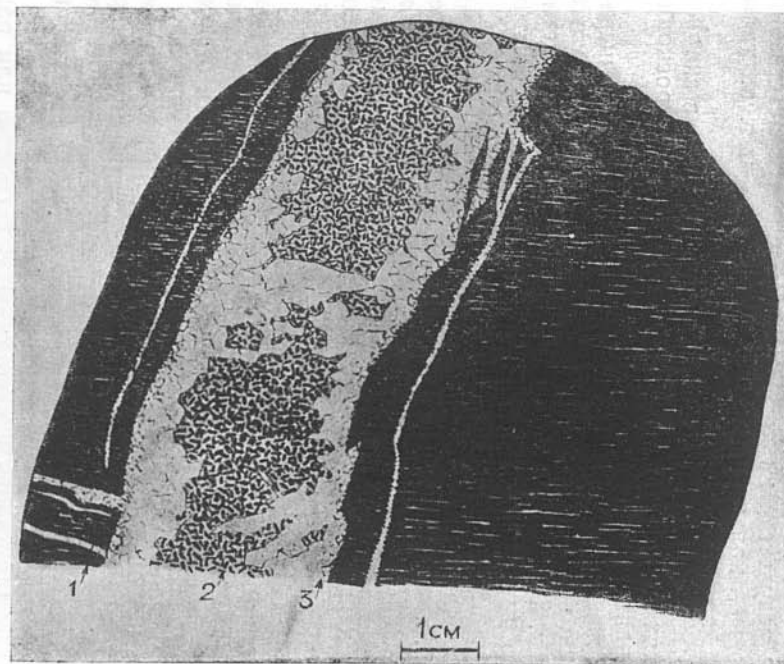


Рис. 11. Кварц-хлоритовый прожилок в магнетитовой руде.
 1 — магнетит, 2 — хлорит и 3 — кварц.
 Зарисовка полированного штуфа.

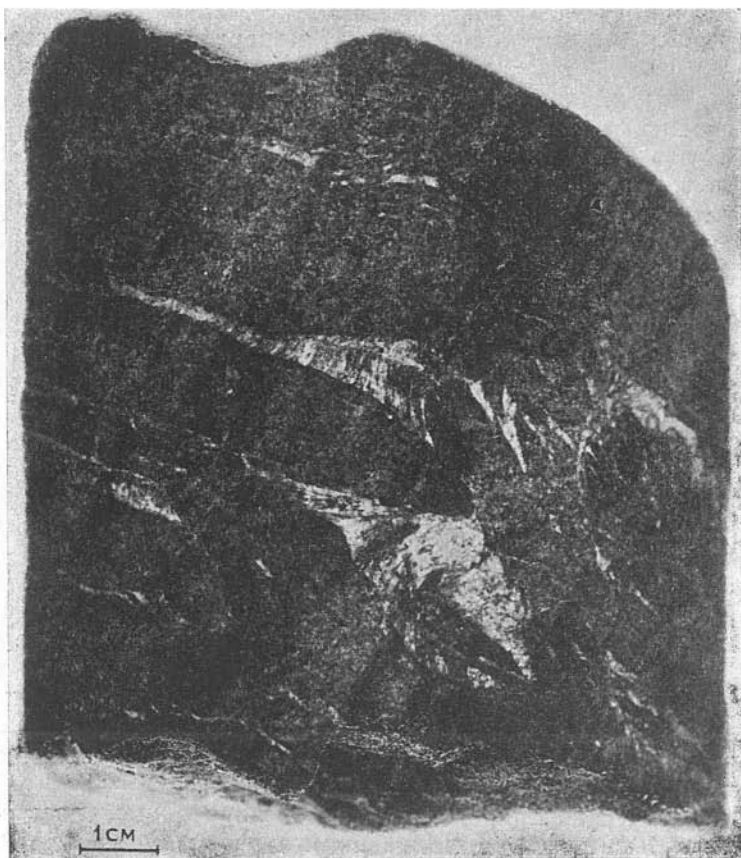


Рис. 12. Брекчиевая текстура скарна с магнетитом. Трещины выполнены актинолитом.

Фото штуфа керна, обр. 167, скв. 35, глуб. 198 м.

кристаллы кварца нередко отломаны от своего основания и с периферии частично замещаются хлоритом.

Признаки тектонических нарушений резко выражены в кварц-кальцит-турмалиновых жилах и гнездах. Кристаллы турмалина в этих жилах подвержены изгибу и интенсивному дроблению. Обломки турмалина цементируются кварцем и кальцитом так же, как метасоматически замещаются биотитом (обр. 96, рис. 34) и сульфидными минералами (обр. 96 и 103, рис. 21). По биотиту, в свою очередь, развивается хлорит. Длинноигльчатые агрегаты коричневого турмалина, вскрытые скв. 24 (глубина 330,3—331,4 м), пронизаны густой сетью секущих жилок кварца.

Внутреннее строение прожилков (симметричность строения, признаки дробления агрегатов с последующей их цементацией) убеждает нас в разновозрастности минералов, выполняющих одни и те же трещинные полости. При этом каждой новой стадии минерализации предшествовали тектонические подвижки. Совмещением разных по возрасту и физико-химическим условиям отложения стадий минерализации в пределах одних и тех же жил объясняется многоминеральный, зачастую очень пестрый состав последних. Естественно, что наложение более поздних стадий минерализации приводит к образованию самостоятель-

ных прожилок. Последние не содержат минералов ранних стадий минерализации и более просты по составу. Таковы хлоритовые, кальцитовые, анкеритовые жилки.

При интенсивном трещинообразовании, сопровождаемом подвижками, образуются типичные брекчиевые текстуры. В качестве цемента в брекчированных разностях скарново-магнетитовых пород обычно наблюдаются кварц, кальцит и сульфиды. В отдельных случаях трещинные полости целиком выполнены параллельноволокнистыми агрегатами актинолита (обр. 167, скв. 35, глубина 198 м).

Послерудная тектоника проявлена и во вмещающих скарново-магнетитовые тела горных породах (мраморах, роговиках). В последних также обычные текстуры разлома и брекчиевые текстуры. Один из примеров брекчиевой текстуры приведен на рис. 12. В отдельных участках под влиянием интенсивного динамометаморфизма в магнетитовых рудах появляется сланцеватость.

Структуры руд. В магнетитовых рудах массивной текстуры распространены зернистые, причем неравномернозернистые структуры. Под микроскопом магнетитовые агрегаты состоят из зерен неправильно изометрического облика (аллотриоморфнозернистая структура) или наблюдается сочетание ксеноморфных зерен с выделениями магнетита более или менее кристаллографически правильной формы (гипидиоморфнозернистая структура). Этот тип структур наиболее распространен.

Среди магнетитовой массы в ряде случаев наблюдаются порфировидные выделения сульфидных минералов и в частности пирита. Их появление связано с наложением на магнетитовое оруденение более поздней гидротермальной стадии минерализации.

Метасоматическая природа кристаллов пирита выступает особенно четко. Многие из метакристаллов пирита переполнены включениями вмещающего магнетита (рис. 13). Форма включений неправильно округлая, до яйцевидной; распределение их большей частью неравномерное, кучное. Количество включений магнетита в некоторых случаях настолько велико (до 50% и более от всей площади среза зерен пирита), что метакристаллы пирита приобретают типичную сотовую структуру.

В халькопирит-пирротиновых разностях руд в качестве порфировидных выделений наблюдается магнетит, обладающий всеми признаками метакристаллов (рис. 14 и 15).

Рассмотрим отличительные особенности этих выделений.

1. Подавляющее большинство зерен магнетита обладает прекрасно выраженными кристаллическими ограничениями. Другими словами, налицо имеется резкий идиоморфизм магнетита по отношению к окружающим минералам (пирротину, халькопириту и др.).

2. Магнетит часто представлен несколькими генерациями. Об этом свидетельствуют различная величина метакристаллов и явления нарастания более мелких кристалликов на гранях более крупных (рис. 14).

3. Одним из наиболее резко бросающихся в глаза признаков этого магнетита является наличие в нем включений окружающих минералов. Особенно много включений в кристаллах магнетита, когда последние находятся внутри агрегатов сульфидных минералов. Характерно, что при равных количествах в основной массе пирротина и халькопирита в качестве включений в магнетите неизменно преобладает халькопирит.

Встречаются рудные штуфы, состоящие почти нацело из магнетита и халькопирита. Последний выполняет промежутки между кристаллами

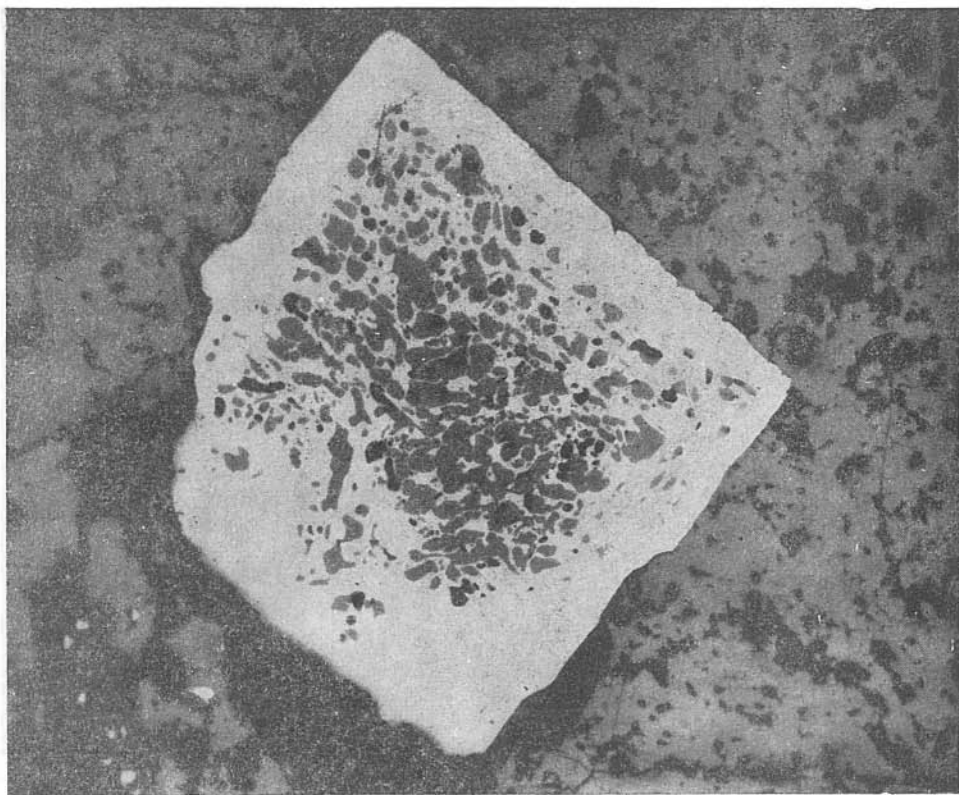


Рис. 13. Метакристалл пирита с включениями магнетита.
Полированный шлиф. Увел. 100.

магнетита, а также наблюдается в большом количестве внутри его зерен, образуя мельчайшую вкрапленность типа эмульсионной (обр. 553, скв. 57, интервал 443—444 м). Каких-либо закономерностей в распределении включений в магнетите не наблюдается. Размер включений колеблется в широких пределах от десятитысячных долей миллиметра до 1—2 мм. Из других сульфидных минералов в виде включений в метакристаллах магнетита изредка встречается кубанит.

В отдельных случаях в скрещенных николях по одновременному угасанию отчетливо выявляется одинаковая оптическая ориентировка окружающих метакристаллы магнетита сульфидов, в частности пирротина и их зерен, находящихся в виде включений.

Наличие халькопирита (и отчасти кубанита) в виде тончайших включений в магнетите может оказаться одним из неблагоприятных факторов для полного извлечения медных концентратов в случае комплексной переработки руд этого типа.

4. Обычны недоразвитые или скелетные формы кристаллов магнетита. Типичными примерами таких форм являются кристаллы, приведенные на рис. 15. Их образование связано с тем, что кристаллы прекращают свой рост, не успевая полностью захватить включения окружающего минерала. Необходимо отметить, что в пределах одного и того же шлифа наблюдается вся гамма перехода от сильно недоразвитых форм до прекрасно выраженных кристаллов магнетита, содержащих в изобилии включения или вовсе лишенных их. Совместное на-

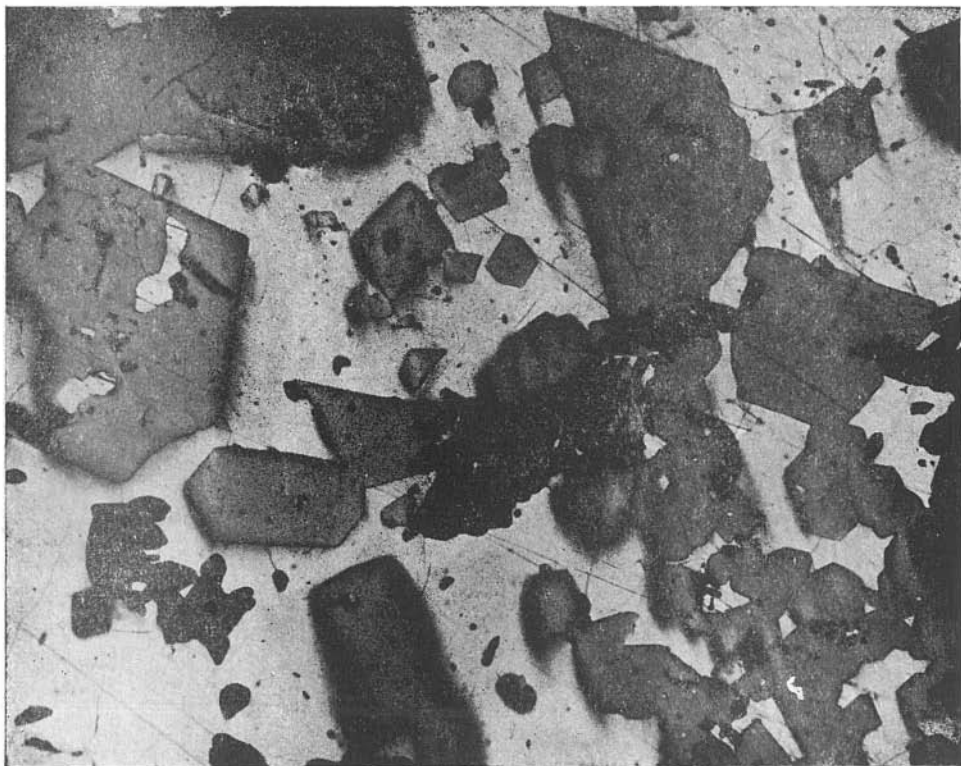


Рис. 14. Метакристаллы магнетита.
Полированный шлиф, Увел. 100.

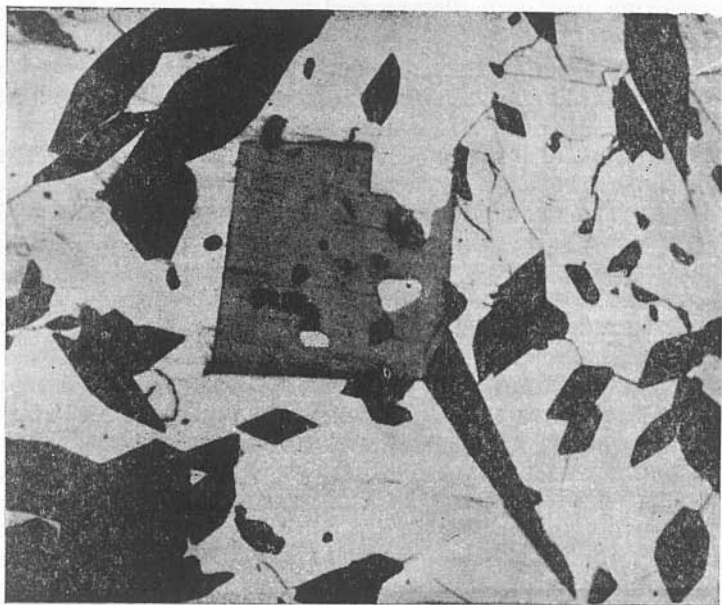


Рис. 15. Недоразвитый метакристалл магнетита среди пирротина
(светлое). Черное — нерудный.
Полированный шлиф. Увел. 250.

хождение скелетных и хорошо образованных форм одного и того же минерала — явление весьма показательное для метакристаллов в рудах.

5. Цепочное расположение идиоморфных зерен магнетита. Такое распределение чаще наблюдается среди нерудных минералов и, в частности, карбонатов либо вдоль границ зерен ранее образовавшихся минералов.

Таким образом, рассматриваемые образования магнетита обладают всеми особенностями, свойственными для метакристаллов. Признаки последних по отношению к рудам наиболее полно охарактеризованы в справочном руководстве «Текстуры и структуры руд» А. Г. Бетехтина, А. Д. Генкина, А. А. Филимоновой и Т. Н. Шадлун (1958).

В некоторых случаях наблюдаются постепенные переходы отмеченной выше порфировидной или, точнее (учитывая ее вторичную природу), порфиروبластовой структуры в панидиоморфную, когда метакристаллы магнетита, соприкасаясь друг с другом, образуют сплошной агрегат.

Для основной халькопирит-пирротиновой массы характерна типичная гранобластовая структура, обусловленная динамометаморфизмом. Пирротиновые участки обычно состоят из агрегата аллотриоморфнозернистых зерен различной величины, значительно изменяющейся даже в пределах одного и того же шлифа (от сотых долей миллиметра до 1 мм). Аналогичное строение при структурном травлении выявляется и у халькопиритовых агрегатов.

В результате пластических деформаций возникают сложные сращения минералов с образованием в некоторых случаях структур типа пойкилитовых. Такие структуры свойственны для галенит-сфалеритовых агрегатов. Поскольку проявления пластической деформации в агрегатах таких сульфидных минералов, как пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, не вызывают сомнений, то такие критерии, как «взаимные границы» между этими минералами, не могут быть использованы для установления последовательности их отложения.

Вместе с тем, взаимоотношения других минералов, в частности магнетита и многих силикатных, которые по своим физическим свойствам с большим трудом поддаются пластическим деформациям и перекристаллизации, с успехом могут быть использованы в качестве возрастного критерия.

Таковы коррозионные структуры между магнетитом и скарновыми минералами (рис. 16—18). Под микроскопом можно проследить различные стадии замещения этих минералов магнетитом. Часто можно видеть лишь реликты зерен пироксена среди магнетитового агрегата. Однако по поведению трещин спайности и угасанию можно установить, что первоначально они составляли одно зерно. Аналогичны взаимоотношения магнетита с гранитом.

Коррозионные структуры отчетливо видны на стыках агрегатов магнетита с плагиоклазом. Один из примеров взаимоотношений между последними минералами приведен на микрофотографии (рис. 19). Из рассмотрения микрофотографии нетрудно убедиться в том, что отложению магнетита предшествовали тектонические подвижки. Это доказывается раздробленностью зерен плагиоклаза с частичным смещением одних частей относительно других. Вместе с тем из фотографии хорошо видно, что магнетит не только цементирует обломки плагиоклаза, но и частично разъедает их. В результате этого обломки плагиоклаза приобретают бухтообразные, зазубренные очертания.

Коррозионные структуры свойственны сочетаниям и многих других минералов. Наглядный пример разъедания приведен на рис. 20, на котором показаны взаимоотношения между жильным кварцем и пирро-

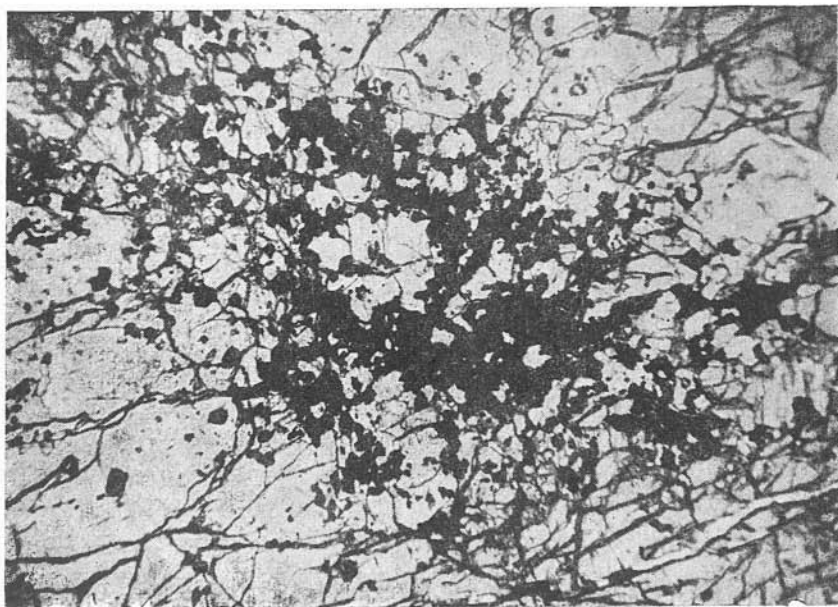


Рис. 16. Взаимоотношение граната (светло-серое) с магнетитом (черное).
Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 20, скв. 55, глуб. 460 м.

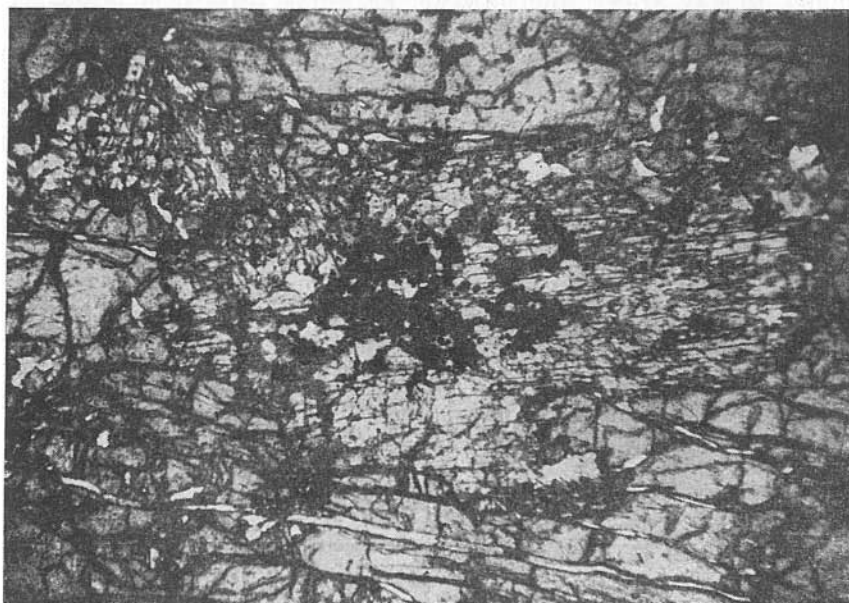


Рис. 17. Взаимоотношение пироксена (пластинчатое зерно в центре со спайностью) с магнетитом (черное).
Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 20, скв. 55, глуб. 460 м.

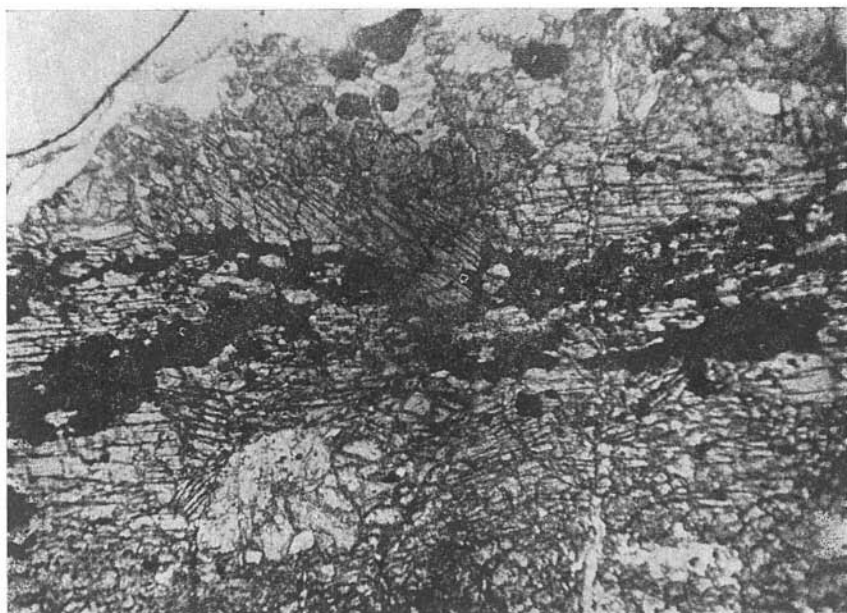


Рис. 18. Взаимоотношение магнетита (черное) с пироксеном (серое).
Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 35

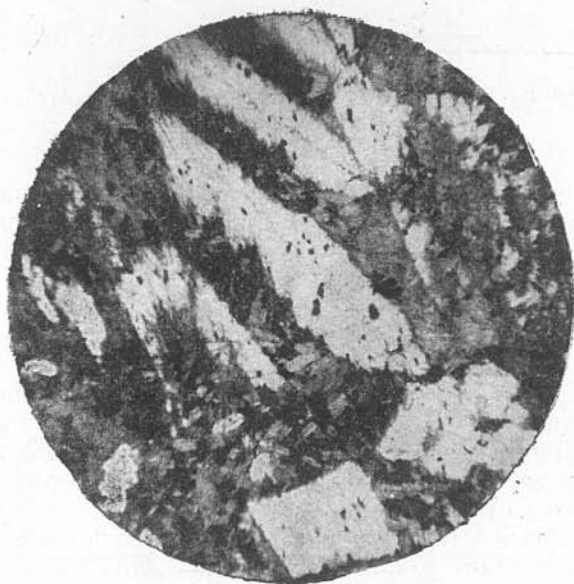


Рис. 19. Раздробленные кристаллы плагиоклаза (светлое) цементируются и замещаются магнетитом (черное). Серое — амфибол.
Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 25,
скв. 14, глуб. 120 м.

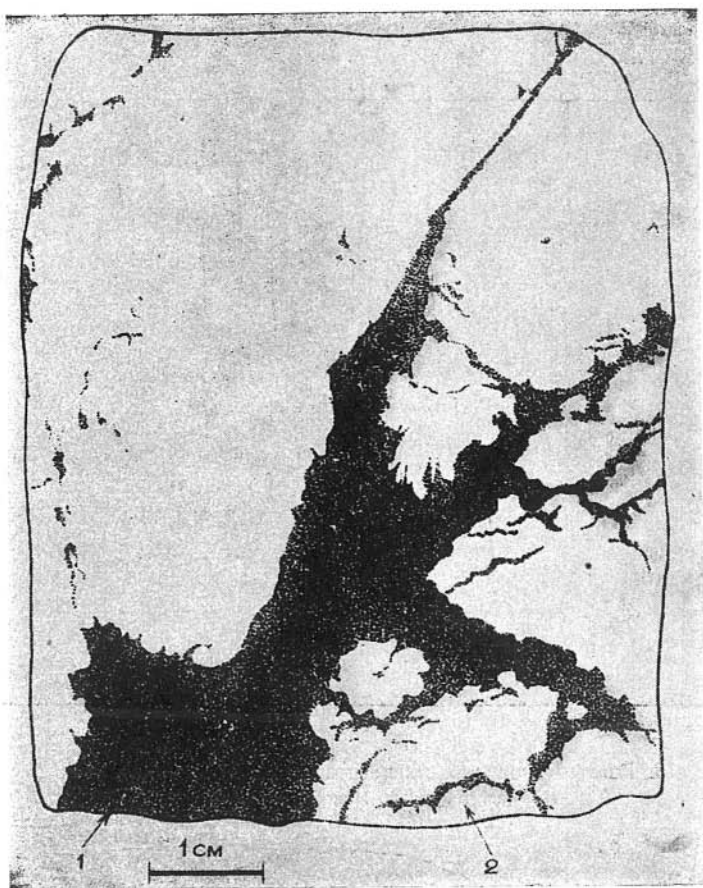


Рис. 20. Взаимоотношение пирротина (1) с кварцем (2).
Зарисовка штуфа зерна.

тином. На этом рисунке изображен штуф жильного кварца (обр. 281, скв. 26, интервал 123,5 — 126,5 м) с признаками замещения последнего пирротин. Из приведенного рисунка и особенно из данных микроскопического изучения легко устанавливается, что пирротин прежде всего развивается по трещинкам и пограничным поверхностям между зернами кварца с образованием прожилковой до сложнопетельчатой структуры замещения.

На рис. 21 приведен пример замещения турмалина сульфидом. Среди сульфидной массы наблюдаются обрывки кристаллов турмалина с резко зазубренными конечными гранями. Кроме того, около крупных зерен можно видеть мелкие неправильной формы зерна турмалина как типичные остатки от замещения.

Структуры замещения обычны при взаимоотношении магнетита и сульфидных минералов с кальцитом вмещающих мраморизованных известняков, при взаимоотношении наложенного кварца со скарновыми минералами. В последнем случае особенно резконизвилистые рваные линии контакта наблюдаются между кварцем и гранатом с наличием множества реликтовых зерен последнего в кварцевом агрегате. Примеры структур замещения в скарново-рудных образованиях месторождения можно было бы продолжить.

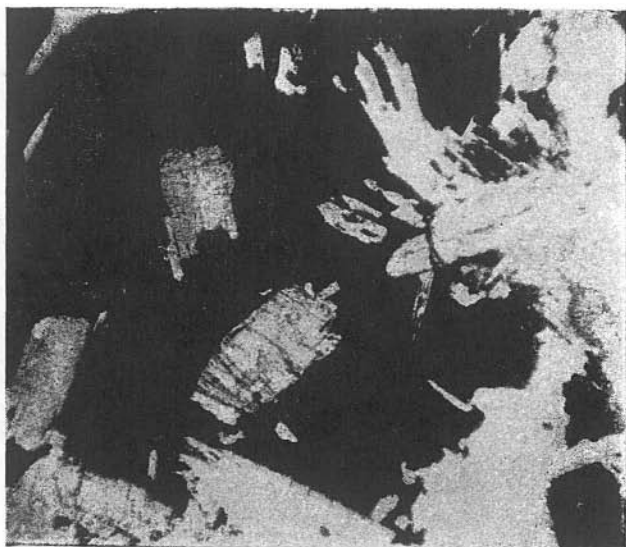


Рис. 21. Реликты кристаллов турмалина среди сульфидов (черное).
Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 24.

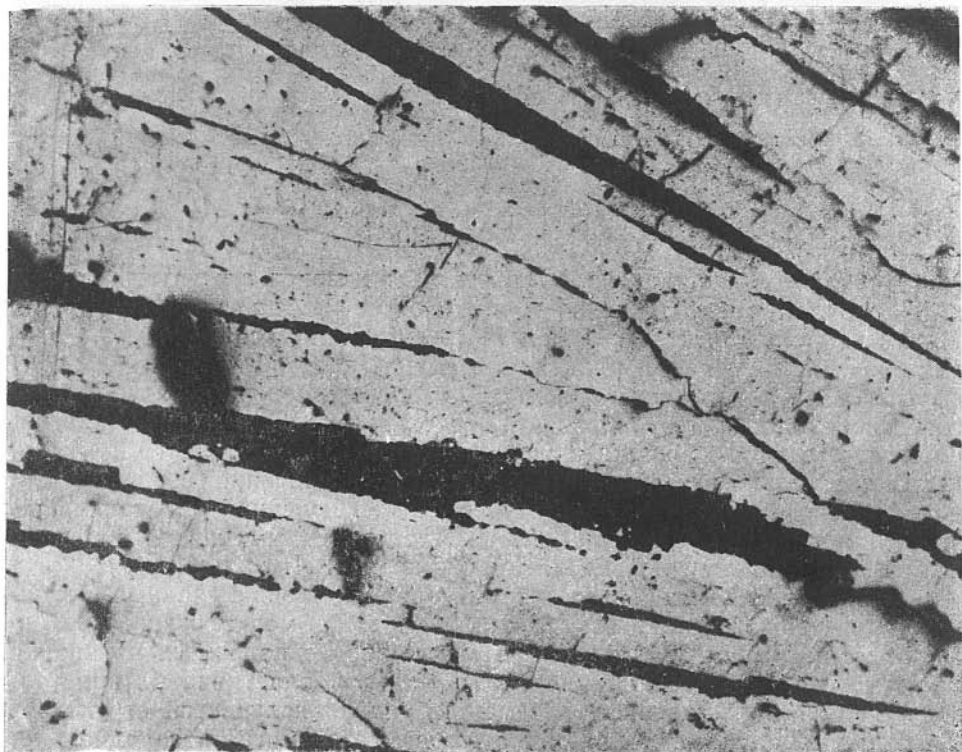


Рис. 22. Пластинчатые агрегаты мушкетовита. Черное — кварц.
Полированный шлиф. Увел. 60.

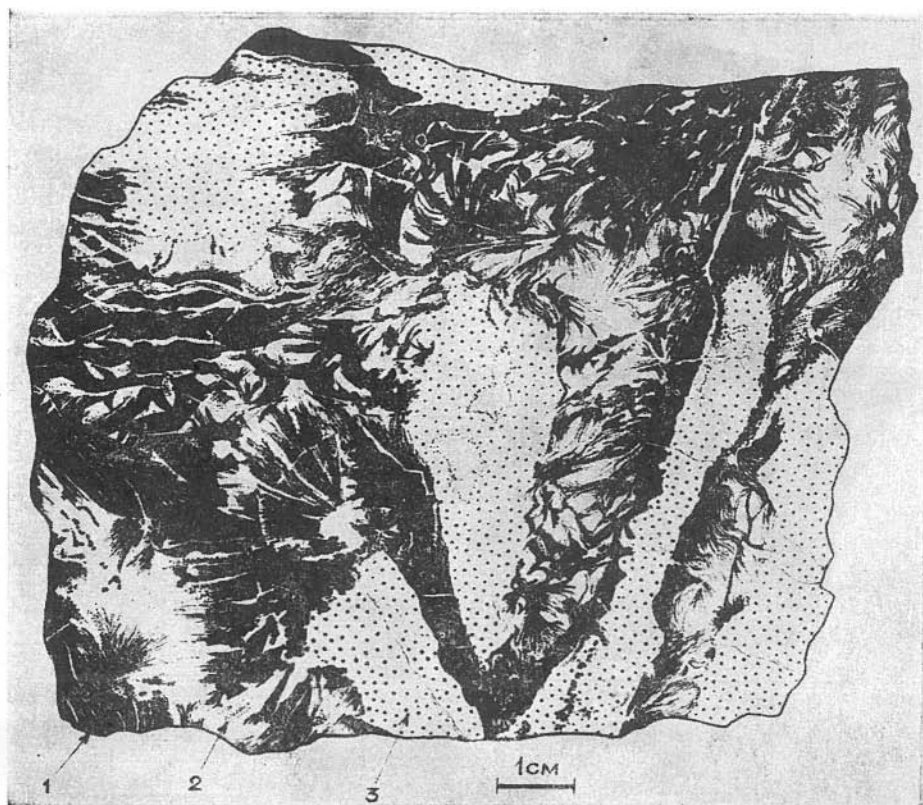


Рис. 23. Брекчированный скарни с пластинчатым магнетитом по трещинам дробления.

1 — магнетит, 2 — кальцит и 3 — скарни.
Зарисовка штуфа керна, скв. 17, глуб. 148 м.

Наряду с обычными изометрически зернистыми агрегатами магнетита в рудах месторождения встречаются пластинчатые выделения этого минерала (рис. 22). Пластинчатый магнетит особенно часто входит в состав брекчиевых руд. В этом случае пластинки магнетита, располагаясь на поверхности обломков скарных пород, образуют агрегаты сноповидного, веерообразного строения (рис. 23). Размер пластинчатых выделений магнетита по длинной оси достигает 2—3 см. Пластинки магнетита часто имеют ровные ограничения в разрезах и вполне могут быть приняты за мушкетовит. Последний в рудах месторождения впервые установлен А. И. Александровым, позже отмечали его О. А. Незабытовская, Е. И. Евдокимов и Б. Л. Бальтер.

Необходимо отметить, что псевдоморфозы, внешне сходные с мушкетовитом, как отмечает А. Б. Баталов (1955), могут возникнуть по многим минералам. Отсюда, одним из наиболее надежных признаков мушкетовита является наличие в нем реликтов пластинчатых кристаллов гематита с сохранением фрагментов радиальнолучистой структуры.

В нашем случае для пластинчатых агрегатов магнетита радиальнолучистое строение — обычное явление. Геологами О. А. Незабытовской (1950) и Б. Л. Бальтер (1958)¹ среди мушкетовита наблюдались релик-

¹ Цитируем по П. В. Ершову и Е. Н. Кочанову (1958).

товые участки гематита. Однако реликты гематита среди пластинчатых выделений магнетита нам выявить не удалось, хотя было детально минералогически изучено свыше 160 полированных шлифов магнетитовых руд месторождения. Последнее обстоятельство, очевидно, свидетельствует об очень интенсивном проявлении процессов мушкетовитизации, практически полностью уничтоживших ранее существовавший гематит. Пластинки магнетита нередко имеют и зазубренные ограничения, что связано с нарастанием на гранях мушкетовита мелких, изометрических кристалликов магнетита.

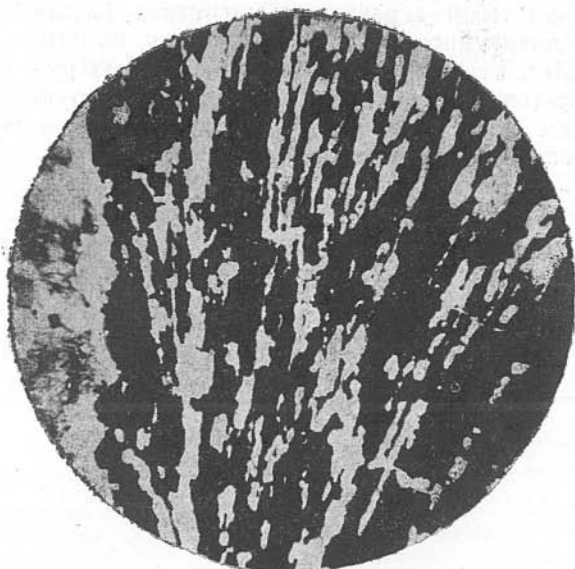


Рис. 24. Веерообразный агрегат магнетита (черное) в линзочке кальцита (светлое).

Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 25.

Содержание мушкетовита в рудах месторождения, по ориентировочной визуальной оценке, составляет около 10—15%, а возможно, несколько больше от общей массы магнетита. Достаточно широкое развитие пластинчатого магнетита (мушкетовита) является одной из минералогических и структурно-текстурных особенностей руд Белорецкого месторождения.

Появление мушкетовита указывает на изменение окислительно-восстановительной обстановки окружающей среды (А. Г. Бетехтин и др.). С изменением режима в растворах одновременно с процессом собственно мушкетовитизации, т. е. замещения гематита магнетитом, очевидно, кое-где и происходило выделение мелких кристалликов магнетита, располагающихся на пластинках гематита. Если предположение о природе описываемых пластинок магнетита верно, то приведенные соотношения определенно указывают, что магнетит выделился позднее гематита и притом в условиях пониженной концентрации кислорода.

Встречаются агрегаты магнетита веерообразного строения, однако без ясно выраженных ограничений отдельных индивидов. Один из примеров таких агрегатов приведен на рис. 24. Любопытно, что такие агрегаты магнетита в пределах штупа приурочены к мелким линзочкам кальцита, в то время как во вмещающем пироксеновом скарне магнетит

наблюдается в виде изометрически неправильных зерен и их агрегатов. Генетическую природу магнетита таких агрегатов пока однозначно расшифровать не удалось.

Нередко пластинчатые выделения, макроскопически кажущиеся однородными, под микроскопом состоят из серии соприкасающихся друг с другом изометрических кристаллов магнетита, расположенных в том или ином направлении. Здесь мы уже имеем дело с метакристаллами магнетита, приуроченными к трещинкам, следовавшим в ряде случаев согласно сланцеватости или слоистости пород.

В заключение следует отметить, что руды, преимущественно сложенные пластинчатыми агрегатами магнетита (мушкетовита), несомненно, имеют подчиненное значение, составляя, по нашим наблюдениям, не более 15—20% от общей массы магнетитовых руд месторождения.

Структурно-текстурные особенности скарново-рудных образований, связанные своим происхождением с явлениями метаморфизма, освещены в главе 5, специально посвященной этому вопросу.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

ГЛАВА 3

Перечень эндогенных минералов, входящих в состав скарново-рудных образований месторождения, приведен в табл. 3. В последней приближенно отражена степень значимости отдельных рудных и нерудных минералов. Гипергенные минералы, как уже отмечалось выше, в настоящей работе не рассматриваются.

Таблица 3

Минералогический состав скарново-рудных образований

	Главные минералы	Второстепенные и редко встречающиеся минералы
Рудные	магнетит пирротин халькопирит пирит	сфалерит арсенопирит кубанит валлериит гематит галенит марказит ильменит молибденит пентландит (?) шеелит
Нерудные	пироксен гранат кальцит тремолит-актинолит глаукофан эпидот (и клиноцоизит) биотит кварц	турмалин полевые шпаты мусковит хлорит серпентин анкерит титанит скаполит фаялит апатит рутил

Описание минералов произведено в порядке их расположения в минералогических классификациях А. Г. Бетехтина (1950) и др.

Галенит относится к числу редко встречающихся минералов. Он приурочен к участкам сфалеритового оруденения, наиболее интенсивно проявившегося в подстилающих скарново-рудную зону мраморизованных известняках (скв. 24, интервал 337,6—338,6 м). По сравнению со сфалеритом галенит находится в резко подчиненных количествах.

Галенит образует микроскопические выделения размером 0,005 — 0,5 мм в поперечнике, располагающиеся по периферии сфалеритовых и пирротин-сфалеритовых агрегатов или внутри их. Широко развиты и самостоятельные выделения галенита среди основной карбонатной массы в виде тонкой вкрапленности и сложно (сетчато) переплетающихся жилок.

Наблюдающиеся взаимоотношения галенита с сопутствующими сульфидными минералами не позволяют определенно решить вопрос о последовательности их отложения, так как в целом сульфидные агрегаты подверглись интенсивному динамометаморфизму, сопровождавшемуся перегруппировкой минерального вещества.

О проявлениях пластических деформаций в агрегатах сульфидных минералов свидетельствуют следующие факты.

1. Отчетливо выраженное полосовидное расположение галенит-пирротин-сфалеритовых агрегатов; при этом галенит приурочен к периферии сфалеритовых линзочек или имеется на их продолжении.

2. Признаки обтекания пирротин-сфалеритовых линзочек галенитом.

3. Ориентированное расположение включений галенита в сфалерите в соответствии с направлением общей полосчатости в рудах.

4. Образование тонкозернистых гранобластовых структур в сульфидных (пирротин-сфалерит-галенитовых) агрегатах и явления грануляции в сфалеритах.

С ф а л е р и т. Распределение сфалерита в пределах месторождения неравномерно и подчиняется некоторым закономерностям.

В собственно магнетитовых рудах сфалерит встречается редко и в крайне незначительных количествах. Здесь он макроскопически не обнаруживается. В заметно больших количествах сфалерит присутствует в сульфидных, преимущественно халькопиритовых рудах, в которых содержание магнетита относительно незначительное.

Максимальные концентрации сфалерита установлены, как уже отмечалось выше, среди известняков, подстилающих скарново-железородную зону в районе 12-ой разведочной линии (скв. 24). Интенсивность сфалеритовой минерализации в этих известняках также неодинакова — от рассеянной вкрапленности до участков, в которых сфалерит приобретает значение породообразующего минерала (30—40% от общей поверхности полированных шлифов). Характерно, что здесь другие сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит и галенит) по сравнению со сфалеритом присутствуют в резко подчиненных количествах.

Окраска сфалеритов изменяется от буровато-коричневой до совершенно черной. Черные, видимо более железистые сфалериты, развиваются ближе к контакту с магнетитовыми рудами.

Известняки со сфалеритовой минерализацией рассланцованы с многочисленными зеркалами скольжения, чем и обусловлено полосовидно-струйчатое распределение в них сульфидов.

Более детально вопросы динамометаморфизма руд рассмотрены в специальном разделе.

В буровато-коричневом сфалерите (обр. 209, скв. 24, глубина 338 м), по данным химического анализа, содержится 5,12% Fe, 0,03% Mn и 0,1% Cd и изоморфно замещающих цинк в кристаллической решетке сфалерита.

Из других элементов-примесей в последнем спектрографически установлено присутствие Pb, Ni, Co, Ti, Sb, Ag, Bi и Cu. Значительная примесь свинца и следы меди в сфалерите могут быть отнесены за счет микроскопических включений галенита и халькопирита. Кобальт и никель присутствуют в количестве около 0,01% и, по-видимому, изоморфно

связаны с железом. Остальные элементы встречаются спорадически и часто в ничтожных количествах (следы).

Пирротин. По степени распространенности среди сульфидных минералов пирротину принадлежит первое место. Форма выделения пирротина в рудах и скарнах — вкрапленность и прожилково-гнездобразные выделения мощностью до 4—5 см. В ассоциации с пирротиним почти постоянно находится халькопирит, реже и в значительно меньших количествах — пирит.

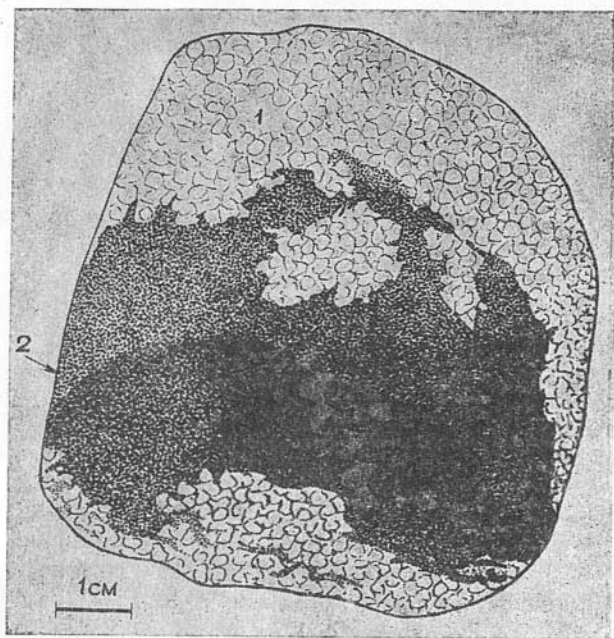


Рис. 25. Гнездо пирротина (2) в мраморе (1).

Зарисовка штуфа зерна.

Часто пирротин наблюдается в составе секущих магнетитовые руды кварцевых жил, выделяясь в них опять-таки в ассоциации с халькопиритом по трещинкам дробления кварца (рис. 20). Из приведенного рисунка отчетливо видно, что отложение пирротина происходило после кварца и тем более после основной массы магнетита (или магнетита 1-ой генерации), которая рассекается кварцевыми жилами.

Обычны выделения пирротина среди вмещающих мраморизованных известняков. В брекчированных участках мраморов развиты прожилково-сетчатые выделения пирротина. Встречаются и типичные гнезда пирротина. На рис. 25 показано одно из таких гнезд, располагающееся в светлом крупнозернистом массивном мраморе (обр. 65, скв. 19, глубина 213 м).

Очертания гнезд резко извилистые; среди пирротина нередко встречаются реликтовые участки вмещающей карбонатной массы, указывающие на метасоматическое замещение последней сульфидом железа.

В полосчатых мраморах пирротин преимущественно концентрируется в пределах прослоев биотитовых роговиков, образуя тонкие линзочки и палочковидные выделения, ориентированные параллельно общей слоистости пород. Обычны также выделения пирротина по плоскости расщепления в скарново-рудных образованиях.

При микроскопическом изучении выявляются гранобластовая структура агрегатов пирротина и псевдодвойникование, связанное с проявлением пластических деформаций. Как уже указывалось выше, результатом динамометаморфизма руд являются очень тесные срастания пирротина с халькопиритом и сфалеритом с образованием в некоторых случаях субграфических структур.

Встречаются выделения пирротина, которые по форме среза в шлифах напоминают собою типичные псевдоморфозы по пириту (рис. 26—27). Такие выделения наблюдаются как среди сплошного поля пирротина, так и среди нерудных минералов, в том числе во вмещающих мраморах (рис. 27).

С помощью химического анализа в пирротине обнаружено постоянное присутствие никеля в количествах от 0,06% до 0,32% (0,145% — среднее из 5 определений) и кобальта в количествах от 0,017% до 0,17% (0,079% — среднее из 6 определений).

Пентландит (?). Минерал, похожий в отраженном свете на пентландит, встречен в виде тонких пластинчатых выделений в пирротине (обр. 273, скв. 13, глубина 258 м). По-видимому, он преимущественно развивается вдоль направлений спайности в пирротине. По сравнению с пирротином характеризуется несколько пониженной твердостью и более высокой отражательной способностью. Благодаря своей белой с желтоватым оттенком окраске пластинки минерала достаточно отчетливо выделяются среди основной массы пирротина. Из-за незначительных размеров зерен окончательное определение описываемого минерала затруднительно.

Халькопирит. Подобно всем другим сульфидным минералам, распределение халькопирита в пределах месторождения крайне неравномерное. Его максимальные концентрации часто наблюдаются в относительно бедных магнетитом разностях руд, располагающихся по периферии рудных тел.

Макроскопически халькопирит обычно образует в тесном срастании с пирротином неравномерно рассеянную вкрапленность и гнездообразно-прожилковые обособления мощностью до 10 см в поперечнике. Наибольшие скопления халькопирита часто приурочены к периферии таких сульфидных прожилков или к местам их выклинивания. Кроме того, халькопирит, как уже отмечалось выше, в парагенезисе с пирротином наблюдается в составе кварцевых жилков. В последних халькопирит развивается по трещинкам в кварце, а также образует неправильно-гнездообразные выделения размером от нескольких миллиметров до 10 см и более.

Под микроскопом халькопирит часто наблюдается в виде каемок вокруг выделений пирротина, магнетита и сфалерита или находится в срастании с пирротином, кубанитом и значительно реже со сфалеритом. Линии ограничения халькопирита с перечисленными выше минералами обычно равные или плавные. Халькопирит цементирует и пересекает в форме жилков агрегаты зерен пирротина и сфалерита. Точно также он совместно с кальцитом, пирротином и сфалеритом цементирует обломки раздробленных кристаллов пирита и арсенопирита. Наконец, халькопирит часто образует выделения по тончайшим трещинкам в кальците, кварце, пироксене, гранате и других нерудных минералах с образованием сложноветвящихся нитевидных жилочек.

В поляризованном свете и при травлении в парах царской водки отчетливо выявляются двойники скольжения в зернах халькопирита и гранобластовая структура их агрегатов.

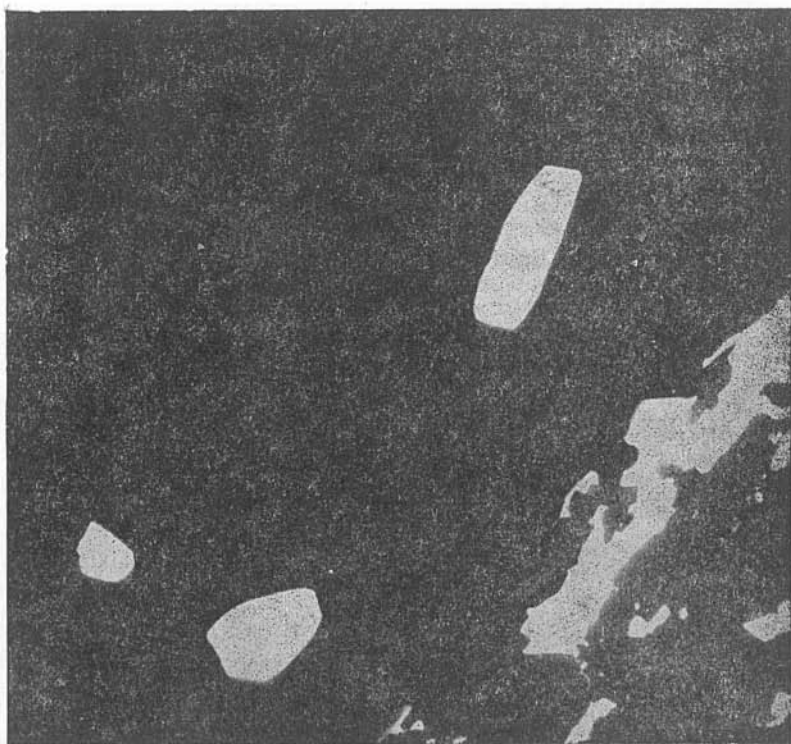


Рис. 26. Псевдоморфозы пирротина по пириту (светлое — идиоморфные зерна).
Полированный шлиф. Увел. 280.

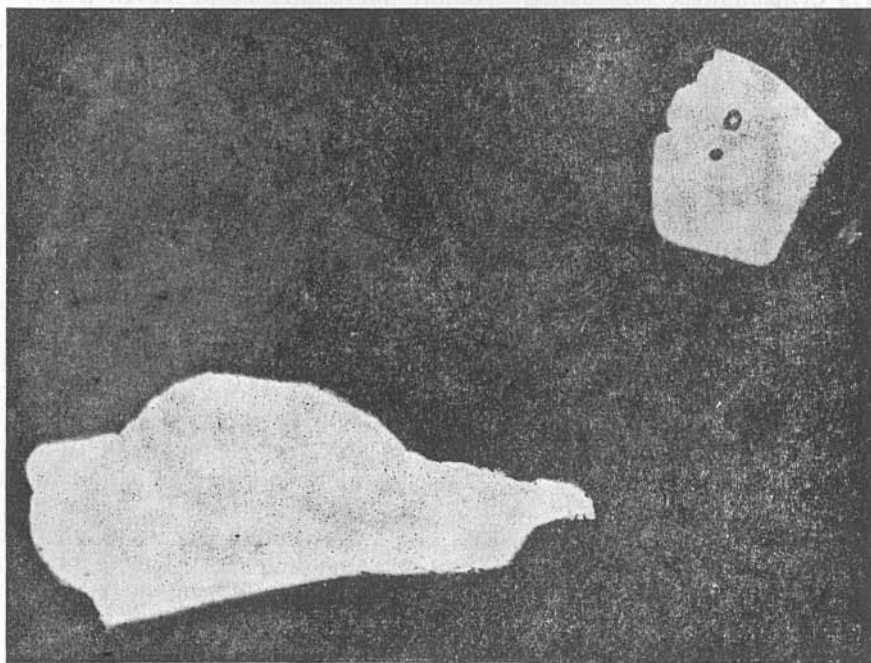


Рис. 27. Псевдоморфозы пирротина по пириту среди карбонатной массы (серое).
Полированный шлиф. Увел. 260.

Метаморфизмом обусловлена сложность и противоречивость взаимоотношений халькопирита с такими минералами, как пирротин, сфалерит и галенит.

В верхних горизонтах рудных тел халькопирит изредка замещается гипергенным халькозином с образованием тонких кайм голубовато-серой окраски. Среди скарно-рудных образований, не измененных поверхностными процессами, халькозин не встречается.

Валлериит. Встречен в 9 полированных шлифах преимущественно из мраморизованных известняков, содержащих обильную вкрапленность сульфидных минералов и магнетита.

Валлериит развивается метасоматически, преимущественно вдоль трещин и по периферии зерен халькопирита, с образованием прожилковых, а в некоторых случаях и типичных петельчатых микротекстур замещения (обр. 100, скв. 42, глубина 199,5 м). Размер прожилковых выделений валлериита достигает 0,3—0,5 мм в длину (обр. 236, скв. 17, глубина 165,8 м). В отдельных случаях валлериит развивается по периферии зерен пирротина, четко выявляя реликтовую спайность последнего.

Оптические свойства обычные. Двухотражение сильное: цвет меняется от светло-кремового до тусклого серого. Сильно анизотропен. Цвета в диагональном положении ярко-желтые. Рельеф промежуточный между пирротинном и халькопиритом.

В тесной ассоциации с валлериитом, помимо халькопирита, находятся кубанит и пирротин. По отношению ко всем этим минералам валлериит является более поздним эндогенным образованием.

Кубанит был обнаружен в сульфидно-магнетитовых рудах (скв. 17, глубина 165, 8 м) и в оруденелых мраморах висячего бока скарно-рудной залежи (скв. 57, глубина 435,8 м и др.).

Из сульфидных минералов кубанит постоянно встречается в парагенетической ассоциации с халькопиритом и пирротинном. Кубанит образует пластинчатые выделения размером до 1 мм, располагающиеся внутри халькопирита. Иногда пластинки кубанита пересекаются между собою.

Под микроскопом цвет минерала кремово-белый с розоватым оттенком; анизотропия с ярким цветовым эффектом (от серовато-синего до розовато-коричневого). По относительному рельефу твердость кубанита несколько выше халькопирита, но резко ниже по сравнению с пирротинном.

Тесные сростания кубанита с халькопиритом объясняются явлением распада твердого раствора. Распад смеси (халькопирит+кубанит) с выделением кубанита, по данным Шварца, происходит при температуре 400—500°C. Рамдор (1955), ссылаясь на опыты Борхерта, эту цифру считает завышенной и срижает ее до 250—300°C. Таким образом, наличие кубанита указывает на температуры, которые существовали после оглобления смеси, во всяком случае выше 250—300°C.

Молибденит. В пределах рудного поля месторождения молибденит встречается в маломощных (1—5 см) кварц-сульфидных жилках, располагающихся среди метасоматически измененных пород эпидит-амфибол-карбонатного состава (обр. 339, скв. 34, глубина 217 м). Сульфиды этих жилок представлены пирротинном и халькопиритом. Среди пирротина в небольшом количестве наблюдаются включения типичных метакристаллов магнетита.

Молибденит образует редкие таблитчатые выделения размером до 0,2—0,3 мм в поперечнике, располагающиеся внутри зерен жильного кварца. Единичные пластинки молибденита наблюдаются в ассоциации с галенит-сфалеритовой минерализацией (обр. 208, скв. 24, глубина

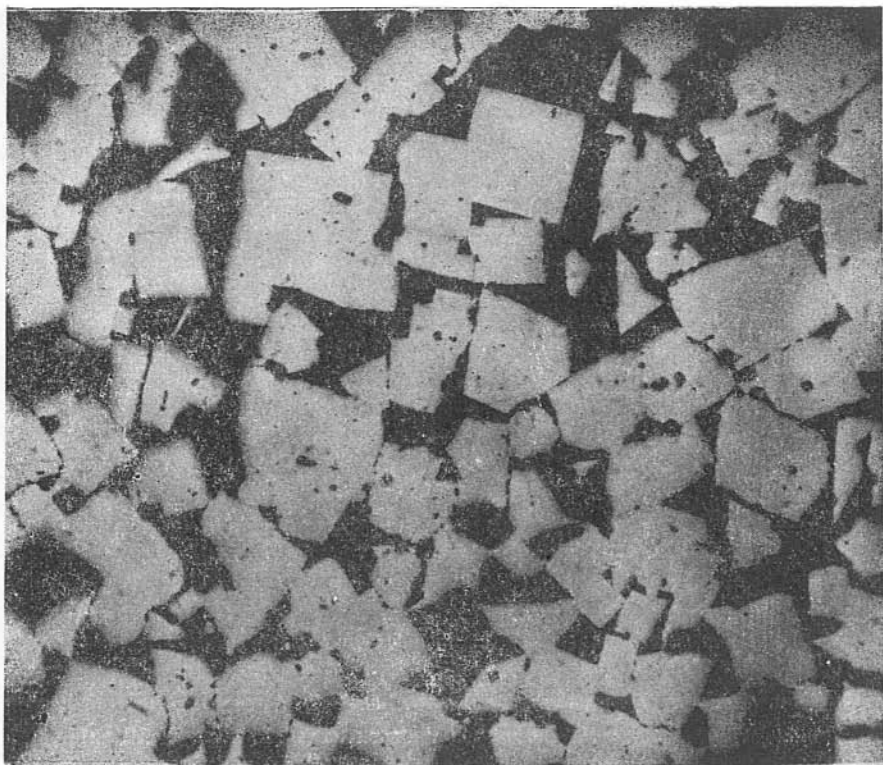


Рис. 28. Идиоморфные выделения пирита из кварцевого прожилка.
Полированный шлиф. Увел. 35.

337,7 м). Оптические свойства минерала обычны. Возрастные взаимоотношения молибденита с другими сульфидами неясны. Присутствие минерала в рудах месторождения отмечается впервые.

Пирит по степени распространенности в рудах заметно уступает пирротину. Основная масса пирита наблюдается в резко секущих скарново-рудные образования прожилках кварцевого, кварц-кальцитового и кварц-кальцит-альбитового состава. В таких прожилках пирит образует кристаллы в форме пентагондодекаэдров и кубов с размером граней до 1 см и более (обр. 58 и 59, скв. 24 и др.). Среди магнетитовых руд встречаются прожилки мощностью до 1—2 см, почти нацело состоящие из одного пирита (обр. 115, скв. 38, глубина 67 м).

На рис. 28 приведена микрофотография полированного шлифа из такого прожилка. Обычны идиоморфные кристаллы пирита в ассоциации с амфиболом, хлоритом, кварцем и другими минералами в зонах дробления, накладывающихся на скарны и магнетитовые руды.

Помимо прожилков, изредка пирит наблюдается в форме метакристаллов. На рис. 13 представлен один из примеров таких метакристаллов пирита, образовавшегося среди основной тонкозернистой массы магнетита (обр. 530, скв. 57, глубина 435,8—447 м). Отличительной особенностью метакристаллов пирита, как это видно из микрофотографии, является избыток включений магнетита, занимающих до 50% и больше от всей площади сечения кристаллов пирита. По размерам включения магнетита соответствуют зернам магнетита вмещающей массы руды, отличаясь, однако, округлой, иногда яйцевидной формой выделений; в ряде случаев наблюдается преимущественная концентрация включений в пределах

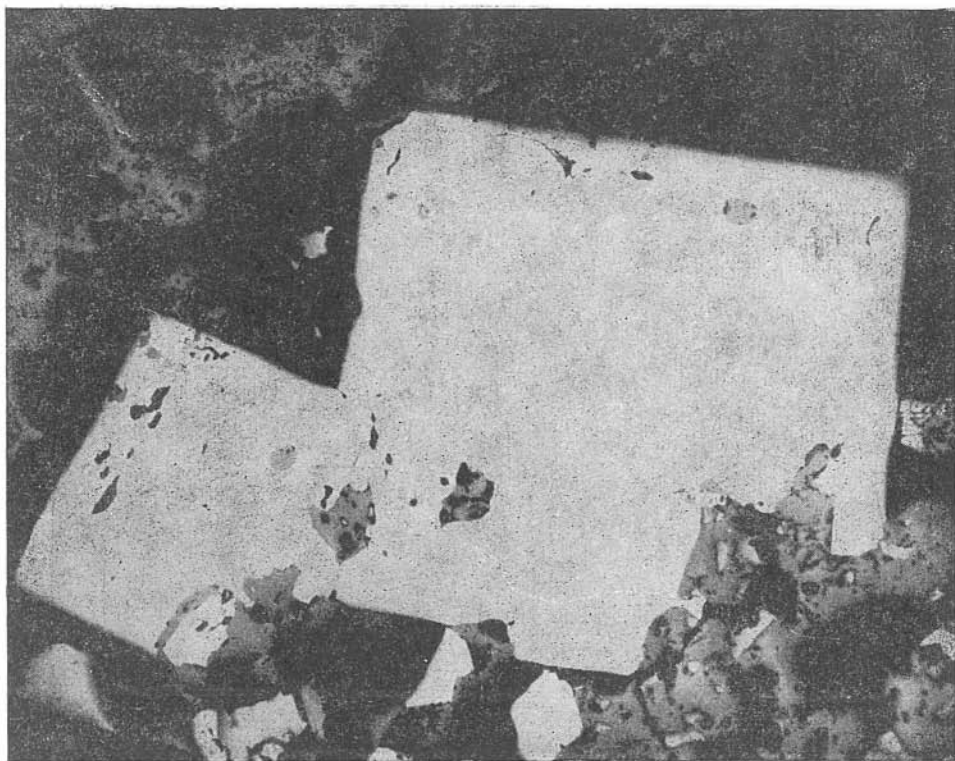


Рис. 29. Метакристаллы пирита с включениями магнетита и пирротина. Полированный шлиф. Увел. 70.

центральных частей метакристаллов пирита. Обычны также и недоразвитые формы кристаллов.

В некоторых случаях кристаллы пирита среди основной тонкозернистой массы магнетита располагаются в виде параллельных рядов. Такое расположение обусловлено образованием метакристаллов вдоль трещин, следовавших согласно со сланцеватостью рудной массы. При этом ограничения кристаллов со стороны вмещающей основной массы бухтообразные, а с противоположной стороны образуются кристаллографические правильные грани пирита.

На рис. 29 представлены кристаллы этого пирита с недоразвитыми гранями с одной стороны. Пирит содержит включения магнетита и пирротина. Последний преимущественно наблюдается в виде включений во включениях магнетита. Пирротин встречается в промежутках между кристаллами пирита, в виде «цемента», что на первый взгляд может быть принято как указание на более позднее образование пирротина по сравнению с пиритом. Однако наличие включений того же самого пирротина в пирите указывает на обратные возрастные соотношения этих минералов.

Вкрапленность и гнездообразные скопления кристаллов пирита обычны и во вмещающих породах, в частности, в мраморизованных известняках, роговиках и т. п.

Зерна пирита в рудах нередко в той или иной степени трещиноваты. В том случае, когда частично раздробленный пирит находится в ассоциации с другими более пластичными сульфидами (халькопирит, сфалерит, пирротин), последние часто заполняют трещины в пирите или цементируют его обломки.

Необходимо отметить, что участки руд и околорудных пород, которые максимально обогащены пирротином и халькопиритом, как правило, характеризуются незначительным содержанием пирита. Другими словами, намечается пространственная разобщенность халькопирит-пирротиновой минерализации, с одной стороны, и пиритовой — с другой. Это обстоятельство указывает на разные пути следования рудоносных растворов в различные этапы гидротермального минералообразования.

Большинство проб пирита в виде изоморфной примеси содержит кобальт и никель. Среднее из 15 определений с помощью химического и спектрального анализа содержание кобальта в пирите составляет 0,026%, никеля — 0,01%. Марганец образует более или менее равномерную постоянную примесь (тысячные, реже сотые доли процента). В ряде проб установлен титан (0,001—0,007), медь (от следов до 0,007), цинк (0,01—0,03), мышьяк (0,01—1%). Наконец, в 5 пробах пирита из 11 выявлено присутствие свинца и висмута в количестве от следов до сотых долей процента и в 2 пробах — следы серебра.

Для сравнения был проведен полуколичественный спектральный анализ одной пробы пирита, выделенной из гранитов Тигерекского массива. В этом пирите обнаружено присутствие Mn, Ni, Co, Pb, Ag, Zn, Cu, т. е. всех тех элементов-примесей, которые присутствуют в пиритах месторождения. Важно подчеркнуть, что их содержание в пирите из гранитов почти полностью совпало со средним их содержанием в пиритах из скарново-рудных образований. Это обстоятельство может быть использовано в качестве косвенного признака общности происхождения (в отношении магматического источника) сравниваемых пиритов.

Марказит. По-видимому, в рудах встречается марказит как гипогенного, так и гипергенного происхождения. Первый развивается по пирротину с образованием сажистых мелкозернистых агрегатов. Для последних обычно свойственна пластинчатая структура, выявляющая реликтовую спайность зерен пирротина. Частичная дисульфидизация пирротина наблюдается в сульфидно-магнетитовых рудах, залегающих на значительной глубине от поверхности (скв. 55, глубина 368 м), при этом признаков гипергенного изменения других сульфидных минералов и, в частности, халькопирита совершенно не наблюдается. В связи с этим и допускается гипогенное образование марказита, связанное либо с частичной диссоциацией пирротина в окислительной обстановке, либо с поступлением растворов, обогащенных серой.

Гипергенный марказит встречается в виде копьевидных кристаллов, образующих микросростки (рис. 30), а также агрегатов зонально-концентрического (коллоидного) сложения. Эти выделения марказита приурочены к верхним горизонтам рудной зоны и при наличии в рудах халькопирита сопровождаются вторичным халькозином.

Арсенопирит встречен в пяти полированных шлифах, два из них отобраны из вмещающих руды мраморизованных известняков с вкрапленностью сульфидов, остальные — из скарново-рудных образований.

В магнетитовых рудах арсенопирит в ассоциации с пиритом, сфалеритом и некоторыми другими сульфидами концентрируется в зонах дробления (например, обр. 82, скв. 19, глубина 320 м).

В мраморизованных известняках (обр. 212, скв. 15, глубина 15 м) арсенопирит образует вкрапленность и мелкие жилочки мощностью до 2 мм. Обычно жилки арсенопирита приурочены, в свою очередь, к линзочкам светлого перекристаллизованного кальцита.

Макроскопически арсенопирит характеризуется оловянно-белым цветом и идиоморфной формой зерен. Под микроскопом наблюдается нарастание мелких кристалликов на более крупных гранях.

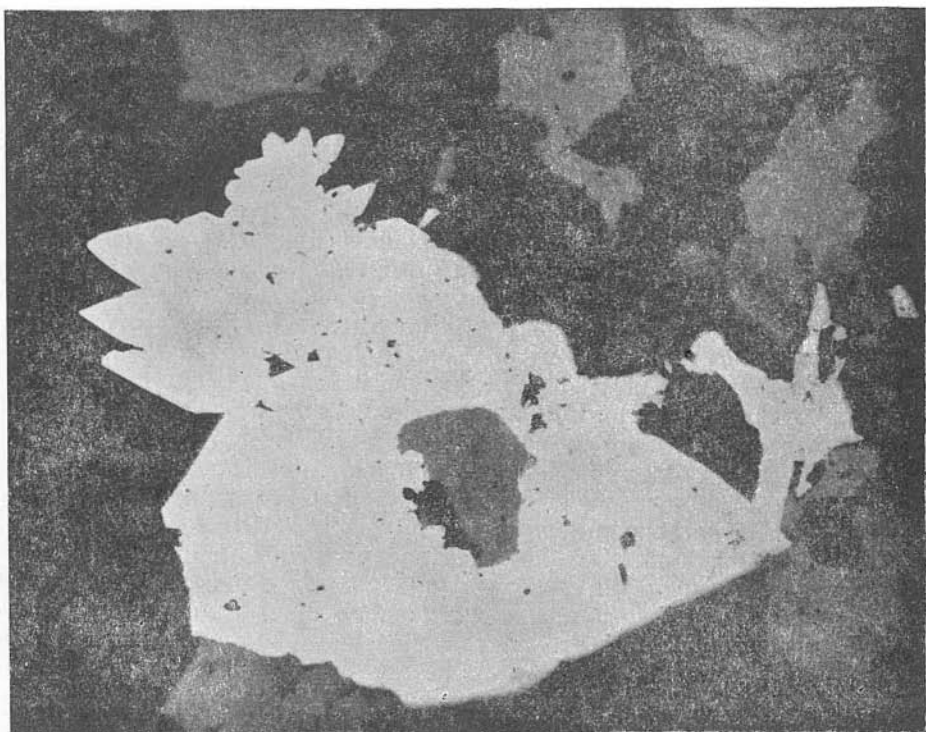


Рис. 30. Копьевидные кристаллы марказита, выросшие на гранях пирита. Последний частично замещен марказитом. Серое — магнетит, черное — нерудный. Полированный шлиф. Увел. 180.

Оптические свойства минерала обычные. Цвет голубовато-белый, двуотражение слабое, анизотропен, с отчетливо выраженным цветовым эффектом (розовый и зеленоватый).

Спектрографически, помимо мышьяка и железа, в арсенопирите (обр. 82) обнаружено около 0,05% Co, Ni и Sb, а также Mn (0,01%), Ti (0,001%), Bi (0,01%) и Cu (0,007%). Присутствие последних 4 элементов, вероятно, связано с механическими включениями.

Гематит. Минераграфическое изучение показывает, что в процессе рудообразования гематит отлагался неоднократно. Наиболее ранняя генерация гематита, широко распространенная в рудах, практически нацело преобразована в магнетит. В других образцах руд, отобранных из зон дробления, совместно с мушкетовитом наблюдаются тонкие пластинки гематита, которые отчетливо ксеноморфны по отношению к магнетиту (рис. 31).

В форме мелких пластинок и розетковидных агрегатов гематит изредка встречается в хлорит-кварцевых или кальцит-хлорит-кварцевых прожилках, секущих магнетитовые руды (обр. 341, скв. 34, глубина 244 м и обр. 172, скв. 35, глубина 264 м). По отношению к кварцу прожилков гематит является более поздним. На это указывает развитие гематита в промежутках между зернами кварца с образованием в ряде случаев длиннопластинчатых агрегатов, выросших непосредственно на гранях идиоморфных кристаллов кварца. Обычны также пластинки гематита по трещинкам в кварце. Резко выраженная раздробленность кристаллов по-



Рис. 31. Выделения мушкетовита (серое) и гематита (светлое) в кварце (темное — основная масса). Характерно, что тонкие пластинки гематита не несут признаков восстановления в магнетит.
Полированный шлиф. Увел. 170.

следнего указывает на проявление тектонических подвижек, предшествовавших отложению гематита в этих прожилках.

В других случаях наблюдаются обратные соотношения гематита с кварцем. Примером может служить гематит, который в ассоциации с кварцем, кальцитом, хлоритом и альбитом кое-где цементирует обломки вмещающих пород (рис. 32), участками образуя на них сплошные каемки из пластинчатых агрегатов (обр. 518, скв. 58, глубина 1965 м).

Микроскопическое изучение показывает, что часто непосредственно на обломках располагается тонкая зона альбита, а затем уже нарастает гематит. Обычны также и резко корродированные зерна альбита внутри гематита. Эти взаимоотношения определенно указывают на более позднее отложение гематита по сравнению с альбитом. Кальцит в данном случае является основным жильным минералом; он цементирует обломки породы, выполняя одновременно промежутки между пластинками гематита. Кварц и хлорит развиваются по кальциту. Оба они ксеноморфны по отношению к гематиту. Кроме того, кварц не несет каких-либо признаков механических деформаций, в том числе и не обладает облачным угасанием. Очевидно, этот кварц относится к более молодой генерации по сравнению с кварцем описанных выше прожилков. Таким образом, для данного случая намечается следующая последовательность отложения минералов: альбит, гематит, кальцит, кварц и хлорит.

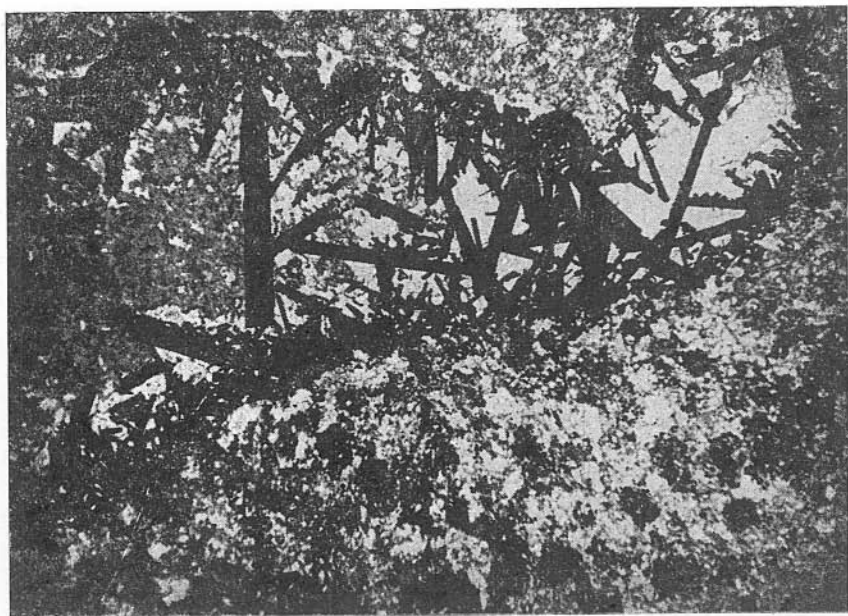


Рис. 32. Пластинчатый гематит (черное) в ассоциации с кварцем и кальцитом цементируют обломки измененной породы.
Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 15.

Важно подчеркнуть, что во всех трех случаях пластинки гематита приурочены к молодым зонам дробления и не несут никаких следов восстановления до магнетита точно так же, как и признаков механических деформаций. На основании всего этого гематит отнесен к наиболее молодым гидротермальным образованиям месторождения.

Ильменит. В рудах месторождения ильменит встречается очень редко и в незначительных количествах. Обычно он образует тончайшие пластинчатые включения в магнетите с образованием типичных структур распада твердого раствора (обр. 54 и 36, скв. 25).

Наряду с прямолинейными ровными ограничениями включений ильменита, встречаются пластинки с раздувами каплеобразной формы. Такие раздувы чаще приурочены к тем участкам пластинок ильменита, которые непосредственно примыкают к краям зерен вмещающего их магнетита. В тех же самых шлифах ильменит наблюдается и в виде самостоятельных неправильно изометрических или слегка удлинённых выделений, располагающихся по периферии кристаллов магнетита или в стыках между ними.

Образование таких зерен ильменита, наряду с типичными продуктами распада твердых растворов, А. Г. Бетехтин склонен рассматривать как результат дальнейшего обособления ильменита в виде более правильных выделений с наименьшей общей поверхностью. Совершенно естественно, что для такого рода обособления минералов, как продуктов распада твердых растворов, перегруппировка вещества должна совершаться в условиях очень продолжительного постепенного падения температуры (А. Г. Бетехтин и др., 1958).

Таким образом, наличие в рудах Белорецкого месторождения структур распада ильменита в магнетите свидетельствует не только о существовании высокотемпературных условий (выше 600—700°С) после мо-

мента отложения магнетита, но и о длительном постепенном понижении температуры.

Магнетит является основным рудообразующим минералом и полезным компонентом руд рассматриваемого месторождения.

На основании полевых наблюдений и микроскопического изучения керна скважин разведочного бурения устанавливаются три основных отчетливо разновозрастных генерации магнетита.

Магнетит первой, наиболее ранней генерации, составляет основную массу руд. Морфологически он представлен неправильно изометрическими зернами, образующими агрегаты аллотриоморфнозернистого или гипидиоморфнозернистого сложения.

Подобно большинству скарных месторождений железа, отложение этого магнетита произошло после образования пироксена и гранита, но до основной фазы сульфидной минерализации.

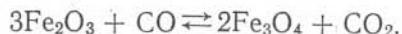
К магнетиту второй генерации мы относим пластинчатые выделения, которые, как уже отмечалось выше, большей частью являются мушкетовитом. Мушкетовит часто входит в состав брекчиевых руд, образуя различного рода сростки на стенках трещин скарно-рудных образований. Морфологические особенности мушкетовита рассмотрены во 2-ой главе настоящей работы.

Судя по литературным данным, процессы мушкетовитизации могут осуществляться под воздействием различного рода факторов.

Восстановление гематита до магнетита А. Г. Бетехтин (1949, 1955) объясняет воздействием сероводорода на гематитовые массы. Подтверждением этого является частый парагенезис мушкетовита с сульфидными минералами и, в частности, с сульфидами железа. Преобразования, происходящие в гематитовых рудах при воздействии сероводорода на магнетит с возникновением мушкетовита и пирита, по А. Г. Бетехтину, могут быть представлены следующей схемой:



В отдельные моменты минералообразования в качестве восстановителя при образовании мушкетовита А. Г. Бетехтиным и другими исследователями (Ю. Г. Гершойг, 1950) допускается также окись углерода. Реакция образования мушкетовита в этом случае обычно пишется следующим образом:



Наконец, гематит преобразуется в магнетит под воздействием высокой температуры. В воздухе, т. е. в условиях высокого парциального давления кислорода, при температурах выше 800° происходит термическая диссоциация гематита с превращением его в магнетит. В земной коре по мере углубления и резкого понижения концентрации кислорода это превращение наступает при температурах несравненно более низких (А. Г. Бетехтин, 1955).

Основная масса руд Белорецкого месторождения характеризуется незначительным содержанием сульфидов вообще и пирита в частности. При этом мушкетовит чаще всего в значительных количествах наблюдается в тех участках скарно-рудных тел, которые почти полностью лишены сульфидной минерализации. Это обстоятельство наводит на мысль об иных, нежели под воздействием сероводорода, путях восстановления гематита в магнетит в рудах Белорецкого месторождения. Возможно, что процессу мушкетовитизации способствовали растворы, обогащенные СО и СО₂, однако восстанавливающее действие таких растворов, как известно, могло проявляться кратковременно в самый

ранний период их деятельности. Поэтому трудно представить образование большого количества мушкетовита под влиянием только этого фактора. Для образования основной массы мушкетовита, по-видимому, наиболее правдоподобен третий путь, а именно за счет повышения температуры, вызванного контактовым воздействием Тигерекской гранитной интрузии. О термальном метаморфизме скарново-рудных образований месторождения со стороны тигерекских гранитов свидетельствует и ряд других фактов, которые детально освещены в следующей главе. Однако, учитывая сложную историю формирования руд, уточнение генетической природы мушкетовита представляет собою одну из первоочередных задач дальнейших минералого-генетических исследований этого месторождения.

Магнетит третьей генерации развит преимущественно в сульфидно-магнетитовых, точнее в халькопирит-пирротин-магнетитовых рудах, образуя в последних прекрасно выраженные метакристаллы. Очевидно, что образование этого магнетита произошло после отложения главной массы сульфидов. Для него характерны резкие колебания величины кристаллов. Наряду с мельчайшими идиоморфными кристалликами тут же встречаются в десятки и сотни раз, превышающие их по своим размерам метакристаллы магнетита. Это объясняется тем, что зарождение описываемых метакристаллов магнетита происходило не одновременно, т. е. мы имеем дело опять-таки со многими генерациями. Но эти генерации магнетита, в отличие от предыдущих (резко разновозрастных), образовались в период одной стадии минерализации, представляя собой своего рода генерацию второго порядка.

Таким образом, отложение магнетита имеет очень сложную и далеко еще не выясненную во всех деталях историю.

Для установления особенностей химического состава магнетитов с помощью магнитофугального анализатора были выделены мономинеральные фракции этого минерала из 23 проб руд месторождения. Химическими и спектральными анализами этих фракций в составе магнетита устанавливается постоянное присутствие в незначительных количествах титана, ванадия, марганца, цинка, галлия и некоторых других элементов-примесей.

Полные химические анализы магнетита помещены в 5-ой главе. Там же детально рассмотрены и количественные соотношения элементов-примесей в магнетите.

В табл. 4 представлены порошковые рентгенограммы двух образцов магнетита, выполненные Д. К. Архипенко в рентгеновской лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР. Для сравнения приведена рентгенограмма стандартного магнетита, заимствованная из «Рентгенометрического определения минералов» В. И. Михеева (1957).

Рентгенограмма магнетита (обр. 180) полностью соответствует стандартной рентгенограмме этого минерала, по В. И. Михееву. В рентгенограмме (обр. 247) ряд линий слабой и очень слабой интенсивности не выявился при съемке, все остальные линии также совпадают с линиями стандартной рентгенограммы магнетита. Для обр. 180 произведено частичное индентирование рентгенограммы. По последним линиям, отмеченным знаком «*», сделан расчет постоянной кристаллической решетки магнетита. Полученное значение a равно $8,40 \text{ \AA}$ очень близко к табличной ($a = 8,396 \text{ \AA}$).

Рутил в виде тонких игл длиной $0,04\text{--}0,05 \text{ мм}$ встречен в двух прозрачных шлифах, изготовленных из турмалинизированного и биотизированного полосчатого мрамора (обр. 205, скв. 24) и полосчатой опять-

таки турмалин- и биотитсодержащей магнетитовой руды (обр. 103, скв. 42).

Под микроскопом цвет минерала желтый, погасание относительно удлинения прямое, рельеф и интерференционная окраска очень высокие. Иголочки рутила в качестве вторичного продукта изредка встречаются непосредственно внутри пластинок биотита.

Таблица 4

Рентгенограмма магнетита
(для магнетита обр. 180 $a = 8,40 \text{ \AA}$.)

№ линии	Обр. 180			Обр. 247		Магнетит, по В. И. Михееву (1957)	
	I	$d(hkl)$	hkl	$d(hkl)$	$d(hkl)$	I	$d(hkl)$
1	2	4,80	111	—	—	—	—
2	0,5	4,21	—	—	—	1	4,21
3	5	2,97	220	3	2,97	6	2,99
4	10	2,53	311	10	2,54	10	2,541
5	3	2,42	222	—	—	3	2,428
6	6	2,09	400	3p	2,09	7	2,098
7	4	1,71	422*	2	1,71	5	1,710
8	9	1,612	—	8	1,616	9	1,612
9	9	1,479	440*	9	1,48	9	1,479
10	2	1,324	—	—	—	3	1,325
11	4	1,277	—	1	1,28	5	1,277
12	3	1,269	—	—	—	2	1,264
13	4	1,11	642	—	—	1	1,119
14	8	1,091	—	8	1,09	8	1,091
15	1	1,067	—	—	—	—	—
16	6	1,048	—*	5	1,05	6	1,047

Примечание. Обр. 180 — магнетит из массивной руды, обр. 247 — магнетит из руды пластинчатого облика. Рентгенограммы снимались в камере ВРС, $D = 143,25 \text{ мм}$, Fe-излучение, экспозиция 40 час., интенсивность по 10-балльной шкале.

Кварц. По своему происхождению кварцевые проявления в рудах и околорудных породах месторождения можно подразделить на две основные группы:

- 1) кварц остаточный,
- 2) гидротермальный.

Многие типы осадочного комплекса горных пород месторождения (песчаники, аргиллиты, песчано-глинистые известняки и т. п.) в своем составе содержат кварц. Зерна последнего при метаморфических процессах (ороговиковании, скарнообразовании, рудном метасоматозе) в той или иной степени сохраняются и входят в состав скарново-рудных образований, подвергаясь в ряде случаев интенсивной перекристаллизации.

Однако основная роль, несомненно, принадлежит гидротермальному (жильному) кварцу. Последний в пределах месторождения в большом количестве образует жилы и гнезда мощностью от микроскопических до 0,5—1 м. Состав жил преимущественно мономинеральный кварцевый или кварц-кальцитовый.

По отношению к первичной слоистости вмещающих горных пород они бывают секущими и накладываются на скарны и магнетитовые руды. В последнем случае кварцевые прожилки нередко имеют зонарное строение (рис. 11). Призальбандовые части таких жил сложены гребенчатыми агрегатами идиоморфных кристаллов кварца, а центральные — кальцитом и развивающимся по нему хлоритом.

Помимо секущих жил достаточно широко распространены линзы кварцевого или кварц-кальцитового состава, залегающие согласно с вмещающими породами. Образование таких линз в ряде случаев связано с замещением кварцем прослоев мраморов, с которыми они связаны постепенными переходами.

Кроме того, кварц входит в состав магнетитовых руд и скарновых пород. Здесь он образует зерна и агрегаты, заполняющие промежутки между выделениями магнетита, граната, пироксена, при этом часто наблюдаются все переходы от неправильных агрегатов кварца через линзовидные и струйчатые выделения до явно секущих прожилков. Структура кварцевых участков гранобластовая, сатурная. Обычны в нем включения граната, мелкой сыпи магнетита и других замещаемых минералов. Особенно охотно кварц замещает кальцит (остаточный). Поэтому в наиболее окварцованных разностях скарнов и руд последний сохраняется большей частью в окружении агрегатов граната и магнетита.

Окварцевание руд проявлено часто настолько интенсивно, что кварц приобретает значение главного нерудного минерала.

К а л ь ц и т в подавляющей массе в скарново-рудных образованиях месторождения, несомненно, является остаточным. Это убедительно доказывается многочисленными постепенными взаимопереходами массивных магнетитовых руд через различного рода пятнистые и вкрапленные в типичные мраморизованные известняки. Характерно также постоянное присутствие кальцита в рудах полосчатой текстуры, обусловленной избирательным замещением магнетитом карбонатсодержащих прослоев.

Распределение остаточного (реликтового) кальцита в скарнах и рудах — неравномернопятнистое, вкрапленное, иногда в сочетании с магнетитом он образует текстуры типа бурундучных.

Вместе с тем, наблюдаются прожилки кальцитового, кварц-кальцитового составов с вкрапленностью сульфидов или без нее. Эти прожилки рассекают гранатовые и пироксеновые скарны, амфиболовые и амфибол-эпидотовые породы и собственно магнетитовые руды.

Изучение взаимоотношения между минералами часто указывает на более позднее отложение кальцита по сравнению с альбитом, кварцем, гематитом и другими минералами, входящими в состав таких прожилков. Здесь, очевидно, мы уже имеем дело не с остаточным, а с гидротермальным кальцитом. Однако в количественном отношении кальцит гидротермального происхождения имеет резко подчиненное значение с кальцитом остаточным.

А н к е р и т. Этот карбонат изредка встречается в тонких прожилках, секущих магнетитовые руды. Прожилки анкерита в свою очередь пересекаются кальцитом.

Несколько чаще анкерит наблюдается в метасоматически измененных (частично скарнированных и окварцованных) и брекчированных известняках (скв. 24, глубина 102 и 338 м; скв. 35, глубина 184,7—185,7 м и др.). Он образует прожилково-линзовидные обособления и вкрапленность. В ассоциации с анкеритом обычны кварц-кальцитовые прожилки, содержащие иногда включения сульфидных минералов. Макроскопически в штуфах анкерит желтого цвета. Показатель преломления N_m минерала по замерам в ряде образцов выше 1,70 и несколько выше 1,710. По этим данным карбонат не мог быть однозначно определен, так как показатели преломления больше 1,700 возможны и в анкеритовом и в мезитовом рядах карбонатов. Для уточнения был выполнен химический анализ одного образца (скв. 24, глубина 101,5—102 м). Он показал следующие результаты (весов. %): 32,08 CaO; 14,68 MgO;

6,96 FeO; 0,24 MnO; 1,81% нерастворимый остаток; 44,34 н.п.п. и сумма 100,11. Данные химического анализа подтвердили принадлежность описываемого карбоната к анкериту.

Шеелит упоминается в работе А. С. Калугина (1957). По данным этого автора, шеелит наблюдается в составе кварцевых жил, секущих руды.

Апатит чаще встречается в роговиках, значительно реже — в магнетитовых рудах и скарнах. Выделения апатита обладают призматической или неправильной формой, часто трещиноваты, в рудах с периферии замещаются магнетитом и в амфибололизированных разностях скарнов пронизываются иголочками актинолита.

Мельчайшие бесцветные кристаллики апатита в ассоциации с лучистой роговой обманкой изредка встречаются в виде включений в кварце, наложенном на скарново-рудные образования.

В целом в рудах и скарнах месторождения, по результатам их микроскопического изучения, апатит распространен крайне ограниченно, что в отношении руд подтверждается данными химических анализов, постоянно показывающих ничтожное содержание фосфора¹.

Фаялит. Минерал из группы оливина нами встречен в нескольких шлифах скарнированных полосчатых мраморов (обр. 66, скв. 19; обр. 371 а, скв. 14, глубина 175 м). В последних он приурочен к карбонатным полоскам, сохранившимся от замещения моноклинным пироксеном.

Под микроскопом минерал наблюдается в виде бесцветных, очень мелких трещиноватых зерен, короткопризматической, таблитчатой или большей частью изотермически-неправильной формы. Судя по оптическим свойствам ($2V = -52-53^\circ$), минерал относится к фаялиту с содержанием фаялитовой молекулы около 90%.

Вдоль трещинок и с периферии фаялит разлагается с образованием непрозрачной каймы. Большинство зерен окружено такой оболочкой; встречаются и полные псевдоморфозы железорудного непрозрачного минерала по фаялиту с прекрасным сохранением формы последнего. Нередко зерна фаялита частично или полностью преобразованы в слюдистый минерал желто-бурого, зеленовато-бурого цветов, обладающих при скрещенных николях биотитовыми цветами интерференции (иддингсит).

По литературным данным, иддингсит — не самостоятельный минерал, а комплекс продуктов изменения минералов группы оливина, в котором гетит представляет кристаллическую фазу, а другие вещества (кремнезем, магнезия) — аморфные (Sun, 1957).

В нашем случае, очевидно, некоторое количество SiO_2 и MgO растворяется и выносится наложенными гидротермальными растворами, в то время как FeO фаялита окисляется в Fe_2O_3 и в комбинации с H_2O образует лимонит в виде отмеченных выше каемок и почти полных псевдоморфоз по фаялиту.

Гранат наряду с пироксеном является основным минералом скарновых образований месторождения. Однако в количественном отношении он заметно уступает пироксену.

Макроскопически гранат образует плотные сливные массы, которые нередко полосовидно перемежаются с пироксеном и магнетитом. Для частично скарнированных массивных известняков характерны неправильные пятнистые выделения граната самых различных размеров — от нескольких сантиметров до метра и более в поперечнике.

¹Имеются в виду химические анализы руд, выполненные Белорецкой ГРП ЗСГУ.

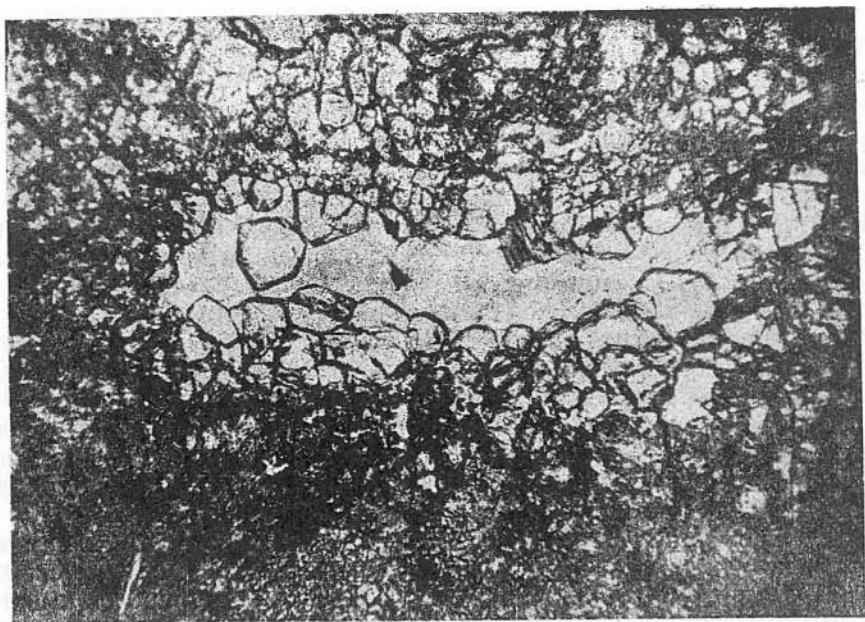


Рис. 33. Друзовидные агрегаты граната в ассоциации с кальцитом (светлое в центре).

Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 38.

Среди гранатовых участков плотного (сливного) сложения кое-где наблюдаются прожилковидные или мелкие гнездообразные обособления друзовидных агрегатов граната.

Гранат в таких друзах обладает отчетливо выраженным идиоморфизмом своих граней, особенно тех, которые направлены в сторону внутренней полости. Последняя часто выполнена кальцитом. Строение друзовых агрегатов граната частично видно на приведенных микрофотографиях (рис. 33).

Приуроченность друзовидных выделений граната к участкам обычного сливного или тонкозернистого граната так же, как и непрерывность перехода от вмещающей породы к самим друзам через зону постепенного укрупнения индивидов, свидетельствует о том, что мы имеем дело не с друзами нарастания, а с друзами перекристаллизации.

Вместе с тем, гранат-кальцитовые прожилковидные образования встречаются также непосредственно среди вмещающих пород эпидот-амфиболового, кварц-эпидот-амфиболового и т. п. состава. Они имеют симметрично-зональное строение. В качестве примера приведем описание одного из таких прожилков (скв. 48, глубина 145 м). Он состоит из следующих четко выраженных зон (от центра к периферии).

1. Кальцитовая зона мощностью 1—2 см, кальцит крупнозернистый перекристаллизованный.

2. Андрадитовая зона мощностью 1—3 мм. Линии контакта извилистые как с кальцитом, так и с внешней пироксеновой зонами. Андрадит в отдельных интервалах замещает кальцит полностью, образуя перемычки. Кальцит, по-видимому, является остаточным или, по крайней мере, доскарновым, поскольку он замещается гранатом.

3. Салитовая зона мощностью 2—3 мм. Эта зона отчетливо выявляется под микроскопом. Пироксен частично замещен тонкозернистым

агрегатом эпидота. Наблюдаются также явления распада крупных зерен пироксена в агрегат мелких.

4. Эпидот-амфиболовая порода липиднобластовой структуры. В незначительном количестве (3—5%) присутствует кварц в виде тонкозернистых агрегатов среди основной массы породы.

Происхождение этих гранатовых и пироксеновых зон связано с явлениями встречного диффузионного обмена компонентами на контакте пород алюмосиликатного и карбонатного составов при участии восходящих послемагматических растворов, т. е. они принадлежат к типичным биметасоматическим образованиям, а не к прожилкам типа простого выполнения трещин, как это может показаться на первый взгляд.

Цвет граната во всех случаях бурый. Удельный вес, измеренный с помощью жидкости Клеричи, оказался равным 3,73. Под микроскопом в проходящем свете окраска граната буроватая. Изотропен. $N = 1,880$.

Зерна граната и их агрегаты обычно обладают крайне неправильными резко извилистыми очертаниями, что является результатом интенсивного замещения граната магнетитом, амфиболом и другими минералами более позднего отложения. Особенно рельефно наблюдается замещение граната кварцем. Под микроскопом в пределах одного и того же шлифа нередко прослеживаются все переходы от почти сплошных гранатовых участков к участкам, состоящим из гранобластовой кварцевой массы с мелкими неправильными включениями остаточного граната. Включения часто располагаются полосовидно или гнездообразно, повторяя в известной мере контуры первичных выделений граната.

В отдельных случаях гранат обладает зональным строением. Зональность особенно резко выявляется при избирательном замещении отдельных зон эпидотом, кальцитом и т. п.

Химический анализ граната (обр. 342, скв. 37, глубина 22 м), его пересчет на кристаллохимическую формулу приведены в табл. 5. Анализ выполнен в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления. Приведенные в таблице данные позволяют определить гранат как андрадит.

Таблица 5

Пересчет химического анализа граната

	Весов. %	Молек. кол-во	Атомное кол-во кислорода	Число атомов кислорода расщ. на 12	Атомное кол-во катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	34,80	579	11,58	6,00	579	3,00
TiO ₂	0,06	1	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,25	2	6	0,01	0,04	0,01
Fe ₂ O ₃	29,88	188	564	2,92	376	1,9
FeO	1,08	15	15	0,07	015	0,07
MnO	0,25	3	3	—	003	—
MgO	0,25	5	5	0,02	005	0,02
CaO	32,44	578	578	3,00	578	3,00
Na ₂ O	0,23	3	3	0,01	0,06	0,03
K ₂ O	0,06	1	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,01	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	сл.	—	—	—	—	—
п. п. п.	0,86	—	—	—	—	—
Сумма	100,11	—	2315	12,03	—	—

Общий делитель: $2315 : 12 = 192,9$.

Кристаллохимическая формула: $Ca_3Fe_{1,9}[SiO_4]_3$.

В шести пробах граната спектрографически было проведено определение следующих элементов: Si, Al, Fe, Mg, Ca, Mn, Ti, Cr, Ni; V; Co; Cu, Zr, Y, Sc, Ga, Be, Sn, As, Pb; Mo.

Помимо главных шести компонентов (Si, Al, Fe, Mg, Ca и Mn), в гранатах постоянно присутствует только титан. Из других элементов-примесей установлены: никель — в 3 пробах в количествах от следов до 0,01%; кобальт — в 1-ой пробе; медь — в 4 пробах, от ничтожных следов до тысячных долей процента; мышьяк — в 5 пробах, от следов до 0,03%; следы ванадия — в 1-ой пробе и следы галлия — в 3 пробах.

Из приведенных данных вытекают следующие два положения.

1. В составе гранатов присутствует крайне ограниченное количество элементов-примесей.

2. Содержание отдельных элементов-примесей в гранате, как правило, незначительно.

Это обусловлено простым в отношении главных компонентов составом граната, представленного по существу одной андрадитовой молекулой, в связи с чем возможности изоморфного вхождения в кристаллическую решетку минерала для многих рассеянных элементов оказались ограниченными.

Титанит. В небольших количествах титанит встречается как в рудах, так и почти во всех типах рудовмещающих пород.

Обычно он наблюдается в виде зерен удлинённой чечевицеобразной или копьевидной формы размером от тысячных долей миллиметра до 0,3—0,5 мм. Несколько реже он образует правильные кристаллы, обладающие в разрезах характерной конвертообразной формой.

Минерал почти бесцветен, если он находится среди мраморов, или окрашен в светлые коричневато-буроватые тона. Окрашенные разности обладают заметным плеохроизмом: от бесцветного до коричневато-буроватого. Наибольшие концентрации титанита приурочены к прослоям биотитовых роговиков, располагающихся среди мраморов, и к интенсивно амфиболизированным и биотитизированным разностям пироксеновых скарнов.

Интересно отметить, что содержание двуокиси титана в одном из рядовых образцов роговика (обр. 16, скв. 25, глубина 280 м), по данным химического анализа, оказалось равным 3,70 весов. %.

Распределение зерен титанита неравномерное с образованием кучных скоплений и друзовидных агрегатов.

Друзовидные сростки титанита в рудах и скарнах часто образуются вокруг участков перекристаллизованного кальцита (обр. 137); в роговиках они приурочены к линзочкам биотитового, кварц-биотитового составов, обладающих более крупнозернистым сложением по сравнению с основной тонкозернистой массой (обр. 176, 267 и др.).

Титанит входит в состав тонких кварцевых прожилков с образованием в пределах последних мономинеральных участков длиной до 2—3 мм при мощности жилок в 0,05—0,08 мм. Такие жилочки титанита нами наблюдались как среди биотитовых роговиков (обр. 263, скв. 13, глубина 138 м), так и среди амфибол-магнетитовых руд (обр. 307, скв. 26, глубина 494 м). В последнем случае тонкие жилочки титанита самостоятельно или совместно с кварцем часто развиваются и вдоль трещинок спайности в роговой обманке так же, как по ветвящимся трещинкам, секущим зерна роговой обманки и турмалина.

Среди обогащенных турмалином пород максимальные концентрации титанита приурочены к катаклазированным и биотитизированным участкам часто при полном отсутствии титанита среди агрегатов неизменённого турмалина.

Турмалин достаточно широко развит в месторождении. О частоте его нахождения можно судить по следующим данным. При петрографической обработке каменного материала турмалин установлен в 45 прозрачных шлифах, что составляет около 15% от общего количества просмотренных шлифов руд и рудовмещающих горных пород. Минералы группы турмалина встречаются в скарново-рудных образованиях и во вмещающих их породах, в частности в известняках и роговиках.

Выявлены две различно окрашенные разновидности турмалина: черная и буровато-коричневая.

Среди скарново-рудных образований встречаются гнездообразные обособления и жилы мощностью до 0,5 м и более, состоящие из одного черного турмалина или чаще из турмалина и жильного кварца (скв. 38, интервал 90—9,55 м; скв. 44, глубина 183 м и др.). Турмалин в жилах образует агрегаты радиально-лучистого, спутанно-волокнистого или сноповидного сложений с длиной игл до 3—4 см.

Буровато-коричневый турмалин нами выявлен по керну скв. 24 среди грубополосчатых мраморизованных известняков, подстилающих скарново-рудные тела. В отдельных случаях, как например в интервале глубин 330,3—331,4 м по скв. 24, порода почти нацело сложена длинно-игльчатыми агрегатами этого турмалина. Возможно, что обе разновидности турмалинов являются одновозрастными и различия в их составе объясняются особенностями вмещающих пород. Ниже приводится сравнительная характеристика обеих разновидностей турмалина.

Черный турмалин (обр. 109). Удельный вес 3,18. В проходящем свете минерал окрашен в синий цвет с резко выраженным плеохроизмом по обратной схеме — от светло-розового по Np до темно-синего по Nm . Оптически одноосный, отрицательный, удлинение отрицательное. $Nm = 1,685$, $Np = 1,646$, $Nm - Np = 0,039$.

Буровато-коричневый турмалин (обр. 204). Удельный вес 3,12. В проходящем свете также резко плеохроирует от почти бесцветного по Np до зеленовато-желтого по Nm . Одноосный, отрицательный, удлинение отрицательное. $Nm = 1,639$, $Np = 1,615$, $Nm - Np = 0,024$.

Разрезы перпендикулярные удлинению у обеих разновидностей турмалина имеют форму сферических треугольников с отчетливо выраженным зональным строением. В проходящем свете отдельные зоны отличаются густотой окраски.

Обе разновидности турмалина были проанализированы в Химико-металлургическом институте СО АН СССР аналитиком А. Г. Василевской. Результаты химического анализа с пересчетом на кристаллохимические формулы приведены в табл. 6 и 7.

Из приведенных выше данных видно, что изученные турмалины в химическом отношении существенно отличаются друг от друга лишь содержанием железа. Характерной особенностью обеих разновидностей турмалина является высокое содержание в них кальция, замещающего в кристаллической решетке минерала натрия, т. е. они богаты молекулой увита.

Дополнительно с помощью химического и спектрографического методов в незначительных количествах установлено присутствие в черном турмалине Ga (0,003 весов. %), Ge, Ni, Co, V, Cr, Mo и Cu; в буровато-коричневом — Ga (0,004%), Ge, Ni, Co, V, Cr, Zr, Cu и Pb.

Порошковые рентгенограммы турмалинов, полученные Д. К. Архипенко, представлены в табл. 8. Тут же приведены рентгенограммы обычного железо-магнезильного и литиевого турмалина, по В. И. Михееву (1957). Обе наши рентгенограммы по основным линиям тождественны между собою и очень близки стандартной рентгенограмме

Таблица 6

Пересчет химического анализа черного турмалина (обр. 109)

	Весов. %	Молек. кол-во	Атомное кол-во кислорода	Число атомов кислорода, рассч. на 30	Атомное кол-во катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	32,20	536	1072	10,77	536	5,39
TiO ₂	0,075	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	25,48	250	750	7,54	500	5,02
Fe ₂ O ₃	14,04	88	264	2,65	166	1,66
FeO	2,00	28	28	0,28	28	0,28
MnO	сл.	—	—	—	—	—
MgO	5,71	141	141	1,42	141	1,42
CaO	4,25	76	76	0,76	76	0,76
Na ₂ O	1,90	31	31	0,31	62	0,62
K ₂ O	0,108	—	—	—	—	—
Li ₂ O	0,031	—	—	—	—	—
B ₂ O ₃	8,95	128	384	3,86	256	2,58
H ₂ O ⁺	4,3	239	239	2,40	478	4,80
F	0,001	—	—	—	—	—
Сумма	99,058	—	2985	30	—	—

Общий делитель: 2985 : 30 = 99,5

Кристаллохимическая формула:

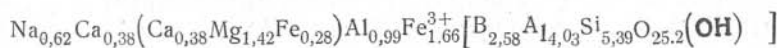


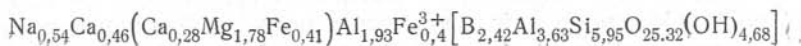
Таблица 7

Пересчет химического анализа буровато-коричневого турмалина (обр. 204)

	Весов. %	Молек. кол-во	Атомное кол-во кислорода	Число атомов кислорода, рассч. на 30	Атомное кол-во катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	36,40	606	1212	11,88	606	5,94
TiO ₂	0,112	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	29,02	284	852	8,34	568	5,56
Fe ₂ O ₃	3,38	21	63	0,62	42	0,41
FeO	3,00	42	42	0,41	42	0,41
MnO	нет	—	—	—	—	—
MgO	7,35	182	182	1,78	182	1,78
CaO	4,25	76	76	0,74	76	0,74
Na ₂ O	1,75	28	28	0,27	28	0,54
K ₂ O	0,136	—	—	—	—	—
Li ₂ O	0,031	—	—	—	—	—
B ₂ O ₃	8,60	123	369	3,62	246	2,42
H ₂ O ⁺	4,3	239	239	2,34	478	4,68
F	0,005	—	—	—	—	—
Сумма	98,38	—	3063	30	—	—

Общий делитель: 3063 : 30 = 102,1

Кристаллохимическая формула:



Рентгенограммы турмалинов

№ п. п.	Обр. 109		Обр. 204		Турмалин, по В. И. Михееву		Литистый турмалин, по В. И. Михееву	
	<i>I</i>	<i>d</i> _(hkl)	<i>I</i>	<i>d</i> _(hkl)	<i>I</i>	<i>d</i> _(hkl)	<i>I</i>	<i>d</i> _(hkl)
1	сл.	6,29	—	—	8	6,5	2	6,30
2	о. о. сл.	4,92	—	—	2	5,1	3	4,93
3	о. о. сл.	(4,61)	—	—	2	4,6	3	(4,60)
4	о. сл.	(4,36)	—	—	—	—	3	(4,36)
5	сил.	4,21	ср.	4,20	6	4,29	6	4,17
6	сил.	3,98	ср.	3,97	7	3,99	7	3,95
7	сл.	(3,815)	—	—	—	—	2	(3,798)
8	сил.	3,46	сил.	3,46	8	3,48	6	3,43
9	сл.	(3,28)	сл.	(3,23)	4	(3,29)	6	3,33
10	сл.	2,99	сил.	2,96	8	2,98	3	2,98
11	сил.	2,95	—	—	—	—	8	2,92
12	ср.	(2,89)	о. сл.	(2,82)	4	(2,85)	1	2,85
13	сил.	2,58	сил.	2,57	10	2,59	10	2,55
14	о. сл.	(2,37)	—	—	4	2,39	6	(2,357)
15	сл.	(2,34)	—	—	4	2,35	6	(2,320)
16	о. о. сл.	(2,24)	—	—	2	2,36	4	(2,231)
17	о. о. сл.	2,19	—	—	4	2,19	—	—
18	о. о. сл.	2,16	—	—	—	—	3	2,16
19	о. о. сл.	2,11	—	—	4	2,12	5	2,14
20	сл.	2,05	ср.	2,04	6	2,05	7	(2,09)
21	о. сл.	2,02	—	—	—	—	9	2,02
22	ср.	1,92	ср.	1,92	6	1,93	8	1,90
23	ср.	1,66	сл.	1,65	8	1,65	8	1,63
24	о. сл.	1,63	сл.	1,63	2	1,66	7	1,62
25	ср.	(1,59)	сл.	1,59	7	1,598	8	(1,58)
26	ср.	1,50	сл.	1,50	6	1,51	7	1,49
27	о. сл.	1,47	—	—	4	1,48	3	1,46
28	ср.	1,45	сл.	1,44	7	1,45	9	1,43
29	о. о. сл.	1,43	—	—	4	1,43	1	1,42
30	ср.	1,40	сл.	1,41	7	1,41	3	1,40
31	о. о. сл.	1,35	—	—	6	1,36	9	1,39
32	о. о. сл.	1,32	о. о. сл.	1,32	7	1,33	8	1,34
33	о. сл.	1,31	о. о. сл.	1,30	7	1,31	7	1,31
34	ср.	1,27	о. о. сл.	1,27	6	1,27	8	1,29

Примечание. Рентгенограммы сняты в камере Д = 143 мм, Fe-излучение, экспозиция 45 час. $I = 12$ ма, $V = 32$ кв;

Обозначения: сил.—линии сильной интенсивности, ср.—средней, сл.—слабой, о. сл.—очень слабой, о. о. сл.—едва заметной.

обычного турмалина. В рентгенограмме буровато-коричневого турмалина (обр. 204), в отличие от рентгенограммы черного турмалина и стандартной рентгенограммы, некоторые линии слабой интенсивности не проявились.

Возрастные взаимоотношения турмалина с другими минералами сложны и не всегда определяются однозначно.

Сноповидно-метельчатые агрегаты буровато-коричневого турмалина рассекаются густой сетью тонких жилок кварца, что указывает на более позднее отложение последнего. С другой стороны, кварцевые зерна, находящиеся в ассоциации с турмалином, часто переполнены включениями последнего. Необходимо отметить, что в этом случае турмалин и кварц интенсивно деформированы. Иглы турмалина раздроблены, изогнуты; кварцевые агрегаты несут признаки перекристаллизации. Эпидот и минералы группы амфибола и в ряде случаев магнетит корродируют

и рассекают выделения турмалина. Для магнетита кое-где наблюдаются и обратные взаимоотношения, а именно обрастание его выделений друзовидными агрегатами турмалина (обр. 132). Наиболее определенны взаимоотношения турмалина с биотитом и сульфидами. В том случае, когда турмалин ассоциирует с биотитом, последний по трещинкам и с периферии зерен замещает турмалин (рис. 34). Сульфидные минералы (пирротин, халькопирит) интенсивно корродируют кристаллы турмалина, что отчетливо видно на рис. 21.

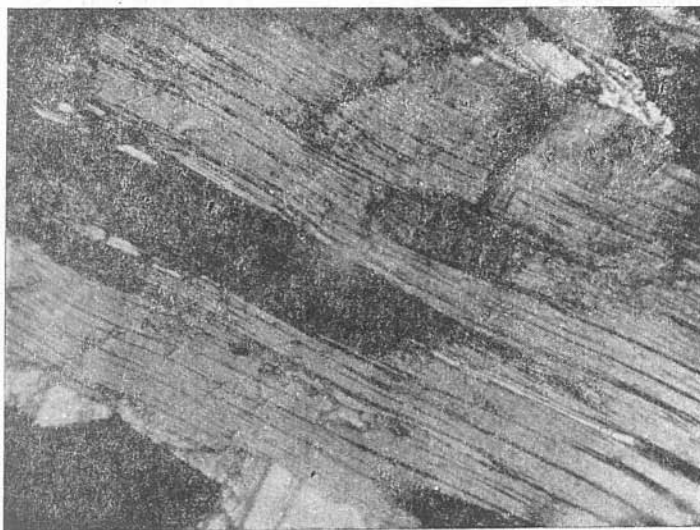


Рис. 34. Обрывки кристаллов турмалина в биотите (основная масса с низким рельефом).

Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 40.

Приведенные соотношения определенно указывают на более раннее отложение турмалина по сравнению с кварц-сульфидной минерализацией так же, как и по сравнению с актинолитом, амфиболами, биотитом и эпидотом (по крайней мере, с эпидотом второй генерации). Возможно, отложение турмалина по времени совпадает с конечным этапом собственно скарнового процесса.

Пироксен. Это основной минерал скарнов. Самостоятельно или совместно с гранатом образует мощные залежи, до нескольких десятков метров прослеживающиеся по простиранию всей рудной зоны как в пределах собственно Белорецкого месторождения, так и его юго-восточной оконечности (Баталихинский участок).

Полосы пироксенового или пироксен-гранатового состава развиваются вдоль слоистости литологически неоднородных известково-глинистых пород. В силу относительно тонкой перемежаемости известкового и силикатного материалов биметасоматическое оскарнирование пород месторождения происходило легко и достаточно полно.

Среди пироксеновых скарнов, обладающих обычным крупнозернистым сложением, встречаются участки, сложенные плотными зеленоватыми породами, внешне похожими на роговики. Под микроскопом можно видеть, что они состоят из агрегата мелких зерен того же самого моноклинного пироксена. Размеры зерен колеблются от 0,01 до 0,03 мм, увеличиваясь в ряде случаев до 0,07—0,08 мм. При этом обычны случаи

постепенного перехода от неметаморфизованных выделений пироксена через зерна с резко выраженным мозаичным погасанием в агрегат мельчайших изометрических зерен. Одновременно с этим наблюдается процесс перекристаллизации пироксена с образованием гранобластовых, чаще гетеробластовых структур (рис. 37). Иногда образуются сростки шестоватых кристаллов пироксена сноповидного строения (рис. 38). При перекристаллизации пироксена, судя по оптическим свойствам, не происходит заметного изменения в химическом составе этого минерала.

Физико-химическая природа этого явления не совсем ясна. Обычно перекристаллизация минералов сопровождается укрупнением зерен. Здесь же на месте первоначально крупнозернистых агрегатов пироксена образуются относительно мелкозернистые агрегаты гранобластовой структуры. По-видимому, перекристаллизация пироксена, идущая к тому же без заметного изменения химического состава, происходила в условиях устойчивости этого минерала, т. е. при высоких температурах. При этом на преобразование пироксена с полной его перекристаллизацией оказывало влияние давление, следы которого в виде мозаичного погасания зерен вплоть до полной их грануляции наблюдаются очень часто. Механические напряжения, естественно, привели к появлению большого количества новых центров кристаллизации. Такие участки в условиях высоких температур прежде всего подверглись перекристаллизации с образованием отмеченных выше гранобластовых структур.

Показатели преломления моноклинных пироксенов (12 замеров) изменяются в незначительных пределах: по N_m от 1,691 до 1,710, по N_p соответственно от 1,682 до 1,702, $cNg = 36-45^\circ$, $2V = +56-60^\circ$. При этом не было замечено изменений в величине показателей преломления в зернах пироксена при их перекристаллизации.

Эти данные указывают на принадлежность пироксенов к промежуточным разностям диопсид-геденбергитового ряда.

Один образец пироксена был analyzed в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления. Его анализ в пересчете на кристаллохимическую формулу, по методу В. С. Соболева, приведен в табл. 9. Исходя из выведенной формулы, пироксен относится к салиту.

При наложении рудообразующих растворов в условиях низких температур пироксен становится неустойчивым и легко замещается магнетитом и различными сульфидными минералами. Из нерудных минералов пироксены интенсивно замещаются эпидотом и особенно амфиболом. Различного рода амфиболовые или эпидот-амфиболовые породы, которые широко распространены в месторождении, как показывает их микроскопическое изучение, в подавляющем большинстве случаев образовались на месте пироксеновых или гранат-пироксеновых скарнов.

Спектрографически в пироксенах установлено присутствие Ni (0,01 весов. %), Co (0,003 %), Zn (0,03—0,07 %), Ge, Ga (0,007 %) и Cu, Ag, Mo (0,001 %). Большинство этих элементов находится в виде изоморфной примеси в кристаллической решетке минерала. Так, например, Ni, Co, а тем более Ge и Ga самостоятельных минералов не образуют, точно также неизвестны и более или менее повышенные концентрации этих элементов в сопутствующих пироксену минералах. В механических примесях, преимущественно в сульфидах, находятся Cu, Mo и Ag.

Лучистая роговая обманка. По распространенности в месторождении среди нерудных минералов одно из первых мест несомненно принадлежит лучистой роговой обманке.

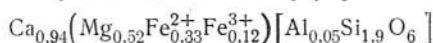
Последняя развивается как по скарно-рудным образованиям, так и по вмещающим их породам (роговикам, известнякам и др.). Наиболее

Пересчет химического анализа моноклинного пироксена (обр. 244)

	Весов. %	Молек. кол-во	Атомное кол-во кислорода	Число атомов кислорода, рассч. на 6	Атомное кол-во	Число атомов катионов
SiO ₂	51,59	843	1686	3,91	843	1,9
TiO ₂	0,05	1	2	—	1	—
Al ₂ O ₃	1,28	13	39	0,09	26	0,05
Fe ₂ O ₃	4,17	26	78	0,18	52	0,12
FeO	10,32	143	143	0,33	143	0,33
MnO	1,10	15	15	0,03	15	0,02
MgO	8,83	218	218	0,52	218	0,52
CaO	22,68	405	405	0,94	405	0,94
K ₂ O	нет	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,36	5	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,02	—	—	—	—	—
SO ₃	0,01	—	—	—	—	—
п. п. п.	—	—	—	—	—	—
Сумма	101,41	—	2584	—	—	—

Общий делитель: 2584 : 6 = 403,6

Кристаллохимическая формула:



охотно лучистая роговая обманка замещает пироксеновые скарны с образованием на месте последних почти мономинеральных актинолитовых пород. За счет полосчатых пироксено-магнетитовых пород в результате преобразования пироксена в актинолит формируются полосчатые актинолит-магнетитовые руды.

Помимо псевдоморфного замещения пироксена и обыкновенной роговой обманки актинолит образует длиннопризматические игольчатые, сноповидные или волокнистые и т. п. агрегаты по трещинам отдельности в магнетитовых рудах, скарнах, роговиках и других горных породах месторождения. Включения игольчатых кристаллов лучистой роговой обманки обычны в кварцевых и в кварц-кальцитовых прожилках. Среди окварцованных участков скарно-магнетитовых пород актинолит образует кустовидные агрегаты (рис. 35).

Физические и оптические свойства минералов этой группы изменяются в зависимости от типа пород, в которых они находятся. Среди магнетитовых руд наблюдаются интенсивно окрашенные актинолиты, по карбонатным породам образуются бледноокрашенные (менее железистые) их разновидности. Соответственно изменяются и показатели преломления. Так, актинолит, входящий в состав полосчатых амфибол-магнетитовых руд (обр. 191, скв. 24, глубина 211 м; обр. 259, скв. 29, глубина 273,5 м) или образующий метасоматические жилки в оруденелом магнетитом мраморе (обр. 125, скв. 45, глубина 113 м), обладает следующими показателями преломления: $N_g = 1,655-1,656$, $N_p = 1,635-1,636$, $N_g - N_p = 0,020$. В измененных известняках с сульфидной вкрапленностью (обр. 141, скв. 48, глубина 112,5—116 м) показатели преломления минерала: $N_g = 1,640$, $N_p = 1,616$, $N_g - N_p = 0,024$. И, наконец, наименьшие значения показателей преломления свойственны лучистой ро-

вой обманке, находящейся среди карбонатных пород. Так, для лучистой роговой обманки, выделенной из слабо метасоматически измененного известняка (обр. 179, скв. 24, глубина 102 м), показатели преломления оказались равными по $N_g = 1,634$, $N_p = 1,616$ и $N_g - N_p = 0,024$.

Судя по этим данным, общая железистость ($Fe : Fe + Mg$) минералов ряда тремолит-актинолит, определенная по диаграмме В. С. Соболева (1950), изменяется от 8 до 32%.

Длинноигльчатый актинолит из оруденелых скарновых пород (обр. 349, ЮЗ стенка разведочной штольни) был отобран на химический анализ. Последний выполнен в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления. Результаты пересчета этого анализа приведены в табл. 10.

Показатели преломления этого актинолита по $N_g = 1,646$, $N_p = 1,622$ и $N_g - N_p = 0,024$.

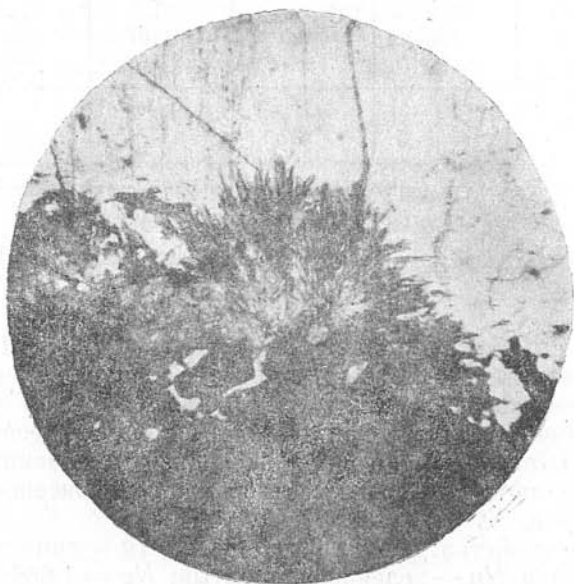


Рис. 35. Кустовидные агрегаты актинолита на магнетите (черное) в контакте с кварцем (светлое).
Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 25.

Спектрографически в анализированном образце актинолита установлено присутствие следующих элементов-примесей (%): Ni (0,03—0,7), Zn (0,01), Ba (0,01), Sr (0,005—0,01), Co (0,003—0,007), Ga (0,003—0,007), Ge и Cu ($\sim 0,001$).

Глаукофан, подобно минералам ряда тремолит-актинолит, широко распространен в месторождении. Он интенсивно развивается по скарновым минералам и эпидоту с образованием амфиболовых пород (обр. 307, скв. 26, глубина 494 м; обр. 52, скв. 25, глубина 458—461 м и др.). Чаше наблюдаются пятнистые глаукофан-пироксеновые, глаукофан-эпидот-пироксеновые и т. п. породы, образовавшиеся в результате неполного замещения глаукофаном пироксеновых скарнов или эпидозитов.

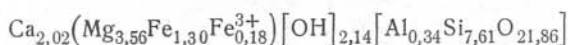
Помимо пироксена и эпидота, глаукофан частично развивается по гранату, магнетиту и плагиоклазу. В свою очередь глаукофан преобразуется в актинолит и отчасти хлорит. Нередко в пределах одного зерна

Пересчет химического анализа лучистой роговой обманки

	Весов. %	Молек. кол-во	Атомное кол-во кислорода	Число атомов кислорода, рассч. на 24	Атомное кол-во катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	53,08	884	1768	15,22	884	7,61
TiO ₂	0,09	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	2,02	20	60	0,52	40	0,34
Fe ₂ O ₃	1,63	10	30	0,26	20	0,18
FeO	10,45	145	1,51	1,30	151	1,30
MnO	0,46	6	—	—	—	—
MgO	16,68	413	413	3,56	413	3,56
CaO	13,18	235	235	2,02	235	2,02
Na ₂ O	0,30	5	5	0,04	10	0,08
K ₂ O	0,10	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,27	125	125	1,07	250	2,14
H ₂ O ⁻	0,07	—	—	—	—	—
Сумма	100,38	—	2787	24	—	—

Общий делитель: 2787 : 24 = 116,1

Кристаллохимическая формула:



можно видеть, с одной стороны, замещение глаукофаном пироксена с сохранением реликтов последнего, с другой — образование кайм бледно-зеленого актинолита по самому глаукофану.

Макроскопически глаукофан обладает призматическим обликом и темно-зеленой окраской. Благодаря последней скопления глаукофана отчетливо выделяются на более светлом фоне пироксеновых скарнов и эпидотовых пород.

Оптические свойства: плеохроизм резкий, *Ng* — сине-зеленый, *Nm* — травяно-зеленый и *Np* — зеленовато-желтый; $Ng = 1,686 \pm 0,002$; $Np = 1,665 \pm 0,002$; $Ng - Np = 0,021$; $cNg = 15$; $2V = -68$. Дисперсия сильная $r > v$. Судя по этим данным, описываемый амфибол ближе всего отвечает минералам группы глаукофана.

Однако для окончательного решения вопроса о принадлежности описываемого минерала к глаукофану необходимо сделать его химический анализ.

Достаточно широкое распространение глаукофана является одной из минералогических особенностей скарново-рудных образований Белорецкого месторождения.

Эпидот-клиноцоизит. Из минералов этой группы преобладает, несомненно, эпидот, причем сильно железистые его разновидности.

Эпидот образует значительные скопления в магнетитовых рудах, в прослоях роговиков и особенно в измененных скарновых породах, приобретая во многих случаях значение основного породообразующего минерала. Таковы породы эпидот-амфиболового, альбит-амфиболо-эпидотового, амфибол-эпидот-магнетитового, эпидот-биотит-амфиболового, кварц-эпидот-биотит-амфиболового и более сложных составов. Образование таких пород связано со среднетемпературными этапами метаморфизма.

Возрастные взаимоотношения эпидота с сопутствующими минералами обычно устанавливаются довольно определенно. Эпидот интенсивно развивается по пироксену и гранату, с другой стороны, сам замещается амфиболом (особенно актинолитом), биотитом и хлоритом.

Помимо этого эпидота, встречается эпидот более поздней или второй генерации. Последний образует жилки часто совместно с кварцем или кальцитом, которые секут эпидот первой генерации, амфибол, турмалин, магнетит и ряд других минералов. В количественном отношении эпидот второй генерации резко уступает эпидоту первой генерации.

Под микроскопом зерна эпидота первой и второй генерации почти постоянно окрашены в зеленовато-желтый цвет и ясно плеохроируют. При скрещенных николях наблюдаются типичные для эпидота пестрые и очень высокие цвета интерференции. $2V = -77^\circ$ (обр. 527).

Достаточно густая зеленовато-желтая окраска и большая величина угла оптических осей указывают на принадлежность эпидота к наиболее железистым разностям этой минеральной группы, что было подтверждено результатом химического анализа (табл. 11), выполненного в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления.

Таблица 11

Пересчет химического анализа эпидота

	Весов. %	Молек. кол-во	Атомное кол-во кислорода	Число атомов кислорода, рассч. на 13	Атомное кол-во катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	37,61	626	1252	5,98	626	2,99
TiO ₂	0,07	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	21,44	210	630	3,07	420	2,0
Fe ₂ O ₃	16,16	105	315	1,51	210	1,0
FeO	0,28	4	4	0,02	4	0,02
CaO	22,36	399	399	1,93	399	1,93
MgO	0,16	4	4	0,02	4	0,02
MnO	0,22	3	3	0,01	3	0,01
H ₂ O+	2,13	117	117	0,55	234	1,10
H ₂ O—	нет	—	—	—	—	—
Сумма	100,98	—	2724	13,09	—	—

Общий делитель: $2724 : 13 = 209,5$.

Кристаллохимическая формула:



Из результатов химического анализа и его пересчета видно, что эпидоты Белорецкого месторождения содержат в своем составе всего лишь 66% клиноцоизитовой молекулы при минимальном содержании в природных эпидотах 60%.

В незначительном количестве встречается почти бесцветный эпидот, характеризующийся при скрещенных николях серой или аномальной чернильно-синей интерференционной окраской. По-видимому, мы имеем дело уже с переходными разностями от эпидота к клиноцоизиту.

Бесцветные определенно менее железистые разновидности минерала группы эпидота обычно наблюдаются не среди богатых железом скарно-рудных образований, а среди вмещающих измененных известняков. Таким образом, намечается определенная зависимость железистости минералов группы эпидота от состава вмещающих их горных пород.

Биотит является одним из породообразующих минералов роговиков. Распределение биотита в последних полосовидное, кучное или более или менее равномерное. Полосовидное распределение биотита обычно наблюдается в пределах роговиковых прослоев полосчатых мраморов. В самих же мраморах биотит наблюдается лишь в виде редко рассеянных пластинок, не превышающих по содержанию 2—3% от общей площади шлифов.

Биотит в роговиках обычно мелкочушайчатый (с размером пластинок 0,01—0,1 мм). В отдельных случаях пластинки биотита достигают крупных размеров (до 1—2 мм) и переполнены включениями основной ткани породы, преимущественно представленными округлыми зернами кварца как наиболее устойчивого по отношению к замещению минерала. В результате порода приобретает пойкилобластовую структуру.

Таблица 12

Показатели преломления (N_g) и общая железистость биотитов

№ обр.	Место взятия	N_g	Fe
			Fe+Mg, %
357	Ороговикованный песчаник из контакта с гранатами	1,630	36
120	Ороговикованный песчаник, скв. 50, глубина 130, 25—134,4 м	1,630	36
274	Ороговикованный песчаник, полосовидный, скв. 26, глубина 37 м	1,630	36
279	Прослой роговика в грубополосчатом мраморе, скв. 26, глубина 102 м	1,630	36
361	Прослой роговика в тонкополосчатом мраморе, скв. 14, глубина 84 м	1,626	33
293	Мрамор с примазками биотита по сланцеватости	1,618	26
550	Линзочка кварц-кальцитового состава с пиритом, турмалином и биотитом среди андратитового скарна, скв. 55, глубина 411,6 м	1,639	45
369	Амфиболлизированный и биотитизированный пироксеновый скарн, скв. 14, глубина 151 м	1,645	49
366	Амфибол-биотит-магнетитовая руда, скв. 14, глубина 134,5 м	1,655	53

В собственно скарново-рудных образованиях биотит менее распространен. Здесь он наблюдается в виде отдельных чешуек, их скоплений или полосок, рассекающих участки пироксенового, гранат-пироксенового и эпидотового составов. Наиболее охотно биотит образуется на месте агрегатов эпидотовых зерен.

Макро- и микроскопические наблюдения показывают, что биотит относится к более молодым образованиям по сравнению с большинством минералов скарновых пород (пироксеном, гранатом, турмалином, эпидотом и др.). Частично биотит замещается хлоритом.

Под микроскопом окраска биотита изменяется от яркой красной бурой (в ороговикованных песчаниках) до зеленовато-коричневой (в скарнах).

Мною проведен ряд измерений N_g биотитов (табл. 12). Для определения общей железистости по показателю преломления, следуя указаниям В. С. Соболева (1950), мы воспользовались кривой состава биотитов гранитоидов и высокотемпературных кварцсодержащих пород.

Из таблицы видно, что железистость биотита находится в прямой зависимости от химического состава вмещающих пород. Так, наиболь-

шей общей железистостью обладают биотиты, развивающиеся по скарно-рудным породам, наименьшей — биотиты по мраморам. Биотиты роговиков в отношении железистости занимают промежуточное положение, отличаясь постоянством своих оптических свойств.

Крупнопластинчатый биотит из линзочки кварц-кальцитового состава с черным турмалином и пиритом, залегающий среди андрадитового скарна (обр. 550, скв. 55, Баталихинский участок) был анализирован в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления.

Результаты пересчета этого анализа приведены в табл. 13.

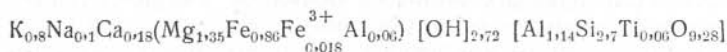
Таблица 13

Пересчет химического анализа биотита

	Весов. %	Молек. кол-во	Атомное кол-во кислорода	Число атомов кислорода, рассч. на 12	Атомное кол-во катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	38,78	629	1258	5,60	629	2,8
TiO ₂	1,00	13	26	0,11	13	0,06
Al ₂ O ₃	13,66	134	402	1,79	268	1,20
Fe ₂ O ₃	3,43	21	63	0,28	42	0,18
FeO	13,76	192	194	0,86	194	0,86
MnO	0,17	2	—	—	—	—
MgO	12,25	304	304	1,35	304	1,35
CaO	2,35	42	42	0,18	42	0,18
Na ₂ O	0,60	10	10	0,05	20	0,10
K ₂ O	8,54	90	90	0,40	180	0,80
H ₂ O ⁺	5,53	307	307	1,36	614	2,72
H ₂ O ⁻	0,25	14	—	—	—	—
Сумма	99,32	—	2696	—	—	—

Общий делитель: 2696 : 12 = 224,6

Кристаллохимическая формула:



Общая железистость биотита с учетом закисного и окисного железа, вычисленная по данным химического анализа и определенная по показателю преломления *Ng* (табл. 13), точно совпали между собою.

Мусковит. В магнетитовых рудах месторождения мусковит практически отсутствует. В незначительных количествах мусковит встречается в ороговикованных песчаниках и изредка в полосчатых мраморах.

В ороговикованных кварцевых песчаниках мелкочешуйчатые агрегаты мусковита в виде тонких линзочек и струй приурочиваются к максимально гранулированным участкам основной кварцевой массы породы (например, обр. 120, скв. 50, интервал 130,25—134,4 м).

В полосчатых мраморах бесцветные пластинки мусковита размером 1—2 мм изредка встречаются среди амфибол-эпидотовых пород, образовавшихся, очевидно, за счет метаморфизма прослоев алюмосиликатного первично глинистого состава.

В нескольких шлифах из катаклазированных и частично серпентинизированных полосчатых мраморов (скв. 24) мусковит встречен в ассоциации со сфалеритом. Здесь отдельные пластинки и розетковидные

сростки мусковита со слегка корродированными краями наблюдаются в виде включений в сфалерите, возможно захваченных при отложении последнего из гидротермальных растворов. Других более определенных критериев о последовательности образования этих минералов не выявлено.

Оптические свойства мусковита обычные.

Хлорит в месторождении незначительно распространен. Являясь одним из наиболее поздних гидротермальных образований, хлорит развивается, правда в незначительных масштабах, по эпидоту, биотиту, амфиболам и некоторым другим минералам. Несколько интенсивнее хлоритизация проявлена в пределах зон брекчирования, проходящих как по рудам, так и по рудовмещающим породам.

Хлорит наблюдается также в кварцевых и кварц-кальцитовых жилах. В последних он прежде всего замещает карбонат, корродируя частично, и грани идиоморфных кристаллов кварца. При интенсивном замещении карбоната хлоритом образуются жилы, по периферии состоящие из друзовидных кристаллов кварца, в центре — почти нацело сложенные агрегатами хлорита (рис. 11).

Формы проявления хлорита разнообразны: тонкочешуйчатые агрегаты, радиально-лучистые розетки, прожилки, а также иногда типичные вермикулитообразные кристаллы, встречающиеся чаще всего среди жильного кварца и кальцита.

Макроскопически хлорит зеленого, темно-зеленого и почти черного цвета. Под микроскопом у него обычно густая зеленая окраска и синие, розовато-фиолетовые аномальные цвета интерференции. Угасание относительно спайности почти прямое. Средний показатель преломления большей частью колеблется от 1,625 до 1,640, достигая в некоторых случаях и еще более высоких значений. Так, например, показатели преломления темно-зеленого хлорита из интенсивно брекчированного и окварцованного известняка с вкрапленностью магнетита (обр. 163, скв. 35, интервал 184,7—185,7 м) оказались равными: $N_g = 1,661$, $N_p = 1,653$, $N_g - N_p = 0,008$.

Под микроскопом хлорит наблюдается в виде мелкочешуйчатых агрегатов, цементирующих обломки основной кварц-кальцитовой массы, магнетита и, наконец, обломки кристаллов анкерита.

Судя по оптическим свойствам, хлориты независимо от состава вмещающих их горных пород относятся к высоко железистым разностям прохлорит-корундофиллитовой подгруппы.

Серпентин ограниченно распространен. Чаще всего он встречается среди катаклазированных и одновременно интенсивно гидротермально измененных карбонатных пород.

В ассоциации с серпентином наблюдаются лучистая роговая обманка, биотит, мусковит, тальк, турмалин, а из сульфидов — сфалерит, пирротин.

Серпентин образует мелкие обычно изогнутые пластинки длиной до 1 мм и их агрегаты. Пластинки серпентина, развиваясь метасоматически по карбонатной массе, нередко содержат включения последней.

В том случае, когда пластинки серпентина находятся в окружении биотита, они нередко обладают зазубренными очертаниями. Кроме того, можно видеть, как мельчайшие агрегаты биотита развиваются по трещинкам спайности в серпентине и вдоль жилок последнего. Эти соотношения указывают на более позднее образование биотита по сравнению с серпентином. Наблюдаются и прожилки серпентина мощностью 1—2 мм, обладающие волокнистым или сноповидным строением. Такие прожилки, образовавшиеся вдоль тонких трещинок, встречаются не

только среди измененных карбонатных пород (скв. 24, обр. 205, 208—210), но изредка рассекают и дайки габбро-диабазы.

Под микроскопом серпентин бесцветен или с едва уловимым зеленоватым оттенком. Погасание относительно трещин спайности прямое, удлинение отрицательное. Показатели преломления: $N_g = 1,607 \pm 0,002$, $N_p = 1,600 \pm 0,002$, $N_g - N_p = 0,007$. Показатели преломления значительно выше таковых, приведенных в справочной литературе для обычного антигорита. По-видимому, мы имеем дело с разновидностью антигорита, содержащей в своем составе наряду с магнием повышенное количество железа.

Полевые шпаты. Одной из минералогических особенностей Белорецкого месторождения можно считать незначительное распространение в собственно скарново-рудных образованиях минералов группы полевых шпатов. Отчасти это объясняется тем, что основная масса скарновых минералов и магнетита, как уже отмечалось выше, образовалась на месте карбонатных пород. Благодаря этому наличие в рудах полевых шпатов, как остаточных минералов от замещаемых пород, видимо, явление редкое.

Из гидротермальных образований в магнетитовых рудах и в околорудных измененных горных породах встречается альбит. Последний чаще наблюдается в ассоциации с кварцем, кальцитом, гематитом в виде тонких секущих прожилков или в цементе брекчированных пород (обр. 518, скв. 58, интервал 196—196,5 м).

По сравнению с кварцем, кальцитом и гематитом альбит должен быть отнесен к более ранним минералам. Об этом свидетельствует отложение альбита по периферии прожилков или непосредственно на поверхности обломков брекчированных пород так же, как и признаки замещения его другими жильными минералами и, в частности, гематитом.

Появление альбита в молодых прожилках указывает на некоторое повышение концентрации натрия в самых поздних порциях гидротермальных растворов.

Изредка в скарнах с магнетитом (обр. 364, скв. 14, интервал 112,25—121,1 м; обр. 494, скв. 55, интервал 226,3—229,3 м; обр. 184 и др.) встречается основной плагиоклаз (№80—85) в виде редких, но относительно крупных (1—4 мм) ксеноморфных зерен, с отчетливыми признаками дробления и замещения пироксеном, гранатом и магнетитом (рис. 19). Является ли этот плагиоклаз послемагматическим или реликтовым, сохранившимся от замещения каких-то основных пород, пока не ясно.

Скаполит встречен всего лишь в двух шлифах среди сильно измененных карбонатсодержащих пород Баталихинского участка (скв. 48, интервал 83—87 м).

В ассоциации со скаполитом, помимо кальцита, присутствуют эпидот, биотит, амфибол, турмалин и титанит.

Пластинки скаполита переполнены включениями эпидота и амфибола и в результате интенсивного замещения последними не имеют четко выраженных ограничений.

В проходящем свете минерал совершенно бесцветен. Погасание относительно удлинения пластинок спайности прямое. При скрещенных николях характеризуется мелкопятнистой интерференционной окраской желтых и оранжевых тонов. Одноосный, отрицательный. Показатели преломления: $N_g = 1,562$, $N_p = 1,543$, $N_g - N_p = 0,019$.

По показателям преломления скаполит почти точно отвечает дипиру с содержанием 60% маршалитовой и 40% мейонитовой молекул.

ГЛАВА 4

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В РУДАХ

Известно, что в рудных месторождениях главным рудообразующим элементам обычно сопутствуют различные элементы; изучение закономерностей их распределения в рудах и рудовмещающих породах представляет большой интерес при решении ряда теоретических вопросов, как например, при выяснении условий минералообразования, при установлении генетических связей оруденения с теми или иными комплексами изверженных горных пород и т. п. Многие из рассеянных элементов являются полезными примесями. В связи с этим их детальное изучение необходимо для выяснения возможностей их извлечения при комплексной переработке руд, при разработке рациональных схем обогащения и т. п.

Формы проявления элементов-примесей в рудах различны. Одни из них образуют изоморфную примесь в основных рудообразующих минералах, другие входят в состав второстепенных или редких в количественном отношении минералов. Не все они носят рассеянный характер. Часть из них в отдельных типах руд иногда образует повышенные концентрации в виде минеральных скоплений, выходя тем самым за пределы понятия примесь и приобретая значение более или менее существенных минеральных компонентов. К последним в данном месторождении может быть отнесена медь.

В этом разделе сделана первая попытка охарактеризовать основные формы нахождения и закономерности распределения элементов-примесей в рудах и отчасти в околорудных породах Белорецкого месторождения.

Для решения поставленной задачи был использован прежде всего полуколичественный, а для некоторых элементов и количественный спектральный анализы руд и слагающих их минералов. Для количественного определения многих важнейших элементов-примесей, таких как титан, галлий, цинк, кобальт и другие, широко применялись различные методы химического анализа.

Детально был изучен химический состав магнетита месторождения. С целью выявления возможных изменений в химическом составе, для выделения мономинеральной магнетитовой фракции были отобраны образцы руд из различных частей рудных залежей так же, как и из разных по составу и структурно-текстурным особенностям типов руд. Для сопоставления в небольшом количестве были изучены магнетиты из эффузивно-осадочных железных руд Коргонского месторождения в Горном Алтае. Образцы гематито-магнетитовых руд этого месторождения автору были представлены Б. Н. Лапиным и В. И. Новожиловым.

Для получения максимально мономинеральных фракций магнетита использован гидромагнитофугальный анализатор. Предварительно образцы магнетитовых руд очень тонко истирались, затем они 3 раза пропускались через анализатор с дополнительным истиранием пробы после каждой сепарации. Этот анализатор работает на переменном токе, дающем возможность получать бегущее магнитное поле. Водный поток, направленный навстречу движению бегущего магнитного поля, способствует выделению более чистой фракции магнетита.

Следует отметить, что, несмотря на принятую методику приготовления проб, для анализа не удалось получить абсолютно однородного в отношении механических примесей материала. Об этом свидетельствует наличие в пробах, правда, в большинстве случаев в крайне незначительных количествах SiO_2 и отчасти CaO , изоморфное вхождение которых в кристаллическую решетку магнетита вряд ли возможно. С другой стороны, присутствие других окислов и прежде всего TiO_2 и MnO в подавляющей своей массе определенно связано с вхождением их в кристаллическую решетку магнетита. В незначительных количествах в магнетите установлены также цинк, ванадий, галлий и некоторые другие элементы-примеси. Полные химические анализы 23 проб магнетита сведены в табл. 14, средние содержания элементов-примесей в них — в табл. 15.

Тринадцать проб магнетита в табл. 14 (со знаком*) выделены из групповых проб руд, переданных нам Белоречкой геологоразведочной партией ЗСГУ, остальные выделены из штучных образцов рудного керна.

В табл. 15 приводятся также средние содержания элементов-примесей в магнетите руд Коргонского месторождения.

На эти таблицы мы будем постоянно ссылаться при характеристике распространенности в рудах месторождения отдельных элементов.

Титан. Количество TiO_2 в магнетите колеблется от 0,06 до 0,24% при среднем его содержании из 23 определений 0,11% (табл. 15). Закономерностей в распределении титана в магнетитах как по простиранию и падению рудных залежей, так и в зависимости от типа руд выявить не удалось.

Помимо магнетита, титан также присутствует в силикатах в форме изоморфной примеси. По данным химических анализов, большинство из силикатных минералов характеризуется незначительным содержанием этого элемента. Так, в салите содержание TiO_2 составляет всего лишь 0,05% (2 определения), в андрадите — 0,06%, в эпидоте — 0,07%, в актинолите — 0,09% и в турмалинах — 0,09% (среднее из 2 определений).

Из самостоятельных минералов титана наиболее распространен титанит, затем ильменит, рутил и лейкоксен.

Гранатовые и пироксеновые скарны в целом, судя по единичным анализам, содержат TiO_2 в пределах первых десятых долей процента.

Высокие содержания титана, как и следовало ожидать, характерны для габбро-диабазов (1,73%, среднее из 3 определений). Повышенные содержания наблюдаются в биотитовых роговиках. В некоторых их разностях содержание TiO_2 достигает 3,7%. Как показало макроскопическое изучение, такие роговики наряду с титансодержащим биотитом имеют либо обильные скопления мелких зерен титанита, либо обогащены ильменитом.

Как уже было отмечено в главе 3, повышенные содержания TiO_2 с наличием кучных скоплений и друзовидных агрегатов титанита, так же как и тонких жилочек последнего в роговиках, скарнах и рудах

Химический состав магнетитов, весов. %

	1*	8*	70	76	9*	11*	15*	247	25*	28*	30*	220	180	31*	31	112	16*	19	24*	35*	40*	126	486
SiO ₂	0,22	0,80	0,50	0,45	1,03	1,22	1,88	0,75	1,39	1,68	1,47	1,50	0,75	1,11	0,75	0,50	0,80	1,23	1,00	1,11	1,22	0,68	0,20
TiO ₂	0,08	0,09	0,12	0,08	0,11	0,11	0,17	0,06	0,14	0,24	0,06	0,10	0,06	0,15	0,07	0,12	0,13	0,14	0,17	0,14	0,15	0,07	0,07
Al ₂ O ₃	1,24	0,95	0,04	0,67	1,93	0,32	0,27	нет	0,64	0,84	0,47	сл.	нет	0,22	0,95	0,04	0,96	1,19	0,32	0,80	0,65	0,14	0,22
Fe ₂ O ₃	67,39	67,35	68,5	69,31	66,42	67,50	67,58	69,52	66,60	66,56	67,79	69,06	63,01	69,23	67,30	68,45	67,23	66,94	68,65	67,60	67,33	69,14	—
FeO	30,62	30,47	30,47	30,15	30,40	30,19	22,64	9,61	30,37	29,75	29,61	29,70	30,02	29,23	30,37	30,15	30,04	30,26	29,58	29,74	30,12	29,38	—
Fe _{общ}	—	—	—	—	—	70,67	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	70,38	—	71,30
MnO	0,02	0,08	0,04	0,07	0,08	0,05	0,03	0,04	0,07	0,05	0,04	0,06	0,04	0,08	0,09	0,04	0,08	0,12	0,03	0,08	0,05	0,05	0,25
MgO	0,12	0,21	0,04	0,05	0,14	0,17	0,19	0,04	0,33	0,34	0,11	0,17	нет	0,22	0,22	0,04	0,20	0,14	0,05	0,32	0,05	0,06	1,19
CaO	0,14	0,24	0,03	0,10	0,21	0,45	0,37	нет	0,35	0,41	0,21	0,21	0,03	0,14	0,19	0,03	0,27	0,27	0,07	0,45	0,09	0,21	0,09
V ₂ O ₅	—	—	сл.	—	—	—	0,01	сл.	—	—	0,01	—	0,01	сл.	—	сл.	—	—	сл.	—	—	сл.	сл.
Cr ₂ O ₃	—	—	нет	—	—	—	нет	нет	—	—	нет	—	нет	нет	—	нет	—	—	нет	—	—	нет	0,02
Zn	0,01	0,01	сл.	сл.	0,01	—	0,01	0,01	—	—	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,015	сл.	сл.	0,01	—	0,01	0,01	—
Ga	0,0005	0,0006	0,0005	0,0004	0,0004	0,0002	0,0005	0,0004	0,0006	—	0,0006	—	0,0003	0,0006	—	0,0006	—	0,0005	0,005	—	0,0004	—	—
Сумма	99,84	1,020	99,37	100,34	99,33	100,01	99,95	100,03	99,89	99,83	99,79	100,11	99,93	100,89	99,95	99,39	99,71	99,99	99,88	100,24	99,97	99,99	99,74

Примечание: Место взятия образцов проб: 1 — скв. 17, глубина 118,2—123,4 м; 8 — скв. 17, глубина 190,1—200,0 м; 70 — скв. 19, глубина 270,5 м; 76 — скв. 19, глубина 284,9—290 м; 9 — скв. 9, глубина 165,9—179,2 м; 11 — скв. 9, глубина 190,1—203,9 м; 15 — скв. 9, глубина 258,7—273,6 м; 247 — скв. 29, глубина 30—31,2 м; 25 — скв. 15, глубина 200,7—216 м; 28 — скв. 15, глубина 246,8—255,5 м; 30 — скв. 15, глубина 292,1—302,0 м; 220 — скв. 15, глубина 290 м; 180 — скв. 24, глубина 180 м; 31* — скв. 24, глубина 108 м; 31 — скв. 25, глубина 413,5—418,5 м; 112 — скв. 38, глубина 47,3 м; 16 — скв. 23, глубина 174,1—187,0 м; 19 — скв. 23, глубина 206,8—213,3 м; 24 — скв. 23, глубина 257,1—264,8 м; 35 — скв. 14, глубина 84,0—89,0 м; 40 — скв. 14, глубина 130,6—139,6 м; 126 — скв. 45, глубина 115,8—123 м; 486 — скв. 55, глубина 464,5 м.

Средние содержания элементов-примесей в магнетите, весов. %

	Белорецкое месторождение			Коргонское месторождение		
	общее число анализов	максим. содерж.	среднее содерж.	общее число анализов	максим. содерж.	среднее содерж.
TiO ₂	23	0,24	0,11	3	0,06	0,05
MnO ₂	23	0,25	0,07	3	0,025	0,02
Cr ₂ O ₃	10	—	сл.	3	0,030	0,025
V ₂ O ₅	10	0,01	0,003	3	0,020	0,008
Zn	18	0,02	0,008	3	0,020	0,014
Ga	16	0,0006	0,0005	—	—	—

месторождения, указывают на возможность некоторой миграции и перераспределения титана под воздействием послемагматических процессов. Аналогичные явления были описаны ранее в околорудных породах Кондомской группы железорудных месторождений (В. А. Вахрушев, В. Я. Борисенко, 1956; В. А. Вахрушев, 1959).

Ванадий. В незначительных количествах (меньше 0,01%) постоянно фиксируется как спектрографически, так и с помощью химического анализа в магнетите из руд данного месторождения (в табл. 14 и 15), хотя по представлениям В. И. Лебедева (1959) концентрация ванадия в магнетитах, в противоположность титано-магнетитам, энергетически не выгодна. В более значительных количествах ванадий концентрируется в магнетите из железных руд Коргона и в аксессуарном магнетите гранитов Тигерекского массива.

Из других минералов присутствие этого элемента установлено в эпидоте (0,03%), турмалинах (0,01—0,03%), биотите (0,001%) и гранате (следы).

Повышенные концентрации ванадия свойственны жильным габбро-диабазам, в которых среднее (из 3 определений) содержание этого элемента равно 0,033%. По-видимому, подавляющая часть ванадия в метаморфизованных габбро-диабазам находится в виде изоморфной примеси в роговой обманке, отчасти в титане и ильмените.

Хром. С помощью химического анализа было проведено определение хрома в 10 пробах магнетита. Из них только одна дала положительный результат (0,022% Cr₂O₃). Спектрографически из 25 проб магнетита следы хрома обнаружены в 4.

Из других минералов скарново-рудных образований химическим и спектральными методами хром установлен в эпидоте (0,012%), в биотите (0,007%), турмалинах (от 0,003—0,01%). Среднее содержание хрома в габбро-диабазам равно 0,028%.

Марганец в незначительных количествах присутствует во всех образцах магнетита при среднем содержании MnO 0,07% (табл. 15). Подобно титану, каких-либо закономерностей в распределении марганца в магнетитах рудной зоны месторождения выявить не удалось.

В виде изоморфной примеси марганец входит в состав ряда силикатных минералов. По данным химических анализов, содержание MnO составляет в пироксене (салите) 1,10%, андрадите — 0,25%, актинолите — 0,46%, эпидоте — 0,022%, биотите — 0,07%. Спектрографически в крайне незначительных количествах (от следов до 0,01%) марганец установлен в большинстве проб пирротина, пирита и других сульфидов. Характерна очень малая концентрация марганца в сфалерите (0,03%) при значительном обогащении последнего железом (5,12%).

Таким образом, марганец содержится в незначительных количествах как в мономинеральных фракциях магнетита, так и в целом в скарново-рудных образованиях месторождения. Крайне малым содержанием марганца характеризуются и все основные разновидности вмещающих горных пород (известняки, роговики и др.). Так, например в мраморизованных известняках, незатронутых метасоматическими процессами, количество MnO составляет всего лишь 0,02%, повышаясь до 0,09% в частично скарнированных разностях этих пород (см. табл. 1).

Кобальт. Из числа первичных рудных минералов кобальт установлен в пирротине, пирите, сфалерите и магнетите. Из нерудных минералов спектрографически кобальт обнаружен в пироксене (0,001—0,003), амфиболах (0,003—0,007) и турмалине (0,003).

Данные по содержанию кобальта в отдельных пробах пирита и пирротина из скарново-рудных образований сведены в табл. 16 и 17. Кроме того, в табл. 16 для сравнения приведены результаты анализа на кобальт и никель одной пробы акцессорного пирита, выделенного из протоочки гранита Тигерекского массива (проба 2).

Таблица 16

Содержание кобальта и никеля в пирите, весов. %

$\frac{\%}{100}$	Co	Ni	Примечание
79	0,006*	сл.*	окварцованная магнетитовая руда
59	0,003*	0,01*	вкрапленность в кварц-карбонатной жилке
58	нет	сл.*	то же самое
108	0,1*	0,06*	вкрапленность в брекчированном известняке
221	0,01*	0,003*	вкрапленность в мраморе
115	0,03	0,04	прожилки в магнетитовой руде
350	0,003	сл.	кварц. жила
141	0,1*	сл.*	вкрапленность в мраморе
152			вкрапленность в магнетитовой руде.
478	0,058	0,01	кварц. жила в магнетитовой руде
482	0,04	0,01	жилка в скарне с магнетитом
499	нет*	нет*	
	0,003	0,01	вкрапленность в магнетитовой руде
505			вкрапленность в эффузивной породе
516	0,015	сл.	то же самое
519	0,013	0,01	то же самое
	0,018	сл.	то же самое
	0,03	0,003	из гранита

Результаты химического анализа получены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления, спектрального полуколичественного анализа — Н. В. Арнаутным (отмечено*) в лаборатории СО АН СССР.

Из приведенного фактического материала по кобальтоносности пирротина и пирита вытекают следующие выводы.

1. Содержание кобальта в пирротине колеблется от 0,017 до 0,17% (среднее из 5 определений — 0,079%).

2. Содержание кобальта в пирите колеблется от 0 до 0,1%. Среднее из 15 определений содержание этого элемента в пирите составляет всего лишь 0,026%, т. е. в 3 раза меньше такового в пирротинах.

3. Содержание кобальта, равным образом и никеля в пирите из гранитов Тигерекского интрузива оказалось равным среднему содержанию этих элементов в пирите из скарново-рудных образований.

Во избежание недоразумений отметим, что в данном разделе речь идет не о том пирите, микроскопических размеров реликты которого изредка встречаются среди пирротина, а об основной массе пирита, накладывающегося на скарново-рудные образования, в том числе и на пирротиную минерализацию.

Из других рудных минералов кобальт установлен в единичных пробах магнетита (тысячные доли процента) и в сфалерите (в 1 пробе из 2) и арсенопирите (0,05%).

Таблица 17

Содержание кобальта и никеля в пирротине, весов. %

№ обор.	Co	Ni	Примечание
103	0,17	0,08	вкрапленность в магнетитовой руде
281	0,075	0,18	кварц. жила
121	0,085	0,32	кальцит-пирротинный прожилок
65	0,06	0,06	гнездо в мраморе
108	0,08	0,085	прожилок в брекчированном мраморе
225	0,01	не опр.	жила с халькопиритом в полосчатом мраморе

Учитывая относительно малую распространенность пирита и пирротина так же, как и низкие содержания кобальта в последних, можно сделать заключение, что в отношении кобальтоносности собственно магнетитовые руды месторождения практического интереса не представляют.

Никель. В рудах месторождения, наряду с кобальтом, присутствует постоянный его спутник — никель. Близость свойств никеля и кобальта обуславливает общность черт в их поведении. Однако никель, благодаря более широкой распространенности и способности входить в более разнообразные соединения, обнаружен в большем числе проб.

Из рудных минералов никель установлен в пирротине, пирите, магнетите, арсенопирите и сфалерите. Кроме того, никель обнаружен в пироксене, актинолите, турмалине (0,001—0,003%), биотите (0,001%) и ряде других нерудных силикатов. В количестве 0,03% (среднее из 3 определений) никель присутствует в жильных габбро-диабаз.

Судя по данным спектральных анализов, правда, выполненных пока еще в незначительном количестве, наблюдается тенденция к увеличению содержания никеля в ряду салит — амфиболизированный салит — актинолит. Так, в неизменном салите никель находится в количестве 0,01%, в частично амфиболизированном салите — 0,01—0,03% и наконец, в актинолите — 0,03—0,07%. При преобразовании пироксена в амфибол происходит и некоторое повышение концентрации кобальта. В отношении цинка подметить каких-либо закономерностей не удалось.

В отличие от кобальта никель входит в магнетит. Из 24 проб магнетита никель в количествах 0,001—0,005% обнаружен в 22 пробах, в то время как кобальт выявлен всего лишь в 1 пробе.

Максимальные концентрации никеля наблюдаются в пирите и пирротине (табл. 16 и 17). Особенности распределения никеля в этих минералах представляют наибольший интерес.

В пирротине содержание никеля колеблется от 0,06 % до 0,32 %, в пирите — от 0 до 0,06 %.

В сульфидных минералах (пирит, пирротин), как и в целом в рудах контактово-метасоматических месторождений, никель по сравнению с кобальтом обычно находится в подчиненном количестве (Л. Н. Овчинников, 1948, В. А. Вахрушев, 1959₂ и др.). Эта закономерность в какой-то мере справедлива в отношении описываемых пиритов, в которых средние содержания никеля и кобальта относятся как 1 : 2,6, в то время как это отношение для пирротинов является обратным, а именно 1,8 : 1. Несколько необычна и значительно более высокая кобальтоносность пирротина по сравнению с пиритом, так как в природе кобальт чаще проявляет тенденцию концентрироваться в пирите, а никель в пирротине (Joung, 1957).

При анализе этих данных определенное значение приобретают те геологические факты, которые указывают на возможность образования пирротина за счет пирита ранних генераций при термальном метаморфизме. Если последнее заключение верно, тогда кажущиеся на первый взгляд несколько необычными соотношения содержаний никеля и кобальта в сульфидах железа Белорецкого месторождения получают логическое объяснение.

При переходе пирита ранних генераций в пирротин кобальт и никель остаются в последнем. Можно допустить, что ранние генерации пирита по аналогии с пиритами многих контактово-метасоматических месторождений железа содержали повышенные количества кобальта. Отсюда и пирротин, образовавшийся за счет пирита, оказался более кобальтоносным по сравнению с молодым наложенным пиритом.

При преобразовании пирита в пирротин в условиях контактового метаморфизма отношение $Ni : Co$ изменяется, а именно происходит увеличение отношения $Ni : Co$ (Neumann, 1950), что резко выражено в пирротинах Белорецкого месторождения. Другими словами, при замещении одного минерала другим унаследуются элементы-примеси старого минерала, проявляя при этом тенденцию к концентрации в наибольшей степени элементов в соответствии с собственной кристаллической решеткой.

Таким образом, особенности распределения элементов-примесей и, в первую очередь, кобальта и никеля в сульфидах железа в известной мере подтверждают заключение о происхождении пирротина (полностью или частично) за счет пирита ранних генераций при термальном метаморфизме руд.

Медь. Как уже отмечено выше, в сульфидно-магнетитовых рудах медь локально образует концентрации, представляющие некоторый практический интерес (по содержанию меди в пробах). Подавляющая масса меди в таких разностях руд находится в форме самостоятельных минералов: халькопирита и отчасти кубанита и валлернита.

Спектрографически примесь меди в количестве от следов до сотых, реже десятых долей процента фиксируется в пирите, пирротине, сфалерите, арсенопирите. Повышенные содержания меди в отдельных пробах обусловлены механическими примесями в них халькопирита или других сульфидов меди.

Вместе с тем, медь входит в магнетит и некоторые силикатные минералы. Из 25 проб магнетита медь в незначительных количествах (тысячные и десятитысячные доли процента) обнаружена в 22 пробах.

При этом медь фиксируется в тех пробах магнетита, которые выделены из руд, не содержащих в своем составе сульфидов меди. Также в ничтожных количествах (0,001—0,003%) медь установлена в некоторых железосодержащих силикатах (салит, амфиболы).

Очевидно, в магнетитах и силикатах медь наблюдается в виде изоморфной примеси. Это вполне правдоподобно, так как ионные радиусы Fe^{2+} и Cu^{2+} идентичны.

Цинк. Основные формы нахождения цинка в скарново-рудных образованиях месторождения: 1) изоморфная примесь в магнетите; 2) изоморфная примесь в силикатах (в турмалинах, пироксенах, амфиболах); 3) самостоятельные минералы (сфалерит).

Из табл. 14 и 15 видно, что цинк в виде изоморфной примеси в магнетите присутствует в крайне незначительных количествах, составляя в среднем всего лишь 0,009% (из 18 определений).

Из силикатных минералов несколько повышенные содержания цинка спектрографически установлены в салите (0,03—0,07%) с уменьшением до 0,01% в амфиболах, в частности в актинолитах, развивающихся по этому пироксену.

Спектральные анализы почти постоянно обнаруживают цинк в халькопирите (десятые доли процента). В количествах около 0,01% этот элемент выявлен также в 3 из 8 анализированных образцов пирита. Высокое содержание цинка в халькопирите обусловлено наличием в последнем микроскопических включений сфалерита. Последний в значительных количествах наблюдается в сульфидно-магнетитовых рудах или местами образует самостоятельные скопления за пределами магнетитовых тел среди вмещающих известняков.

Собственно магнетитовые руды месторождения характеризуются очень низким содержанием цинка, являющегося, как известно, вредной примесью для данного типа минерального сырья.

Галлий относится к числу типичных рассеянных элементов. Его среднее содержание в породах земной коры, по последним литературным данным, составляет 0,0015 весов. % (А. П. Виноградов, 1956). Подавляющая часть галлия в природных образованиях падает на алюмосиликаты, в которых галлий связан с Al^{3+} и отчасти Fe^{3+} . Такая связь объясняется сходством кристаллохимических свойств элементов

	Al^{3+}	Fe^{3+}	Ga^{3+}
Ионный радиус .	0,57	0,67	0,63
Эк	4,95	5,67	5,41
Потенциал ионизации	53,0	56,0	55,5

Было проведено количественное определение галлия с помощью химического анализа в 16 образцах магнетита. В результате этого выявлено следующее. Галлий встречается во всех образцах магнетита. Пределы колебаний его содержания в последнем незначительны при среднем содержании 0,0005%, т. е. в 3 раза меньше его весового кларка.

Как показали наши исследования (В. А. Вахрушев, 1959), галлий в незначительных количествах постоянно присутствует в магнетитах других скарново-железородных месторождений Западной Сибири.

Это обстоятельство говорит о том, что галлий в природных образованиях сопутствует не только алюминию, но и трехвалентному железу, проявляя при этом, по-видимому, литофильные свойства (Л. А. Борисенко, 1959).

Кроме магнетита, галлий установлен, как и следовало ожидать, исходя из геохимических особенностей его поведения, в амфиболах,

пироксенах, слюдах, турмалинах и некоторых других алюмосиликатных минералах. В черном турмалине, по данным химического определения, содержание галлия составляет 0,003%. По данным спектральных анализов, в салите и актинолите галлий содержится в количествах порядка 0,001%, в биотите — до 0,007%.

В биотит-полевошпатовых, биотит-кварц-полевошпатовых роговиках содержание галлия колеблется от 0,001 до 0,01%, в габбро-диабаз — от 0,003 до 0,005%.

Мышьяк относится к числу элементов, мало распространенных в рудах месторождения. Он в незначительных количествах обнаружен в виде примеси в пирите, реже в сфалерите и халькопирите. В единичных пробах спектрографически также установлен в гранате, амфиболе и в рудных штуфах. Изредка мышьяк встречается в виде самостоятельного минерала-арсенопирита.

Серебро. Примесь серебра в рудах месторождения, судя по литературным данным, была известна издавна. Более того, во второй половине XVIII века первоначально это месторождение кратковременно разрабатывалось как серебро-свинцово-медное. Однако в настоящее время при проведении разведочных работ ни в одной скважине не обнаружено сколько-нибудь заметной концентрации серебра в рудах.

Спектрографически следы этого элемента встречены во всех анализируемых пробах халькопирита, в 4 из 8 проб пирита, в арсенопирите и сфалерите.

В единичных случаях спектральные анализы показывают незначительную примесь серебра в штуфных пробах руд и в отдельных нерудных минералах (пироксен, амфибол).

Самостоятельных минералов серебра при минераграфическом исследовании руд не выявлено.

Молибден спектрографически обнаружен в 7 пробах руд и минералов. Из последних в ничтожных количествах молибден зафиксирован в черном турмалине и в двух пробах амфиболизированного пироксена. В двух рудных штуфах (обр. 339) в ассоциации с кварцем и полиметаллической минерализацией встречены мелкие пластинки молибденита.

Кадмий обнаружен в 7 пробах сульфидных минералов. Наибольшие концентрации его, как и следовало ожидать, приурочены к сфалеритам, в кристаллической решетке которых наряду с железом и марганцем кадмий изоморфно замещает цинк. По данным химического анализа 3 проб, количество кадмия в сфалеритах составляет 0,1%.

Спектрографически примесь кадмия выявлена в 3 пробах халькопирита (в количестве от следов до 0,01%) и в арсенопирите. Вероятно, здесь частично или полностью кадмий связан с механическими примесями кадмийсодержащего сфалерита.

Сурьма спектрографически установлена всего лишь в 4 пробах: в арсенопирите, сфалерите и в 2 пробах из рудных штуфов. Ее можно считать абсолютно нехарактерным элементом для руд данного месторождения.

Свинец. По данным геологоразведочной партии и наших исследований, свинец в пределах участка месторождения ограниченно распространен и находится в основном в форме галенита. Редкие выделения последнего приурочены преимущественно к участкам сфалеритовой минерализации.

Спектрографически свинец, помимо усредненных проб руд, обнаружен в ряде сульфидных минералов и, в частности, в отдельных пробах

пирита, халькопирита и сфалерита. Из нерудных минералов присутствие свинца отмечено в коричневом турмалине, располагающемся среди вмещающих известняков с зоной полиметаллической минерализации (скв. 24). Ничтожные количества свинца обнаружены во всех 3 пробах метаморфизованного габбро-диабазы.

Висмут обнаружен всего лишь в 13 пробах в количествах от ничтожных следов до сотых долей процента. Большинство проб с примесью висмута приходится на сульфидные минералы. Из последних висмут установлен в 3 пробах халькопирита, в 5 пробах пирита из 9, в сфалерите и арсенопирите, а также в единичных пробах сульфидно-магнетитовых руд.

В целом связь висмута с сульфидной минерализацией не вызывает сомнений.

Некоторые замечания об особенностях химического состава магнетита руд Белорецкого и Коргонского месторождений

Поскольку некоторыми исследователями допускается одинаковый генезис руд Белорецкого и Коргонского месторождений, небезынтересно привести сравнительную характеристику химического состава магнетитов этих месторождений.

Средние содержания элементов-примесей в магнетите из обоих месторождений приведены в табл. 15, из рассмотрения которой можно сделать следующие выводы.

Магнетиты руд Белорецкого месторождения по сравнению с таковыми руд Коргона характеризуются повышенным содержанием TiO_2 (в 2 раза) и MnO (примерно в 3 раза).

Для ванадия и хрома имеют место обратные соотношения, а именно магнетиты руд Коргона богаче этими элементами. В связи с этим необходимо отметить, что вообще эффузивы коргонской свиты девона, по данным Б. Н. Лапина, обогащены хромом и ванадием.

Особенно резкие различия наблюдаются в содержании рассеянных элементов. Некоторыми из них магнетиты Коргона в 4—5 раз богаче, чем магнетиты Белорецкого месторождения.

Таким образом, выявляются определенные отличия в содержании элементов-примесей в магнетитах и рудах этих месторождений.

ГЛАВА 5

ВОПРОСЫ МЕТАМОРФИЗМА СКАРНОВО-РУДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Выяснение характера и степени метаморфизма скарнов и руд Бело-рецкого месторождения имеет принципиальное значение для решения ряда генетических вопросов. Поэтому при полевых наблюдениях так же, как и при лабораторной обработке каменного материала, выявлению и всестороннему рассмотрению признаков метаморфизма в рудах и окорудных измененных породах уделялось особое внимание.

О многих из этих фактов упоминалось выше. Здесь на их рассмотрении остановимся несколько подробнее.

Показательно, что метаморфизму подверглись не только рудные и, в частности сульфидные минералы, но и многие силикатные минералы, в том числе пироксен и гранат.

Под микроскопом в зернах пироксена можно наблюдать признаки натяжений, обуславливающие резко выраженное облачное угасание. Другими словами, наблюдается мозаичная структура распада кристаллов пироксена, аналогичная таковой в деформированных зернах кварца. Мозаичная структура распада представляет собою результат внутризерновой перестройки с появлением мелких блоков, отличных по своей оптической ориентировке от основного зерна. Наблюдаются переходы от мозаичного расчленения к полной грануляции зерен.

Отдельные участки пироксеновых скарнов нацело преобразованы в агрегат мельчайших зернышек размером 0,02—0,03 мм и менее. Среди таких агрегатов обычны и относительно крупные реликтовые зерна пироксена (рис. 36). В ряде случаев можно проследить процесс грануляции пироксена, т. е. распада в мелкозернистый агрегат, от образования периферических кайм с постепенным, нередко бухтообразным проникновением глубоко внутрь кристаллов, вплоть до полного расчленения последних на отдельные участки.

Явления грануляции в равной мере свойственны и гранатам. Под микроскопом можно проследить все стадии распада крупных зерен граната в агрегат мельчайших большей частью изометрических зернышек.

Наряду с распадом или грануляцией скарновых минералов наблюдается полная их перекристаллизация с образованием типичной гранобластовой или точнее гетеробластовой структуры (рис. 37). При этом пироксен образует друзовидные агрегаты, располагающиеся на поверхности выделений магнетита (рис. 38).

Явления перекристаллизации скарновых минералов и, в частности пироксена, представляют собою очень важный критерий для определе-

ния характера и физико-химических условий метаморфизма. Полная перекристаллизация пироксеновых агрегатов свидетельствует, в частности, о высокотемпературных условиях метаморфизма (значительно выше 700°C), так как при более низких температурах пироксены неустойчивы и вместо них при прочих равных условиях образовались бы

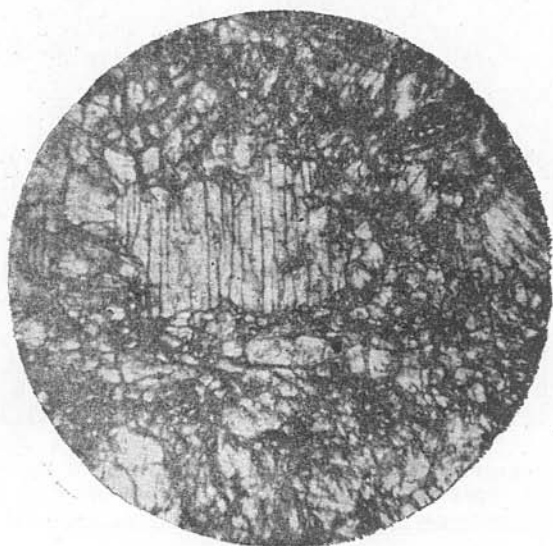


Рис. 36. Реликтовое зерно пироксена (в центре) среди агрегата мельчайших зернышек. Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 35.

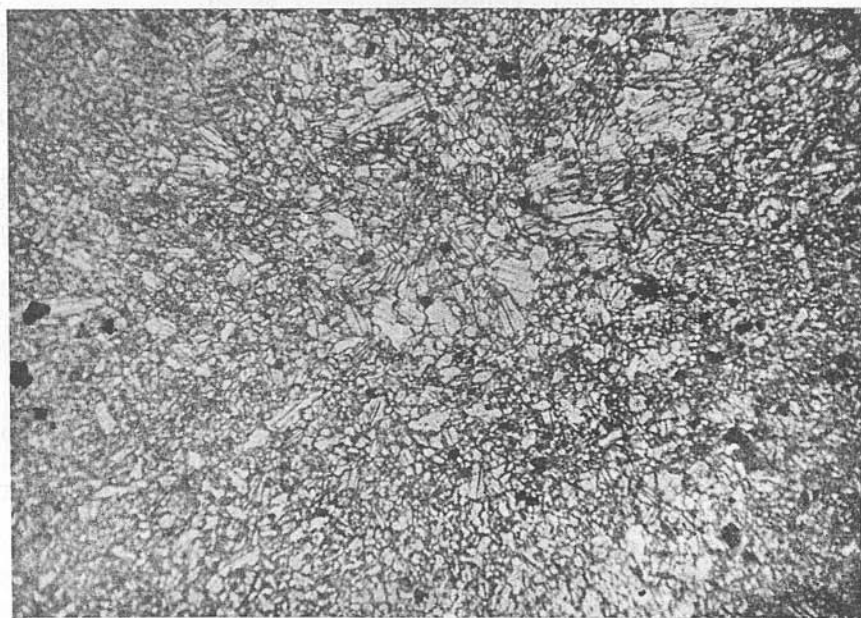


Рис. 37. Гранобластовая структура пироксеновой массы. Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 38.

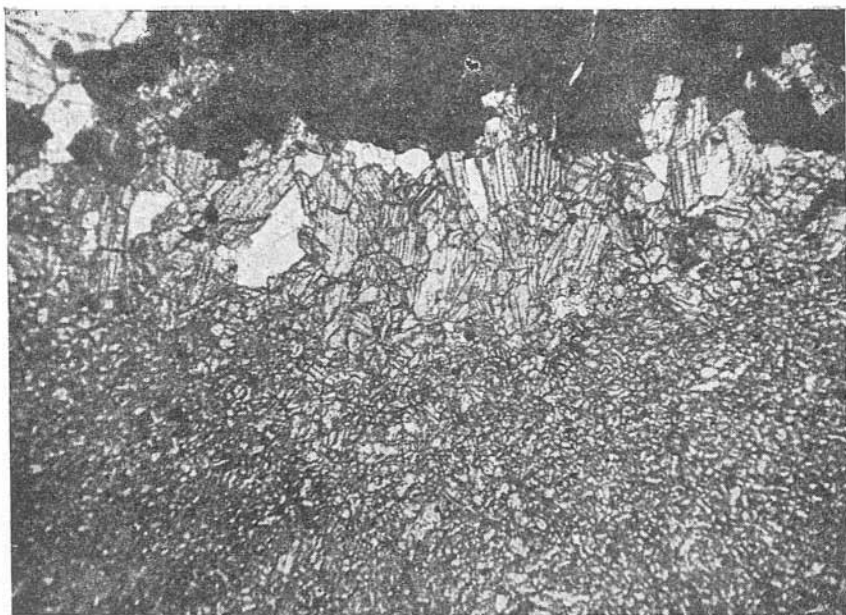


Рис. 38. Друзовидные агрегаты перекристаллизованного пироксена на поверхности выделений магнетита (черное).
Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 38.

амфиболы, на что обратил наше внимание академик В. С. Соболев при просмотре шлифов этих пород.

Признаки хрупких деформаций в виде трещиноватости и раздробленности зерен и агрегатов почти повсеместно отмечаются и в собственно магнетитовых или сульфидно-магнетитовых рудах.

В некоторых участках выделения магнетита приобретают ориентировку и удлинение, иногда линзовидные формы. При этом под микроскопом можно видеть, что в первоначально сплошном магнетитовом агрегате возникает серия сколовых трещин, более или менее ориентированных параллельно друг другу, с образованием удлинённых остроугольных зерен магнетита. Находящиеся в ассоциации с магнетитом сульфиды (сфалерит, халькопирит) и нерудные минералы (кварц, кальцит) интенсивно разлинзованы с образованием гранобластовой структуры и полосовидной или сланцеватой текстуры.

Встречаются разности руд, в которых сланцеватость хорошо заметна макроскопически. Сланцеватость чаще свойственна тонкозернистым биотит-амфибол-магнетитовым или хлорит-биотит-эпидот-амфибол-магнетитовым рудам, в которых часто нерудные минералы развиваются вдоль плоскостей рассланцовки.

Отличительной особенностью руд месторождения является широкая распространенность в них мушкетовита при крайне незначительном или часто практически полном отсутствии в ассоциации с последним сульфидных минералов.

Последнее обстоятельство, по нашему мнению, исключает возможность преобразования гематита в магнетит под воздействием сероводорода. Скорее всего здесь мы имеем дело с термической диссоциацией гематита с превращением в магнетит. В воздухе, т. е. в условиях высокого парциального давления кислорода, такое преобразование гематита

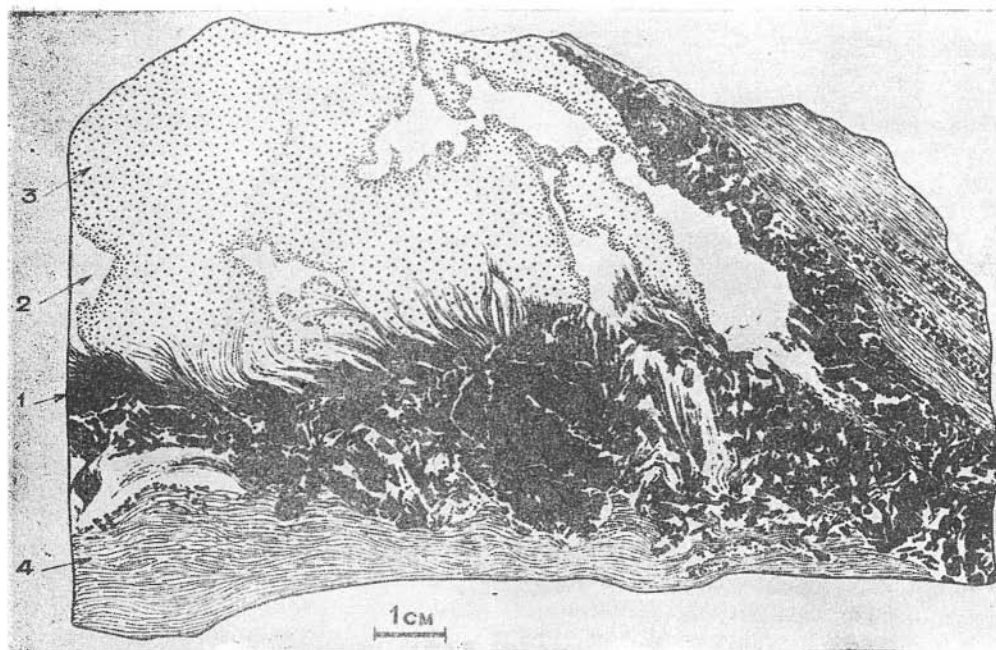


Рис. 39. Волосовидные выделения магнетита в кварце.

1 — амфиболит, 2 — кальцит, 3 — кварц, 4 — магнетит.
Зарисовка штуфа керна.

в магнетит происходит при температурах свыше 800°C . Однако в земной коре по мере углубления и резкого понижения концентрации кислорода это превращение наступает при температурах несравненно более низких (А. Г. Бетехтин, 1955).

В пластинчатых агрегатах магнетита наряду с хрупкими деформациями кое-где наблюдаются отчетливые признаки перекристаллизации. Из механических деформаций характерны явления изгиба, которые, как и следовало ожидать, часто сопровождаются разрывом сплошности. В местах окончания пластинки магнетита «растянуты» с образованием прерывистых, цепочковидных, точечных агрегатов магнетита, иногда волнообразно изгибающихся среди полностью перекристаллизованной кварцевой или кварц-кальцитовый основной массы. На рис. 39 изображен штуф амфиболита с линзочкой мрамора. В последней вдоль контакта с амфиболитом наблюдается кайма магнетита. В пределах площади зарисовки мрамор сильно окварцован. По периферии магнетитовой каймы среди перекристаллизованного кварца видны изогнутые волосовидные выделения магнетита. Особенности строения таких агрегатов магнетита хорошо видны под микроскопом в прозрачных шлифах. Приведенные микрофотографии на рис. 40 и 41 частично иллюстрируют такого рода деформации.

Микроскопическое изучение показало, что здесь мы имеем дело не только с хрупкими деформациями пластинчатых агрегатов магнетита, но и с частичной перекристаллизацией и перегруппировкой вещества. Примером этого может служить тонкая сыпь магнетита, образовавшаяся за счет метаморфизма крупнозернистого магнетита, в том числе и за счет отмеченных выше пластинчатых агрегатов мушкетовита. Эта сыпь состоит не просто из неправильных обломков, как можно было бы ожидать, имея в виду только механическое дробление, а обычно

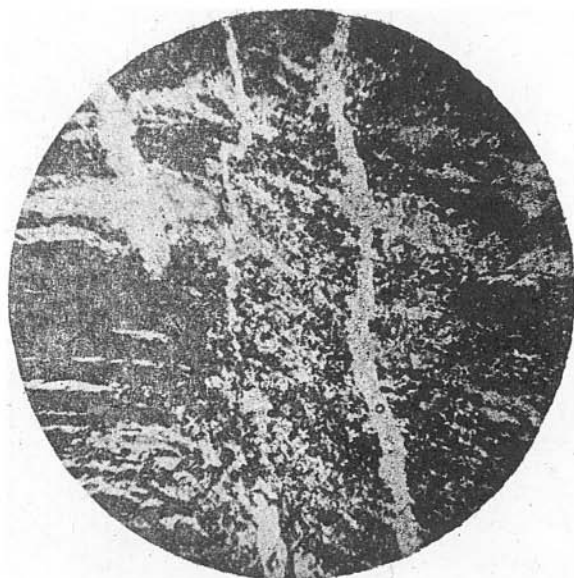


Рис. 40. Мелкозернистый агрегат магнетита, образовавшийся за счет пластинчатых выделений мушкетовита. Черное — магнетит, белое — кальцит-кварцевый агрегат.

Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 20.



Рис. 41. Цепочковидные агрегаты перекристаллизованного магнетита (черное) среди кальцит-кварцевой массы (светлое).

Прозрачный шлиф. Николи параллельны. Увел. 20.

представляет собою скопление мелких кристаллографически правильных кристалликов магнетита.

Имеются и другие факты, указывающие на проявление термометаморфизма в рудах вообще и в сульфидных в частности. Так, например, встречаются псевдоморфозы пирротина по пириту. Переход пирита в пирротин при достижении соответствующей температуры, видимо, осуществляется очень легко, так как реликты пирита сохраняются редко. Тем не менее в ряде случаев удается обнаружить мелкие остаточные зерна пирита среди псевдоморфоз пирротина.

Последний как продукт контактового метаморфизма пирита описан многими исследователями (Stevenson, 1937, Л. И. Салоп, 1954 и др.). В лабораторных условиях (в запаянной стеклянной трубке) превращение пирита в пирротин, как известно, происходит при нагревании до температуры около 575° С.

Исходя из приведенных данных, становятся понятными и те необычные для данного типа руд соотношения элементов-примесей в пирротине, в частности преобладание кобальта над никелем. Это объясняется унаследованностью пирротинном элементов-примесей пирита.

Очень характерен также и парагенезис пирротина с кубанитом, халькопиритом и магнетитом третьей генерации. Ассоциация минералов халькопирит + кубанит + пирротин свойственна высокотемпературным условиям. В литературе описаны случаи преобразования ассоциации пирит + халькопирит в ассоциацию халькопирит + кубанит + пирротин в результате сильного нагревания вблизи послерудных даек изверженной породы (Stevenson, 1937).

Возможно, метаморфизм пирита не заканчивается образованием пирротина. При дальнейшем повышении температуры в условиях сильно окислительной обстановки за счет пирротина допускается образование магнетита по схеме: $3\text{FeS} + 2\text{O}_2 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{S}$ (Л. И. Салоп, 1954).

В нашем случае совместно с пирротинном, халькопиритом и кубанитом наблюдаются детально описанные выше метакристаллы магнетита. Возможно, одним из ведущих факторов при образовании метакристаллов магнетита по халькопирит-кубанит-пирротинным агрегатам является сильное нагревание. Не случайно, что в качестве включений в магнетите преобладает халькопирит, а не пирротин, при одновременном присутствии обоих минералов в основной массе. Очевидно, пирротин легче преобразуется в магнетит, чем халькопирит. Совместное нахождение сульфидов с магнетитом указывает, что реакция преобразования пирротина в магнетит до конца не доходит.

В сульфидных агрегатах проявлены хрупкие и пластические деформации, которые могут быть объяснены процессами послерудного динамометаморфизма.

Пластические деформации резко выражены в мягких сульфидных минералах. Для агрегатов халькопирита, галенита и отчасти сфалерита и пирротина очень характерны типичные гранобластовые структуры.

В зернах пирротина и сфалерита обычны двойники скольжения. Полисинтетическое двойникование выявляется при структурном травлении, а в ряде случаев отчетливо наблюдается в поляризованном свете и без применения реагентов. Чаще всего двойникование в пирротине проявляется в виде серии линзовидных субпараллельных друг другу двойниковых зерен, которые ориентированы под определенным углом к направлению давления. В отдельных случаях двойниковые полоски изогнуты и смещены по микротрещинкам.

Пластические деформации подчас приводят к резкому изменению формы зерен. Агрегаты сульфидных минералов приобретают линзовид-

но-удлиненную форму. Центральные участки таких линз часто сложены пирротинном или пирротинном и сфалеритом, а по периферии и на продолжении их (в «хвостах») располагаются халькопирит или галенит, обнаруживая при этом отчетливые признаки течения. В конечном результате в участках, обогащенных этими сульфидами, возникают полосовидные текстуры.

Имеются и другие признаки, указывающие на перекристаллизацию и перегруппировку сульфидов. Так, например, для сфалеритов месторождения характерно почти полное отсутствие в них эмульсиевидных выделений халькопирита при постоянном присутствии последнего (хотя бы в незначительных количествах) совместно со сфалеритом, но в виде самостоятельных зерен.

Исчезновение эмульсиевидных выделений халькопирита в сфалерите является своеобразным отражением процесса «очищения» при перекристаллизации. При этом на первых стадиях происходит стяжение (сегрегация) халькопирита вдоль плоскостей двойникования, а затем — по периферии зерен с обособлением в совершенно самостоятельные выделения. Примеры этого в литературе отмечались неоднократно (А. Г. Бетехтин, А. Д. Генкин, А. А. Филимонова, Т. Н. Шадлун, 1958). Из числа железорудных месторождений Западной Сибири аналогичные явления описаны для сфалеритов Шерегешевского месторождения Горной Шории (В. А. Вахрушев, 1959).

Халькопирит встречается и в виде тончайших жилок в зернах граната, пироксена, пирита и других минералов, которые располагаются по соседству с агрегатами сфалерита. Показательно, что эти жилки отходят только от зерен халькопирита, располагающихся по периферии выделений сфалерита.

Таким образом, здесь имеет место «отгонка» халькопирита под влиянием сфалерита.

Аналогичного рода перераспределение вещества свойственно и ряду других минералов, в частности галениту.

Для твердых сульфидных минералов таких, как пирит и арсенопирит, свойственны хрупкие деформации, сопровождающиеся разрывом сплошности. Наблюдение показывает, что пирит сравнительно слабо деформирован. Если принять во внимание интенсивный метаморфизм скарновых минералов и магнетита, последнее обстоятельство наряду с возрастными критериями указывает на молодость пиритовой минерализации.

О проявлении динамометаморфизма, после наложения на скарново-магнетитовые образования наиболее поздней гидротермальной минерализации, в ряде случаев не трудно убедиться и при макроскопическом изучении керна скважин и особенно крупных полированных штуфов. Рассмотрим несколько примеров.

На рис. 42 изображен штуп магнетитовой руды с явно секущим прожилком кварц-хлорит-кальцитового состава. Волнистая изогнутость, или плейчатость этого прожилка уже сама по себе определенно указывает на то, что руда была подвержена динамическим воздействиям после заполнения трещины минеральным веществом.

Такое заключение полностью подтверждается микроскопическим изучением. Так, например, в зернах кальцита прожилка отмечают очень сложную систему двойников скольжения и явления грануляции.

Грануляция идет вдоль определенных направлений с образованием волнистых полосок, которые в основном и обуславливают плейчатость прожилка.

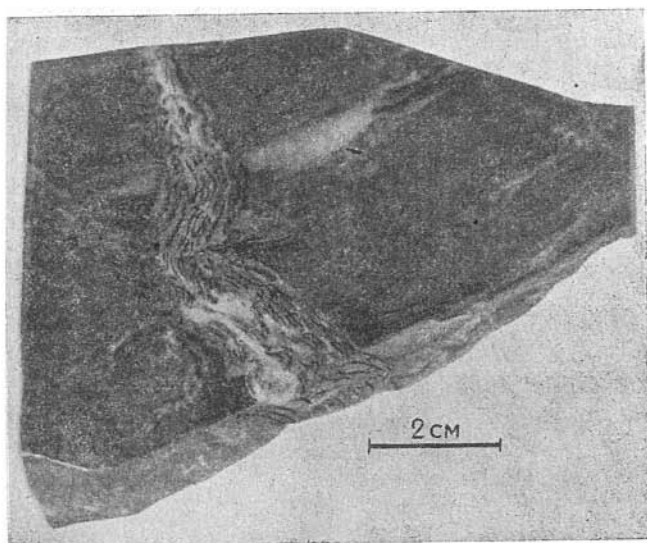


Рис. 42. Плойчатость в кварц-хлорит-кальцитовом прожилке.

Фото полированного штуфа ядра.

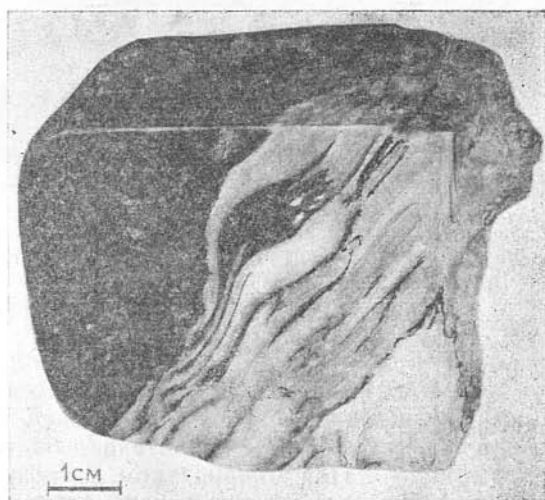


Рис. 43. Контакт актинолит-кварцевого прожилка с магнетитовой рудой.

Фото полированного штуфа ядра.

Интересные преобразования происходят с кварцем, располагающимся на продолжении полосок гранулированного кальцита. Во-первых, наблюдается осветление кварца в результате исчезновения («отгонки») точечных газово-жидких включений; во-вторых, в пределах этих полосок происходит максимальное разлущивание кварцевых агрегатов, чем и обуславливается резко выраженное полосовидное угасание; в-третьих, в кварце на стыке с кальцитом содержатся обильные включения мельчайших зернышек последнего и, наоборот, в кальците часто наблюдаются выделения кварца, что по нашему мнению, свидетельствует о частичной перегруппировке (течении) вещества под влиянием интенсивного метаморфизма.

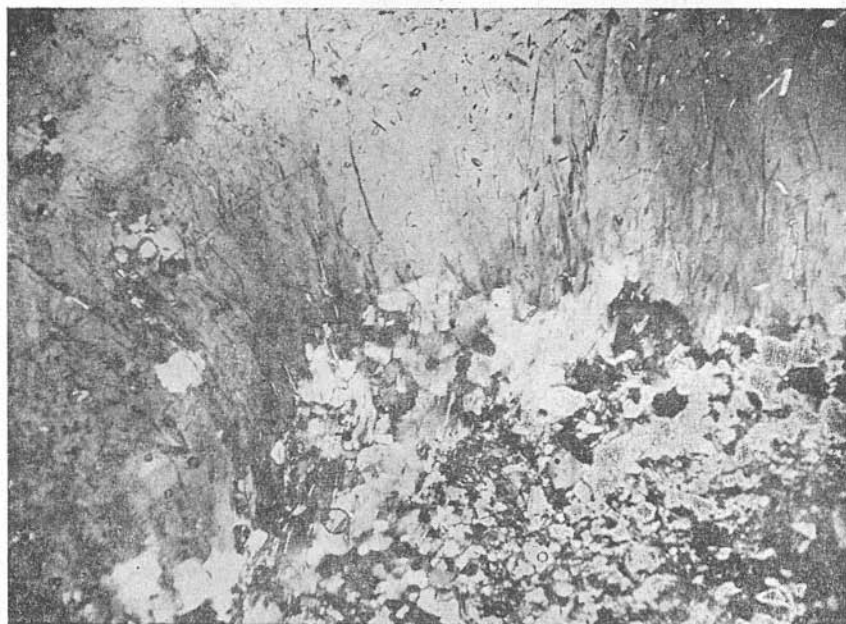


Рис. 44. Грануляция зерен кварца и деформации изгиба. Основная масса — кварц; игольчатые изогнутые кристаллы — актинолит. Прозрачный шлиф. Николи скрещены. Увел. 40.

На рис. 43 изображен контакт актинолит-кварцевой жилы со скарно-магнетитовой породой. Кварц-актинолитовая масса жилы разлущивана с признаками обтекания выступов вмещающей породы, являющейся по своим физическим свойствам значительно более устойчивой к пластическим деформациям. Под микроскопом в прозрачных шлифах видно, что жильный кварц большей частью перекристаллизован в мелкозернистый агрегат. Участками наблюдаются линейные течения и следы кручения в жильной массе, резко выявляющиеся по волнисто изогнутым и одновременно субпараллельно ориентированным включениям в кварце длинноигольчатого актинолита (рис. 44).

И наконец, на рис. 45 изображен штуф рассланцованного амфиболита с вкрапленностью магнетита и разновозрастными прожилками актинолитового и кальцит-кварцевого составов. Весьма характерна гофрировка актинолитового и особенно тонкого кварц-кальцитового про-

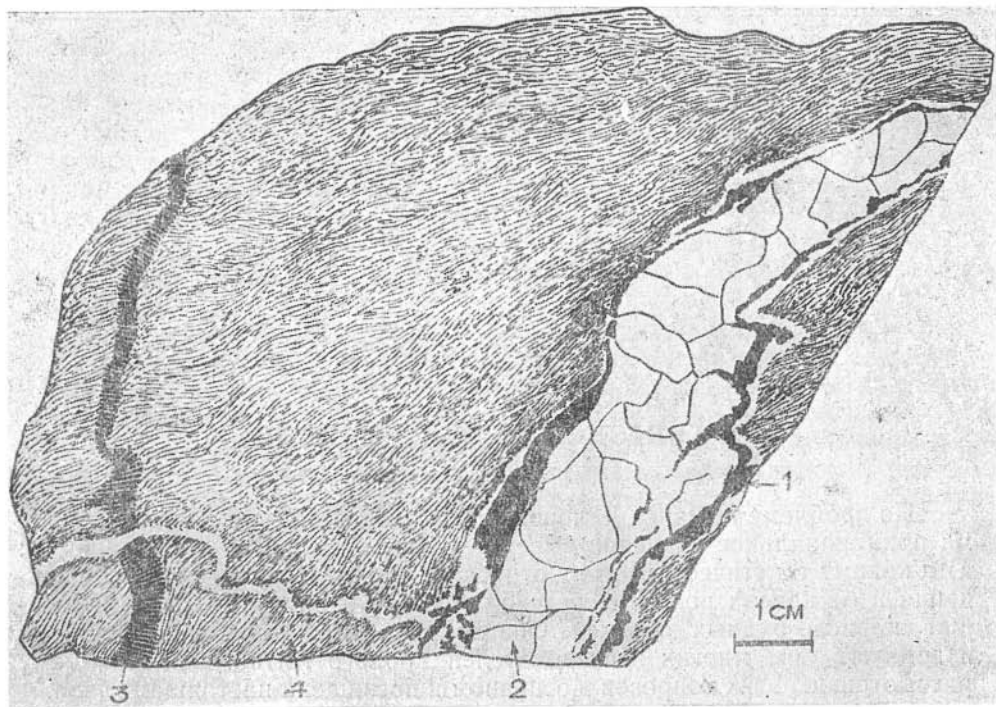


Рис. 45. Штуф амфиболовой породы с актинолитовым и кальцит-кварцевым прожилками.

1 — хлорит, 2 — кварц и кальцит, 3 — актинолит, 4 — основная амфиболовая масса породы.

жилков, указывающая на динамометаморфизм после их образования. Следы механических воздействий в виде брекчирования и перекристаллизации резко выражены и в более мощной жилке, состоящей из кварца, кальцита и хлорита.

В целом приведенные выше факты достаточно убедительно свидетельствуют о проявлении в пределах участка месторождения послескарново-рудного динамо- и термометаморфизмов.

ГЛАВА 6

О ГЕНЕЗИСЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

По проблеме генезиса Белорецкого месторождения в настоящее время принципиальное значение имеет решение следующих двух вопросов: а) к какому генетическому типу относятся магнетитовые руды месторождения и б) какова роль Тигерекской гранитной интрузии в формировании скарново-рудных залежей. Оба вопроса являются очень спорными и волнуют умы многих исследователей Горного Алтая. Всестороннему рассмотрению этих вопросов в основном и посвящена настоящая глава.

О генетическом типе руд

Относительно генезиса руд месторождения были высказаны две гипотезы — контактово-метасоматическая (О. А. Незабытовская и А. И. Александров, 1950, Е. М. Евдокимов, 1954 и др.) и осадочно-метаморфогенная (И. В. Дербинов, А. С. Калугин, 1950, 1959). В настоящее время сторонником осадочно-метаморфогенного происхождения руд этого месторождения является Е. Н. Кочанов, недавно в соавторстве с П. В. Ершовым выступивший по этому вопросу в печати (1958).

Представление об осадочно-метаморфизованном происхождении железных руд Белорецкого месторождения преимущественно основывается на следующих доводах.

1. Слабое развитие в месторождении скарновых минералов.
2. Пластообразная форма рудных тел и наличие полосчатых текстур в рудах, что, по мнению названных геологов, «резко отличает месторождение от известных контактово-метасоматических месторождений Западной Сибири» (П. В. Ершов и Е. Н. Кочанов, 1958).
3. Присутствие в рудах мушкетовита и якобы более позднее сравнительно с мушкетовитом отложение граната и пироксена.
4. Вероятный девонский возраст вмещающих пород позволяет исследователям проводить аналогию руд Белорецкого месторождения с вулканогенноосадочными гематитовыми рудами Коргона в Горном Алтае (А. С. Калугин).
5. Отсутствие в пределах рудного поля дайковых пород типа габбро-диабазов, характерных для рудных полей контактово-метасоматических месторождений магнетита в Западной Сибири (А. С. Калугин, 1959).

6. Явление метаморфизма руд.

На основании имеющегося фактического материала рассмотрим все эти доводы.

О распространенности скарнов. В настоящее время в результате геологоразведочных работ установлено чрезвычайно широкое распространение скарнов на протяжении всего рудного поля месторождения. При петрографическом изучении керна мною отмечались в различной степени оруденелые пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны в геологических разрезах разведочных линий: 6-й (скв. 17 и 41), 8-ой (скв. 19, интервал 260—303 м), 9-ой (скв. 34), 11-ой (скв. 29), 12-ой (скв. 15, интервал 217—260 м, скв. 25, интервал 411—480 м), 13-ой (скв. 35, интервал 113—167 м, скв. 38), 16-ой (скв. 20, интервал 150—197 м), 20-ой (скв. 48, интервал 115—168 м), 24-ой (скв. 55, интервал 326—407 м) и др.

По распространенности пироксена и граната в околорудных породах Белорецкое месторождение может быть поставлено в ряд с такими типичными скарново-магнетитовыми месторождениями, как, например, Шерегешевское или Шалымское в Горной Шории, Ампалыкское в Кузнецком Алатау. Околорудные измененные породы в основном представлены пироксеновыми и пироксен-гранатовыми скарнами, которые часто интенсивно преобразованы (перекристаллизованы, эпидотизированы, амфиболизированы и т. п.) более поздними метаморфическими процессами. Последнее обстоятельство на первых стадиях разведки месторождения, по-видимому, и привело некоторых геологов к ошибочным представлениям о слабом развитии скарновых минералов (пироксена, гранатов).

О полосчатости руд и пластообразной форме рудных тел. Причины широкого распространения полосчатости в рудах достаточно подробно были освещены при описании текстур.

Дело в том, что при замещении магнетитом горных пород, в том числе и карбонатных, прежде всего нужен доступ рудоносных растворов к месту замещения. Благоприятными путями для проникновения рудоносных растворов, помимо тектонических трещин (или зон) дробления, как известно, служат плоскости наложения. Кроме того, при переслаивании возрастает суммарная площадь контактов алюмосиликатных пород с карбонатными.

Породы участка Белорецкого месторождения представляют собою осадочную толщу литологически неоднородного состава. При этом, естественно, что наиболее метасоматически преобразованными (скарнированными и оруденелыми) оказались как раз те части геологического разреза, которые представлены пачками относительно тонкого переслаивания карбонатных пород (известняков) с прослоями алюмосиликатного состава. Избирательное замещение карбонатсодержащих прослоев и обусловило как пластообразную форму рудных тел, так и образование полосчатости в самих рудах.

Необходимо отметить, что, вопреки утверждению некоторых авторов, пластообразная форма рудных залежей и наличие полосчатости в рудах (явление далеко не повсеместное в рудах описываемого месторождения!) не являются отличительной особенностью Белорецкого месторождения, а характерны для очень многих железорудных месторождений Западной Сибири (месторождения Кондомской, Темир-Тельбесской групп в Горной Шории и др.), контактово-метасоматическое происхождение которых общепризнано.

Фактические данные о распространенности полосчатых руд и формах проявления в них остаточного кальцита были уже приведены в главе 2 и иллюстрированы многочисленными фотографиями.

Однако, как уже отмечалось выше, далеко не все скарново-рудные образования обладают полосчатой текстурой. Не менее широко распро-

странены и различного рода неравномернопятнистые и вкрапленные текстуры. Последние обычно образуются в том случае, когда магнетитовое оруденение накладывается на скарновые породы или на массивные мраморизованные известняки. Замещение магнетитом непосредственно известняков в больших масштабах наблюдается на участке собственно Белорецкого месторождения и особенно его юго-западного фланга (Баталихинский участок). В пределах Баталихинского участка основная масса руд образовалась либо просто по известнякам, либо по известнякам, предварительно в той или иной мере скарнированным до сплошных андратитовых скарнов. Для руд этого участка полосчатые текстуры не характерны. Преимущественно развиты здесь пятнистые, вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры скарно-рудных образований. В качестве примера нами был приведен разрез через мощную скарно-рудную зону, подсеченную скв. 55.

Взаимоотношение магнетита со скарновыми минералами. В месторождении выделяется несколько генераций магнетита. Однако все они принадлежат к более поздним образованиям по сравнению со скарновыми минералами, что во многих случаях однозначно выявляется при просмотре крупных штуфов зерна и особенно при микроскопическом изучении прозрачных шлифов. В последнем случае можно проследить все стадии замещения магнетитом зерен граната и пироксена (рис. 16—18). Часто можно видеть лишь остатки зерен пироксена среди магнетитового агрегата. Однако по поведению трещин спайности и угасанию легко устанавливается, что первоначально они составляли одно зерно. Аналогичны взаимоотношения магнетита с основным плагиоклазом. При микроскопическом изучении шлифов ясно, что, с одной стороны, отложению магнетита предшествовали тектонические подвижки, приведшие к расстрескиванию зерен плагиоклаза, с частичным смещением одних частей относительно других и, с другой стороны, — цементация обломков плагиоклаза сопровождалась частичным их замещением магнетитом (рис. 19).

В месторождении в относительно больших количествах встречается мушкетовит. Он имеется среди сплошных магнетитовых руд, среди вкрапленных руд по массивным известнякам и скарнам и, наконец, входит в состав брекчиевых руд. В последних пластинки мушкетовита, располагаясь на поверхности обломков скарновых пород, образуют агрегаты сноповидного, веерообразного строения. Эти взаимоотношения определенно указывают на более позднее по сравнению со скарновыми минералами (пироксеном, гранатом) формирование мушкетовита.

Наличие последнего в рудах некоторыми исследователями используется как одно из доказательств их первичного осадочного происхождения. В связи с этим следует напомнить, что при метаморфизме первичноосадочных руд железа образуется не мушкетовит, а обычный изотермически зернистый магнетит (А. Г. Бетехтин и др., 1958). Примером этого могут служить эффузивноосадочные руды Коргона в Горном Алтае. В них мушкетовит не отмечен, хотя некоторые разновидности этих руд содержат в значительных количествах рассеянную вкрапленность октаэдров магнетита (Ф. Н. Шахов, 1933, А. С. Калугин, 1957).

Мушкетовит неизвестен в железистых кварцитах Мугурского месторождения в Туве (А. В. Ильин и В. М. Моралев, 1956 и др.). Точно так же, судя по опубликованным в печати данным, мушкетовит не характерен для железных руд Курской магнитной аномалии (М. И. Калганов, 1955) и вообще отсутствует в рудах большей части железорудных месторождений Кривого Рога (Б. Б. Розина, 1955, Ю. Ю. Юрк и Е. Ф. Шнюков, 1958 и др.).

С другой стороны, мушкетовит обычен для многих контактово-метасоматических месторождений железа Западной Сибири (В. А. Вахрушев, 1959, В. К. Чистяков, 1959). Отсюда факт наличия мушкетовита в железных рудах Белорецкого месторождения, да к тому же образовавшегося после скарновых минералов, ни в какой мере не может служить доводом в пользу их осадочного происхождения.

О возрасте рудовмещающих пород. Вопрос о возрасте рудовмещающих пород месторождения до сих пор не решен. Одни геологи определяют его как силурийский, другие считают девонским. При этом не исключена возможность наличия на участке месторождения «как девонских, так и силурийских толщ, распространенность и взаимоотношения между которыми пока не ясны и требуют дополнительного изучения» (П. В. Ершов и Е. Н. Кочанов, 1958). В связи с большой неопределенностью в отношении возраста рудовмещающих пород этот признак не может быть использован для решения вопроса генезиса месторождения. Кроме того, образование магнетитовых руд метасоматического типа возможно не только в толщах силура, но и в породах иного, в том числе и девонского, возраста.

О дайковых породах. До самого последнего времени дайковые породы не отмечались в пределах участка месторождения. Это обстоятельство также использовалось в качестве аргумента при защите осадочного происхождения руд. Однако сейчас установлены дайки габбро-диабазов, которые, как справедливо отмечает А. С. Калугин, характерны для рудных полей контактово-метасоматических месторождений магнетита в Западной Сибири. Таким образом, этот довод в пользу осадочного происхождения руд механически отпадает.

Явления метаморфизма руд. При защите метаморфогенно-осадочного происхождения руд иногда указывается на метаморфизм последних. Действительно, при детальном изучении устанавливаются признаки, свидетельствующие о метаморфизме руд этого месторождения. Вместе с тем, признаки метаморфизма резко выражены в собственно скарновых минералах так же, как характерны и для кварц-сульфидной минерализации. Отсюда наличие признаков метаморфизма в рудах не может быть истолковано как довод в пользу их осадочного происхождения.

Генетическое значение явлений метаморфизма в скарново-рудных образованиях дополнительно будет освещено ниже при рассмотрении вопроса о связи железоруднения с интрузиями.

Указывались и некоторые другие доводы в пользу осадочно-метаморфогенного происхождения руд. В частности, А. С. Калугин обращал внимание на простоту и выдержанность состава руд, на крайне незначительное или практически полное отсутствие в них сульфидов. Выдвижение этих доводов, подобно ряду других, было обусловлено недостаточной изученностью месторождения к тому времени. В действительности же руды месторождения по составу нерудных и рудных, в том числе и сульфидных минералов, и по пространственному их распределению не менее сложны, чем железные (магнетитовые) руды многих типичных контактово-метасоматических месторождений. В пределах Сибири известны месторождения, руды которых по своему составу более просты, чем таковые Белорецкого месторождения (например магнетитовые руды Таштагольского месторождения Горной Шории и др.).

В целом фактический материал по месторождению, как например чрезвычайно широкое распространение в околорудных породах пироксена и граната, отложение магнетита на месте известняков, точно так же, как и наложение оруденения на скарновые породы, определенно свидетельствует о метасоматическом происхождении железных руд этого

месторождения. Линзообразная форма рудных тел и полосчатость руд объясняются избирательным замещением скарново-рудными образованиями литологически неоднородной толщи, что характерно для многих типичных контактово-метасоматических месторождений Западной Сибири. Ряд же других доводов в пользу метаморфогенно-осадочного происхождения руд является либо ошибочным (представления о более позднем образовании скарнов по сравнению с магнетитом, об отсутствии в пределах рудного поля дайковых пород и др.), либо не имеет прямого отношения к решению рассматриваемого вопроса, и сами по себе эти доводы являются спорными (вопросы о возрасте вмещающих пород и метаморфизме руд и скарнов).

В последнее время А. С. Калугин¹ высказывает мысль о возможном первично гидротермальном (гематитовом) типе и девонском возрасте руд подвергшихся метаморфизму с преобразованием гематита в магнетит.

О генетических связях железоруднения с интрузиями

Поскольку руды Белорецкого месторождения принадлежат к метасоматическому типу, возникает вопрос о родоначальной интрузии. В качестве таковой обычно безоговорочно принимается Тигерекская интрузия. Однако последняя, как хорошо известно, по облику и петрографическому составу слагающих ее горных пород отличается от типичных продуктивных в отношении железа интрузий Алтае-Саянской горной области. Железонасные интрузии, как уже давно известно, в таких районах Западной Сибири, как Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Саяны характеризуются не типичным гранитным составом слагающих их пород, а широким развитием пород повышенной основности и щелочности (габбро, сиениты, монцониты, гранодиориты и т. п.), которые Ю. А. Кузнецовым (1955) рассматриваются в качестве производных основной базальтоидной магмы.

Более того, в процессе минералогического изучения руд и околорудных пород выявилось большое количество фактов, указывающих на проявление в пределах Белорецкого месторождения послескарново-рудного метаморфизма вообще и термального в частности.

О явлениях термометаморфизма в скарново-рудных образованиях свидетельствуют следующие основные факты.

1. Перекристаллизация скарновых минералов, в том числе пироксена, с образованием типичных гранобластовых структур. Как уже отмечалось выше, перекристаллизация пироксена происходила в условиях значительного прогрева пород (при температурах выше 700°).

2. Широкое развитие в рудах мушкетовита вне пространственной связи с сульфидами так же, как и явления частичной перекристаллизации магнетита.

3. Наличие псевдоморфоз пирротина по пириту и характерный высокотемпературный парагенезис пирротина с кубанитом и халькопиритом. Этот минеральный парагенезис свойственен сульфидным рудам первичного халькопирит-пиритового состава, но подвергшимся сильному нагреванию вблизи послерудных даек изверженной породы (Stevenson, 1937).

В пользу предположения о термальном метаморфизме руд говорит и ряд косвенных доводов, как, например, необычные соотношения некоторых элементов-примесей в пирротине. Об этом же, видимо, свидетель-

¹ Устные сообщения.

стствует широкое развитие мелкочешуйчатого биотита не только в ороговевших песчаниках, но и в самих скарнах и т. п.

Таким образом, имеются прямые указания на метаморфизм скарновых пород и магнетитовых руд, происходивший при высокотемпературных условиях, вызванных, очевидно, контактовым воздействием со стороны Тигерекской гранитной интрузии.

В связи с этим естественно предположить, что в железоруднении Белорецкого месторождения повинна не гранитная интрузия, а более древняя, еще не вскрытая в должной мере интрузия иных по составу пород (очевидно более основных), жильной фацией которой, по-видимому, являются дайки глубоко метаморфизованных габбро-диабазов. Метаморфические преобразования в этих дайках так же, как и во вмещающих их породах, естественно, объясняются контактовым воздействием гранитов Тигерекского массива.

Нижняя возрастная граница габбро-диабазовых даек определяется возрастом вмещающих толщ, верхняя — временем становления гранитов Тигерекского массива.

Исходя из этих данных, габбровые породы Белорецкого месторождения в соответствии со схемой развития магматизма в Горном Алтае В. А. Кузнецова (1957) могут быть параллелизованы с формацией габбро-диабазов и габбро-диоритов (C_1) ранних этапов герцинского магматического комплекса. В генетической связи с этой формацией в других районах Горного Алтая уже известны рудопроявления железа (В. А. Кузнецов, 1957).

Таким образом, процесс формирования месторождения можно разбить на следующие две крупные, но неравноценные по своему значению стадии минерализации.

1. Скарново-рудная, генетически связанная предположительно с интрузией основных пород, в качестве жильных производных которой мною рассматриваются габбро-диабазовые дайки. В пределах этой стадии можно выделить ряд этапов: скарновый, магнетитовый, сульфидный (слабо проявлен) и гематитовый. Относительно широкое распространение мушкетовита в рудах указывает на относительно интенсивное проявление гематитового этапа.

2. Гидротермальная, генетически уже связанная со становлением гранитов Тигерекского массива. Этой стадии минерализации предшествовал контактовый метаморфизм. Последний в основном выразился в перекристаллизации скарновых минералов, в переходе ранних генераций пирита в пирротин, гематита в магнетит и т. п.

В дальнейшем при среднетемпературных условиях получили широкое развитие такие процессы, как эпидотизация и амфиболизация, приведшие в ряде мест к образованию за счет скарнов эпидотовых, амфиболовых, эпидот-амфиболовых пород. Из минералов группы амфибола следует отметить широкое распространение глаукофана, несвойственного обычно железорудным месторождениям.

К рудным минералам этой стадии минерализации, очевидно, относятся поздние генерации крупнокристаллического пирита, не затронутые процессами термального метаморфизма, гематит, молибденит и некоторые другие. Удельный вес рудной минерализации, генетически связанной с гранитной интрузией, в пределах месторождения пока невелик.

Здесь дана лишь схема главных моментов рудообразования. Проведение полной расшифровки (во всех деталях) сложной истории минерализации пока не представляется возможным, и, как было отмечено в начале раздела, эта задача перед нами не ставилась.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании анализа фактического материала было показано выше, что железорудные тела Белорецкого месторождения принадлежат к типичным метасоматическим образованиям.

Как известно, контактово-метасоматические железорудные месторождения по преобладанию тех или иных минеральных парагенезисов в околорудных метасоматитах подразделяются на несколько подтипов, а именно: скаполитовый, скарновый и водносиликатный (В. В. Богацкий, 1957, Г. А. Соколов, 1957).

Для Белорецкого месторождения характерна собственно скарновая ассоциация минералов (салит, андрадит и др.), т. е. ассоциация безводных высокотемпературных силикатов.

Водносиликатные минералы, такие как актинолит, глаукофан, биотит и т. п., хотя и присутствуют в больших количествах, однако являются более поздними образованиями по сравнению со скарнами и магнетитовыми рудами, и поэтому нет оснований считать Белорецкое железорудное месторождение водносиликатным.

В скарново-рудных образованиях месторождения выявлены признаки метаморфизма вообще и термального в частности, представляющие большой интерес для выяснения генетических связей железорудения с интрузиями.

О термальном метаморфизме скарнов и магнетитовых руд свидетельствуют следующие факты.

1. Перекристаллизация скарновых минералов.

2. Интенсивно выраженный процесс мушкетовитизации вне пространственной связи с сульфидной минерализацией. Имеет место также и частичная перекристаллизация магнетита. Последнее обстоятельство отмечалось и ранее (Б. Л. Бальтер).

3. Наличие в сульфидных разностях руд псевдоморфоз пирротина по пириту; при этом характерен также высокотемпературный парагенезис пирротина с кубанитом и халькопиритом. Ассоциация этих сульфидных минералов свойственна сульфидным первично халькопирит-пиритовым рудам, подвергшимся термальному метаморфизму со стороны послерудных даек изверженной породы (Stevenson, 1937).

О проявлении термометаморфизма свидетельствует и ряд косвенных признаков, как например, несвойственное для данного типа руд соотношение некоторых элементов-примесей в пирротине, развитие мелкочешуйчатого биотита в скарнах и т. п.

Явления высокотемпературного метаморфизма скарновых пород и магнетитовых руд связываются с контактовым воздействием со стороны Тигерекской гранитной интрузии.

Исходя из этого, высказывается предположение о том, что в железоруденении Белорецкого месторождения повинна не гранитная интрузия, а более древняя, еще не вскрытая в должной мере интрузия основных пород, жильной фацией которых, по-видимому, являются дайки глубоко метаморфизованных габбро-диабазов. Последние в соответствии с схемой развития магматизма в Горном Алтае В. А. Кузнецова (1957) параллелизуются с формацией габбро-диабазов и габбро-диоритов ранних этапов герцинского магматического комплекса. В генетической связи с формациями основных пород в других районах Горного Алтая уже известны рудопроявления железа (В. А. Кузнецов, 1957).

Необходимо отметить, что признанием метасоматического происхождения магнетитовых руд Белорецкого месторождения не умаляются перспективы как района в целом, так и отдельных аномальных участков и рудопроявлений, но при оценке их рудоносности требуются несколько иные критерии, чем для первично осадочного генезиса. На это обстоятельство нами совместно с геологами Белорецкой ГРП Н. А. Гарнец и Е. И. Володиной уже обращалось внимание ранее. Так, например, представление о едином линейно выдержанном рудном горизонте не подтвердилось результатами разведки месторождения. Об этом же, по-видимому, свидетельствуют магнитные аномалии Белорецко-Крохалихинской зоны, которые при общем линейном направлении состоят, по существу, из цепочки отдельно замкнутых узлов, аналогично магнитным аномалиям многих железорудных районов Горной Шории и Кузнецкого Алатау.

В связи с этим, при выделении наиболее перспективных участков для дальнейшей постановки геологоразведочных работ, следует учитывать ряд геологических факторов (литологический, структурный, выяснение генетической связи с интрузиями и т. п.). Неслучайно в юго-восточном направлении зоны с уменьшением в разрезе количества карбонатных горизонтов резко уменьшается рудоносность. Сравнительно слабы магнитные аномалии, но при наличии в разрезах карбонатных горизонтов они заслуживают особого внимания при выборе площадей для постановки геологоразведочных работ в районе Белорецкого месторождения (Н. А. Гарнец, В. А. Вахрушев и Е. И. Володина, 1960).

В заключении отметим, что для окончательного решения поставленного в работе вопроса о возможной генетической связи железных руд Белорецкого месторождения с формацией основных пород необходим сбор дополнительного фактического материала как по контактовому метаморфизму, так и по уточнению распространенности в пределах рудного поля и района месторождения интрузивных пород (в частности габбро-диабазов) и выяснение их взаимоотношения со скарнами и рудами.

Нет надобности доказывать, что успешное разрешение этой несомненно сложной задачи имеет принципиальное значение не только для определения происхождения руд собственно Белорецкого месторождения, но и при анализе металлогении Горного Алтая в целом.

ЛИТЕРАТУРА

- Баталов А. Б. Мушкетовит в скарнах западного Тянь-Шаня. Зап. Узбекск. отд. Всесоюз. минер. об-ва, вып. 8, 1955.
- Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1949.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, 1950.
- Бетехтин А. Г. 1. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, 2 изд. АН СССР, 1955.
- Бетехтин А. Г. 2. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. Сб. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, 2 изд. АН СССР, 1955.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Фильмонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958.
- Богацкий В. В. Геологические особенности южно-сибирских магнетитовых месторождений гидросиликатного типа. Разведка и охрана недр, № 9, 1957.
- Борисенок Л. А. Распределение галлия в горных породах Советского Союза. Геохимия, № 1, 1959.
- Вахрушев В. А. 1. О минералого-геохимической зональности в месторождениях железа Кондомского района Горной Шории. Геохимия, № 4, 1959.
- Вахрушев В. А. 2. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса железных руд Кондомского района Горной Шории (Западная Сибирь). Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1959.
- Вахрушев В. А., Борисенко В. Я. Характерный тип околоскарновых пород Шалыма и его поисковое значение. Разведка и охрана недр, № 11, 1956.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1956.
- Герцойг Ю. Г. Мушкетовит из Кривого Рога. Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
- Глазковский В. А. Геолого-минералогические основы технологической оценки руд месторождений железа. Госгеолтехиздат, 1954.
- Григорьев Д. П., Капитонов М. Д. Два типа друз минералов. Докл. АН СССР, т. 83, № 3, 1953.
- Ершов П. В., Кочанов Е. Н. Белорецкое железорудное месторождение на Алтае. Вестник Зап. Сиб. и Новосиб. геол. управлений, вып. 3, 1958.
- Иванов С. Н. Изучение зон роста зерен пирита в колчеданных месторождениях Урала. Зап. Всесоюз. минер. об-ва № 4, 1950.
- Ильин А. В., Моралев В. М. Железистые кварциты в Туве. Сб. Материалы по региональной геологии. Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста, вып. 2, 1956.
- Калганов М. И. Железорудный бассейн КМА. Сб. Железные руды Курской магнитной аномалии. Изд. АН СССР, 1955.
- Калугин А. С. Новые данные по железорудным месторождениям Западной Сибири. Вестник ЗСГУ, вып. 1, 1957.
- Калугин А. С. Алтайский железорудный район. Сб. Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, т. 1, кн. 2, изд. АН СССР, 1959.
- Кузнецов В. А. Основные этапы развития магматизма и элементы металлогении Горного Алтая. Изв. восточн. филиалов АН СССР, № 2, 1957.
- Кузнецов Ю. А. Железоруденение и генетические типы интрузий. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1955.
- Лебедев В. И. О закономерностях изоморфизма. Геохимия, № 6, 1959.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Изд. АН СССР, 1957.

- Овчинников Л. Н. Руды Турьинских скариновых месторождений меди. Тр. Горногеологического ин-та УФАИ СССР, вып. 15, Свердловск, 1948.
- Овчинников Л. Н. О распределении элементов-примесей в метасоматических месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1948.
- Поспелов Г. Л. Структурно-геологические особенности размещения железорудных районов Алтае-Саянской области. Изв. восточн. филиалов АН СССР, № 3, 1957.
- Розина Б. Б. К минералогии железных руд центральной части Кривого Рога. Сб. Материалы ВСЕГЕИ, Петрографический сборник, № 1, Госгеолтехиздат, 1955.
- Салоп Л. И. Метаморфизм рудных минералов в пиритизированных толщах северной части Байкальской Горной области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1954.
- Соболев В. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949.
- Соболев В. Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
- Соколов Г. А. Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР. Железорудная база черной металлургии СССР, изд. АН СССР, 1957.
- Старик И. Е. Материалы к советской шкале геологического летоисчисления. Бюллетень комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Вып. II, 1957.
- Чистяков В. К. О мушкетовите из скарнов Уйзюкского железорудного района в Горной Шории. Изв. высш. учебн. заведений, сер. геол. и разв. № 8, 1959.
- Шахов Ф. Н. Состав и генезис руд Коргонского железорудного месторождения на Алтае. Сб. по геологии Сибири, посвящен. проф. М. А. Усову, изд. ЗСГРТ, Томск, 1933.
- Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. Рудные минералы Криворожской железорудной полосы, Киев, 1958.
- Neumann H. Pseudomorphs of pyrrhotine after pyrite in the Ballachulish slates. Miner. Mag., vol. 29, No 210, 1950.
- Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie — Verlag, Berlin, 1955.
- Stevenson J. Mineralisation and metamorphism at the Eustis Mine, Quebec. Econ. Geol., vol. 32, No 3, 1937.
- Sun M. The nature of iddingsite in some basaltic rocks of New Mexico. Amer. Min., No 7—8, 1957.
- Joung R. S. The geochemistry of cobalt. Geochimica et Cosmochimica Acta., vol. 13, No 1, 1957.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Предисловие</i>	стр. 3
Глава 1 Краткая геологическая характеристика месторождения	5
Глава 2. Типы руд и их текстурно-структурные особенности	10
Глава 3. Минералогический очерк	33
Глава 4. Элементы примеси в рудах	66
Глава 5. Вопросы метаморфизма скарново-рудных образований	76
Глава 6. О генезисе месторождения	86
Заключение	92
Литература	94

Валентин Александрович Вахрушев
МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ЖЕЛЕЗНЫХ РУД
БЕЛОРЕЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА АЛТАЕ

Редактор *Л. И. Чернова.*
Художественный редактор *А. А. Федиахметов.*
Технический редактор *О. А. Локшина.*
Корректоры: *Л. В. Жарикова, М. В. Королева.*

Сдано в набор 3/VIII 1960 г. Подписано в печать 5/I 1961 г. МН 03002. Бумага 70×108¹/₁₆=6 печ. л.,
8,22 усл. печ. л., 7,2 уч.-изд. л. Тираж 1000.

Издательство Сибирского отделения Академии наук СССР, Новосибирск, Советская, 20. Заказ 1017.
Типография № 1 Полиграфиздата, Новосибирск, Красный проспект, 20.

Цена 65 коп.