

Минерагенические исследования Ирбинского железорудного месторождения.

I. Предисловие.

В 1932 году, при прохождении аспирантуры при СГИ, я получил тему: „Минерагенические исследования Ирбинского железорудного месторождения“. Летом этого же года в течение $2\frac{1}{2}$ месяцев я провел на месторождении и собрал необходимый для исследования каменный материал. К камеральной обработке собранного материала я смог приступить только в 1934 году, так как в течение года выполнял административную работу.

Во время сбора материала летом 1932 года горный инженер А. А. Месяников познакомил меня с геологическим строением Ирбинского месторождения. Он же предоставил в мое распоряжение графический материал по месторождению и выделил часть каменного материала из своих коллекции (керна буровых скважин). В течение выполнения работы моим непосредственным руководителем был зав. кафедрой полезных ископаемых Ф. Н. Шахов, который уделял мне, достаточно внимания. Я пользовался также советами доктора геологических наук, профессора М. А. Усова. Пользуюсь случаем выразить им мою искреннюю благодарность.

II. Введение.

Историческое решение партии и правительства о создании угольно-металлургической базы на востоке—создании Урало-Кузнецкого Комбината, поставило перед геолого-разведочными организациями задачу расширения железорудной базы края. Просматривая запасы железных руд в крае, мы видим, что, в связи с развитием геолого-разведочных работ на железо, начался быстрый рост запасов: если на 1.1.1931 г. запасы всех категорий выражались в количестве 91744 т. т., то на 1.1.1934—434662 т. т., т. е. запасы выросли в 4,74 раза.

Наряду с общим ростом запасов железных руд в крае изменялась оценка и Ирбинского железорудного месторождения. П. К. Яворовский в 1893 году запасы богатых и бедных руд месторождения считает около 8 млн. тонн. В 1926 году В. А. Обручев (48³⁶) запасы руд в 4 крупных штоках до глубины в 21 м определяет в 115, млн. тонн. В 1931 году А. А. Месяников на основании разведки и магнитометрических данных дает запасы руд категории $C_1 + C_2$ равные 42,4 млн. тонн. Эту же цифру запасов (42 млн. тонн.) приводит и К. С. Филатов (34). Наконец, после проведенной разведки в 1932 году запасы руд несколько снижаются—до 32,6 млн. тонн (14), причем в результате разведочных работ возросли запасы высших категорий, например. $A_2 = 1689,5$; $B = 639,4$ $C_1 = 16925,65$; $C_2 = 13345,85$; всего 32600,4 тыс. тонн. Таким образом, общие запасы руд в 8 млн.

тонн в 1893 году, возросли до 32,6 млн. тонн к настоящему времени.

По отдельным горам запасы руд распределяются, по данным М е с я н и н о в а (14), согласно следующей таблице.

Таблица запасов руд по отдельным горам и категориям.

| Название гор | Категория запасов | | | | Всего |
|----------------------|-------------------|-------|----------------|----------------|---------|
| | A ₂ | B | C ₁ | C ₂ | |
| Безымянная | — | — | 146.9 | — | 146.0 |
| Железная | 1689.5 | 639.4 | 2802.7 | 1226.0 | 6357.6 |
| Свинцовая | — | — | 2937.35 | 1960.85 | 4898.2 |
| Рудная | — | — | 657.6 | — | 657.6 |
| Гранатовая | — | — | 10026.0 | 10027.0 | 20053.0 |
| Итого | 1689.5 | 639.4 | 16925.65 | 18345.85 | 32600.4 |

По состоянию на 1932 г. цифра запасов определена (50³¹⁶) в 33704 т. т. из них кат. A₂—1689,5 т. т. кат. B—639,4 т. т. и C₁+C₂—31375,1 т. т. И возможно, что при дальнейших разведках запасы будут возрастать, так как многие тела только что вскрываются денудацией и, кроме того, выходы руд встречаются на различных гипсометрических высотах.

Наряду с быстрым ростом запасов выдвигается проблема всестороннего изучения месторождений железных руд. Кафедра полезных ископаемых СГИ, включает в свой план и по договору с ЗСГРТ в 1932 году организует первые две работы по минерагеническому исследованию железорудных месторождений Зап. Сиб. края. Одна из этих работ ставится на Ирбинском железорудном месторождении.

Ирбинское месторождение расположено в 100 км на СВ от гор. Минусинска, в Курагайском районе, на крутом левом берегу реки Б. Ирбы—правого притока р. Тубы, впадающей справа в Енисей. Оно находится в 1—3 км от села. Б. Ирба и приурочено к цепи невысоких гор, вытянутых в меридиональном направлении на протяжении, примерно, 6 км. Абсолютные высоты гор равняются 530—560 м, а относительная высота их не больше 250 м.

К моменту сбора материала для минерагенических исследований на месторождении были проведены поверхностные работы (1930—1932 г. г.), пробурено три скважины глубиной от 104 до 121 м, пройдено две двадцатипятиметровых шахточки с рассечками из них на горе Железной, а на горе Гранатовой пройдена штольня длиной 49 м. Таким образом, мы имели возможность собрать каменный материал не только с поверхности, но и с некоторой глубины, ибо в наше распоряжение были предоставлены техникум Ирбинской геолого-разведочной партии А. А. М е с я н и н о в ым все керны пройденных скважин вместе с журналами и зарисовками горных выработок.

При исследовании были поставлены следующие основные задачи: а) выяснение минералогического состава руд и вмещающих пород, б) изучение текстур и структур руды и связь их с таковыми вмещающих пород, и в) генезис месторождения. Исследования производилось преимущественно методом микроскопического анализа. Результаты химических анализов руд заимствованы из отчета А. А. М е с я н и н о в а. Для составления геологической карточки месторождения использован графический материал, который накопился в результате разведочных работ на месторождении.

III. История предыдущих исследований.

Небольшие ямы на горах Железной и Свинцовой с сохранившимся в них древесным углем и шлаками от плавки железных руд указывают, что еще в древние времена на Ирбинском месторождении производилась переработка железной руды. По данным П. К. Яворовского (5) население Минусинского края познакомилось с железом в медном веке.

В 1734 году на рудах этого месторождения уже был построен первый в Сибири маленький железодельный завод. Упоминание о работающем Ирбинском железодельном заводе мы находим в трудах известного путешественника Гмелина (2³⁰⁴), а во второй половине XVIII века проехавший по Сибири по заданию Академии Наук путешественник Паллас пишет: „Далее также и для Кольванского рудника и заводов потребное железо было от Ирбинского завода по Евисею в сию деревню привозимо (дер. Яновая—А.), где его выгружали, а зимним временем препровождали через Юс..... дабы оно во время высокой воды на построенных там судах в сторону Чулыма на Обь отвозить“ (3).

В 1770 году было решено построить Томский железодельный завод, который стал обеспечивать железом Кольванские рудники и завод. Ирбинский завод работал периодически и в 1829 году прекратил свое существование. Прекращение деятельности завода вызвано целым рядом экономических причин (4). К настоящему времени от бывшего завода сохранились только следы в виде нескольких эксплуатационных выработок и остатков плотины на реке Б. Ирба.

После прекращения деятельности Ирбинского завода продолжительное время, месторождение не исследуется совершенно. Только в 1889 году месторождение посещает маркшейдер Томского горного управления горный инженер В. Коцовский, который в своей оценке дает положительный о нем отзыв.

В 1893 году горный инженер П. К. Яворовский (6²⁷⁵) производит геологическую съемку Ирбинской горно-заводской дачи и ведет довольно большую поверхностную разведку на собственно Ирбинском железорудном месторождении. В результате исследования он приходит к выводу, что месторождение железных руд—магматического происхождения и связано с образованием фельзита и геллефлинды. Гранитам же приписывает пассивную роль. В геологическом строении Ирбинского железорудного месторождения геллефлинте отводится большая роль. К геллефлинте он относил плотную на вид кремнистую (литойдную) породу, имеющую полосчатость, вследствие чередования тонких и темных, светлых и серых или светлосерых и зеленых полосок. Эта же порода, в которой отсутствует полосчатость и которая расположена ближе к контакту с гранитом, названа фельзитом. Здесь она имеет серый цвет и массивную текстуру.

В 1916 году Ирбинское месторождение осмотрел геолог А. Н. Чураков (7³⁰), который пришел к выводу о необходимости поставить магнитометрическую съемку. Он считал, что геллефлинта и фельзит не пользуются таким широким распространением, как это полагал П. К. Яворовский, а главное развитие имеют полевошпатовые порфириды и темнозеленые роговики, которые тесно связаны с рудными выделениями.

В 1920 году под руководством инженера И. М. Бахуринна (8) на месторождении проведена магнитометрическая съемка.

В 1924 году месторождение осмотрел геолог Я. С. Эдельштейн, который считал, что месторождение принадлежит к весьма крупным в Минусинском крае и в будущем будет играть большую промышленную роль. Он высказал мысль о необходимости произвести детальную геологическую съемку, ибо геологическая характеристика, данная П. К. Яворовским, нуждается в полной ревизии. А. Я. Булытников, производивший геологические исследования в Нижне-Кизирском районе, в своей работе касается геологического строения района, прилегающего к Ирбинским месторождениям. Среди эффузивных пород района он считает наиболее распространенными фельзит-порфиры и ортофиры, которые в контактовых зонах, вблизи Ирбинского месторождения, эпидотизированы с развитием в них граната и клиноцоизита.

К югу от Ирбинского участка он указывает на распространение метаморфизованных кислых эффузивов, которые представлены буролиловыми, с редкими выделениями желтоватых полевых шпатов, порфирами и лиловосерыми, сильно эпидотизированными фельзитами и ленточными профирами. Интрузию кварцевых сиенитов А. Я. Булытников относит к девонскому возрасту, так как он наблюдал, что кварцевые сиениты прерывают и метаморфизуют девонские эффузивы.

В 1927 году А. Г. Вологдин (11) при геологических исследованиях в Тубинско-Сисимском районе осматривал и район Ирбинского железорудного месторождения. Он отнес месторождение к типу контактово-метасоматических и отметил, что оно приурочено к линии контактов чистых среднекембрийских мраморизованных известняков и древних фельзитов с гипабисальной интрузией красноватого щелочного гранита. Относительно мраморов и фельзит порфиров он пишет: „повидимому, мраморы до инъектирования их гранитом были прорезаны серией жил пород типа фельзит-порфиров, которые в контактах подверглись заметному ороговикованию, эпидотизации и прочим изменениям под влиянием гранита до образования рудных залежей. Некоторые из этих пород П. К. Яворовский именовал фельзитами, другие—галлефлинтами“ (37). Интрузивные породы района он связывает с неокаледонской складчатостью. Другие геологи интрузивные породы этого района считали герцинского возраста. Например В. А. Обручев (47³⁷) образование Ирлинского месторождения относит к интрузиям герцинской эпохи. Герцинский же возраст интрузии гранитов, с которой связывает образование месторождения, приписывает и И. А. Молчанов (49⁴⁶). В личной беседе он заявил, что некоторые факты о возрасте интрузии опубликованы в литературе после того, как его статья была сдана в печать. Поэтому он интрузию сиенитов относит к неокаледонскому возрасту (D_1). По данным партии, Зап. Сиб. Геолого-разведочного треста в районе Ирджинского железорудного месторождения в красноцветных песчаниках и конгломератах, лежащих ниже определенного среднего девона (D_2) и, вероятно, принадлежащих к верхам D_1 , в большом количестве встречается галька кислой Ирджинской интрузии, которая аналогична интрузии Ирбинской.

В 1930 году ЗСГРТ в районе Ирбинских месторождений проводит разведочные, магнитометрические топографические работы партия Западно-Сибирского Геолого-разведочного треста. В результате этих работ был уточнен характер магнитных аномалий, открыт ряд мелких тел, проведена геологическая съемка месторождения. В этом же году было открыто месторождение железных руд на горе Гранатовой, которое раньше не было известно. Месторождение

рождение этой горы было названо „Новая Ирба“. Кстати, самыми крупными по запасам железа рудными телами являются месторождения горы Гранатовой.

В 1931 году в районе месторождений геологом В. Д. Томашпольской (13) проводится геологическая съемка в масштабе 1:42000. Одновременно под руководством Д. И. Савватеева ведется площадная магнитометрическая съемка, а инженер А. А. Месянинов руководит разведочными работами, которые развернулись к этому времени на месторождении. В результате геолого-разведочных работ были уточнены контуры рудных тел, некоторые тела разведаны на глубину буровыми скважинами, шахточками (гора Железная) и на горе Гранатовой заложена одна штольня, которая в 1932 году, к моменту ликвидации работ, достигла длины 50 м. Частично изменились и представления о геологии месторождения. Например, в отчетах геологов Месянинова и Томашпольской геллефлинта не упоминается совершенно. Встречающиеся в районе месторождения (около дер. Панчевой) роговики, по их мнению, получились за счет известняков. Они пишут: „Наиболее древними породами района являются кембрийские известняки, отчасти мраморизованные, отчасти превращенные в роговики“; и далее— „Что касается генезиса роговиков, они, очевидно, являются продуктом метасоматического замещения известняков“ (7—12).

В сентябре 1932 года разведочные работы на месторождении, в связи с сокращением кредитов, были прекращены и до сего времени не возобновлялись, а месторождение осталось недоразведанным.

IV. Общие данные о геологии района.

На основании геологических исследований, проведенных А. Я. Булытниковым (10), А. Г. Вологдиным (11), А. А. Месяниновым и В. Д. Томашпольской (13), геологию района можно представить в следующем виде.

Самыми древними породами района являются немые известняки, имеющие светло- и темносерую окраску. Они встречены в районе Ключа Песчано-Поперечного (14), по речке Безымянке, правом притоке реки Чебижек, в районе рудника Ольховского (10), в районе села Белоярского, дер. Камешки, села Шадринского (11) и залегают среди эффузивных пород, кое-где в контакте с интрузиями в виде отдельных островов и пятен. Возраст этих известняков определяется как докембрийский (10). К среднекембрийскому (?) возрасту отнесена граувакковая толща, встреченная в северной части планшета, исследованного А. Я. Булытниковым (10).

На них залегают среднекембрийские светлосерые и серые кристаллические известняки, содержащие фауну археоциат и трилобитов. Эти известняки в виде отдельных пятен и островков, расположенных в контакте с интрузией или среди фельзит-порфиров, встречаются и в районе Ирбинских железорудных месторождений (11).

Следующая формация представлена метаморфическими сланцами и залегают на St_2 несогласно (10³²). По литологическому составу эта формация очень разнообразна. В нее входят темнозеленые хлоритовые, глинистые, известково-глинистые и известковистые сланцы, эпидотизированные амфиболиты, метаморфические песчаники и конгломераты. Конгломераты залегают в низах формации (10, 11). Наиболее типичные породы формации развиты по речкам Каспе, Тарбатке, в верховьях реки Сыда и в районе села Б. Книши. Возраст метаморфи-

ческой толщи Вологдин и Булытников определяют кембро-силурийским. По данным работ геологических партий ЗСГГТ в 1934 году этой толще приписывается возраст S_1 .

На метаморфической толще залегают эффузивные породы, которые относятся к верхам силура—низам девона. Они особенно широко развиты в районе рек Сыды, Хабык, Идры, Шуш, Ирбы, Бурлук и выходят в виде отдельных пятен в СЗ углу планшета А. Г. Вологдина. В состав эффузивных пород входят диабазы, порфириды, ортофиры, фельзит-порфиры, фельзиты, ленточные порфиры, кварцевые порфиры и альбитофиры. В непосредственных контактах с сиенитами эффузивные породы подверглись ороговиканию и скарнированию. В контактовых зонах Тубинских сиенитовых массивов А. Я. Булытников (10, 20) описывает роговики и метасоматические породы, образовавшиеся из порфиритов. При микроскопическом исследовании роговиков, расположенных в районе Ирбы, в них наблюдается развитие плагиоклаза и кварца с роговиковой структурой. Кроме того, в роговиках встречаются реликтовые структуры эффузивных пород, что заставляет предполагать, что роговики образовались за счет фельзит-порфиров и альбитофиров. Более подробная характеристика роговиков будет дана ниже при описании геологии месторождения.

В СЗ части планшета работ В. Д. Томашпольской (13) выходят красноцветные песчаники, по составу идентичные песчаникам Абаканской свиты (13¹⁵), возраст которой Я. С. Эдельштейном (16⁶³¹) определен как нижний девон. В низах Абаканской свиты (11⁹⁹) залегают конгломераты, встреченные в районе дер. Паначевой. Галька этих конгломератов состоит преимущественно из известняков и роговиков, но при микроскопическом изучении в них можно встретить мелкие обломки эффузивных пород. Цементом конгломератов является известково-глинистое вещество или вулканический материал (13¹³). А. Г. Вологдин (11⁹³⁻⁴⁵) отмечает наличие конгломератов в различных участках исследованного им района (село Отрок, деревни Камешки, Моисеевки, Сасимский район, гора Сараллык и др.). В отдельных участках (горы Сараллык, Хамей) конгломераты содержат гальку, состоящую из щелочных гранитов и сиенитов. Красные граниты, галька которых встречается в конгломератах горы Хамей, А. Г. Вологдин считает родственными гранитам Ирбинского района и горы Урал. В районе Ирбы в гальке конгломерата Д, нет интрузивных пород, и возможно, что описанная Вологдиным (11) галька таковой относится к другой интрузии. Следовательно, мы можем допустить, что возраст их не старше D_1 .

В описываемом районе большим развитием пользуются интрузивные породы. По своему составу они характеризуются большим разнообразием. А. Я. Булытников (10) выделяет две интрузии: интрузию гранодиоритов (адамеллиты и банатиты) и интрузию кварцевых сиенитов. Породы гранодиоритовой интрузии распространены по рекам Б. Бурлук и Кизыр в районе от рч. Мишкина до кл. Золотой. В юго-западной части (район реки Кизыр) гранодиоритовая интрузия отделяется от кварцево-сиенитовой небольшим (1,6 км) расстоянием. Кварцевые сиениты в районе Ирбы распространены широко. Они развиты от с. Ирбы на север до дер. Знаменки, на СЗ до дер. Паначевой и на ЮЗ с перерывом до дер. Грязнухи. Далее, в виде отдельных пятен встречаются к северу от дер. М. Ирбы и в районе железорудных месторождений до дер. Успенки. Они имеют мясокрасную окраску, крупнозернистые. В состав их входят К-На полевой шпат

с примесью плагиоклаза, а также остаточный кварц. Темноцветные компоненты представлены биотитом, роговой обманкой и авгитом (10,14). Наряду с крупнозернистыми кварцевыми сиенитами развиты мясокрасные среднезернистые породы, в которых часто наблюдаются графические структуры. Краевые зоны сиенитовой интрузии представлены серыми и розовато-серыми породами, которые по составу близки монцонитам. Разнообразный минералогический состав интрузивной породы, неширокая зона контактового метаморфизма указывают на гипабиссальный характер интрузии (17).

А. Я. Булыгинников (10¹⁵) наблюдал, что интрузия кварцевых сиенитов прорывает и метаморфизует девонские эффузивы. Следовательно, возраст ее не должен быть старше нижнего девона. К такому же выводу о возрасте этой интрузии пришел и А. Г. Вологдин (11⁹⁰). Образование магматических пород, развитых в районе его работы, он относит к верхам силура и частью низам девона. Возраст интрузии кварцевых сиенитов, как более молодой, видимо, мы можем считать нижедевонским. К нижнему же девону ее относят М. А. Усов (33) и Ю. А. Кузнецов (40).

Жильные породы, связанные с интрузией сиенита, можно разбить на две группы: а) основные и б) кислые. В группу основных мы относим породы, представленные темнозелеными, сероватозелеными зернистыми разностями, которые объединены под общим названием диабазы. В группу кислых жильных пород входят кварцевые сиенитпорфиры, монцонитпорфиры и альбититпорфиры. Эти жильные породы секут эффузивы, скарны, рудные тела, а также интрузивные породы. Необходимо отметить, что в жильных породах наблюдается развитие кальцита, который является метасоматическим.

Неокаледонской интрузией заканчивается формирование изверженных пород района, прилежащего к Ирбинскому месторождению.

В последующие эпохи здесь мы наблюдаем только отложения лёсса и речные наносы. Лёсс расположен в виде отдельных пятен около самого месторождения, например, на горе Свинцовой или во впадинах горы Гранатовой и других участках.

V. Описание пород месторождения.

В состав геологических формаций Ирбинского железорудного месторождения входят известняки, эффузивные породы, представленные порфирами, фельзитпорфирами, ортофирами, интрузивные породы, представленные кварцевыми монцонитами, жильные породы (сиенитпорфиры, монцонитпорфиры, альбититпорфиры и диабазы) и скарны.

1. Известняки. Самыми древними породами месторождения являются светло- и темносерые среднезернистые известняки—мраморы. Возраст их по аналогии с известняками, распространенными около дер. М. Ирба и содержащими фауну, определяется среднекембрийским (11, 13). Массивные светлосерые среднезернистые известняки тянутся по западному подножию горы Рудной и Свинцовой. Затем, в виде узкой полосы на протяжении 2,5 км они достигают северного конца горы Гранатовой. В северной части этой полосы, где имеется полоса брекчиевидных пород, залегает месторождение флюорита. Кроме того, на горе Свинцовой по III-й разведочной линии был встречен выход мраморов. На горе Железной имеются отдельные выходы скарированных известняков, например, на южном склоне горы в контакте с рудным телом на правой стороне ключа Железного, в прой-

денной штольне и канаве № 26 встречаются крупнокристаллические известняки светлосерого цвета. Эти известняки частично подверглись скарнированию с образованием граната.

В виде отдельных небольших островков чистые светлосерого цвета мраморы встречены (обн. 52) на самой вершине западного склона горы Безымянной. Ближе к контакту с интрузивными породами в этих известняках появляются зеленые полосы и неправильной формы пятна, которые состоят из граната. Под микроскопом видно, как гранат замещает известняки, распространяясь в них в форме отдельных пятен и жилков. Темносерые мраморизованные известняки встречены в канавах 34 и 69 горы Безымянной (фиг. 1), где известняки вместе с рудным телом рассекаются дайкой диабаз.

Следовательно, известняки встречаются в районе самого месторождения в форме отдельных мелких островков или пятен и расположены иногда вблизи рудных тел или даже в контакте с ними. Под действием интрузии известняки мраморизованы и скарнированы с образованием граната, диопсида, магнетита. В шлифах гранат имеет желтоватозеленую окраску, изотропен и располагается в мраморе отдельными пятнами и жилками. В мраморе изредка встречается магнетит, который образуется всегда около граната. Кроме того, некоторые участки замещаются кварцем, который, наряду с образованием отдельных зерен среди известняка, образует тонкие жилки в гранате. Кое-где в известняках встречается бесцветная слюдка. Необходимо отметить, что отдельные трещинки заполняются кальцитом; возможно, здесь проявляется местная перегруппировка известковистого материала.

2. Фельзитпорфиры в районе месторождения встречаются главным образом на западном склоне горы Железной. Здесь они распространены от дудки № 72 на ЮВ до XVIII разведочной линии и на запад до подножия горы, т. е. до реки Б. Ирба. Фельзитпорфирами названы сильно измененные плотные породы. Они имеют ленточную текстуру, обусловленную неоднородностью окраски, которая варьирует от лиловобурой до темнофиолетовой, иногда серой. Эти породы очень плотны, излом раковистый, мелкозернисты, и отдельные разности их напоминают роговики, а где сильнее заметна ленточная текстура — геллефлинту (по П. К. Яворовскому). При микроскопическом исследовании установлено, что в состав породы входят плагиоклаз, кварц, пироксен, эпидот, гранат, сфен, магнетит, хлорит и лимонит. Структура породы роговиковая. В некоторых шлифах наблюдалась неоднородность окраски; различно окрашенные участки расположены в виде пятен, то светло окрашенных, то имеющих более темную окраску. Светлоокрашенные участки состоят из крупнозернистых агрегатов кварца и плагиоклаза, наряду с которыми в них присутствуют эпидот и светлоокрашенный гранат, а участки, окрашенные в серые цвета, состоят из мелкозернистого материала, а именно — из кварца, полевого шпата, загрязненного хлоритом, и имеют структуру замещения. При этом иногда наблюдается, что более мелкозернистые участки как бы окружены кольцом крупнозернистого материала. Повидимому, первично породы состояли из обломочного материала различной величины зерна и состава или, может быть, были разбиты после своего формирования. Различно окрашенные участки чаще располагаются отдельными полосами.

Плагиоклаз встречается в виде мелких (0,12—0,6 мм) изъеденных зерен; иногда они имеют тонкую полисинтетическую штриховку. Чаще плагиоклаз разложился настолько, что трудно определить: в

проходящем свете становится буроватым—забивается окислами железа. Кое-где по плагиоклазу развивается серицит. Все зерна полевого шпата корродированы и имеют роговиковую структуру.

Кварц заполняет промежутки между зерен плагиоклаза. Он располагается в виде мелких зерен с площадью сечения от 0,002 до 0,005 мм² и является остаточным. Кроме того в породе имеется кварц второй генерации, он встречается в форме жилков, секущих породу в различных направлениях.

Диопсид наблюдается во всех шлифах в виде мелких зерен, которые корродируют зерна плагиоклаза. Диопсид распределен неравномерно: в породах, расположенных вблизи контакта с монцонитами, он наблюдается в большом количестве, образуя пироксеновые скарны, а в породах, залегающих вдали от контакта—содержание его незначительно.

В шлифах 217б и 217г наблюдается бесцветный (редко буроватый) изотропный гранат, расположенный в виде отдельных зерен; кое-где он составляет полосы, а иногда образует жилки, имеющие небольшую мощность. Гранат охотнее замещает плагиоклазы. Затем в породе появляется эпидот, расположенный в форме отдельных скоплений. В некоторых шлифах (217б) в участках, состоящих из плагиоклаза, кварца и эпидота, встречается очень мелкозернистый биотит. Он имеет в проходящем свете зеленоватожелтую окраску.

На границах между крупно- и мелкозернистыми участками развивается сфен, расположенный в форме отдельных зерен. В более мелкозернистых участках наблюдается в небольшом количестве магнетит. Наконец, в породе пользуются достаточно большим развитием хлорит и серицит. Кроме того порода местами пропитана окислами железа, образовавшимися, видимо, за счет разрушения сульфидов.

Порядок образования минералов можно представить следующей схемой.

| Минералы | Первичная порода | Процессы метаморфизма | Экзогенные процессы |
|-----------------------------------|------------------|-----------------------|---------------------|
| 1. Плагиоклаз (альбит?) | — | | |
| 2. Кварц | — | | |
| 3. Диопсид | | — | |
| 4. Эпидот | | — | |
| 5. Гранат | | — | |
| 6. Магнетит | | — | |
| 7. Биотит | | — | |
| 8. Хлорито-серпентин | | — | |
| 9. Лимонит | | | — |
| 10. Серицит | | | — |

Из схемы видно, что от первичной породы сохранились только плагиоклаз и кварц, ныне имеющие роговиковую структуру. Темноцветные компоненты первичной породы не были встречены. В первую стадию метаморфизма, вызванного интрузией кварцевого монцонита, порода подверглась ороговиканию, а в последующие—скарнированию, с образованием диопсида, граната, магнетита, кварца, эпидота, биотита и хлорито-серицита. Возможно, что часть биотита образовалась в стадию ороговикования. В экзогенную стадию порода забивается лимонитом, который иногда образует жилки. Таким образом можно считать, что описанная порода относится к эффу-

живной, которая изменена под действием контактового метаморфизма. Эти фельзитпорфиры могут быть сопоставлены с ленточными порфирами, расположенными в низовьях реки Бурлука и по ключу Черештыку на восток до горы Изых и описанными А. Я. Булыньниковым (10).

На горах Свинцовой, Рудной и Железной встречаются гранатовые скарны ленточного сложения. Кое-где среди них можно наблюдать реликтовые структуры фельзитпорфиров. Принимая во внимание, что фельзитпорфиры обладают ленточной текстурой и сравнительно легко скарнируются, а вблизи рудных тел в них развиваются преимущественно гранаты, мы можем допустить, что скарны с полосчатой текстурой образовались путем замещения ленточных фельзитпорфиров.

Вопрос о возрасте эффузивов остается не решенным, но, по аналогии с фельзитпорфирами района, мы можем отнести их к D_1 (?).

3. Порфириты встречаются на горе Гранатовой. Они слагают юго-восточный и юго-западный склоны горы, огибая рудные тела и скарновое поле с южной стороны. Отдельные выходы порфиритов вместе с кальцитизированными песчаниками были встречены на западном склоне горы у самого подножия ее. Макроскопически порфириты имеют темносерый цвет с зеленоватым оттенком, текстура массивная, среднезернистая. Около скарновых полей они принимают плотное строение и содержат сульфиды. Под микроскопом в порфиритах наблюдаются плагиоклаз, щелочный полевой шпат, роговая обманка, пироксен, эпидот, хлорит, карбонаты, сфен, серицит, лейкоксен, магнетит и сульфиды. Плагиоклаз образует преимущественно удлиненные лейсты, реже короткостолбчатые, расположенные под некоторыми углами одна к другой, иногда—параллельно. В отдельных зернах видна полисинтетическая штриховка и заметна слабая зонарность; зерна плагиоклаза сильно корродированы, а кое-где и разорваны. По плагиоклазу развивается серицит, который поражает все зерна плагиоклаза. Также большим развитием пользуется щелочный полевой шпат; он корродирует зерна плагиоклаза, а в случае порфириковой структуры заполняет интерстиции между лейстами плагиоклаза и реже образует порфириковые выделения. В порфиритах с западного склона горы наблюдается зеленоватая актинолитовая роговая обманка, образующая иногда крупные зерна или входящая в состав основной массы, где она имеет мелкие зерна. Ближе к скарнированным участкам в порфиритах развивается диопсид, образующий мелкие зерна в породе. По диопсиду и актинолиту развивается хлорит, который кое-где забивает породу. В незначительном количестве встречаются сфен, эпидот, лейкоксен и карбонаты, причем последние представлены кальцитом и сидеритом (?). Карбонаты—более позднее образование и они корродируют (в отдельных участках) все минералы, входящие в породу. В порфиритах наблюдаются магнетит и сульфиды (халькопирит и пирит). Магнетит чаще располагается в интерстициях плагиоклаза и изредка образуется около темноцветных компонентов.

Структура порфиритов достаточно сильно варьирует. В изученных образцах мы наблюдали андезитовую структуру, структуру близкую к бостонитовой, где полевые шпаты с зазубренными краями расположены в беспорядке, а в интерстициях их встречается магнетит, и, наконец, структуру порфириковую. В последнем случае в порфириковых выделениях встречаются плагиоклаз и роговая обманка, редко щелочный полевой шпат. В основной массе—те же минералы, только мелкозернистые.

Принимая во внимание изменчивость структур породы, можно сделать предположение, что порфириты, вернее грахиадензиты, формировались в условиях, близких к гипабиссальным, т. е. образование их происходило на некоторой глубине от поверхности.

4. Песчаники встречены на горе Безымянной (к. 54) и у СЗ подножия горы Гранатовой. По своему составу они резко различны. На горе Безымянной песчаники имеют пеструю окраску. Большая часть породы состоит из зеленоватой фельзитообразной массы, в которой имеются включения красноватого цвета, состоящие, вероятно, из полевых шпатов; некоторые участки пород имеют милоцитизированный облик.

Под микроскопом мы наблюдаем остроугольные обломки полевого шпата и кварца; часто имеются обломки с роговиковой структурой, а кое-где в них встречаются структуры графические, образованные прорастанием полевого шпата и кварца. Изредка наблюдаются слабо корродированные обломки. Плаггиоклаз, составляющий обломки, имеет тонкую полисинтетическую штриховку и, вероятно, относится к альбит-олигоклазу. Кварц включается в виде отдельных некрупных зерен, расположенных среди цемента, иногда в небольшом количестве входит в состав цемента. Цемент песчаника представлен микрофельзитовой массой, в проходящем свете имеющей зеленую окраску. Повидимому, в состав его входит большое количество хлорита. Порода также содержит небольшое количество роговой обманки, которая расположена в форме мелких зерен и является, видимо, метасоматической. В некоторых шлифах встречаются зерна магнетита. Эпидот в песчаниках развит в небольшом количестве. Он встречается в виде отдельных зерен. Вокруг обломков часто скопляется бурое вещество—лимонит, образуя узкие каемки. Лимонит, кроме того, пропитывает цемент песчаника, придавая ему желтоватый цвет.

У западного подножия горы Гранатовой в направлении к реке Б. Ирба встречен выход песчаника, содержащего большое количество кальцита. Макроскопически окраска породы неоднородна—пятнистая. Основная масса породы окрашена в зеленоватый цвет, а среди нее имеются отдельные включения кальцита белой окраски. Текстура брекчиевидная. При микроскопическом изучении установлено, что в состав обломков входят плаггиоклаз, кальцит и щелочный полевой шпат; состав цемента представлен известковым веществом и хлоритом. В виде аксессуарных минералов встречаются апатит, лимонит, ильменит и лейкоксен.

Плаггиоклаз расположен в виде отдельных зерен, имеющих тонкую полисинтетическую штриховку. Все зерна плаггиоклаза корродированы кальцитом, составляющим цемент породы. Наряду с плаггиоклазом, встречается небольшое количество щелочного полевого шпата, в проходящем свете имеющего буроватую окраску. Кальцит встречается отдельными агрегатами зерен и составляет в породе значительную часть; причем часть кальцита, которая входит в обломки породы, является более крупнозернистой, а кальцит, входящий в состав цемента—мелкозернистый. Он, наряду с плаггиоклазами, сечет тонкими жилками и обломки, состоящие из кальцита. Хлорит входит в состав цемента и развит в породе довольно широко. Он образует иногда отдельные скопления, среди которых встречается радиальнолучистый хлорит. Кое-где хлорит образует жилки в обломках кальцита. Около плаггиоклаза встречено 2—3 удлинённых зерна апатита. Лимонит окружает, узкой каемкой некоторые обломки плаггиоклаза и кальцита, а

также входит в состав цемента, где он встречается в незначительном количестве. Кроме того в песчанике встречаются ильменит и лейкоксен.

Описанные выше песчаники изменены метасоматически. Они в районе месторождения пользуются небольшим распространением и встречены, как уже отмечалось, только на горе Гранатовой и Безымянной. На горе Безымянной они составляют небольшой участок, заключенный среди разветвляющегося рудного тела.

5. **Роговики** среди пород месторождения пользуются незначительным распространением. Они встречаются в контактовых зонах интрузивных пород, т. е. кварцевых монзонитов, и составляют узкую полосу, мощность которой колеблется, приблизительно, от нескольких десятков до 200—300 м. Окраска роговиков неоднородна—темносерая с зеленоватым оттенком, зеленоватая, розоватая и красная. Иногда роговики имеют полосчатую текстуру, обусловленную неоднородностью окраски и состава. Плотные. Мелкозернистые. Наблюдаются включения сульфидов, эпидота, граната и магнетита. При микроскопическом изучении в составе роговиков наблюдались плагиоклаз, кварц, актинолит, сфен, эпидот, хлорит, кальцит, гранат, апатит, серицит, ильменит, магнетит и сульфиды.

Плагиоклаз встречается в виде очень мелких зерен, имеющих гранобластическую структуру. В некоторых зернах его заметна тонкая полисинтетическая штриховка, но чаще полисинтетических двойников не наблюдается. В проходящем свете он имеет сероватую окраску. В подчиненном к плагиоклазу количестве в роговиках встречается щелочной полевой шпат, имеющий в проходящем свете буроватую окраску. Кварц в роговиках встречается в различных количествах. Иногда он составляет большую часть шлифа, но чаще наблюдается в небольших количествах и преимущественно обладает гранобластической структурой. Кроме того, в шлифах наблюдался кварц, образующий тонкие жилки. Диопсид встречается во всех шлифах в неправильной формы зернах, размер которых в среднем равен 0,09 мм, причем следует отметить, что крупность зерна породы, варьирующая от 0,2 до 0,40 мм, на размер зерен диопсида не влияет. Он охотнее образуется около зерен полевого шпата, разбухтовывая последние. Иногда наблюдаются короткопризматические зерна диопсида, которые в большинстве случаев замещаются роговой обманкой—актинолитом. Видимо, этот пироксен принадлежал первичной породе. Актинолит развит относительно слабо. Он образуется по периферии зерен диопсида, реже замещая таковой нацело. Эпидот развит в роговиках относительно слабо. Он встречается почти во всех шлифах и располагается в виде отдельных зерен, главным образом, около диопсида, граната и кальцита. Кое-где наблюдалось, что пироксен, амфибол и эпидот образуют в породе короткие жилки. Кальцит встречается редко, он иногда в виде узкой каемки окружает полевые шпаты, иногда поражает их и реже образует жилки. По полевым шпатам, расположенным в форме лейст, изредка развивается серицит. В нескольких шлифах (скв. № 3 и гора Свинцовая № 209) встречен гранат, который в проходящем свете имеет буроватую окраску, изотропен. Кроме того в породе в небольшом количестве встречаются апатит, сфен, ильменит, магнетит и сульфиды. Отдельные участки роговиков хлоритизированы.

Порядок образования минералов можно представить схемой на странице 13.

Следовательно, процесс формирования роговиков можно представить следующим образом. В состав изверженной породы (вероятно,

Схема образования минералов в роговиках.

| Минералы | I. Первичная порода | II. Процесс ороговикования | III. Процесс скарнирования | IV. Экзогенные процессы |
|-------------------------|---------------------|---|----------------------------|-------------------------|
| Полевые шпаты | ————— | Перекристаллизация полевых шпатов и кварца. | ————— | |
| Кварц | ————— | | | |
| Пироксен | — ? — | | | |
| Актинолит | | | | ————— |
| Сфен | | | | ----- |
| Эпидот | | | | ————— |
| Хлорит | | | | ————— |
| Кальцит | | | | ————— |
| Гранат | | | | ————— |
| Апатит | ————— | | | — ? — |
| Серицит | | | | ————— |
| Ильменит | | | | ————— |
| Магнетит | ————— | | | ————— |
| Сульфиды | | | | ————— |
| Лимонит | | | | ————— |

эффузивная) входили плагиоклаз, щелочной полевой шпат, кварц и, возможно, пироксен. Последний кое-где наблюдался в виде очень разрушенных зерен, по большей части замещенных актинолитом. Это явление заставляет предполагать, что пироксен в исходной породе присутствовал.

Под влиянием контактового метаморфизма порода подверглась ороговикованию. В эту стадию образование новых минералов не происходило, а произошла только перекристаллизация минералов с образованием гранобластической и аллотриоморфной структур.

В следующий период, когда перекристаллизация уже была закончена, роговики подверглись скарнированию с образованием диопсида, граната, актинолита, эпидота, апатита, ильменита, кварца и в конечную стадию скарнирования—хлорита, серицита, кальцита, сульфидов. Время образования сфена установить не удалось, но образование его относится, вероятно, также к стадии скарнирования.

Кварц, кальцит, составляющие жилки в породе, а также частично хлорит и сульфиды формировались, видимо, во время образования даек порфиоров, которые сопровождаются выносом кремнезема и карбонатов.

В стадию экзогенную происходит образование лимонита, который в изучаемых шлифах встречен в совершенно незначительном количестве.

6. Кварцевые монцониты в районе месторождения пользуются широким распространением и являются краевой частью интрузии кварцевых сиенитов, которые в пределах месторождения не встречаются и здесь не описываются. Окраска монцонитов варьирует от красноватой до серой, а около контакта появляется зеленоватый оттенок, обусловленный, видимо, присутствием эпидота. Текстура породы массивная; редко они имеют слабо выраженную полосчатость, которая проявляется в неоднородной окраске отдельных полос. В контактах почти всегда наблюдается узкая каемка (30—40 см) породы, имеющая фельзитоподобный облик. В состав монцонитов входят серый до мясокрасного полевой шпат, небольшое количество кварца, темноцветные компоненты представлены пироксеном. В участках, имеющих зеленоватый оттенок, заметен эпидот.

При микроскопическом изучении установлено, что порода состоит из плагиоклаза, щелочного полевого шпата, кварца, авгита и акцессорных минералов—apatита, ильменита, цоизита. Структура панидио-

морфная. Плаггиоклаз с тонкой полисинтетической штриховкой расположен в виде идиоморфных короткостолбчатых призм размером от 2,6 до 0,25 мм. Отдельные зерна плаггиоклаза сильно корродированы щелочным полевым шпатом и кварцем. Кое-где плаггиоклаз сильно разложился с образованием серицита, и как исключение наблюдается образование цоизита. Разложению сильнее подверглись центральные части зерен и слабее периферические, причем в некоторых шлифах периферические части зерен плаггиоклаза остались совершенно свежими. Измерение нескольких зерен плаггиоклаза на Федоровском столике дало №№ 5—13. Следовательно, плаггиоклаз относится к альбиту и альбит-олигоклазу. В контакте интрузии с боковыми породами зерна плаггиоклаза часто принимают овальную форму. В кварцевом монцоните в значительном количестве содержится щелочной полевой шпат, который часто корродирует плаггиоклаз. Нередко щелочной полевой шпат находится в сростании с кварцем и дает микропегматитовые структуры, которые охотнее образуются в красноватых разностях монцонита, например, образец монцонита с правого берега рч. Б. Ирбы.

Пироксен встречается в небольшом количестве. Зерна его имеют идиоморфные ограничения и достигают размера до 1,8 мм. Окраска его в проходящем свете слабозеленоватая до бесцветной. Иногда пироксен заполняет интерстиции между зернами плаггиоклазов; кое-где зерна его являются корродированными плаггиоклазом. Определение по методу Федорова дало $2V = +61$; $cNg = 42^\circ$. Следовательно, пироксен относится к железосодержащему диопсиду. По периферии зерен диопсида образуется амфибол.

Наряду с диопсидом в монцонитах встречается обыкновенная роговая обманка, которая в проходящем свете имеет зеленоватую окраску, плеохроизм в зеленоватых тонах. Зерна ее часто разрушаются с образованием хлорита. Измерение зерна дают $2V = 72$; $cNg = 15-21^\circ$, что определяет ее как обыкновенную роговую обманку.

По роговой обманке, а иногда и в полевых шпатах развивается минерал, имеющий светлобуроватую окраску. Плеохроизм его—в буроватых тонах. Адсорбция минерала биотитовая. Спайность минерала выражена в одном направлении, угасание прямое. Поляризует в цветах I и II порядков; интерференционная окраска неоднородна. Этот минерал редко встречается в кристаллах, он чаще образует жилки в плаггиоклазе. В роговой обманке создает неправильный узор и оставляет впечатление, что это реликт какого-то замещенного минерала. Описанный минерал, видимо, относится к железосодержащему хлориту и образовался в низкотемпературную стадию путем замещения биотита, который нацело разложился и в кварцевых монцонитах контактовой зоны не встречается ¹⁾.

Кварц встречается в разных количествах: в некоторых шлифах он содержится в незначительном количестве, располагаясь в интерстициях плаггиоклаза, в других, кроме заполнения промежутков, дает графические структуры, срастаясь преимущественно со щелочными полевыми шпатами. Кроме того, имеется кварц второй генерации, имеющий неправильную форму зерен и составляющий кое-где жилки, секущие породу в различных направлениях. Из аксессуарных минералов в породе развиваются апатит в форме тонких иголочек и ильменит, по периферии которого образуется лейкоксен. Кроме того встречаются отдельные мелкие зерна сфена.

¹⁾ А. Я. Булыжников в составе кварцевых сиенитов указывает на присутствие биотита.

Вблизи рудных тел кварцевые монцониты слабо ороговикованы и скарнированы. Скарнирование монцонитов выражается в развитии граната, пироксена, актинолита, магнетита, эпидота, кварца и кальцита. Гранат избирательно замещает полевые шпаты, образуя в них бухточки, заливы и т. д. Иногда от зерен полевого шпата остаются небольшие обрывки, расположенные в виде каемки вокруг зерен граната, например, гора Свинцовая № 391 (фиг. 2). Избирательное замещение полевых шпатов гранатами наблюдалось А. Н. Заварицким (38²¹) при изучении им месторождений медных руд на Урале. Он пишет, что гранат развивается на месте плагиоклаза, а авгит остается не замещенным. Следовательно, гранат в изверженных породах предпочтительнее развивается по полевым шпатам. В проходящем свете гранат имеет буроватую окраску, изотропен. Изредка встречается и аномальный гранат, который в проходящем свете имеет слабозеленоватую окраску. Пироксен распределяется в форме мелких зерен, которые часто имеют овальную форму. Он бесцветен, в скрещенных николях дает интерференционные цвета до желтых. Измерение на Федоровском столике дало $2V = +62$; $cNg = 48$, что соответствует диопсид-геденбергиту. Эпидот появляется в виде отдельных чешуек, которые разбросаны по всей породе, но часто он развивается по периферии зерен плагиоклаза и изредка образует тонкие жилки. Магнетит встречается в небольшом количестве. Он образуется около граната, иногда проникая внутрь последнего по трещинкам. В породе наблюдается лучистый амфибол, который развивается по пироксенам и часто приурочен к магнетиту. Кстати, около магнетита амфибол является всегда более светлым, чем вдали от него. Наряду с образованием кварца во время скарнирования появляется значительное количество кальцита, который корродирует полевые шпаты, иногда замещая их нацело, и образует жилки, секущие породу в различных направлениях. Жилки кальцита, секущие кварц, имеют неровные края и, следовательно, являются жилками замещения. Ко времени образования кальцита приурочено развитие актинолита. В последнюю очередь образуется хлорит, который располагается около темноцветных компонентов и магнетита, и реже около жилок кварца.

Порядок образования минералов можно представить следующей схемой.

Схема образования минералов в кварцевом монцоните.

| Минералы | I эпоха магматическая | II эпоха эманационная | III эпоха экзогенная |
|------------------------------------|-----------------------|-----------------------|----------------------|
| 1. Плагиоклаз | ————— | | |
| 2. К-На полевой шпат | ————— | | |
| 3. Диопсид | ————— | | |
| 4. Диопсид-геденбергит | | ————— | |
| 5. Обыкн. рогов. обманка | ----- | | |
| 6. Актинолит | | ————— | |
| 7. Кварц | ----- | ————— | |
| 8. Эпидот | | ————— | |
| 9. Хлорит | | | ————— |
| 10. Апатит | ————— | | |
| 11. Ильменит | ————— | | |
| 12. Лейкоксен | | ----- | ----- |
| 13. Сфен | ----- | | |
| 14. Магнетит | | ————— | |
| 15. Кальцит | | | ----- |
| 16. Цоизит | ----- | | |
| 17. Гранат | | ————— | |
| 18. Серпичит | | ----- | |

- В магматическую стадию произошло формирование горной породы—кварцевого монцонита. В стадию эманационную, главным образом, одновременно с образованием рудных месторождений, произошло скарнирование монцонита, выразившееся в образовании граната, диопсида, магнетита, эпидота, актинолита, кварца, кальцита. В эту же эпоху происходит образование хлорита, лейкоксена и серицита. Следует отметить, что развитие кальцита и частично кварца и эпидота связано, вероятно, с образованием даек порфиров. Кроме того, образование кальцита идет и в стадию экзогенную.

С интрузией кварцевых монцонитов связаны жильные образования диабазов и порфиров, которые встречаются в районе железорудных месторождений и особенно большим развитием пользуются на горе Свинцовой, где все рудные тела изрезаны дайками. Здесь насчитывается 23 дайки, из которых 14—диабазы и 9—порфиры. На других горах количество даек меньше; например, на горе Железной имеется 10 даек, Безымянной—4, Рудной—4, Гранатовой—3. Мощность даек диабазов варьирует от 0,7 до 19 м (Железная и Свинцовая) и от 1,2 до 3,6 м гора Гранатовая. Мощность же даек порфиров колеблется от 0,4 до 24 м.

7. **Диабазы** имеют форму даек различной мощности от 0,3 до 12 м; простирание их в различных направлениях, но преимущественно СЗ направления. Макроскопически диабазы имеют зеленоватую, темносерую с зеленоватым оттенком и, в случае сильно выветрелых разновидностей, зеленоватую с желтым оттенком окраску. Текстура диабазов массивная, мелкозернистая, с порфиристыми выделениями плагиоклазов. При разрушении они дают шаровую отдельность, реже столбчатую. В некоторых дайках диабазов горы Железной (298°) и Гранатовой (213°) наблюдаются включения кристалликов пирита. В контактах с порфирами диабазы приобретают более плотное строение и становятся частично светлее. При микроскопическом изучении диабазов выяснено, что в состав их входят плагиоклаз, пироксен, кварц, апатит, ильменит, магнетит, эпидот, пирит, кальцит, хлорит и лимонит.

Плагиоклаз расположен в виде лейст размером от 0,2 до 1,2 мм. Лейсты располагаются под некоторыми углами одна к другой и напоминают офитовую структуру. Зерна плагиоклаза имеют полисинтетические двойники, часто наблюдается хорошо выраженная зонарность. Почти все зерна плагиоклаза подверглись некоторому разрушению, результатом которого является развитие серицита. Часть зерен плагиоклаза изогнута и разорвана на отдельные участки. В интерстициях плагиоклаза расположен пироксен, который в большей части породы разрушен с образованием хлорита. Но кое-где зерна диопсида сохранились. Они в проходящем свете бесцветны, плеохроизма незаметно, интерференционные цвета—до второго порядка. В интерстициях же плагиоклаза расположен и кварц. Он встречается в небольшом количестве и имеет неправильную форму зерен.

В диабазе большим развитием пользуется хлорит. Он часто заполняет все промежутки между плагиоклазом, замещая, видимо, темноцветные компоненты. Судя по сохранившимся остаткам зерен, расположенным в центре хлорита, темноцветные компоненты были представлены диопсидом. В некоторых шлифах наблюдается хлорит с неоднородной интерференционной окраской, имеющий хорошую спайность в одном направлении; возможно, что здесь хлоритом замещены зерна роговой обманки. Кое-где хлорит имеет желтоватую и желтоватобурю окраску и различные интерференционные цвета (пестрый). Эта неоднородность, обусловлена, вероятно, загрязнением его окислами

железа. Иногда хлорит образует узкие каемки вокруг зерен плагиоклаза. В шлифах изредка встречается апатит, расположенный в виде очень мелких иголочек. В небольшом количестве наблюдается эпидот. Он развивается вблизи зерен сульфидов и образовался, видимо, одновременно с последними, возможно, во время формирования даек порфиров. Присутствует некоторое количество сульфидов (Fe S_2 и Cu Fe S_2). Вокруг них образуется лимонит, который распространяется по породе и загрязняет ее. Очень редко в шлифах наблюдается кальцит, который развивается по плагиоклазу. Наконец, в шлифах встречаются магнетит и ильменит и продукт разложения последнего — лейкоксен.

Магнетит имеет гранобластическую структуру, а в некоторых шлифах он распределяется по всему шлифу в виде мелкой сыпи. Иногда среди плагиоклаза в форме удлиненных зерен встречается ильменит.

Порядок выделения минералов можно представить следующей схемой.

Схема образования минералов в диабазе.

| Минералы | Магматическая стадия | Эманационная стадия | Экзогенные процессы |
|-------------------------|----------------------|---------------------|---------------------|
| 1. Плагиоклаз | ----- | | |
| 2. Кварц | ----- | | |
| 3. Пироксен | ----- | | |
| 4. Кальцит | | | ----- |
| 5. Эпидот | | ----- | |
| 6. Хлорит | | ----- | |
| 7. Апатит | ----- | | |
| 8. Сульфиды | | ----- | |
| 9. Магнетит | ----- | ----- ? ----- | |
| 10. Лимонит | | | ----- |
| 11. Ильменит | | | ----- |

Из схемы видно, что в стадию магматическую образовались плагиоклаз, пироксен, кварц, апатит, ильменит и магнетит. В стадию эманационную образуется магнетит, особенно та его часть, которая имеет гранобластическую структуру. В эту же стадию появляются эпидот и хлорит. Появление кварца и карбонатов не совсем ясно. Возможно, что эти минералы образовались во время образования даек порфиров, с формированием которых связано изменение пород, выражающееся в окварцевании, карбонатизации, и, как увидим при описании порфиров, в появлении хлорита. Сульфиды же, видимо, частично образовались в эманационную стадию формирования диабазов и частично, особенно около контактов, во время появления даек порфиров.

В стадию экзогенную образуются лимонит и в небольшом количестве кальцит, который кое-где проникает по трещинкам.

8. Порфиры встречаются на всем участке рудных месторождений в виде даек, кроме горы Гранатовой, на которой порфиров не встречено. Макроскопически порфиры представлены сероватыми и красноватыми породами, имеющими массивную текстуру, реже полосчатую. Основная масса порфиров плотная, мелкозернистая, иногда принимает фельзитовый облик (особенно в краях даек). Порфировые выделения представлены красными полевыми шпатами. Некоторые дайки испытали давление, следы которого выражены в форме параллельных трещин. По трещинкам образуются тонкие (около 1 мм) жилки кварца. Дайки

порфиров в общем имеют СВ, часто близкое к широтному, простирание. При микроскопическом изучении установлено, что структура пород порфировая. Порфиновые выделения представлены плагиоклазом и редко щелочным полевым шпатом. Размер лейст полевого шпата колеблется от 1,7 до 0,17 мм. Большая часть лейст плагиоклаза обладает тонкой полисинтетической штриховкой, в некоторых зернах заметна слабая зонарность. Плагиоклаз, составляющий порфиновые выделения, согласно измерениям на Федоровском столике, относится к альбит-олигоклазу и имеет № 6—13. Многие зерна плагиоклаза серицитизированы, корродированы кварцем, хлоритом, эпидотом и кальцитом. Большую часть основной массы порфиров составляют плагиоклаз, щелочной полевой шпат, кварц и в меньшем количестве входят апатит, сфен, эпидот, пироксен, амфибол, хлорит, магнетит, сульфиды, карбонат, ильменит, лимонит и ортит.

Плагиоклаз имеет удлиненные лейсты размером от 0,05 до 0,01 мм, расположенные под некоторыми углами одна к другой, а интерстиции между ними заполнены кварцем, который имеет ясно ксеноморфные формы зерен. Кварц, кроме того, изредка образует тонкие жилки в порфирах. Он корродирует плагиоклазы, от которых иногда остаются небольшие участки. Щелочной полевой шпат имеет по сравнению с плагиоклазом меньшее распространение. Он образует иногда порфиновые выделения, но, главным образом, встречается в интерстициях плагиоклазов и входит в состав основной массы в виде мелких зерен. В проходящем свете он имеет буроватую окраску. Форма зерен щелочного полевого шпата неправильная—по отношению к плагиоклазу он ксеноморфен. В нескольких шлифах встречены небольшие реликты зерен пироксена и актинолита (?). Большая часть темноцветных компонентов разрушена и превращена в хлорит, который в порфирах пользуется большим распространением. Он замещает нацело какие то темноцветные компоненты. Хлорит развивается в виде хлопьев, в отдельных участках породы корродирует плагиоклазы, и иногда образует короткие жилки. Сравнительно небольшим развитием пользуется эпидот, который также разъедает плагиоклазы и появляется, видимо, одновременно с кварцем, образующим жилки в порфире. Почти в каждом шлифе встречается апатит, образующий мелкие иглы. В некоторых участках он развит в большом количестве. Например, в дайке на горе Свинцовой (273) апатит расположен в виде мелких иголок в основной массе и, кроме того, он имеется в крупных удлиненных зернах. Кое-где встречается сфен, образующий мелкие зерна неправильной формы с хорошо выраженным плеохроизмом. В изучаемых дайках порфиров широким развитием пользуется кальцит. Он является более поздним образованием и встречается в форме неправильных зерен, корродирующих плагиоклаз, щелочные полевые шпаты и другие минералы. Иногда он образует тонкие жилки. В некоторых участках зерна плагиоклаза нацело замещены кальцитом. Далее, в дайках встречаются в виде примеси ильменит, лейкоксен, магнетит и сульфиды.

В карьере около канавы № 5 на горе Свинцовой встречена дайка порфира, имеющая неоднородное строение. В центре дайки порфир имеет красноватый цвет, мелкозернистый, с порфировыми выделениями плагиоклазов. В краевых частях (примерно, 15 см ширины) дайки основная масса принимает фельзитобразный вид, окраска становится темносерой, порфиновые выделения представлены плагиоклазом. В составе дайки, наряду с большим содержанием апатита, появляется ортит. Ортит обладает высоким рельефом, пятнистой окраской, кото-

рая варьирует в цветах от бурого до бесцветного, плеохроизм выражен довольно ярко. Интерференционные цвета также пестрые. Некоторые зерна ортита переходят в эпидот, причем между ними есть постепенный переход.

В боковых породах, в частности в кварцевых монцонитах, дайки порфиров вызывают некоторое изменение, выражающееся в образовании эпидота, в окремнении и кальцитизации. Изменение боковых пород происходит в самих контактах и составляет узкую каемку.

Описанные дайки порфиров по своему составу следует отнести к сиенитпорфирам и монцонитпорфирам. К сиенитпорфирам относим те дайки, в которых порфиновые выделения представлены альбит-олигоклазом и зернами щелочного полевого шпата; в основной массе ортоклаз, плагиоклаз и кварц. К монцонитпорфирам относим дайки, в которых порфиновые выделения представлены преимущественно плагиоклазом. В основной массе их преобладают плагиоклаз и щелочной полевой шпат; содержание кварца небольшое. Большим распространением в районе месторождения пользуются дайки сиенитпорфиров. Кроме того, отдельные дайки на горах Железной и Свинцовой по составу и структуре являются альбититпорфирами.

Приводимая ниже схема иллюстрирует порядок выделения минералов в порфирах.

Схема образования минералов в порфирах.

| Минералы | Стадия магматическая | Стадия эманационная | Экзогенные изменения |
|-------------------------|----------------------|---------------------|----------------------|
| 1. Плагиоклаз | _____ | | |
| 2. Кварц | | _____ | |
| 3. Пироксен | _____ | | |
| 4. Амфибол | _____ | | |
| 5. Эпидот | | _____ | |
| 6. Апатит | | | |
| 7. Сфея | | _____ | |
| 8. Кальцит | | | _____ |
| 9. Хлорит | | | _____ |
| 10. Ильменит | _____ | | |
| 11. Лейкоксен | | _____ | |
| 12. Магнетит | _____ | | |
| 13. Сульфиды | | _____ | |
| 14. Серцит | | _____ | |
| 15. Лимонит | | | _____ |
| 16. Ортит | | _____ | |
| 17. Флюорит | | _____ | |

Таким образом, из диаграммы видно, что после своего формирования порфиры подверглись изменению под действием эманаций, с которыми связано образование кварца, эпидота, серицита, хлорита, превращение пироксена в актинолит, образование лейкоксена, ортита. Возможно образование сульфидов, которые встречаются в небольшом количестве и в схеме в эманационную стадию поставлены условно. В эту же эманационную стадию шло образование кальцита. В отдельных участках порфиров кальцит пользуется очень большим развитием. Он поражает все полевые шпаты, корродирует кварц и другие минералы. В контактах около даек наблюдается кальцитизация боковых пород, иногда образование эпидота и реже окремнение. По времени с этими же эманациями, вероятно, связано образование

сульфидов в рудных телах месторождения и возможно флюорита, который иногда в порфирах образует жилки.

В экзогенную стадию идет образование лимонита, который загрязняет породу или образует жилки, заполняя трещинки, и возможно в эту же стадию образуется хлорит.

9. Скарны. Окраска скарнов изменяется в широких пределах. Встречаются скарны темносерой, зеленоватой, темнозеленоватой окраски, пестрые, иногда полосчатые. Текстура их массивная, полосчатая, кое-где встречается друзовая. На стенках пустот магнетита нарастает гранат, а пустоты в гранатовом скарне выполняются кварцем или кальцитом. По составу скарны можно разбить на гранатовые, пироксено-гранатовые и пироксено-амфиболовые. Между ними есть все переходы, причем отдельные участки скарнов (особенно горы Железной) обогащены эпидотом, вплоть до образования эпидотовых скарнов—эпидозитов. В результате микроскопического изучения установлено, что в состав скарнов входят гранат, пироксен, амфибол, кварц, эпидот, магнетит, апатит, хлорит, лимонит, альбит, кальцит, сфен, гематит, лейкоксен, хлорит, серпентин, цоизит и сульфиды.

Наибольшим развитием из перечисленных минералов пользуется гранат. Он под микроскопом имеет зеленоватую, буроватую окраски до бесцветного. Зеленоватый и буроватый гранат изотропен и очень редко дает аномалии, а бесцветный гранат в большинстве случаев аномальный и редко изотропен. Иногда можно наблюдать, как на зернах буроватого граната нарастает бесцветный, аномальный гранат (фиг. 3), образуя зоны роста. Кое-где бесцветный гранат образует жилки в скарне и заполняет трещинки в буроватом гранате. В отдельных шлифах (горы Гранатовая, Железная, Рудная) содержится преимущественно гранат только с небольшим количеством эпидота, кальцита и пироксена. Буроватый, а затем и бесцветный гранат образуются в местах, где скарнируются силикатовые породы. Например, на горе Свинцовой можно было наблюдать, как буроватый гранат развивается в кварцевом монцоните, замещая, в первую очередь, плагиоклазы (фиг. 2). То же самое встречается на горах Гранатовой, Железной и Рудной. Гранат, имеющий зеленоватую окраску, развивается в скарнах, расположенных поблизости к известнякам, и, в частности, на горах Безымянной (№ 13, 14) и Железной (№ 147) мы наблюдали скарнированные мраморы, в которых гранат образует отдельные зерна, пятна и жилки (фиг. 4). Этот гранат под микроскопом имеет зеленоватую окраску, и при изучении не встречалось, чтобы он сопровождался бесцветным гранатом. Участки граната в известняках макроскопически имеют слабозеленоватую окраску и фельзитовый облик.

Необходимо отметить, что иногда в рудных скарнах встречаются друзовые структуры. В магнетите образуется пустотка, на стенках которой нарастает аномальный гранат, а центральная часть заполняется кварцем (фиг. 5).

Пироксен среди скарновых минералов пользуется большим распространением. Он встречается в различных количествах почти во всех скарнах, а кое-где образуются скарны пироксеновые. Он обычно разбросан по всей породе в виде мелких (размером 0,02—0,06 мм) зерен с изъеденными краями (фиг. 6). Обрывки зерен диопсида часто располагаются внутри граната, напоминая пойкилитовую структуру, а иногда наблюдалось, как гранат образует жилки в пироксене или разбухтовывает его. Произведенное измерение нескольких зерен пироксена на Федоровском столике дало $2V = +62$, $CNg = 48$, что оп-

ределяет его как диопсид-геденбергит. В некоторых шлифах встречаются зерна пироксена очень свежие, которые образовались позже граната, ибо имеются участки, где гранат замещается пироксеном.

По пироксену развивается актинолит, иногда замещая зерна пироксена нацело, иногда образуя только каемки по периферии. В амфиболовых скарнах (гора Железная шахта № 2 и северный склон горы Свинцовой) развивается преимущественно актинолит. Он имеет волокнистое строение, в проходящем свете зеленую окраску с ясно выраженным плеохроизмом. На горе Железной амфиболо-гранатовые скарны развиваются около рудного тела (шахта № 2), но в большинстве случаев непосредственно в контакте с рудным телом развиваются скарны пироксено-гранатовые. Правда, в висячем боку рудного тела шахты № 2 в самом контакте развит амфиболо-пироксеновый скарн, причем амфибол развился преимущественно за счет пироксена. Иногда отдельные волокна роговой обманки располагаются в кварце, образуя кометообразные формы срастания. На горе Свинцовой также встречаются амфиболовые скарны, причем амфибол имеет, главным образом, радиальнолучистое строение и развивается среди войлокообразной хлоритосерпентиновой массы. В этих скарнах диопсид встречается в совершенно ничтожных количествах и расположен по большей части в центре зерен амфибола. В отдельных шлифах были встречены в небольшом количестве сильно корродированные зерна обыкновенной роговой обманки, которая в большей своей части замещена хлоритом. Видимо, эти зерна роговой обманки сохранились от первичной породы. Кроме того, в скарнах содержится уралитовая роговая обманка (гора Железная), которая образует псевдоморфозы по пироксену.

Эпидот в скарнах пользуется большим распространением, кроме скарнов горы Гранатовой, где он встречается сравнительно редко. Эпидот располагается в скарнах в виде отдельных участков, пятен и жилков. Образование его происходит одновременно с появлением кварца, причем эпидот часто наблюдается расположенным на границе зерен или жилков кварца с полевыми шпатами. Зерна граната и диопсида корродируются эпидотом.

Кварц в скарнированных породах и скарнах относится к двум генерациям. Кварц, принадлежащий скарнированной породе, где он имеет гранобластическую структуру, является минералом первой генерации, и кварц, который образует жилки в скарнах или выполняет пустоты—второй генерации. Он пользуется широким развитием.

Магнетит в описываемых скарнах распространен сравнительно не широко. Его можно наблюдать в форме отдельных мелких участков неправильной формы, расположенных около зерен граната. В отдельных шлифах наблюдалось чередование колец роста граната и магнетита. Следовательно, магнетит начал образовываться одновременно с гранатом, имеющим буроватую окраску. Кроме того, магнетит наблюдался в скарнированных роговиках, где он располагается в виде мелкой сыпи.

В нескольких шлифах гор Гранатовой и Железной был встречен гематит. Он расположен отдельными пятнами, имеющими неправильную форму. Внутри этих пятен видны иголки гематита, вытянутые вдоль спайности зерен диопсида и актинолита. В проходящем свете при больших увеличениях заметна буроватая окраска. В скрещенных николях интерференционная окраска красноватобурая, приуроченная преимущественно к периферическим частям иголок гематита. Иногда он расподагается в кальците, развиваясь по его спайности.

Кальцит в различных количествах встречается во всех скарнах месторождения. Как уже упоминалось выше, кальцит по своему образованию различен. Часть кальцита относится к остаткам мраморов, которые подверглись скарнированию. Остаточной кальцит в скарнах пользуется небольшим распространением (исключая слабо скарнированные мраморы); зерна его корродированы; кое-где наблюдается слабое развитие магнетита. Большое количество кальцита образовано позднее рудообразования. Этот кальцит пользуется большим развитием. Он поражает все минералы, разбухтовывая их и выполняя отдельные трещинки и пустоты, имеющиеся в скарнах. Особенно большим развитием кальцит пользуется около даек порфиров, с которыми, вероятно, связываются низкотемпературные эманационные струи, давшие образование кальцита. В друзовых пустотах часто встречается кальцит, заполняя их и образуя довольно крупные кристаллы. Кальцит образует жилки в зернах пироксена, что несомненно указывает на замещение пироксена кальцитом. Иногда эти жилки кальцита разрастаются в неправильные метасомы. Такие явления наблюдаются и в полевом шпате.

Полевые шпаты присутствуют в скарнах в небольшом количестве. Они сохранились в виде отдельных участков от скарнированных силикатовых пород (эффузивных и интрузивных), и зерна их всегда корродированы, а в некоторых шлифах остались только мелкие обрывки, расположенные преимущественно среди зерен граната. По полевым шпатам развивается серицит, который также не пользуется большим развитием.

Хлорит в скарнах распространен в различных количествах. В скарнах, образованных за счет известняков, хлорит пользуется слабым развитием. Здесь он образуется, главным образом, по периферии рудных минералов и граната. В скарнах же, образованных за счет силикатовых пород, хлорит иногда пользуется достаточно сильным развитием. Особенно много хлорита в амфибол-пироксеновых и амфибол-гранатовых скарнах. Обычно хлорит располагается в виде чешуек, и только в нескольких шлифах амфиболовых скарнов он встречен в форме радиальнолучистых агрегатов. Хлорит развивается по пироксену, амфиболу и гранатам. Он иногда нацело замещает зерна амфибола, а в скарнах горы Гранатовой наблюдалось, что хлорит сильно развился по гранату, образуя в нем бухточки, жилки и вообще неправильной формы пятна. Во многих шлифах удалось наблюдать, как хлорит образует жилки в скарнах. Если порода пропитывается лимонитом, тогда хлорит приобретает желтоватую окраску. Лимонит же, правда, очень редко, по трещинкам в скарнах образует тонкие жилки.

В скарнах встречаются сфен, лейкоксен и апатит. Последний развит преимущественно в скарнах пироксено-гранатовых и магнетито-гранатовых. Изредка в скарнах встречались сульфиды (CuFeS_2 и FeS_2). Наконец, в скарнах, образованных за счет известняков, встречено несколько зерен бесцветной слюдки. Она имеет низкий рельеф, в шлифе совершенно бесцветна, интерференционные цвета высокие. Развитие ее приурочено к местам окварцевания известняков.

Порядок образования минералов в скарнах можно представить в схеме на странице 23.

В приведенной схеме показано образование минералов в скарнах независимо от состава скарнирующей породы. Поэтому в столбце „минералы скарнирующихся пород“, наряду с плагиоклазом, стоит кальцит; это значит, что плагиоклаз относится к силикатовым породам, т. е. к эффузивным и интрузивным породам, а кальцит—к изве-

Схема образования минералов в скарнах.

| Название минералов | Минералы скарнирующихся пород | Стадия скарнирования | Формирование даек порфиров | Экзогенные процессы |
|--|-------------------------------|----------------------|----------------------------|---------------------|
| 1. Гранат | | | | |
| 2. Пироксен | — | — | | |
| 3. Магнетит | | | | |
| 4. Апатит | | | | |
| 5. Эпидот | | | | |
| 6. Кварц | | — | — | |
| 7. Актинолит | | — | | |
| 8. Сфен | | | | |
| 9. Цоизит | | | | |
| 10. Полевые шпаты | — | | | |
| 11. Лейкоксен | | — | | |
| 12. Кальцит | — | | | |
| 13. Хлорит | | | | |
| 14. Хлорито-серпентин | | | | |
| 15. Лимонит | | | | |
| 16. Серицит | — | | | |
| 17. Гематит | | — ? | — | |
| 18. Сульфиды (CuFeS ₂ , FeS ₂ и др.) | | — ? | — | |
| 19. Везувиан (?) | | | | |
| 20. Бесцветная слюда | | | | |

стняку. Пироксен в скарнах, образованных за счет кварцевых монцитов, частично сохранился. Сохранившийся пироксен можно наблюдать в центре зерен актинолита. В изверженных породах, видимо, еще до скарнирования развились актинолит, серицит, хлорит. В скарнах, повидимому, содержится незначительное количество апатита и сфена, которые образовались в стадию магматическую, но решение этого вопроса неопределенно. Возможно, что наблюдающиеся сфен и апатит образовались исключительно в стадию скарнообразования. В стадию скарнообразования в большем количестве образуются гранат и пироксен, причем оба эти минерала формируются с некоторыми перерывами. Первым формируется пироксен, за ним почти одновременно начинает образовываться буроватый гранат в силикатовых породах и зеленоватый — в известняках. Этот буроватый гранат кое-где замещается пироксеном. Пироксен и буроватый гранат замещаются бесцветным гранатом, который нарастает на буроватом гранате в виде отдельных зон. В конце выделения буроватого граната образуется некоторое количество магнетита (образование магнетита будет описано подробнее в разделе руды). Вперед магнетита, отчасти и граната, формировался апатит, который в отдельных участках скарна пользуется значительным распространением (гора Гранатовая и др.).

Перед появлением кварца начинают образовываться эпидот и актинолит, последний развивается преимущественно за счет пироксена. Наряду с эпидотом встречено несколько зерен цоизита, который образовался, видимо, за счет полевых шпатов. В конце стадии скарнирования развиваются в небольшом количестве лейкоксен, хлорит, повидимому, появляется частично кальцит и незначительно — хлорито-серпентин, который наблюдался, главным образом, в амфиболовых скарнах.

В стадию формирования даек порфиров происходит образование кварца, который сечет скарны тонкими жилками и выполняет пустоты, образованные в скарнах. Наряду с образованием кварца появляются

эпидот и актинолит. В эту стадию в большом количестве образуется кальцит, который поражает скарны, выполняет в них пустоты и замещает ряд минералов. Одновременно с ним образуются хлорит, хлорито-серпентин, возможно, гематит, который в наблюдаемых шлифах располагался в кальците или около него. Гематит, замещающий пироксен, образовался, повидимому, в это же время. Наконец, формируются сульфиды. В стадию экзогенную образуются лимонит, загрязняющий скарны, и некоторое количество хлорита.

В схеме не показано время перекристаллизации пород. Наблюдения показывают, что ороговикование силикатовых пород (эффузивных) и превращение известняков в мраморы произошло до начала скарнирования. В породах с роговиковой структурой позднее начинают образовываться эпидот, пироксен и гранат, которые развиваются, образуя различного состава скарны. Кроме того, полосчатые текстуры ороговикovaných фельзитпорфиров сохраняются и в скарнах, образованных за счет этих пород.

Состав скарнов месторождений гор Безымянной, Рудной и Гранатовой преимущественно пироксено-гранатовый и даже гранатовый (гора Гранатовая). На горах Железной и Свинцовой, кроме пироксено-гранатовых скарнов, имеются скарны амфиболо-пироксеновые, амфиболовые и эпидозиты.

Содержание магнетита в скарнах увеличивается с приближением к рудным телам, которые отделены от скарнов нерезкими границами.

VI. Описание руд.

Рудные тела Ирбинского железорудного месторождения расположены по цепи невысоких гор, вытянутых в меридиональном направлении по левому берегу р. Б. Ирба. Они встречаются в виде узкой полосы на расстоянии 6 км. Руды залегают преимущественно среди изверженных пород—в девонских эффузивах и в песчаниках (песчаник встречен только около одного рудного тела), а также в кварцевом монцоните. Рудные тела приурочены, главным образом, к контакту кварцевого монцонита, распространяясь от него на небольшие расстояния. Некоторые рудные тела (гора Безымянная, кан. 34 и гора Железная № 147) залегают в контакте с известняками. Все рудные тела, независимо от того, в каких породах они залегают, окружены зоной скарнов различной ширины (от 5 до 50 м), за которой идут скарнированные породы, имеющие в районе месторождения сравнительно большое распространение.

Рудные тела имеют линзо- и штокообразную форму, реже неправильную и плитообразную. Простираие их близко к меридиональному так же, как и общее направление зоны оруденения. Большая часть имеет западное падение. Кое-где есть отклонения в простираии рудных тел. Например, на горе Железной общее направление расположения их меридиональное. Но в ЮЗ части горы отдельные тела вытянуты по правому берегу ключа Железного и имеют СЗ направление, угол между линиями этих направлений около 60°. В этом случае и простираие линз северозападное, а падение ЮЗ. Такое расположение тел, видимо, подчинено тектоническим структурам вмещающих пород. (Все линзообразные тела имеют крутое падение, преимущественно на запад.)

Руды Ирбинского месторождения характеризуются значительным разнообразием минералогического состава и количественного соотношения отдельных минералов. Наряду с богатыми рудами, содержание

железа в которых, по данным Филатова (34), доходит до 70% (гора Гранатовая), в среднем, содержание железа в рудах месторождения равно около 50%; имеются руды бедные, присутствие железа в которых выражается незначительными процентами. Эти руды постепенно переходят в гранато-магнетитовые или пироксено-магнетитовые скарны.

Большая часть рудных тел вскрыта только мелкими горными выработками (канавы, мелкие шурфы), что затрудняет решение вопроса о вредных примесях, но в рудах, взятых из скважин, шахточек (гора Железная) и штольни горы Гранатовой, содержание вредных примесей неодинаково. Согласно данных, приведенных в отчете А. А. Месянинова (14, таблицы), содержание серы в рудах по скважинам № 1 и 2 горы Железной колеблется для отдельных проб от 0,14 до 5,56%, причем среднее содержание серы по скв. № 1—2,66%, по скв. № 2—0,35%. Необходимо отметить, что процент содержания серы выше в висячем боку (скв. № 1—5,56%); он постепенно снижается к лежащему боку, где содержание ее равно 0,44—1,28%. Содержание серы в скв. № 3 в среднем равно 0,35%. Кремнезем в среднем по скв. № 1 составляет 15,52%, по скв. № 2—15,68%, а по скв. № 3—25,46%. Содержание фосфора ничтожно; чаще всего дает только следы и редко доли процента. В некоторых пробах указывается содержание глинозема, которое выражается следующими цифрами: скв. № 1—0,16; скв. № 2—3,61; скв. № 3—6,94; скв. № 5—4,00%. Содержание кремнезема в верхних частях рудных тел, подсеченных скважинами, несколько увеличивается, например, в скв. № 1—26,26% на поверхности, против 17,43% на глубине 50,64—80,71 м. В других выработках остается почти без изменения. Содержание серы в верхних частях рудных тел относительно снижается и в канавах по линии скв. №№ 1 и 3 выражается в 0,08 и 0,21%, против соответственно 2,66% и 0,35%.

Макроскопически руды имеют темносерую окраску часто с зеленоватым оттенком. От присутствия нерудных минералов (гранат, кварц, кальцит и др.) руды приобретают пеструю окраску. Это особенно ясно выражается в бедных рудах, где содержание нерудных минералов большое. На поверхности окраска руд становится красноватой. Текстура руд также неоднородна. Можно выделить три разновидности: а) руды с массивной текстурой, б) руды с полосчатой текстурой и в) руды с друзовой текстурой. Наиболее распространенными являются руды с массивной текстурой. Они имеют плотное строение, мелко-и среднезернистые, с относительно небольшим содержанием нерудных минералов. Включение сульфидов в них имеет вид неправильной формы агрегатов, реже жилок и кое-где в форме „сечки“, напоминающей растительные остатки в песчаниках (фиг. 7). Кроме того, по видимому, вдоль стенок коротеньких жилок сульфидов имеется при шлифовке магнетита, отчего в разломах он кажется обладающим плоскостями спайности и напоминает цинковую обманку.

Руды полосчатой текстуры (фиг. 8) встречаются чаще на горах Железной (кан. № 7) и Гранатовой (д. 174), реже на горе Свинцовой, где полосчатые текстуры развиты шире среди скарнов. Полосчатость руд и скарнов можно объяснить способом проникновения минерализаторов в слоистые породы (46⁶²⁵) с сохранением текстуры замещаемых пород. В этих рудах сульфиды имеют преимущественно форму жилок и вытянуты вдоль полосчатости, что еще более отчетливо подчеркивает полосчатое строение руд (скв. № 3); конечно, и здесь есть жилки сульфидов, секущие руду под различными углами к сло-

стости. Кроме того, следует отметить, что среди руд наблюдалось такое явление, когда руда первоначально массивной текстуры при выветривании принимала вид бурундучной. Тонкие полоски руды (шириною около 0,1 мм) отделены одна от другой силикатовым материалом, имеющим буроватую окраску, причем полосы руды кажутся сплошными. При просмотре тонких шлифов установлено, что нерудное вещество представлено хлоритом и кварцем, которые заполняют промежутки между рудными минералами с некоторым перерывом и придают руде вид полосчатости (фиг. 9.)

Друзовые текстуры в рудах пользуются незначительным распространением. Они встречены в рудах гор Железной, Гранатовой и Рудной. Среди магнетита образуются пустотки различного размера (от 0,5 мм до 2 см), на стенках которых нарастает гранат (второй генерации), иногда кварц, а центр выполняется кварцем или кальцитом (фиг. 5). Образование таких текстур не совсем ясно и можно предположить, что отложение материала во время метасоматизма идет медленнее, чем растворение его и вынос; при этом условии, естественно, могут образоваться пустоты, которые будут выполняться более поздними минералами, с формированием друзовых текстур.

Микроскопическому исследованию подверглись руды всего месторождения. При этом необходимо отметить, что руды гор Безымянной, Свинцовой и Рудной были исключительно из зоны окисления, вернее из самых верхних частей рудных тел, и поэтому, естественно, они являлись все окисленными. Первичные руды в нашем распоряжении имелись только из скважин горы Железной и штольни горы Гранатовой. При микроскопическом изучении руды были разделены на две группы: а) руды, залегающие среди изверженных пород, и б) руды, расположенные среди мраморов. К сожалению, руды, расположенные среди мраморов, вскрыты только поверхностными выработками, и поэтому представилось возможным исследовать исключительно окисленные руды. Первичные руды не изучались и сравнить их с рудами, залегающими в изверженных породах, очень трудно, хотя, как увидим ниже, некоторые отличительные свойства можно наблюдать.

а) Микроскопическим исследованием установлено, что в состав руд Ирбинского месторождения, залегающих среди изверженных пород, входят магнетит, гематит, пирит, халькопирит, марказит, арсенопирит, сфалерит, ковеллин, лимонит и нерудные минералы—гранат, кварц, кальцит, хлорит, хлоритосерпентин, роговая обманка, пироксен, апатит, эпидот.

Магнетит в рудах Ирбинского месторождения пользуется преимущественным распространением по сравнению с другими минералами. Он имеет серую с буроватым оттенком окраску; редко встречается магнетит светлосерой окраски. При погружении в кедровое масло несколько темнеет, но остается серым. Плеохроизма отражения не заметно, изотропен. Дымящей HCl структурно травится в среднем в течение 5 секунд, с незначительными отклонениями (отдельные участки травятся в течение 3 секунд, другие—8). В некоторых шлифах зерна магнетита имеют зонарность, причем центральные части их травятся быстрее, а периферические медленнее, оставаясь часто без изменений. Структура магнетита аллотриоморфная, иногда гранобластическая. В результате травления отдельные зерна магнетита (скв. № 1 и 3, шт. горы Гранатой) показывают зональность; в некоторых шлифах наблюдается магнетит, образующий удлиненные зерна, в которых видны двойники. В шлифе № 325 с горы Безымянной удлиненные зерна магнетита расположены под некоторым углом одно к другому, напо-

миная расположение зерен плагиоклаза. Возможно, что такая структура обусловлена тем, что магнетит в первую очередь замещает плагиоклазы. При травлении HCl в течение 8 секунд в таких зернах наблюдаются двойники. Редко в рудах наблюдается магнетит, имеющий правильные кристаллографические ограничения. В шлифах №№ 228, 226, приготовленных из руд горы Свинцовой, в магнетите встречаются довольно оригинальные структуры. Зерна магнетита деформированы и имеют вид удлинённых, часто веретенообразных шестоватых кристаллов, которые расположены почти перпендикулярно к трещинкам, имеющимся в руде (фиг. 10). Здесь же встречаются зерна магнетита, вытянутые в одном направлении и собранные в мелкие складки, причем среди мелкой складчатости наблюдаются зерна магнетита, которые являются затертыми внутрь (фиг. 11). Образование описанных форм возможно при сильном боковом давлении, во время которого руда деформирована. В общем случае руды с такими структурами можно считать тектонитами. Кроме горы Свинцовой, плочатые руды, также с затертыми в них зернами магнетита, были встречены в скв. № 3 горы Железной.

Размер зерен магнетита колеблется от 0,4 до 0,02 мм; в случае, если зерна магнетита имеют форму удлинённых лейст, то размер их колеблется от $2,1 \times 0,3$ до $6,18 \times 1,54$ мм. Агрегаты зерен магнетита образуют неправильной формы скопления, часто заполняют трещинки в гранате, имеющем буроватую окраску. Магнетит почти во всех шлифах мартитизирован. Мартитизация развивается от периферии к центру, причем гематит в виде мелких иголок располагается по плоскостям октаэдра. Как исключение из этого составляет шлиф № 170 из шахты № 2 горы Железной. В этом шлифе зерна магнетита имеют аллотриоморфную структуру. Большая часть зерен мартитизированы, причем окисление идет от центра к периферии. Например, многие зерна мартитизированы, и только по краям сохранилась очень узкая каемка магнетита, имеющего буроватую окраску, в котором мартитизация не наблюдается (фиг. 12). Сохранившиеся от мартитизации каемки магнетита всегда граничат с нерудными минералами, видимо—кальцитом (при травлении вскипает). В шлифе из скв. № 1, с глубины 76 м, магнетит с буроватой окраской нарастает на гранях пирита, образуясь, следовательно, позже его. Наконец, в шлифе № 166, приготовленном из руды шахты № 2 горы Железной, встречен магнетит двух генераций. Среди магнетита наблюдается трещинка, заполненная магнетитом, который образует жилку с неровными краями, что по Грейтону, Бастину, Линдгрёну, Ньюхаузу, Швартцу и Шорту (18) указывает на процесс замещения. Эта жилка магнетита сечет магнетит первой генерации и нерудные минералы (фиг. 13). Магнетит, составляющий прожилок, является более мелкозернистым (0,01—0,15 мм), структурно травится дымящей HCl в течение 3 секунд, а SnCl_2 —в течение 20 секунд (нормальный магнетит травится SnCl_2 в течение 1 минуты), т. е. быстрее нормального для Ирбинских руд магнетита. Он также мартитизирован.

В шлифах, приготовленных из руд, вскрытых мелкими горными выработками, магнетит очень сильно окислился. Он имеет буроватую окраску, дымящей HCl травится нормально. Часто зерна его почти нацело замещены гематитом, а от магнетита остались только реликты, расположенные в центре зерен гематита.

На основании структурных признаков можно считать, что магнетит начал выделяться после начала образования буроватого граната, но образование его шло некоторое время одновременно с гранатом.

Это устанавливается довольно определенно, ибо в гранате кое-где мы наблюдали жилки магнетита и, кроме того, гранат имеет идиоморфные ограничения и иногда корродируется магнетитом. Магнетит, отнесенный мною ко второй генерации, образовался после выделения пирита, и образование его обусловлено, видимо, местным переносом железа.

Гематит в рудах Ирбинского месторождения встречается в различных количествах. Он имеет гипогенное и супергенное происхождение. Большим развитием пользуется супергенный гематит, особенно в рудах с поверхности. Гипогенный гематит встречен в небольшом количестве в рудах скв. № 3, шахточки № 2 горы Железной, а также в одном шлифе (№ 240) на горе Свинцовой. Он образует удлиненные зерна, которые располагаются среди кварца кальцита, и иногда заполняют промежутки между зерен магнетита, образуя кое-где прожилки. Возможно, что он выделялся в последнюю стадию скарнообразования и формирования рудных тел. Гематит имеет белую окраску, отражательная способность высокая, твердость выше, чем у магнетита. При больших увеличениях, особенно с иммерсией, заметен красный внутренний рефлекс. Поляризует в цветах от бледножелтого до голубоватого. В некоторых зернах наблюдались двойники (шлиф № 240). Химически инертен—все употребляемые нами химические реактивы на него не действуют. Несколько большим развитием пользуется гематит супергенный, если принимать во внимание руды из поверхностных выработок. В рудах из скв. № 1 с глубины ниже 60 м супергенный гематит встречается в совершенно ничтожном количестве. Он развивается в виде очень редкой сетки по кристаллографическим направлениям в магнетите. В рудах из шахточек с глубины 25 м гематит присутствует уже в большем количестве, здесь он иногда составляет густую сетку по периферии зерен магнетита. То же самое в рудах из штольни на горе Гранатовой: в рудах, примерно, до 20 м гематит содержится в значительном количестве, а дальше, т. е. от 25 до 50 м, он встречается очень редко. Совершенно другую картину наблюдаем в рудах из мелких горных выработок, особенно горы Рудной, южной части горы Свинцовой и частично других гор. В этих рудах гематит является преобладающим минералом. Он развивается по магнетиту в виде мелких иголок, расположенных по плоскостям октаэдра. Часто зерна магнетита почти нацело замещаются гематитом, но при больших увеличениях (с иммерсией) видна решетка магнетита. Согласно опытам Дж. Грюнера (19) и Л. Твенгофель (20), искусственное окисление магнетита в гематит начинается при температуре около 150°, решетка магнетита сохраняется, если замещение его гематитом происходит при температуре не свыше 500° С. Образование гематита по магнетиту всегда идет от периферии к центру, за исключением случаев, отмеченных при описании магнетита, где по краям мартитизированных зерен расположена узкая каемка магнетита. Супергенный гематит имеет также белую окраску, твердость высокая, употребительные реактивы не действуют. При большом развитии гематита руда макроскопически принимает буроватокрасную окраску.

Пирит встречается в рудах в различных количествах. Он часто включен в виде отдельных кристаллов, нередко образует жилки в руде, иногда составляет неправильной формы включения (гора Гранатовая и Железная). Под микроскопом он образует отдельные включения среди нерудных минералов, часто наблюдается в магнетите в виде жилок и отдельных заливчиков, бухточек. Иногда пирит замещает

зерна магнетита почти нацело, оставляя от последних небольшие реликты. Цвет светложелтый, отражательная способность высокая. Изотропен. Травление $\text{KMnO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$ выявляет структуры, которые варьируют от аллотриоморфной до колломорфной, встреченной в отдельных шлифах (гора Гранатовая № 212^а и Железная № 300). Изредка в зернах пирита заметна слабая зональность. Размер зерен колеблется от $4,1 \times 0,3$ до $0,9 \times 0,3$ мм. Иногда мелкие зерна доходят до 0,2 мм. Вокруг некоторых его зерен наблюдается узкая каемка кварца (шл. 378—гора Гранатовая), и, наконец, в шлифе из скважины № 1 на зернах пирита нарастает буроватый магнетит (фиг. 14). Необходимо отметить, что в рудных телах, подсеченных скважиной № 1 и шахточкой № 2, пирит имеет большее распространение в висячем боку, чем в лежащем. Если в висячем боку он встречается в значительном количестве, иногда даже в виде скоплений неправильной формы, то в лежащем боку наблюдается значительно реже. Такая же закономерность в распределении сульфидов отмечена Хиккоком (32) в рудных телах Корнвалля. В рудах, взятых из мелких горных выработок, пирит встречается редко и в незначительном количестве. Здесь мы наблюдаем пустотки и лимонит, которые образовались в результате выщелачивания сульфидов.

Около пирита в некоторых рудах Ирбинского месторождения наблюдается марказит. Он располагается в виде мелких включений вокруг зерен пирита, иногда образуя концентрические формы; иногда мелкие зерна марказита разбросаны в беспорядке. Такие формы напоминают порфиروبластическую структуру (фиг. 15). В шлифе № 212—из штольни горы Гранатовой наблюдалось, как марказит образует в пирите тонкие жилки с неровными краями, что указывает на процесс замещения (фиг. 16). В отраженном свете марказит имеет окраску более светлую, чем пирит, полируется плохо—хуже пирита, отражательная способность высокая. Плеохроизма отражения не наблюдалось, но марказит поляризует в цветах от синего до розоватого. От HNO_3 образуется буроватый налет, который удаляется с трудом; $\text{KMnO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$ выявляет структуру, причем марганцевокислым калием он травится быстрее пирита. Все другие употребительные реактивы не действуют.

Марказит в контактово-метаморфическом месторождении района Пита в Аризоне описан В. Веббером (21), который считает, что марказит мог образоваться в особую фазу, когда обстановка кислая, а температура не выше 450°C . В нашем случае марказит образовался в последние стадии формирования месторождения, так как он образует тонкие прожилки в пирите. Согласно критериям для распознавания гипогенных и супергенных минералов, приведенных в работе Г. М. Шварца (41), жилки замещения и неправильные выступы в более ранние минералы (фиг. 16) указывают на гипогенное происхождение марказита. Кроме того, марказит распространен в зоне первичных руд. Следовательно, марказит образовался гипогенным путем в последние стадии формирования месторождения и, видимо, при сравнительно невысокой температуре.

Халькопирит в рудах встречается в незначительном количестве. Он почти всегда находится в подчиненном к пириту положении. Иногда образует в пирите жилки, кое-где зерна пирита разбухтовываются халькопиритом. В виде неправильной формы агрегатов или отдельных зерен наблюдается в нерудных минералах. В цинковой обманке образует эмульсионные включения. В руде из скв. № 3 наблюдалось, что халькопирит располагается по спайности лучистой роговой

обманки (фиг. 17). Если он встречается в значительном количестве (скв. № 3), то образует прожилки в магнетите и разбухтовывает его. Иногда от зерен магнетита остаются реликты, заключенные среди халькопирита. В некоторых шлифах (168; шахта № 2) зерна халькопирита окружены лимонитом, имеющим коллоформную структуру. (фиг. 18). Окраска халькопирита желтая, полируется хорошо, твердость ниже, чем у пирита, от HNO_3 слабо бурет. Время выделения халькопирита по отношению к марказиту установить не удалось, но совершенно очевидно, что как марказит, так и халькопирит выделялись после пирита. В окисленных рудах халькопирит встречается исключительно редко. Он наблюдался в нескольких шлифах, приготовленных из руд гор Свинцовой и Железной.

В рудах из штольни горы Гранатовой в незначительном количестве имеется арсенопирит. Он располагается около пирита, и агрегаты его образованы из удлиненных шестоватых зерен. Окраска белая со слабо заметным зеленоватым оттенком против пирита. Твердость высокая. Анизотропен. Кое-где шестоватые агрегаты его расположены среди пирита, иногда среди нерудных. Образование его происходит одновременно с пиритом и даже несколько раньше, так как в некоторых местах наблюдается замещение его пиритом. В этих же рудах в совершенно ничтожном количестве встречаются сфалерит и гидрогематит.

Сфалерит располагается среди нерудных минералов, главным образом, кальцита, вместе с халькопиритом, с которым он образует эмульсионные структуры. Иногда цинковая обманка располагается вокруг зерен халькопирита, причем в этом случае эмульсионных структур не наблюдается.

Гидрогематит встречен в совершенно ничтожном количестве. В шлифе № 378, сделанном из руд горы Гранатовой, гидрогематит располагается в промежутках идиоморфных зерен магнетита, также окружает, иногда корродируя, зерна пирита и халькопирита (фиг. 19).

Окраска его белая с голубоватым оттенком (светлее лимонита и темнее гематита), при погружении в кедровое масло несколько сереет, внутренний рефлекс красноватый, немного бурее, чем у гематита. Твердость ниже магнетита. Дымящая HCl в течение 2 минут не действует, другие употребительные реактивы также не действуют. Гидрогематит образуется после пирита и халькопирита и соответствует по времени, выделению кальцита. Согласно работы Ф. Н. Шахова (42, 25), образование гидрогематита может быть связано с восходящими растворами, богатыми H_2O , обладающей при высоких температурах, подобно CO_2 , свойствами сильного окислителя. Это положение вероятно, так как шлиф, содержащий гидрогематит, сделан из руд, взятых с 22,5 м штольни, где супергенные процессы развиты слабо.

Из вторичных рудных минералов встречаются лимонит и ковеллин. Ковеллин наблюдался в рудах, взятых из шахточек №№ 1 и 2, а также скв. № 1 горы Железной, где он располагается всегда вместе с халькопиритом, иногда окружая его. Распространение его в рудах м-ния незначительно. В рудах из скважины № 3 на глубине 56—88 м ковеллин не встречен, также не наблюдалось его и на горе Гранатовой. Наличие ковеллина в рудах горы Железной объясняется, видимо, тем, что в них содержится больше халькопирита.

Лимонит встречается почти во всех рудах месторождения. Он образует жилки, выполняет пустоты, образуя кое-где коллоформные структуры. Необходимо отметить, что в рудах с глубины лимонит не наблюдается. Например, в рудах шахточки № 1, на глубине 25 м,

лимонит не встречен, а в шахточке № 2, также с глубины 25 м, он встречен только в одном шлифе в совершенно незначительном количестве. В штольне горы Гранатовой лимонит наблюдался на протяжении 18 м, а дальше по штольне в шлифах его не было встречено. Иногда в лимоните встречаются зерна магнетита, гематита и мелкие зерна пирита. Окраска лимонита серая, внутренний рефлекс красноватобурый. Употребляемые нами реактивы на него не действуют.

В рудах месторождения содержится значительное количество нерудных минералов. Они рассеяны по всей руде в виде мелких включений. Иногда в середине рудного тела встречаются участки нерудных минералов. Эти участки имеют неправильные формы. Границы рудных тел с вмещающими породами не резкие: преимущественно богатые железом рудные тела постепенно сменяются бедными рудами, а последние также постепенно переходят в рудные скарны. Поэтому содержание нерудных минералов в рудах по разнообразию близко к минералам, описанным в разделе—скарны, и здесь мы должны остановиться, главным образом, на времени выделения отдельных минералов.

Гранат в рудах встречается довольно часто; он особенно развит в рудах горы Гранатовой. Нередко он встречается и на других горах. Гранат наблюдается двух генераций. Гранат первой генерации имеет буроватую окраску и в большинстве случаев изотропен; он выделяется вперед магнетита, так как магнетит кое-где образует в зернах граната жилки, а зерна его частью корродированы другими минералами, в частности—кальцитом и реже магнетитом. По этому гранату довольно сильно развивается хлорит. Гранат второй генерации в проходящем свете бесцветный, аномален. В нем часто наблюдаются зоны роста и двойники. Он иногда нарастает на буром гранате, а также выполняет друзовые пустотки, нарастая на магнетите. В рудах горы Гранатовой большим распространением пользуется гранат второй генерации.

Пироксен развит в рудах несколько в меньшем количестве, чем гранат. Он встречается в виде крупных зерен, которые корродируются магнетитом, гранатом и другими минералами и, следовательно, из скарновых минералов образуется первым. Этот пироксен в рудах находится в небольшом количестве. Правда, имеются отдельные шлифы из руд горы Железной (скв. № 1), где пироксен составляет большую часть породы. Наряду с описанным пироксеном, имеющим крупные зерна, встречается пироксен в форме мелких зерен. Он развивается в магнетите, гранате, корродируя их и даже разъедает края у зерен пироксена первой генерации. Описанный пироксен образует агрегаты из мелких зерен или они разбросаны среди других минералов. В проходящем свете он бесцветен, интерференционные окраски до желтой II-го порядка. Формирование его происходит в конце образования магнетита и даже несколько позднее.

В некоторых шлифах (скв. № 3 и др.) в небольшом количестве встречается лучистый амфибол. Развитие амфибола приурочивается, главным образом, к лежащему боку рудных тел, как это уже отмечалось при описании скарнов. Лучистый амфибол кое-где развивается в хлоритосерпентине, иногда совместно с кварцем, как бы плавая в последнем. Он корродирует зерна магнетита. Окраска амфибола зеленоватая, плеохроизм выражен довольно резко. Он образуется, видимо, одновременно с кварцем. Здесь же в рудах встречается роговая обманка, образованная по пироксену.

Хлорит в рудах развит довольно широко, он образуется по темновесным компонентам, гранату. Часто заполняет промежутки между

магнетитом и другими минералами, кроме того, составляет жилки в руде.

Эпидот в рудах пользуется небольшим распространением. Он встречается преимущественно вместе с пироксеном и, главным образом, развит в скарнах на некотором расстоянии от рудных тел.

В бедных рудах с гор Железной и Свинцовой наблюдался хлоритосерпентин, который встречается в небольшом количестве.

Сравнительно часто в рудах месторождения встречается апатит. Он расположен в виде мелких удлиненных зерен и очень редко образует крупные зерна. Несколько большим развитием он пользуется в рудах горы Гранатовой. Иногда апатит корродируется гранатом и кальцитом. Кроме того, в нем развиваются трещинки, которые заполняются хлоритом и кальцитом.

Кварц в рудах Ирбинского месторождения встречается в небольших количествах. Он больше наблюдается в рудах гор Железной и Гранатовой, но макроскопически увидеть его удается сравнительно редко—главным образом кристаллы в друзовых пустотах. Под микроскопом некоторые пустотки заполнены кварцем с образованием друзовых структур. Изредка наблюдался кварц в форме отдельных агрегатов, особенно в нерудных участках, заключенных среди рудных тел. В местах развития пироксена и лучистой роговой обманки, кварц встречается в большем количестве, чем в других участках руды, кроме того, изредка встречаются жилки кварца, секущие руду в различных направлениях. Он пользуется несколько большим развитием в скарнах, расположенных на некотором расстоянии от рудных тел и особенно в роговиках или ороговикованных породах.

Кальцит в рудах пользуется широким развитием, встречаясь во всех рудных телах месторождения. Макроскопически он белого до розоватого цвета, чаще крупнозернистый. В рудах кальцит располагается в виде отдельных скоплений и образует в них жилки. В рудах из штольни горы Гранатовой он развит больше, чем в других рудных телах. (Здесь исключаются руды, расположенные около известняков). В шлифах он расположен в виде отдельных участков и жилок, последние секут руду в различных направлениях. Кальцит корродирует все минералы и по времени образования является самым поздним. Иногда он образует узкие каемки вокруг зерен магнетита и пирита, заполняет трещинки в гранате. Кальцит является двух генераций. Кальцит первой генерации образует зерна и корродирует минералы, расположенные в шлифе,—и второй—образует жилки. В рудах из зоны окисления кальцит наблюдается преимущественно только в форме жилок.

б) Рудные тела, залегающие среди известняков, вскрыты только канавами, они встречены на горе Безымянной (южное тело) и горе Железной. Макроскопически руды представлены темносерым с зеленоватым оттенком и буроватым мелко- и среднезернистым магнетитом. В некоторых образцах руд горы Железной хорошо видны додекаэдры и реже октаэдры магнетита. Под микроскопом в рудах наблюдаются магнетит, гематит, сульфиды и нерудные.

Магнетит расположен в виде неправильной формы агрегатов и составляет большую часть шлифа. Он имеет светлосерую окраску, редко со слабо буроватым оттенком, но всегда светлее, чем магнетит в изверженных породах. Дымящей HCl травится в течение 8—10 секунд. Размер зерен от 0,05 до 1,3 мм. Зерна корродированы нерудными, главным образом, кальцитом. По периферии зерен и по краям трещинок развивается гематит в форме мелких иголок, расположенных по кристаллографическим направлениям. В одном шлифе (№ 148^a)

из руд горы Железной встречено два очень мелких зерна халькопирита. Комплекс минералов в первичных рудах, видимо, пополнится еще рядом минералов, которые в зоне окисления отсутствуют.

Из нерудных минералов присутствуют гранат, пироксен, кальцит, кварц, хлорит. Гранат имеет зеленоватую окраску. Изотропен. Здесь очень редко встречается бесцветный аномальный гранат. В сравнительно небольшом количестве образуется диопсид, который по времени образования предшествует гранату.

Кварц в некоторых шлифах встречается в значительном количестве. Он образует агрегаты зерен между реликтами известняка и рудными минералами; иногда наблюдается каемка, состоящая из кварца с роговиковой структурой и граната. В последнем встречаются мелкие зернышки магнетита (фиг. 20). В случае наличия пустоты в руде, кварц образует друзы, располагаясь в центре жеоды, и окружен по периферии гранатом.

Часто в рудах встречается кальцит, который представлен или реликтами известняка или вновь образованными кристаллами. В нем кое-где наблюдаются рудные минералы, включенные в виде пыли (видимо магнетит). Около рудных минералов и граната иногда развивается в небольших количествах хлорит.

Итак, магнетит в известняках имеет более светлую окраску, чем магнетит в породах изверженных. Гранат в проходящем свете зеленоватый, тогда как в изверженных породах мы имеем окраску граната буроватую. Отличительных признаков в морфологии других минералов нам установить не удалось.

Порядок минерализации можно представить следующей схемой.

Схема порядка минерализации в рудах Ирбинского месторождения.

| Минералы | Стадия скарнирования | | Формирование даек и сульфиды | | Экзогенные процессы |
|---------------------------|----------------------|--------------------|------------------------------|--------------------|---------------------|
| Пироксен | — | Длительный перерыв | | Длительный перерыв | |
| Гранат | — | | | | |
| Апатит | — | | | | |
| Магнетит | — | | | | — |
| Арсенопирит | | | | | — |
| Эпидот | — | | | | — |
| Кварц | — | | | | — |
| Роговая обманка | — | | | | — |
| Гематит | — ? — | | | | — |
| Пирит | | | | | — |
| Халькопирит | | | | | — |
| Марказит | | | | | — |
| Сфалерит | | | | | — |
| Кальцит | | | | | — |
| Ковеллин | | | — | | |
| Лимонит | | | — | | |
| Хлорит | — | | — | | |

Из схемы видно, что в стадию скарнирования образуются пироксен, гранат, апатит, магнетит, эпидот, кварц, роговая обманка, которая частично развивается по пироксену, и, видимо, хлорит. Затем наступают перерыв в минерализации и подвижки. После перерыва образуются дайки диабазов и порфиров, которые секут рудные тела и скарны. С образованием даек по времени связано формирование арсенопирита, кварца (жилки и кварц в жеодах), роговой обманки, гематита, который образуется после кварца (отношение гематита к сульфиды

фидам выяснить не удалось), пирита, халькопирита, марказита, сфалерита, кальцита и хлорита. Образование сульфидов отнесено к этой стадии потому, что они секут рудные тела и скарны и распространяются в последних на значительные расстояния. Кроме того, сульфиды встречаются в дайках диабазов и порфиров, что указывает на связь их с жильными образованиями. Наконец, в рудах плавикового шпата, наряду со свинцовым блеском, встречаются и сульфиды, образование которых, несомненно, было после формирования месторождений железных руд и связано по времени с дайками порфира. В последнем случае вместе с флюоритом и исландским шпатом встречается барит. После формирования даек и описанных минералов наступает длительный перерыв, в течение которого под влиянием экзогенных процессов происходит образование лимонита, ковеллина и мартита.

VI. Генезис месторождения.

Значительное развитие скарнов, структура и состав руды, форма рудных тел и отношение их с окружающими породами совершенно убедительно говорят за то, что Ирбинское месторождение, наряду с Тельбесским, исследованным проф. Усовым (22), Абаканским, которое изучалось Усовым (23), Кузнецовым (24), Филатовым и Яценко (25), и месторождениями Кондомской группы, исследованными рядом геологов, в частности Батовым (26), относится к контактово-метасоматическому типу. К такому же выводу о генезисе месторождения пришли и предыдущие исследователи собственно Ирбинского месторождения (9, 10, 11, 13), за исключением П. К. Яворовского (6), который относил его к типу магматическому и считал, что рудные тела образовались в результате дифференциации магмы порфиров и фельзитов. К магматическому же типу они отнесены и в курсе рудных месторождений Богдановича (27, 207).

Необходимо отметить, что Абаканское месторождение, а также Таштагольское и Кочуринское месторождения залегают вдали от интрузивных тел, и поэтому вмещающие их породы изменены слабо (хлоритизация, эпидотизация, серицитизация, актинолитизация, окварцевание и т. д.), хотя раздробленные ксенолиты лабрадоровых порфиритов в Абаканском месторождении, как отмечает Кузнецов (24, 34), превращены в скарны. Ирбинские м-ния не похожи на м-ния отмеченной группы, т. к. характеризуются рудными телами, залегающими вблизи интрузивного тела среди интенсивно скарнированных пород.

Процессы образования скарнов, формирование рудных тел, более поздние сульфидные струи, как увидим ниже, вполне укладываются в схему формирования контактовых месторождений, данную профессором Усовым в его работах (28, 22,) если не считать некоторых местных отклонений в порядке минерализации. Например, магнетит в Тельбесском железорудном месторождении образуется вторым, следуя за пироксеном (22, 58), тогда как в Ирбинском месторождении образование магнетита происходит после выделения буроватого граната, отнесенного мною к первой генерации (гранат двух генераций), т. е. он образуется третьим: пироксен, гранат, магнетит. Ниже мы разберем связь месторождений с интрузией и магматические процессы, а также формы и размеры рудных тел.

1. Связь с интрузией и магматические процессы.

Рудные тела Ирбинского железорудного месторождения расположены в западном контакте крупного интрузивного тела, представ-

ленного кварцевым сиенитом, периферические части которого имеют состав монцонитов. В апикальных частях этого крупного интрузивного тела имеется громадный останец вмещающих пород, представленный кембрийскими известняками и девонскими эффузивами. Этот останец разъединен на ряд более мелких тел, в виде пятен или другой формы включений.

Рудные тела расположены вдоль контакта кварцевых монцонитов и вытянуты в меридиональном направлении на протяжении около 6 км. Они залегают среди эффузивных пород, частично в контакте с известняками и, наконец, в самом интрузивном теле, в его периферических частях. Интрузия кварцевых монцонитов производит ороговикование эффузивов, а известняки под действием контактового метаморфизма превращаются в мраморы. В последующую стадию остывания интрузивов все породы скарнируются. Также частично скарнируются и периферические зоны самого интрузивного тела. Предыдущие исследователи на основании петрографического состава интрузива, изменчивого состава пород краевых зон, а также сравнительно узкой полосы роговиков и скарнов, интрузию кварцевых сиенитов совершенно правильно относили к гипабиссальной фации (10, 13, 14).

Расположение рудных тел вдоль контакта интрузивного тела, а частично и в самом интрузиве, скарнирование вмещающих пород и периферических зон интрузива (скарновые зоны вокруг рудных тел) говорят за то, что образование месторождения связано с интрузией кварцевых сиенитов (по периферии—монцониты). В связи с изложенным (нахождение рудных тел в периферических частях интрузивных пород и скарнирование эффузивных пород), очевидно, что формирование магнетита не может быть связано с магмой фельзитов и порфиров, как это полагал Яворовский.

Рудные тела секутся дайками диабазов и порфиров, которые являются производными магмы сиенитовой интрузии. Эти же дайки секут и периферические части самого интрузива, раскристаллизовавшегося к моменту формирования даек.

Магматическая деятельность интрузии может быть разделена на три стадии: а) ороговикования, б) скарнирования и в) формирования даек диабазов и порфиров.

а) Процесс перекристаллизации боковых пород и образования роговиков относится к первому периоду становления интрузии. Для контактового метаморфизма самым важным является значительное повышение температуры, вызываемое интрузией. Согласно время-температурных кривых, приведенных в работах Грубенман и Ниггли (29, 159) и Шнейдерхена (30, 471), максимальные температуры в контактах вмещающих пород развиваются в первые периоды магматической деятельности интрузии, а формирование гидротермальных месторождений происходит значительно позднее. Из этих кривых видно, что резкое повышение температуры происходит вблизи контакта, тогда как вдали высокая температура (абсолютно более низкая) передается медленнее. Если породы контактного поля содержат SiO_2 , Al_2O_3 и карбонаты, то перекристаллизация начинается уже в таких сплавах при температуре не ниже 500°C (29, 162). Следовательно, начальная температура перекристаллизации пород в контакте с интрузией была выше температуры 500°C , а согласно работы Фогта (35, 232), температура, при которой начинает кристаллизоваться сиенит, равна приблизительно 1100°C . В этот период выделения летучих почти не происходит, если не считать дестилляции газов и паров в боковые породы, которые по Грубенману и Ниггли не посту-

пают в минеральный состав перекристаллизовывающихся пород, хотя перегруппировка материала внутри последних, вероятно, происходит.

В контакте с интрузией кварцевых сиенитов эффузивные породы кислого состава подверглись ороговиканию. Образовались ли при этом новые минералы с привнесом вещества, на нашем материале решить не удалось, так как последующие процессы скарнирования значительно затемняют картину. Под микроскопом ясно видно, что в первую очередь произошла перекристаллизация породы с образованием роговиковой структуры и некоторой перегруппировкой материала. Например, содержащееся в породе железо оказалось распыленным среди зерен кварца или расположенным также в виде мелкой сыпи по периферии их. В слабо скарнированных роговиках, кроме мелкой сыпи магнетита, встречается только диопсид. По диопсиду в этих породах развивается актинолит. Вследствие слабого скарнирования и ороговикования в них часто можно наблюдать реликтовые структуры (фиг. 21). Известняки, находящиеся в контакте с интрузией, перед скарнированием были превращены в мраморы.

Процесс перекристаллизации, повидимому, был непродолжительным и происходил в первые стадии формирования интрузивного тела во время, когда температура достигла максимума. Возможно, что в отдельных участках, вблизи формирующихся рудных тел, перекристаллизация пород частично происходила и во время скарнирования.

б) Процесс скарнирования по времени является более продолжительным, он идет вслед за ороговиканием и начинается в то время, когда температура после максимума начинает падать. Между стадиями ороговикования и скарнирования существовал перерыв, в который шло накопление эманаций, вызвавших в последующий период скарнирование. За такой перерыв говорит и то обстоятельство, что периферические части интрузии ко времени скарнирования были уже раскристаллизованы и сами подверглись скарнированию.

В первый период скарнирования и в изверженных породах, и в известняках образуется диопсид-геденбергит, который развит в скарнах сравнительно слабо. Еще до окончания образования диопсид-геденбергита начинает выделяться гранат, имеющий буроватую окраску. Из анализов гранатов, произведенных в лаборатории Сибирского горного института аналитиком А. К. Калье, видно, что гранаты, выделяющиеся раньше магнетита, в своем составе содержат 1,99% закисного железа, тогда как в гранатах, имеющих аномальное строение и выделяющихся после образования магнетита, содержание закисного железа равно 0,36% (см. таблицу анализов), а общее содержание железа несколько больше, что говорит об усвоении его из образовавшегося раньше магнетита или выпадение граната совпало с усиленным выносом железа эманациями.

Состав гранатов согласно данных анализа, произведенного аналитиком А. К. Калье.

| Время образования граната | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | Fe ₂ O ₃ | TiO ₂ | MgO | CaO | MnO ₂ | Cr ₂ O ₃ | Итого |
|---|------------------|--------------------------------|------|--------------------------------|------------------|------|-------|------------------|--------------------------------|--------|
| 1. Гранат выделился до образования магнетита | 38,72 | 13,36 | 1,99 | 12,93 | 0,58 | 0,32 | 30,59 | 1,29 | — | 99,78 |
| 2. Гранат выделился после образования магнетита | 35,82 | 14,25 | 0,36 | 21,09 | 0,01 | 0,35 | 28,47 | 0,02 | — | 100,37 |

Следовательно, в первые стадии скарнирования при высокой температуре образуется закись железа, которая позднее и является основанием для формирования магнетита, получающегося в случае, если растворы содержат закисное железо (28,75). Следующим минералом начинает выделяться магнетит, одновременно с ним продолжает образовываться пироксен типа диопсида, расположенный в мелких зернах. Кстати отметим, что этот же пироксен развит в скарнированных роговиках. По окончании образования магнетита, частично одновременно с ним, начинает образовываться гранат второй генерации, который является аномальным и в своем составе почти не содержит закиси железа. Повидимому, температура к концу формирования магнетита является уже довольно низкой, и закись железа не может быть образована. Для образования закиси железа необходимо, чтобы оно выносилось в соединении FeCl_2 (FeF_2), которое, согласно работы С. Ласки (31) является летучим только до температуры 699°C , а критическая температура этого соединения (FeCl_2), приведенная в работе Ингерсона (43), равна 1450°C . Следовательно, начиная от формирования интрузива до температуры 699°C , в эманациях может существовать соединение FeCl_2 и образовываться закись железа, согласно реакции $\text{FeCl}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{FeO} + 2\text{HCl}$. При понижении температуры железо выносится в соединении FeCl_3 , из которого образуется уже окись железа по реакции $2\text{FeCl}_3 + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 6\text{HCl}$; последняя, соединяясь с закисью железа, образует магнетит. Если обстановка окислительная, то при низких температурах из растворов, согласно приведенной выше реакции, выпадает гематит.

Поэтому кажется достаточно ясным, что магнетит в контактовых месторождениях должен образовываться одним из первых минералов. В конце стадии скарнирования образуются эпидот, хлорит, актинолит, в состав которых входит, главным образом, Fe_2O_3 . Здесь же необходимо отметить, что вблизи магнетита пироксены и роговые обманки окрашены несколько слабее, чем вдали от него. Видимо, около магнетита образуются минералы с меньшим содержанием железа.

в) После длительного перерыва, когда уже были сформированы рудные тела, шло образование даек диабазов и порфиров. Эти дайки секут рудные тела, скарны, фельзитпорфиры и краевые зоны интрузивных пород. Одновременно с формированием даек диабазов и порфиров в рудных телах, частично скарнах и даже роговиках, отлагались сульфиды (пирит, халькопирит, частично арсенопирит и сфалерит), которые загрязнили руду вредными примесями. В эту же стадию породы частично окварцевались и, кроме того, шло образование эпидота, хлорита и, видимо, кальцита. Даже отлагался магнетит, который образует жилки в магнетите первой генерации и нарастает на гранях зерен пирита (фиг. 14). Формирование этого магнетита происходило, видимо, за счет растворения и переотложения нормального магнетита. К концу эманационной деятельности в рудах отложились гидрогематит и марказит. После длительного перерыва в результате процессов выветривания стали образовываться лимонит и ковеллин.

Ход процесса охлаждения интрузии и порядок минерализации приведены в схеме при описании скарнов и руд.

2. Состав эманаций.

Порядок минерализации в скарнах и рудах и характер изменения замещаемых пород дают возможность наметить направление изменения в составе эманаций при охлаждении интрузивного тела. Здесь прежде всего необходимо отметить, что в образовании минералов иг-

рала большую роль температура. Как уже отмечалось выше, в первую стадию внедрения интрузии в боковых породах шел процесс перекристаллизации и некоторая перегруппировка материала внутри самой породы без существенного привноса (?) вещества из магмы.

В стадию скарнирования, которая отделена от стадии перекристаллизации некоторым перерывом, шло большое количество эманаций в боковые породы. Перерыв между этими стадиями, кроме скарнирования периферических зон интрузии, определяется и тем, что, независимо от неравнозернистости роговика даже в одном штуфе, размер зерен скарнового минерала-диопсида остается постоянным. Иногда диопсид образуется в трещинках роговика. Совершенно очевидно, что диопсид выделился после того, как перекристаллизация породы уже закончилась. Так как пироксен является по времени выделения одним из первых скарновых минералов, то можно считать, что перерыв между кристаллизацией и скарнированием существует. Во время перекристаллизации боковых пород происходила отдача тепла из магмы и шла кристаллизация самого интрузивного тела, а, следовательно, накопление летучих, выносом которых из магмы и обусловлены скарнирование и рудообразование.

Рудообразование шло в отдельных участках контакта, видимо, наиболее доступных для проникновения эманаций.

В первые стадии скарнирования из магмы выносились FeO и MgO , которые, вступая в реакцию с полевыми шпатами, давали пироксен с выщелачиванием из полевошпатовых пород K_2O , Na_2O и Al_2O_3 . Окись алюминия, выщелоченная из полевошпатовых пород и вошедшая в состав эманаций, расходуется на образование граната, который в этих условиях формируется при привносе из магмы FeO , CaO , MnO_2 , частично Fe_2O_3 и Al_2O_3 . В случае, если образование пироксена и граната происходит в известняках, из магмы должны приноситься и вступать в соединения Mg , Fe , Al и SiO_2 , при выщелачивании и удалении CO_2 . Возможно, что CO_2 окисляла FeO в магнетит, который мог отлагаться одновременно с пироксеном и гранатом или даже несколько позже. Работой С. Ласки (31, 488) установлено, что магнетит образуется в известняках при окислении FeO с помощью CO_2 и замещает известняк объем на объем при температуре около 620°C . Можно допустить, что часть магнетита в известняках образовалась путем окисления FeO с помощью CO_2 в первые стадии скарнирования.

В условиях Ирбинских месторождений все рудные тела залегают в скарнах, многие из них перекрыты скарнами и с поверхности. Скарновая зона вокруг рудных тел существует независимо от состава замещаемых пород. Правда, иногда она составляет очень узкую каемку, например, в висячем боку рудного тела на горе Железной (шахта № 2), где монцит скарнирован очень слабо.

Можно сказать, что рудные тела переслаиваются со скарнами, причем с боковыми породами граничат всегда скарны различного состава, а магнетит концентрируется внутри их. Такое же расположение рудных тел внутри скарновой зоны характерно и для других контактово-метасоматических железорудных месторождений. Например, рудные тела горы Магнитной, по данным Заварицкого (44³²) переслаиваются со скарнами, а Дервиз (44¹⁴⁵⁵) описывает месторождение горы Благодати, где также большая часть рудных тел залегает внутри скарнов.

Не решая вопроса об агрегативном состоянии эманаций, мы думаем, что процесс формирования скарновых минералов, в частности образование магнетита, можно представить следующим образом. Эма-

нации, с которыми связано формирование рудных месторождений, содержали в своем составе большое количество железа. Когда они выходили из интрузива в боковые породы или проходили среди раскристаллизовавшихся периферических зон самого интрузивного тела, из них в первую очередь вступали в реакцию соединения магнезия (MgO) и закись железа (FeO) при поглощении из боковых пород углекислоты и кислорода. В этот период формировались диопсид-геденбергит и гранат, в которых железо содержится, главным образом, в форме закиси. Следовательно, в это время идут процессы восстановительные, и формирование минералов происходит при высокой температуре.

На образование силикатов пироксена и граната из эманаций в первую очередь расходуются Al_2O_3 , MgO , SiO_2 и часть железа. Несомненно, что при этом эманации будут относительно обогащаться железом. Материал замещающих пород и существующие в то время температуры, повидимому, способствуют образованию в первую очередь силикатов. Кроме того, надо полагать, что эманации во времени изменяют свой состав и, возможно, становятся все более обогащенными железом. Нерезкие границы рудных тел с вмещающими породами и постепенное уменьшение содержания железа от рудных тел к боковым породам (промышленная руда, „бедная руда“, рудный скарн, „скарны пироксено- или амфиболо-гранатовые“, вмещающие породы) говорит за то, что в ослабленных зонах в первую очередь отлагались силикаты, а эманации становились более богатыми железом, которое при понижении температуры (необходимо для образования Fe_2O_3) начало выпадать в виде магнетита, образуя отдельные скопления внутри скарновых зон. А. Н. Заварицкий (46⁵⁶⁸) описывает постепенный переход от скарнов к магнетитовым рудам на горе Магнитной, причем он указывает на скарны, в которых содержится большое количество железа, и они получили там название „подрудки“ или „оруденелые скарны“. Нерезкие границы рудных тел с вмещающими породами также характерны для Ирбинского месторождения. Эманации, содержащие железо, проникали по порам и трещинкам внутрь скарновых зон, в которых образовывались отдельные зерна и жилки магнетита. Наличие таковых говорит за то, что эманации при образовании магнетита были в чрезвычайно подвижном состоянии и проникали по мелким трещинкам и при взаимодействии с боковыми породами отлагали магнетит. Такое доказательство приведено в работе Углоу (39) о генезисе магнетитовых месторождений, где он возражает против гипотезы Клаппа, который полагал, что месторождение магнетита образовалось вследствие внедрения „почти магнетитовой магмы“ в контактовую зону. Наличие коллоформных структур в магнетите (фиг. 22) заставляет думать, что отдельные части эманаций к концу стадии скарнирования становились более концентрированными и, вероятно, менее подвижными, так как формирование таких структур свойственно минералам, выпадающим из коллоидных растворов. Следует также отметить, что образование друзовых текстур возможно в том случае, когда отложение происходит медленнее, чем растворение.

При кристаллизации магнетита эманации обедняются железом, и следующим минералом начинает формироваться гранат, содержащий окись железа и ничтожное количество закиси, т. е. он образуется при более низких температурах. В это время идут процессы окисные. Аномальный гранат часто нарастает на стенках пустот в магнетите и разубоживает руду (фиг. 5). Наконец, в течение этой стадии выносился SiO_2 , который в конце эпохи выпадает в виде свободного кварца.

После образования метасоматического кварца наступает длительный перерыв, который сменяется новым проявлением магматической деятельности интрузии, выразившейся в образовании даек диабазов и порфиоров и минерализацией пород.

В эту фазу первым минералом выделяется эпидот, который распространяется более широко, чем минералы предыдущей стадии. Для образования эпидота среди полевошпатовых пород необходим привнос H_2O , Fe_2O_3 и частично CaO с выщелачиванием Na_2O .

Наряду с образованием эпидота следует привнос SiO_2 , одновременно с которым формируется роговая обманка. И, наконец, привносится CaO , с которым связано отложение кальцита. Железо здесь встречается только в виде окиси или в сернистых соединениях, и входит в состав гематита, пирита, арсенопирита, халькопирита, марказита. Силикаты, образованные в эту стадию, содержат преимущественно окись железа, т. е. идут процессы окисные. Как исключение в эту стадию происходит растворение и переотложение магнетита.

После длительного перерыва наступает стадия супергенная, во время которой идут процессы окисления и выщелачивания. Сульфиды (FeS_2 , $CuFeS_2$ и др.) разлагаются, а освобожденное из них железо мигрирует в виде растворов и отлагается в форме лимонита в трещинках и порах пород, по которым оно проникает.

3. Перенос железа.

По данным Кларка и Вашингтона (36) средний состав магматических пород доступных частей литосферы содержит окиси железа (Fe_2O_3)—3,08% и закиси (FeO)—3,80%. В пересчете на металлическое железо, содержание последнего равно 5,08%. Значительное содержание железа имеется и в осадочных породах, кроме известняков, в которых оно находится в ничтожных количествах. Изучение вмещающих пород Ирбинского месторождения показало, что железо в них встречается в виде очень мелких зерен магнетита (из ряда пород были приготовлены полированные шлифы), а также входит в состав темноцветных компонентов пород. После перекристаллизации пород железо в них также наблюдается в небольшом количестве, будучи в виде мелкой сыпи расположено среди зерен кварца. Без химических анализов трудно решить вопрос о количественном изменении содержания железа, но на основании микроскопических наблюдений можно сказать, что оно осталось почти в тех же количествах или даже несколько больше. Таким образом нет оснований утверждать, что эманации захватывают большое количество железа из верхних частей данного участка земной коры. Правда, темноцветные компоненты около магнетита кое-где являются более светло окрашенными и, видимо, содержат железа меньше, чем вдали от него. Здесь приходится принять во внимание, что эти силикаты формировались или вперед магнетита под действием тех же эманаций или даже одновременно с ним. Поэтому об извлечении из них железа эманациями говорить не приходится.

Итак, для формирования рудных тел месторождения необходимо допустить вынос железа из магмы посредством эманаций. В составе последних наиболее распространенными элементами были, повидимому, F и OH, с которыми и переносилось железо в виде летучих соединений.

На присутствие в эманациях фтора указывает образование в скарнах и рудных телах апатита, в состав которого он входит в небольшом количестве. Кроме того, позднейшие эманации несли большое

количество фтора, в результате чего мы имеем образование месторождения флюорита (CaF_2) на горе Свинцовой. Это месторождение по данным Оносовской (37), несомненно, связано с позднейшей эманационной деятельностью той же сиенитовой интрузии, эманации которой дали железорудные магнетитовые тела. Наряду с железом эманации несли кремнезем, магний и другие элементы, и, возможно, что часть железа переносилась в виде кремнистых соединений.

В первые стадии эманационных истечений существовала восстановительная обстановка, и железо в виде закиси входило в состав безводных алюмосиликатов, в частности, пироксена и граната. С понижением температуры переход восстановительной обстановки в окислительную может быть вызван превращением OH в воду, с отщеплением кислорода по реакции $4\text{OH} = 2\text{H}_2\text{O} + \text{O}_2$. Освободившийся кислород является сильным окислителем, и вынос железа в эту стадию происходит, вероятно, в форме FeCl_3 (FeF_3). Последние при реакции с водой дают Fe_2O_3 , наличие которой в эманациях обуславливает выпадение железа в форме магнетита. К концу формирования магнетита начинает образовываться гранат, содержащий преимущественно окись железа, что отчасти указывает на окислительную обстановку процесса.

Из разбора эманационного процесса видно, что большая часть магнетита отложилась при сравнительно высокой температуре, которая, видимо, была несколько выше критической температуры воды, ибо образование магнетита идет одновременно с выпадением безводных алюмосиликатов (гранат, пироксен). Конечно, магнетит формировался и при более низких температурах, когда частично образовались минералы, содержащие воду.

При дальнейшем понижении температуры, во время окислительной обстановки, закись железа уже не образуется (конечно, изменяется и состав эманаций), и железо выпадает в виде гематита, входит в состав сернистых соединений (FeS_2 , CuFeS_2 и др.), или содержится в эпидоте, хлорите, актинолите и др. минералах. Правда, во время привноса кальцита (?) происходит коррозия магнетита и отложение его в новых участках (нарастание на пирите и т. д.), но здесь происходит только местная перегруппировка железа.

4. Формы и размеры рудных тел.

Выше уже упоминалось, что рудные тела Ирбинского месторождения имеют линзообразную, плитообразную и штокообразную форму. Такая форма их обусловлена, по видимому, структурой вмещающих пород. Например, отклонение в простирании отдельных рудных тел на горе Железной (вместо меридионального 2—3 динзы имеют СЗ простирание) можно объяснить структурой вмещающих пород. В контакте с известняками на горе Безымянной рудное тело имеет также штокообразную форму. По размерам они очень разнообразны, и оконтуренные площади отдельных тел колеблются от 65 до 8660 кв. м. Наиболее крупные рудные тела расположены на горах Железной и Гранатовой. На горе Железной они колеблются от 1470 до 5475 кв. м, а на горе Гранатовой четыре больших рудных тела имеют площадь, равную около 19000 м². Более мелкие (в среднем около 450 м²) тела вскрыты на горах Безымянной и Рудной. Отдельно стоит гора Свинцовая, так как здесь рудные тела разбиты многочисленными дайками диабазы и порфира. Кстати, дайки жильных пород распространены на всех горах (кроме горы Гранатовой) и разбивают рудные тела на отдельные участки, что будет затруднять эксплуата-

цию месторождения. Например, А. М е с я н и н о в (13) приводит подсчет площади рудных тел и пишет, что общая площадь всех тел равна около 54750 кв. м, из которых 914 кв. м приходится на руды под скарнами, площадь даек, секущих рудные тела, равна 425 кв. м. Таким образом видно, что площадь даек составляет довольно большой процент и будет, несомненно, вредно отражаться на эксплуатации.

Ввиду того, что на горах Безымянной и Рудной вскрыты только мелкие тела, эти горы самостоятельного значения при эксплуатации иметь не будут.

VI. Общие выводы.

В настоящей работе изложены результаты полевых наблюдений, оптических исследований и литературные сведения об Ирбинском железорудном месторождении. Основные выводы этой работы можно представить в следующих положениях.

1. Месторождение расположено в Курагинском районе Западно-Сибирского края, близ деревень Большая и Малая Ирба, к СВ от г. Минусинска на расстоянии около 100 км, с которым оно соединено хорошей автомобильной дорогой. На рудах Ирбинского месторождения был построен в 1734 году первый в Сибири железодобывательный завод. Месторождение разведывалось слабо, и до 1930 года были известны рудные тела на горах Железной, Свинцовой, Рудной и старые работы на горе Безымянной—„Старая Ирба“.

Детальное изучение месторождения началось в 1930 г., а в 1932 году работы были законсервированы и не возобновлялись до последнего времени, хотя месторождение осталось недоразведанным. В 1930 году детальной геологической и магнитометрической съемкой установлено наличие руды на горе Гранатовой („Новая Ирба“). Дальнейшие разведки показали, что гора Гранатовая из всего месторождения обладает наиболее крупными запасами железных руд.

К моменту исследования месторождение было разведано поверхностными работами, на горе Железной пробурено три колонковых скважины (кроме того, две скважины были заложены и не закончены бурением), и на горе Гранатовой пройдена штольня длиной 49 м.

2. Рудные тела месторождения залегают в кембрийских известняках, кислых и средней основности эффузивных породах, а также в периферических частях кварцевого монцитита и расположены вдоль его контакта. Они вытянуты сравнительно узкой полосой в меридиональном направлении по левому склону долины реки Большая Ирба и встречаются на горах (с севера на юг) Безымянной, Железной, Свинцовой, Рудной и Гранатовой, общим протяжением около 6 км.

3. Месторождение железных руд сформировалось в результате эманационной деятельности интрузии кварцевых сиенитов. Эта интрузия в районе Ирбы имеет широкое распространение. Непостоянство минералогического состава в краевых зонах, узкая полоса ороговикования и скарнирования вокруг интрузии дают возможность отнести ее к гипабиссальной фации.

4. Эманационная деятельность интрузии кварцевых сиенитов может быть разделена на три стадии: а) стадию ороговикования (контактный метаморфизм), б) стадию скарнирования и в) стадию образования даек и сульфидов. Стадия ороговикования соответствует периоду внедрения интрузии и первой фазе ее остывания. В это время происходит прогрев и перекристаллизация боковых пород с перегруппировкой материала внутри их. После перерыва, во время кото-

рого шло накопление эманаций в интрузии, наступила стадия скарнирования. Последняя сопровождалась образованием пироксена, граната, магнетита, апатита и других минералов, для формирования которых, несомненно, материал выносился эманациями из магмы.

Стадия скарнирования сменилась длительным перерывом, после которого шло формирование даек диабазов и порфиров. Среди них диабазы образовались в первую очередь, а порфиры являются более поздними. Дайки секут рудные тела, скарны и периферические части кварцевого монзонита. По времени с формированием даек связано образование сульфидов (пирит, халькопирит, арсенопирит, цинковая обманка и др.), окварцевание, образование кальцита и частично эпидота и хлорита.

Порядок образования минералов виден из следующей схемы.

| Минералы | Эндогенные процессы | | | Супергенные процессы |
|---------------------------|--|--|------------------------------|----------------------|
| | Ороговикование | Скарнирование | Образование даек и сульфидов | |
| Апатит | В стадию ороговикования (контактный метаморфизм) происходит перекристаллизация пород, с перегруппировкой вещества внутри их. | Непродолжительный перерыв, идет накопление эманации. | Длительный перерыв | Длительный перерыв |
| Пироксен | | | | |
| Гранат | | | | |
| Магнетит | | | | |
| Арсенопирит | | | | |
| Эпидот | | | | |
| Кварц | | | | |
| Роговая обманка | | | | |
| Гематит | | | | |
| Пирит | | | | |
| Халькопирит | | | | |
| Марказит | | | | |
| Сфалерит | | | | |
| Кальцит | | | | |
| Ковеллин | | | | |
| Лимонит | | | | |
| Хлорит | | | | |

5. Порядок образования минералов (см. схему) дает возможность установить, что состав эманаций изменялся во времени. В первые, высокотемпературные, стадии образуются пироксен, гранат и другие безводные алюмосиликаты. Для формирования их эманации несли из магмы FeO , MgO , CaO , SiO_2 , Al_2O_3 (в полевошпатовых породах часть Al_2O_3 и SiO_2 берется из замещенных пород). Затем эманации стали, повидимому, богаче железом, и при понижении температуры в соответствующей физико-химической обстановке из них образовался магнетит. К концу образования магнетита пошли процессы окислительные, и образовались актинолит, эпидот, хлорит и другие минералы, в которых содержится вода, а железо (кроме актинолита) входит преимущественно в виде окиси. Наконец, температура стала низкой, и железо не могло образовывать окислов, а отлагалось в форме сульфидов.

6. Железо выносилось из магмы, вероятно, в виде фтористых соединений. На большое содержание фтора в эманациях указывают апатит, развитый в скарнах и частично рудах, и месторождение флюорита (гора Свинцовая), которое является продуктом эманационной деятельности той же интрузии. Возможно, что часть железа переносилась и в кремнистых соединениях. В выносе железа, несомненно, большую роль играла OH .

7. Независимо от состава вмещающих пород, вокруг рудных тел имеется зона скарнов или скарнированных пород, обусловленная, вероятно, воздействием эманаций, отложивших магнетит. Граница рудных тел с боковыми породами чаще не резкая, а наблюдается постепенный переход от концентрированных залежей магнетита к рудным скарнам и вмещающим породам.

Между гранатами, залегающими в известняках, и таковыми же, расположенными в изверженных породах, имеются некоторые отличительные свойства. Например, гранаты, сформированные в известняках, имеют зеленоватую окраску как макроскопически, так и в проходящем свете под микроскопом. Они редко бывают аномальными, а являются преимущественно изотропными. Если гранаты образовались в изверженных породах, то они имеют бурую окраску и макроскопически и под микроскопом. Наконец, в скарнах, расположенных среди изверженных пород, развиты аномальные гранаты—гроссуляр.

8. Текстура руд, главным образом, массивная, реже полосчатая и друзовая. Полосчатые текстуры руд получились в результате замещения полосчатых же пород, т. е. текстура является реликтовой. Друзовые текстуры образуются вследствие того, что растворение материала идет быстрее, чем отложение его. В рудах массивной текстуры после выветривания появляется полосчатость, в результате чего они иногда приобретают бурундучной формы текстуру: здесь в промежутках между рудными полосами располагаются хлорит и кварц. Образование таких текстур можно также объяснить реликтовой текстурой замещаемых пород.

9. Руды месторождения состоят преимущественно из магнетита с незначительным содержанием гематита и с примесями сульфидов (обогащение руд при эксплуатации необходимо), которые представлены пиритом, халькопиритом, марказитом, сфалеритом и арсенипиритом. Сульфиды перечислены в убывающем порядке.

Магнетит в отраженном свете имеет серую с буроватым оттенком окраску. Дымящей HCl травится в среднем в течение 5 секунд. Он имеет аллотриоморфную, реже гранобластическую структуру. В отдельных участках встречались деформационные структуры, которые образовались, видимо, в результате подвижек и давления, происшедших в районе месторождения.

Гематит имеет преимущественно супергенное происхождение. Он развивается в виде мелких иголочек и образует мартит. Наряду с ним встречается гематит гипогенный, который расположен в форме отдельных удлиненных зерен и замещает магнетит или наблюдается между его зернами.

10. Марказит вокруг крупных зерен пирита наблюдается в виде мелкой сыпи, давая порфиробластическую структуру, или образует в нем тонкие прожилки. Наличие жилок марказита в пирите, разъедание им краев зерен халькопирита доказывают, что он выделился в последние стадии эманационной деятельности интрузии. Нахождение марказита в первичных рудах и структурные взаимоотношения указывают на его гипогенное образование.

11. На поверхности руды подверглись окислению, в результате которого по магнетиту развился гематит, образуя в нем мелкую сетку. Иголочки гематита расположены по кристаллографическим направлениям магнетита. В некоторых участках (горы Свинцовая и Рудная) на поверхности магнетит замещен гематитом почти нацело, или от него остались только реликты. Окисленная руда имеет буроватую окраску. Сульфиды здесь также выщелочены с образованием за их счет лимонита и кое-где ковеллина. В результате этого руды с поверхности являются более чистыми.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Сборник—Минерально-сырьевая база Кузнецкого металлургического комбината, 1934 г.
2. Gmelin. Reise durch Sibirien. Dritter Theil.
3. П. С. Паллас.—Путешествие по разным местам Российского государства. Часть II. кн. 2, 1770 г.
4. В. Кацовский.—Описание Ирбинской дачи. Вестник золотопромышленности, 1892 г., №№ 10—12.
5. П. К. Яворовский.—Горное дело в западной части Ачинско-Минусинского горного округа. Горный журнал за 1894 г., т. 1, кн. 1.
6. Он же.—Геологические исследования в 1893 г. в Минусинском уезде. Горный журнал за 1894 год, т. IV, стр. 275.
7. А. Н. Чураков.—Отчет о деятельности геологического комитета за 1916 год. Известия Геолкома, 1917 г. стр. 210.
8. И. М. Бахурин.—Отчет о магнитометрических работах Ирбинской партии летом 1920 года. Рукопись. Отд. фондов ЗСГРТ, дело 225, 62—4.
9. Я. С. Эдельштейн.—Заметка о железорудных месторождениях Минусинского края. Вестник Геологического комитета, 1925 г., № 1, стр. 30.
10. А. Г. Булытников.—Геологические исследования в Нижне-Кизирском районе Минусинского округа в 1926 году. Известия Зап.-Сиб. Отд. Геолкома, том IX, вып. 2, 1929 год.
11. А. Г. Вологдин.—Тубинско-Сисимский район. Минусинско-Хакасский край. Отчет о геологических исследованиях 1924—1928 годов. Труды ВГРО, вып. 198, 1932 г.
12. А. А. Месянинов и В. Д. Томащпольская.—Ирбинский железорудный район. Предварительный отчет о геолого-разведочных работах, произведенных в 1931 году в Ирбинском железорудном районе. Рукопись. Отдел фондов ЗСГРТ.
13. А. А. Месянинов.—Ирбинские месторождения железных руд. Отчет о геолого-разведочных работах 1930—1932 г.г. на Ирбинском месторождении железных руд. Рукопись. Отд. фондов ЗСГРТ.
14. А. Г. Вологдин.—Кизир-Казырский район. Труды ГГРУ, вып. 92, 1931 г.
15. Я. С. Эдельштейн.—Краткий отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1924 г. в средней части Минусинского уезда. Известия Геолкома, 1925 г., т. X. IV, № 6.
16. М. А. Усов.—Фашии и фазы интрузивов. II изд. „Кубуч“, Томск, 1932 г.
17. Э. Бастин, Л. Грейтон, В. Линдгрэн, В. Ньюхауз, Г. Шварц и М. Шорт.—Критерии возрастных соотношений минералов по наблюдениям в полированных шлифах. Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям. Сборник статей Адамса, Колони, Ньюхауза, Бастина и др. под редакцией Ф. Н. Шахова. Горгеонефтеиздат., 1934 г.
18. John W. Grider.—Magnetite — Martite — Hematite. Econ. Geol., vol. XXI, 1926 г., № 4.
19. И. Н. Twenhofel.—Changes in the oxidation of iron in Magnetite. Econ. Geol. vol. XXII, 1927 г., № 2.
20. Benj. N. Webber.—Marcasite in the Contact Metamorphic Ore deposits at the Twin Buttes District, Arizona. Econ. Geol, vol XXIV, 1929 г., № 3.
21. М. А. Усов.—Тельбесский железорудный район. I. Историко-геологический очерк. Известия Сиб. отд. геол. комитета, т. VI, вып. 5, 1927 г.
22. М. А. Усов.—Геологическое строение района Абаканского железорудного месторождения, Енисейской губернии 1918.
23. Ю. А. Кузнецов.—Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения, Известия СОГК, т. VII, в 3, 1930 г.
24. П. С. Яценко.—Отчет об исследованиях в отраженном и проходящем свете руд Абаканского железорудного месторождения (по материалам работ 1930—1933 г.г.). Рукопись. Отд. фондов Зап. Сиб. Отд. Редметгеоразведки, 1934 г.
25. Н. А. Ватов.—Геология и минералогия железорудных месторождений Кондомской группы. Материалы по геологии Зап. Сиб. края, вып. XVIII, 1935 г.
26. К. И. Богданович.—Рудные месторождения. Т. I, вып. I. 1912 г.
27. М. А. Усов.—Краткий курс рудных месторождений. Издательство „Кубуч“, Томск, 1933 г., издание II.
28. У. Грубенман и П. Ниггли.—Метаморфизм горных пород. Георазвед. издат. 1933 год.
29. Hans Schneiderhöhn.—Tim-temperature Curves in Relation to mineral Associations in cooling Intrusions. Econ Geol vol. XXIX, 1934 г., № 5, P. 471.
30. S. G. Lasky.—The systems iron oxides; CO₂:CO and iron oxides: H₂O: H₂, as applied to limestone contact deposits. Econ. Geol., vol. XXVI, 1931 г., № 5.
31. W. O. Hickok.—The iron ore Deposits at Cornwall, Pennsylvania. Econ. Geol., vol. XXVIII, 1933 г., № 3. P. 193.

32. М. А. Усов.—Итоги исследования геологии Зап. Сиб. края за первую пятилетку. Вестник ЗСГРТ, вып. 2—2, 1933 г.
33. К. С. Филатов.—Железные руды Хакасско-Минусинского района. Вестник ЗСГРТ, вып. 2, 1932 г.
34. J. Vogt.—Magmas and igneous ore deposits. Econ. Geol., vol. XXI, 1926 г. № 3 P. 232.
35. F. W. Clarke and H. S. Washington.—The composition of the earth crust. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. № 127.
36. А. А. Оносовская.—Отчет по Ирбинскому месторождению плавикового шпата. Рукопись. Отдел фондов ЗСГРТ, 1934 г., д. 455, 61—11.
37. А. Н. Заварицкий.—Геологический очерк месторождений медных руд на Урале, Труды Геологического комитета. Нов. серия, вып. 173, 1929 г.
38. W. H. Uglow.—Genesis of magnetite deposits near the West coast of Vancouver Island. Econ. Geol., vol. XXI, 1926 г., № 4, p. 352.
39. Ю. А. Кузнецов.—Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности. Вестник Зап. Сиб. ГРТ, вып. 3—4, 1932 г.
40. Г. М. Швартц.—Микроскопические критерии гипогенного и супергенного происхождения рудных минералов. Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям. Сборник статей Адамса, Колони Ньюхауза, Бастина и др. под редакцией Ф. Н. Шахова. Горногеолиздат. 1934 г.
41. Ф. Н. Шахов.—Ассоциации рудных минералов в железорудных месторождениях Тельбесского района. Изв. Зап. Сиб. Отд. Геолкома, т. 8, вып. 4, 1930 г.
42. Ingerson.—Relation of critical and supercritical phenomena of solutions to geologic processes. Econ. Geol., vol. XXIX, 1934, № 5, p. 454.
43. А. Н. Заварицкий.—Результат разведок на горе Магнитной, произведенных в 1926—1928 г.г. Издание Гос. Ин-та по проектированию металлургических заводов. 1930 г.
44. В. М. Дервиз.—О геологических исследованиях в Гороблагодатском районе в 1923—1924 г.г. Известия Геол. Ком. 1924 г., № 10.
45. А. Н. Заварицкий.—Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. Труды Геологического К-та. Новая серия, вып. 122, 1927 г.
46. В. А. Обручев.—Металлогенические эпохи и области Сибири. Труды института прикладной минералогии и металлургии, вып. 21, 1926 г.
47. Н. В. Шишкин, А. Н. Заварицкий, В. А. Обручев и др.—Марганцевые и железные руды СССР. Труды Комиссии по металлу при госплане УССР, 1926 г.
48. И. А. Молчанов.—Очерки по геологии Сибири, Восточный Саян. Изд-во Акад. Наук СССР, 1934 г.
49. Глазнейшие железорудные месторождения СССР. ЦНИГРИ; том II, 1934 г., стр. 316.

Объяснение фигур.

- Фиг. 1. Участок мрамора в скарнах около рудного тела. Гора Безымянная, кан № 34 (Зарисовка).
- Фиг. 2. Избирательное замещение полевых шпатов (1) кварцевого монзонита гранатом (2). Сохранились обрывки пироксена (3). Гора Свинцовая, кан. 78. (Зарисовка с рисовальным окуляром), проходящий свет.
- Фиг. 3. Нарастание аномального (2) граната на буром (3). Промежутки между зернами выполнены кальцитом (4). Виден остаток зерна пироксена (1). Гора Железная проходящий свет, ув. 38.
- Фиг. 4. Скарнирование мрамора. Гранат (черное) развивается среди мрамора (светлосерое и серое) в виде жилок и отдельных зерен. Гора Безымянная, проходящий свет, скрещен. николи, ув. 70.
- Фиг. 5. Друзовая текстура. На стенках магнетита (черное) нарастает аномальный гранат (серое), центр выполнен кварцем (белое). Гора Железная, проходящий свет, ув. 70.
- Фиг. 6. Зерна пироксена (светлые) корродируются гранатом (темный). Проходящий свет, ув. 70.
- Фиг. 7. Расположение сульфидов (белое) в магнетите (серое). Сульфиды имеют вид вытянутых зерен. Гора Гранатовая, штольня, полированная поверхность штуфа, в натуральную величину.
- Фиг. 8. Полосчатые руды горы Железной. Полированный штуф. ув. 1,7.
- Фиг. 9. Слоенная полосчатая магнетитовая руда (бурундучная текстура). Гора Гранатовая, полир поверхность в натуральную величину.
- Фиг. 10-а. Деформированные зерна магнетита (темно-светлосерые). Видны мелкие иглолки гематита (белое). Гора Свинцовая. Отраженный свет, ув. 110.
- Фиг. 10-б. Тоже, ув. 75.

Фиг. 11. Деформированные зерна зонарного магнетита (серое) с затертыми внутри их зернами магнетита же (белые). Отраженный свет, ув. 75.

Фиг. 12. Центральные части зерен магнетита маргитизированы (решетка), по краям сохранился магнетит (серое), черное поле—нерудные минералы. Отраженный свет, ув. 420.

Фиг. 13. Мелкозернистый магнетит составляет жилку среди нормального магнетита (серое) и нерудных (черное). Отраженный свет, ув. 120.

Фиг. 14. На гранях пирита (белое) нарастает магнетит (серое). Черное поле—нерудные. Отраженный свет, ув. 260.

Фиг. 15. Порфиробласты пирита (серое), расположенные среди марказита (серые мелкие зерна). Зерна пирита окружены кварцем и кальцитом (черное). Отраженный свет, ув. 105.

Фиг. 16. Жилки марказита (2) в пирите (3), нерудные минералы (1), отраженный свет, ув. 420. (Точная копия с фотографии).

Фиг. 17. Халькопирит (черное), расплывший по спайности актинолита (серое). Проходящий свет, ув. 30.

Фиг. 18. Коллоформная структура лимонита (4) вокруг халькопирита (3). Магнетит (2) занимает большую часть шлифа. Нерудные минералы (1) (Зарисовка).

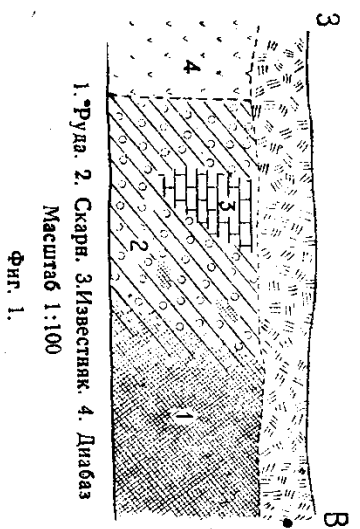
Фиг. 19. Среди зерен магнетита (темносерое) расположен гидротематит (серое), который захватывает внутрь и корродирует зерна пирита (белое), отражен. свет, ув. 260.

Фиг. 20. Магнетит (черное) отделяется от мрамора (серое) полоской граната и кварца (темносерое). Проходящий свет, ув. 70.

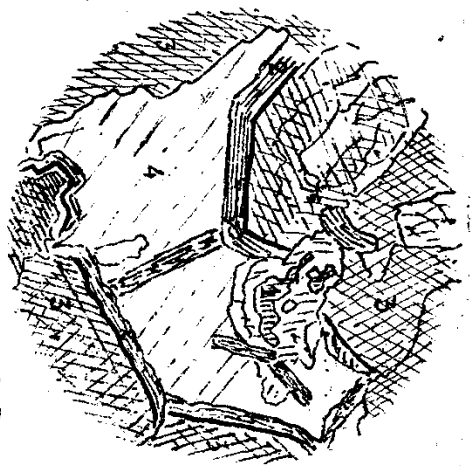
Фиг. 21. Реликтовые зерна плагиоклаза среди ороговикованной эффузивной породы. Проходящий свет, ув. 30.

Фиг. 22. Коллоформная структура магнетита. Отраженный свет, ув. 160.

Г. Безымянная
канавка № 34



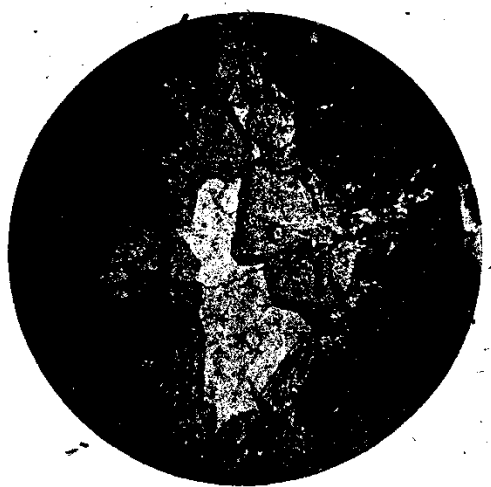
1. Плагноклаз. 2. Гранат. 3. Пироксен.
Фиг. 2.



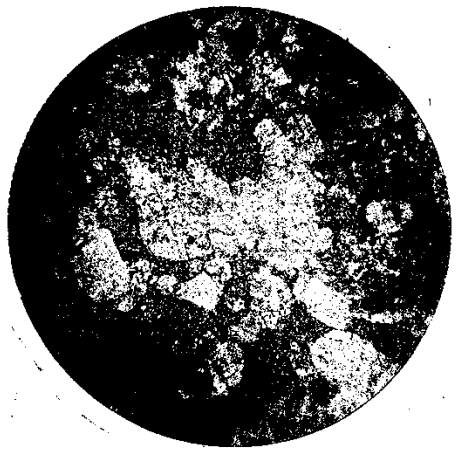
1. Пироксен. 2. Аномалы. Гранат. 3. Гранат
бурый. 4. Кальцит.
Фиг. 3.



Фиг. 4.



Фиг. 5.



Фиг. 6.



Фиг. 8.



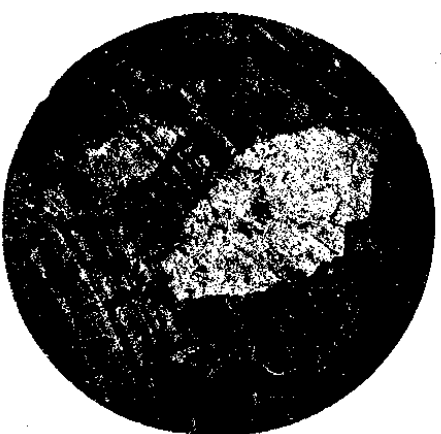
Фиг. 7.



Фиг. 5.



Фиг. 10-2.



Фиг. 11.

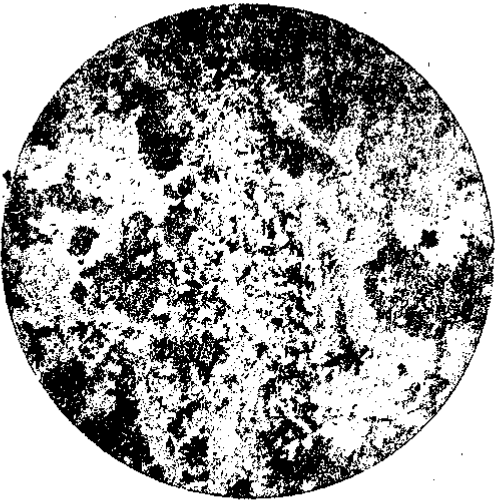


Фиг. 10-6.

10601111.



Фиг. 12.



Фиг. 13.

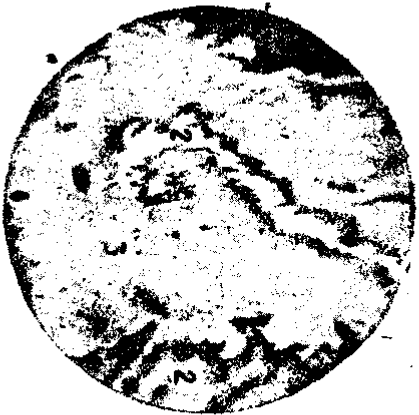


Фиг. 14.

Таблица III.



Фиг. 15.



1. Нерудные. 2. Марказит. 3. Пирит.
Фиг. 16.



Фиг. 17.



1. Нерудные. 2. Маргелит. 3. Халькопирит.
4. Лимонит.
Фиг. 18.

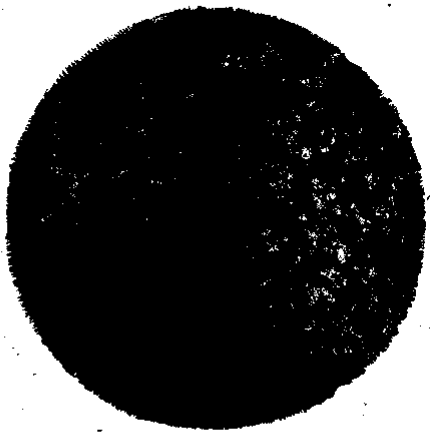


Фиг. 19.

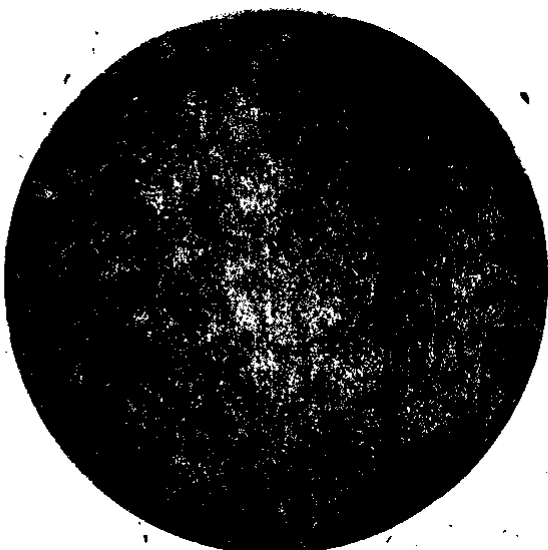


Фиг. 20.

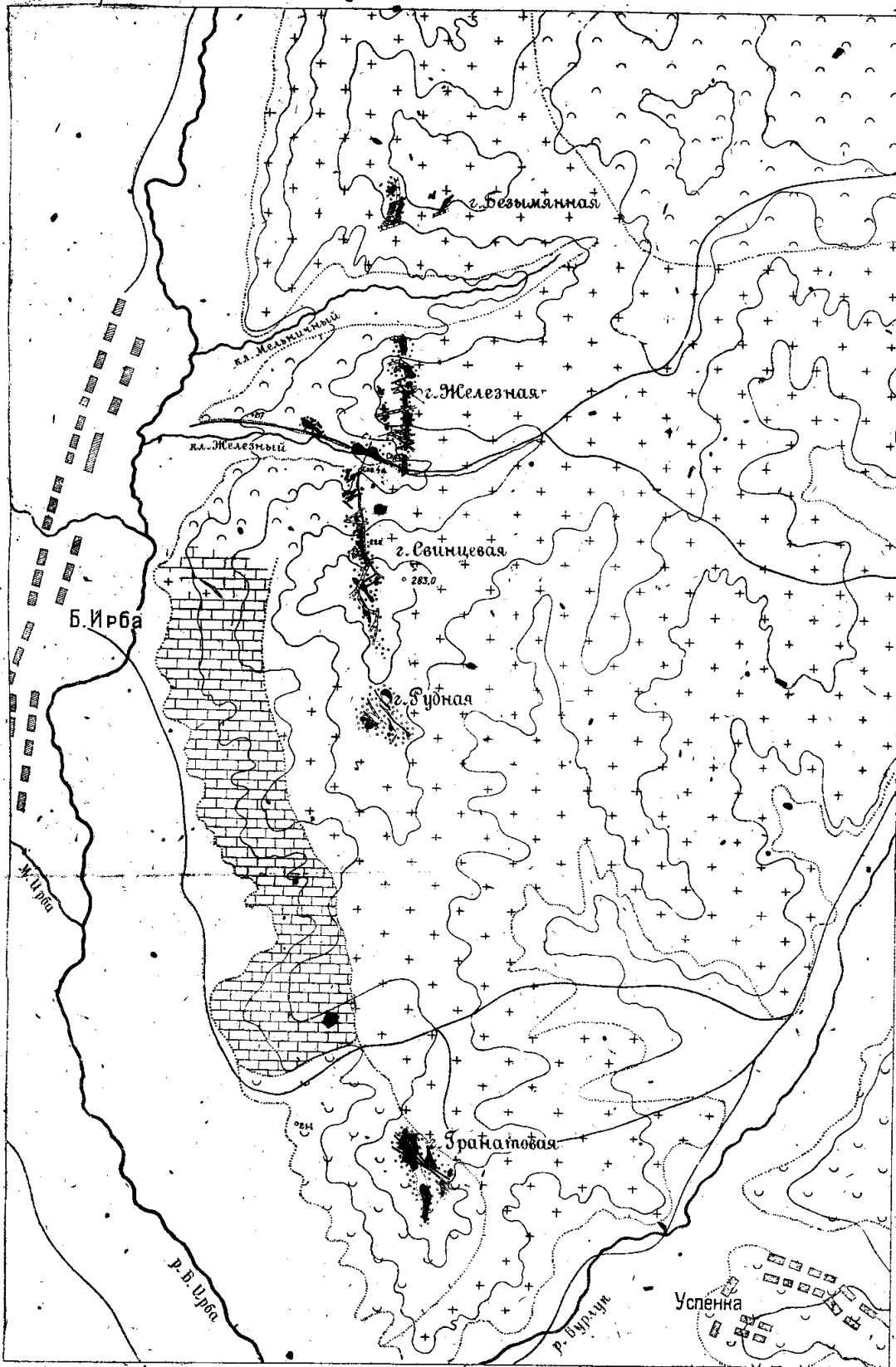
Таблица IV.



Фиг. 21.













Фиг. 22.



ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
Ирбинского железорудного р-на

1:50 000

-  Кварцевый концит
-  Порфиры и их туфы
-  Фельзит-порфиры и ортофиры
-  Известняки
-  Рудные тела
-  Скарны
-  Дайки диабазы
-  Дайки порфира
-  М-ние флюорита
-  Наносы

