АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СЕКРЕТНО

ГЕОЛОГИЯ И РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА

ВЫПУСК

3

11-31

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ЛАБОРАТОРИЯ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ И КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ
ИМЕНИ С. М. КИРОВА

МАТЕРИАЛЫ ЛАБОРАТОРИИ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ
ВЫПУСК 3

СЕКРЕТНО
Экз. № 52

Н. А. ЕЛИСЕЕВ, Э. Н. ЕЛИСЕЕВ, Е. К. КОЗЛОВ,
П. В. ЛЯЛИН и В. А. МАСЛЕНИКОВ

ГЕОЛОГИЯ И РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА

Под редакцией
члена-корр. АН СССР *Н. А. ЕЛИСЕЕВА*

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
1956

[illegible]

555.0
Г36

Главный редактор
академик А. А. ПОЛКАНОВ

119795
ЦЕНТРАЛЬНАЯ НАУЧНАЯ
БИБЛИОТЕКА
А.Н. Киргизской ССР

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа представляет результат многолетних исследований коллектива геологов Лаборатории геологии докембрия (Н. А. Елисеев и В. А. Масленников) и Кольского филиала им. С. М. Кирова (Э. Н. Елисеев и Е. К. Козлов) при участии главного геолога комбината Североникель (П. В. Лялин).

В сборнике «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи» [1953] были опубликованы статьи, посвященные главным образом геологическому строению Мончегорского плутона и лишь отчасти некоторым деталям рудных месторождений. Главной задачей данной работы являлось всестороннее освещение сульфидных медно-никелевых месторождений Мончи. Для этого необходимо было привести краткие сведения о геологическом положении Мончегорского плутона, о его структуре, форме, об особенностях внутреннего строения, данные о составе и химизме горных пород и составе главнейших породообразующих минералов, о петрологии мончегорской никеленосной ультраосновной и основной интрузии.

Геологические данные, полученные в течение последних лет, дают возможность составить более полное представление о различных типах сульфидного оруденения: а) вкрапленного, б) гнездового и в) жильного. В соответствии с этим и описываются месторождения по следующим группам: вкрапленные, гнездовые и жильные руды. Кроме того, в части VII приводятся краткие сведения о второстепенных месторождениях Мончи.

Сульфидные медно-никелевые месторождения различных районов земного шара обладают многими, независимо от их геологической обстановки, особенностями, характерными для всех подобных месторождений. В связи с этим многие вопросы, возникающие при изучении одного какого-либо месторождения, приобретают общее значение. К числу таких вопросов относятся геохимия никеля и кобальта, металлогения ультраосновных и основных никеленосных интрузий, генезис сульфидных медно-никелевых месторождений.

Ввиду важности указанных вопросов потребовалось значительное место для изложения новых данных о природе силикатного никеля, химическом составе и структуре главнейшего минерала — носителя никеля-пентландита, о взаимоотношениях между рудными минералами, геохимии

никеля и кобальта, об особенностях металлогении никеленосных ультраосновных и основных интрузий (часть VIII).

В части IX приведены поисковые признаки различных видов сульфидных медно-никелевых месторождений и изложено дальнейшее направление геологоразведочных работ в Мончегорском районе.

Работа в целом написана по единому плану.

Части I, II и III написал Н. А. Елисеев.

Часть IV — Е. К. Козлов.

Часть V — Э. Н. Елисеев и Е. К. Козлов. Первая половина написана Э. Н. Елисеевым, вторая, начиная с «Минералогического состава гнездовых руд Нюда»,— Е. К. Козловым.

Часть VI — В. А. Масленников и П. В. Лялин. Раздел «Морфология сульфидных жил» написал П. В. Лялин, разделы «Краткие сведения из истории открытия, разведки и изучения месторождений» и «Геологическое строение месторождения» — П. В. Лялин и В. А. Масленников, остальное — В. А. Масленников.

Часть VII — В. А. Масленников.

Часть VIII — Э. Н. Елисеев, за исключением главы «Сравнение месторождений Мончи с другими месторождениями Кольского полуострова», которая написана Н. А. Елисеевым.

Часть IX — В. А. Масленников.

ЧАСТЬ I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Глава 1

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ ИСТОРИИ ОТКРЫТИЯ И ИЗУЧЕНИЯ МОНЧЕГОРСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящее время на Кольском полуострове имеются два крупных промышленных центра — Печенга и Монча, дающих советской промышленности никель, медь, кобальт и платиноиды.

Печенгские месторождения располагаются на территории района, присоединенного к Советскому Союзу после Великой Отечественной войны. За короткий срок, прошедший после присоединения Печенгского района, советские геологи проделали работу огромного научного и практического значения. За это время был открыт новый тип месторождений богатых сульфидных вкрапленных руд, не замеченный предшественниками, значительно расширена сырьевая база и увеличены запасы руд. Таким образом, месторождения Кольского полуострова занимают одно из первых мест среди месторождений сульфидных медно-никелевых руд СССР.

Наиболее подробные сведения об открытии и изучении сульфидных месторождений Мончи приведены в монографии коллектива авторов по Монче [1947].

Открытие сульфидного медно-никелевого оруденения в Монче относится к 1930 г., когда исследованиями экспедиции Академии наук СССР под руководством академика А. Е. Ферсмана была обнаружена вкрапленность никеленосного пирротина в норитах, слагающих южную террасу горы Нюд. По примерному подсчету запасы вкрапленного пирротина составляли около 200 тыс. т (сб. «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи», 1953).

С 1931 г. начинаются систематические многолетние геологические исследования в Монче, в которых принимало участие большое число геологов. В этом же году в Монче проводила работы геологоразведочная партия Ленинградского геологоразведочного треста. Основной задачей партии являлись опять-таки поисковые работы на железорудные месторождения. В связи с открытием сульфидного медно-никелевого оруденения на других участках Нюда на специальном заседании под руководством С. М. Кирова было принято решение об исследованиях на никелевые руды и намечен план дальнейших работ.

Дальнейшие успехи в развертывании геологоразведочных работ в Монче обязаны живейшему и активному руководству С. М. Кирова.

В 1932 г. была пробурена первая буровая скважина на Нюде (скв. № 1 на втором участке Нюда, глубиной 72,33 м). Геологоразведочные работы велись с применением геофизических методов разведки, которые в то время были новыми. Некоторые из них (например, электроразведка) впервые разрабатывались и приобретали практическую ценность в Монче.

До 1934 г. Нюд был единственным районом разведочных работ в Монче. В дальнейшем, по мере развития поисковых работ, в результате которых были обнаружены не только признаки оруденения, но и новые

типы оруденения, центр разведочных работ перемещался сначала на Сопчу, затем на массив Ниттис — Кумужья — Травяная.

Раньше было известно только вкрапленное сульфидное оруденение и при оценке перспектив месторождений учитывались лишь бедные вкрапленные руды на Нюде, Сопче и на Ниттис — Кумужьей — Травяной. Позднее были открыты богатые жильные руды Ниттис — Кумужьей, что определило более внимательное отношение к вкрапленным рудам.

Открытие сульфидных жил на Ниттис — Кумужьей сделано было не сразу. В 1932 г. там были обнаружены магнетитовые жилы. В 1933 г. проводилась электроразведка. Дальнейшая проверка геофизических аномалий привела к открытию сульфидных жил на Ниттисе и Кумужьей. Геофизические профили вкрест простирания зоны сульфидных жил из-за недостаточно детального профилирования сначала дали только две аномалии. В связи с этим данному участку не было уделено достаточного внимания. Не сразу была выявлена закономерная связь каньонообразных углублений и параллельных им по простиранию сульфидных жил. Впервые на этот важный геоморфологический признак обратил внимание техник-геолог Кокорев. Геолог И. В. Галкин, задавший разведочные канавы не на аномалиях, а на каньонообразных углублениях, установил наличие зоны сульфидных жил северо-северо-восточного простирания. С 1936 г. открытие сульфидных жил заставило резко изменить отношение к бедным вкрапленным рудам, и разведка целиком была сосредоточена на месторождении сульфидных жил Ниттис — Кумужьей.

В 1947 г. на Печенге были открыты богатые вкрапленные руды. Это открытие заставило изменить отношение к вкрапленным рудам и тем самым изменило направление геологопоисковых и разведочных работ на Кольском полуострове. Так как Монча до 1945 г. занимала ведущее положение в деле изучения сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова, то естественно, что опыт, полученный на Монче, использовался геологами при исследованиях и разведках на других участках Кольского полуострова, а отношение к различным типам оруденения изменялось по мере накопления опыта на Монче.

Целевая установка, осуществляемая геологоразведочным трестом разведочных и поисковых работ, менялась на протяжении нескольких лет. Сначала объектом исследований и разведки были вкрапленные руды, после открытия жил сплошных сульфидных руд вкрапленные руды были оставлены и объектом внимания оказались одни сплошные сульфидные руды. Разведочные работы на донной залежи массива Ниттис — Кумужья — Травяная, произведенные в течение последних лет, показали, что среди бедных сульфидных вкрапленных руд, известных ранее, имеются участки с богатым сульфидным вкрапленным оруденением и с богатыми гнездами сульфидов.

Богатые сульфидные жилы рудного поля Ниттис — Кумужья — Травяная не могут целиком удовлетворить запросы промышленности, в связи с чем вопрос о расширении рудной базы приобретает особую актуальность. Так как до настоящего времени другие рудные участки с богатыми сульфидными жилами неизвестны, то, естественно, возник вопрос о критическом пересмотре уже известных месторождений вкрапленных руд, в частности, месторождения вкрапленных руд донной залежи в массиве Ниттис — Кумужья — Травяная. С этой точки зрения уже пересматриваются месторождения северной части рудного поля донной залежи массива Ниттис — Кумужья — Травяная. Полученные результаты дают основание надеяться на успех.

В настоящее время Монча и Печенга являются главнейшими месторождениями сульфидных медно-никелевых руд на Кольском полуострове.

Кроме того, имеются и другие районы с установленными проявлениями сульфидного оруденения. В связи с растущими запросами бурно развивающейся промышленности в нашей стране и обусловленными ими быстро увеличивающимися темпами геологоразведочных работ на Кольском полуострове можно быть уверенным в том, что в ближайшее время будут открыты новые богатые месторождения сульфидных медно-никелевых руд.

Глава 2

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ МОНЧЕГОРСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Мончегорский никеленосный плутон занимает пространство более 50 км^2 и состоит из трех частей: восточной — массивы Нюд и Поаз, центральной — массив Сопчи и западной — массив Ниттис — Кумужья — Травяная (рис. 1). Массивы являются частями единого интрузивного тела — плутона. Морфологически они разделены долинами и озерами.

К западу от Мончегорского плутона располагается хребет Монча, сложенный габбро и протягивающийся к северо-западу на большое расстояние. К востоку от плутона располагается ряд возвышенностей, сложенных протерозойскими эффузивными, туфогенными и осадочными породами (свита Имандра — Варзуга). Подстилающими плутон породами, по данным бурения, являются архейские гнейсы и кристаллические сланцы.

Рельеф района Мончегорского плутона сложный. К скульптурным формам рельефа относятся: а) возвышенные горные части, б) предгорья, в) долины, образованные до ледникового периода, г) глубокие депрессии в толще вмещающих горных пород, д) цирки и амфитеатры на склонах гор, е) террасы и террасовидные уступы, выработанные ледником в коренных породах склонов гор. Аккумулятивные формы рельефа образовались главным образом за счет ледниковых отложений. К ним относятся: моренный покров, боковые и конечные морены, моренно-холмистый ландшафт, камовый ландшафт, террасы приледниковых озер, торфяные массивы и озерные береговые валы. Моренный покров нивелирует рельеф.

Современный рельеф образовался в результате длительного действия процессов денудации, смыва и ледниковой эрозии. Основную роль в формировании рельефа сыграла доледниковая денудация. Роль ледниковой эрозии свелась к нивелированию и сглаживанию рельефа, выработанного к началу ледникового периода.

Вершины гор Мончегорского плутона имеют следующие отметки: Ниттис — 621,9 м, Кумужья — 344 м, Травяная — 281,7 м, Сопча — 482 м, Нюд — 471 м, Поаз — 363 м. Хребет Монча к западу от плутона имеет отметки на вершине Акабирпаконч 840 м и на Хипике 790 м. Отметка уровня озера Имандра 165 м.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Геологическое строение района очень сложно. Горные породы, слагающие его, можно подразделить на три группы: а) комплекс архейских гнейсов и кристаллических сланцев, б) комплекс горных пород протерозойского возраста (свита Имандра — Варзуга), в) интрузивные породы посткарельского интрузивного цикла.

Вмещающими породами для Мончегорского плутона ультраосновных и основных пород являются: комплекс архейских гнейсов и кристаллических сланцев, комплекс эффузивных, туфогенных и осадочных пород протерозойского возраста (свита Имандра—Варзуга) и габбро хребта Монча.

В противоположность Печенге, где интрузия ультраосновных и основных пород представлена большим количеством мелких интрузивных пластовых тел, в Монче имеется один плутон значительных размеров. В соответствии с пологонаклонной формой плутона различаются подошва и кровля его.

Кровля плутона смыта и только по ряду признаков можно предположительно судить о том, что она была сложена толщей пород свиты Имандра — Варзуга. Основанием для такого предположения являются следующие наблюдения. В районе Мончегорска у северо-восточного контакта плутона можно непосредственно наблюдать тектонический контакт в виде надвига, наклоненного к юго-западу. Здесь породы протерозоя — спилиты и туфогенные породы — надвинуты на архейские гнейсы. Границей между этими двумя толщами являются интенсивно дробленые и рассланцованные породы. Широко распространены тектонические контакты между археем и протерозоем на Кольском полуострове и в Карелии.

Вдоль непосредственного интрузивного контакта плутона с архейскими гнейсами, в лежачем боку интрузии, в гнейсах часто наблюдаются следы тектонических изменений — рассланцевание, милонитизация, брекчирование. Эти признаки указывают на то, что интрузия ультраосновных и основных пород использовала тектонический контакт, так как породы, слагающие интрузивное тело, в непосредственном контакте никаких тектонических изменений не имеют.

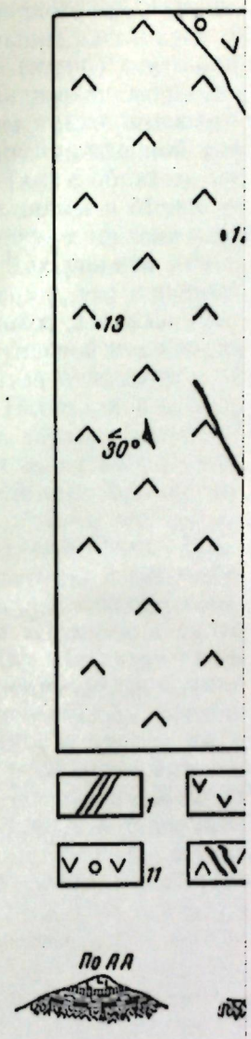
Внутри плутона, в северо-восточной его части на южных склонах массива Нюд располагается горизонт «сэдберитов», являющийся, повидимому, участком интенсивно измененных эффузивных, туфогенных и осадочных пород протерозойского возраста (Т. Н. Иванова, 1953). Эти наблюдения позволяют предполагать, что кровлю плутона слагали протерозойские толщи свиты Имандра — Варзуга.

Подошва плутона сложена породами гнейсового архейского комплекса, в чем нетрудно убедиться при ознакомлении с материалами буровых скважин, большое число которых пересекло дно плутона и далее прошло в породах гнейсового комплекса. Архейский гнейсовый комплекс состоит из гнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев.

Наибольшее распространение имеют биотитовые гнейсы и подчиненные им сланцы разнообразного состава — биотитовые олигоклазовые гнейсы, биотито-амфиболовые гнейсы, роговообманковые сланцы, амфиболиты, роговообманково-магнетитовые сланцы. К этой же толще, повидимому, относятся кианитовые слюдяные гнейсы и сланцы, ставролитовые, ставролито-кианитовые гнейсы и сланцы, слюдяные гнейсы, встреченные на нескольких участках в контакте с лежачим боком плутона. Комплекс гнейсов и сланцев имеет северо-западное простирание и крутые углы падения преимущественно к северо-востоку и реже к юго-западу. Менее распространены горные породы, относящиеся к комплексу диорито-гнейсов (Полканов, 1935, 1936). Наиболее молодыми породами в архейском комплексе являются альбитовые гнейсы Арваренча (к югу от Нюда) и гранодиорито-гнейсы, обнажающиеся к востоку от горы Поаз.

Протерозойский комплекс пород собран в складки. Небольшой участок протерозойских пород располагается к востоку от плутона и довольно хорошо обнажен.

Мончегорский плутон локально приурочен к участку на Кольском полуострове, через который проходит мощная тектоническая зона северо-



1 — зона рудных жил Нитт
ниты; *4* — оливиновые пир
7 — донная залежь; *8* — ма
10 — габбро хребта Монча
породы хребта Монча; *13*
Варзуга; *15* — гнейсо-грани
Нюд; *17* — диорито-гнейсы;
нарушения; *20* — первичные

тость печенгской формации происходила в платформенных условиях без геосинклинальной подготовки. Несмотря на это, печенгские интрузии все же несколько напоминают офиолиты.

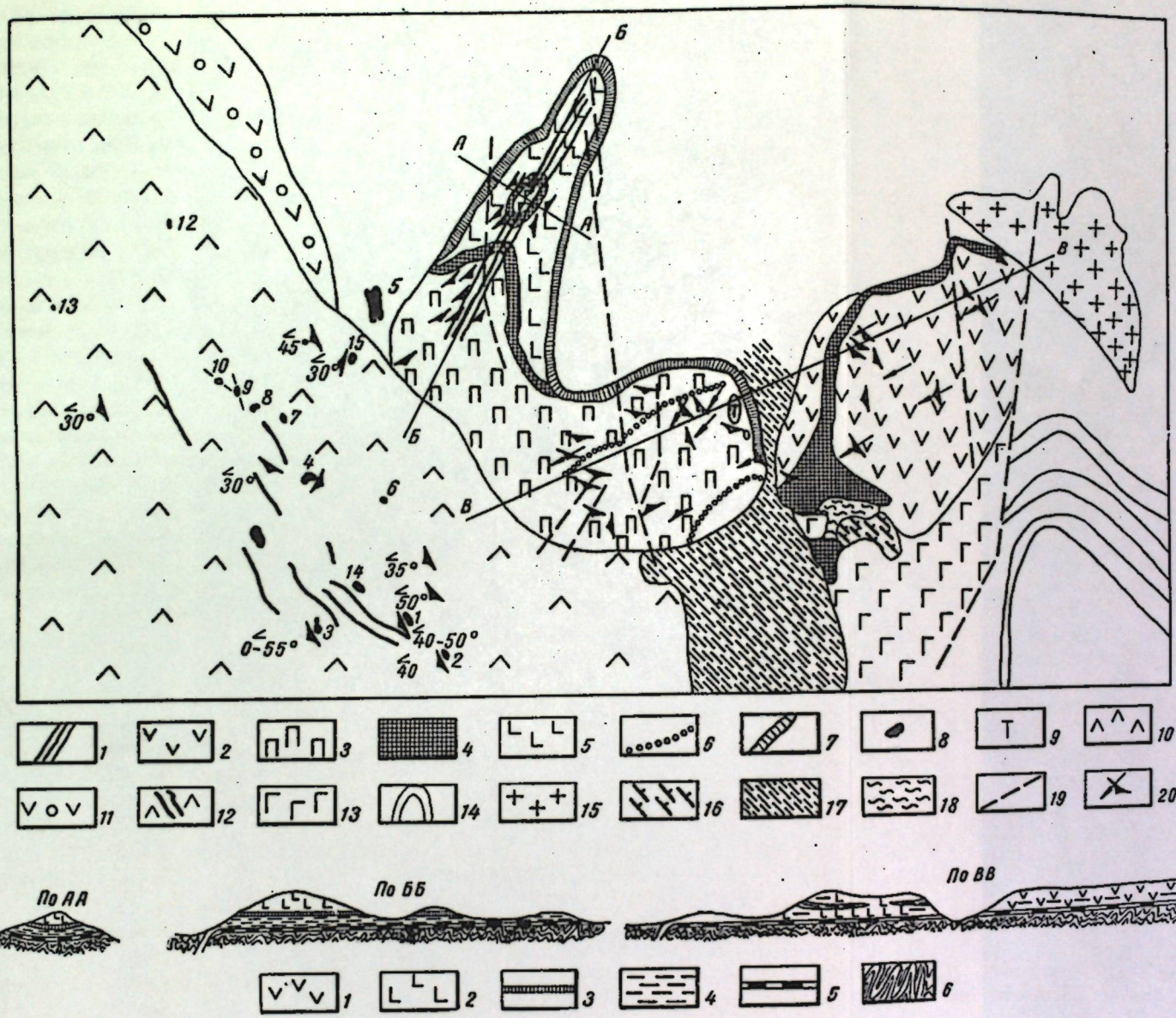


Рис. 1. Схематическая структурная карта Мончегорского плутона:

1 — зона рудных жил Ниттис — Кумужья — Травяная; *2* — нориты; *3* — пироксениты; *4* — оливиновые пироксениты; *5* — перидотиты; *6* — рудный пласт Сопчи; *7* — донная залежь; *8* — малые интрузии; *9* — роговообманковые габбро Сопчи; *10* — габбро хребта Монча; *11* — габбро-нориты хребта Монча; *12* — дайковые породы хребта Монча; *13* — роговообманковое габбро; *14* — свита Имандра — Варзуга; *15* — гнейсо-гранодиориты; *16* — метагаббро, подстилающие массив Нюд; *17* — диорито-гнейсы; *18* — альбитизированные гнейсы; *19* — тектонические нарушения; *20* — первичные структуры течения — полосатые и линейные. К северу от Мончегорского плутона и под плутоном развиты гнейсы (не заштриховано).

Внизу схематические разрезы: АА — поперечный разрез; ББ — продольный разрез через массив Ниттис — Кумужья — Травяная; ВВ — разрез через плутон в северо-восточном направлении.

1 — нориты; *2* — пироксениты; *3* — оливиновые пироксениты; *4* — перидотиты; *5* — донная залежь; *6* — гнейсы.

западного простирания, продолжающаяся на северо-запад и юго-восток на большие расстояния. На участке расположения плутона отмечаются поворот (изгиб) тектонической зоны и расширение ее, чем и объясняются, повидимому, мощные размеры интрузии в данном месте. В других местах зоны также имеются интрузивные тела, но уже небольших размеров и крутонаклонной формы.

Таким образом, можно считать, что интрузия ультраосновных и основных пород в Монче использовала структурно ослабленную зону, приуроченную к тектоническому контакту между археем и протерозоем.

Как увидим ниже, особенности внутренней структуры Мончегорского плутона, его корневых частей и малых интрузий, генетически с ним связанных, а также соотношения между внутренней структурой плутона и структурой вмещающих толщ (рамы) указывают на то, что Мончегорский плутон относится к платформенным интрузивным телам.

Переходя к характеристике интрузивных тел ультраосновных и основных горных пород в Печенге, нужно отметить, что структурные условия для интрузий в Печенге отличались от условий в Монче. В Печенге имеется система мелких пластовых интрузивных тел, располагающихся согласно целиком внутри протерозойских толщ свиты Печенга — Кучин. Разрез протерозойских толщ измеряется более чем в 13 км; на долю измененных осадочных и туфогенных пород приходится незначительная часть разреза, который слагают главным образом эффузивы. («Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги», 1952). Интрузия происходила внутри пачки филлитов, переслаивающихся с туфогенными сланцами и туфами. Пачка филлитов и туфогенных пород в виде полосы, изгибающейся к северу, протягивается на несколько километров с запада на восток. Мощность полосы местами достигает 2 км и наклонена к югу под углами от 45 до 70°.

Интрузивные пластовые тела залегают в общем согласно с залеганием филлитов и туфогенных пород и имеют незначительные размеры и мощность. Размеры пластовых интрузивных тел варьируют в широких пределах, длина их иногда достигает почти 2 км. Мощность интрузивных тел в некоторых случаях измеряется сотнями метров и достигает в особенно крупных телах более полукилометра. Интрузивные тела имеют форму удлиненных линз, согласно залегающих во вмещающих породах. Таким образом, в противоположность межформационному залеганию Мончегорской интрузии, печенгские интрузивные тела относятся к внутриформационным. Согласно наклону вмещающих толщ к югу и интрузивные тела наклонены к югу. В редких случаях интрузивные контакты срезают слоистость во вмещающих горных породах.

Пластовые интрузивные тела по отношению к складчатости протерозойских вмещающих толщ являются позднеорогенными (Папушис, 1952), что доказывается следующими данными:

1) все породы представлены гранитовыми структурными фациями; гнейсовые или гнейсо-гранитовые фации, указывающие на одновременность интрузии с тектоническими движениями, отсутствуют;

2) в эндоконтактах можно наблюдать уменьшение размера зерен в горных породах, во вмещающих породах наблюдается слабое ороговикование с возникновением узловатых сланцев и очень редко роговиков;

3) местами отчетливо выражены секущие по отношению к слоистости вмещающих пород интрузивные контакты.

Печенгские интрузивные тела нельзя относить к офиолитам. Складчатость печенгской формации происходила в платформенных условиях без геосинклинальной подготовки. Несмотря на это, печенгские интрузии все же несколько напоминают офиолиты.

Кроме Мончи и Печенги, интрузии ультраосновных и основных никеленосных пород имеются во многих местах Кольского полуострова. Вероятно, все они, вместе с интрузиями Мончи и Печенги, возникли в течение одного и того же интрузивного цикла.

Приведенная ниже стратиграфическая схема района Монче-тундры дает представление о последовательности интрузии (табл. 1). Интрузии габбро Мончи и интрузия никеленосных ультраосновных и основных горных пород относятся к посткарельскому интрузивному циклу. Мончегорская никеленосная интрузия является более поздней по сравнению с интрузиями габбро Мончи.

Таблица 1

Стратиграфическая схема района Монче-тундры

Периоды		Комплексы горных пород
Посткарельские интрузии	Интрузии второй фазы посткарельского диастрофизма	3 Дайковый комплекс никеленосной интрузии 2 Горные породы малых интрузий пластообразной и дайковой формы 1 Ультраосновные и основные породы, слагающие Мончегорский плутон
	Интрузии первой фазы посткарельского диастрофизма	3 Дайковый комплекс габбро Мончи 2 Амфиболизированные и соссюритизированные габбро-нориты южной части хребта Мончи 1 Габбро хребта Мончи
Протерозой	Нижний протерозой (карелий)	Покровы спилитов, переслаивающиеся с метаморфизованными туфогенными и осадочными толщами Базальные конгломераты Щучьей губы
Архей	Постботнийская эпоха диастрофизма	3 Мигматиты микроклиновых гранитов (Чуна-тундра) 2 Гранодиорито-гнейсы с жилами пегматита, аплита и кварца 1 Альбитизированные плагиограниты (альбитовые граниты горы Арваренч)
	Постсвионийская эпоха диастрофизма	Интрузия гиперстеновых диорито-гнейсов
	Нижний свионий	Комплекс биотитовых гнейсов и подчиненных им сланцев

ЧАСТЬ II

ГЕОЛОГИЯ И СТРУКТУРА МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА

Б. М. Куплетский [1935] первый описал часть Мончегорского плутона (массив Ниттис — Кумужья — Травяная), охарактеризовал главные черты структуры массива и закономерное распределение в нем трещин отдельности, составил разрезы и блок-диаграмму, верно отметил пологонаклонную форму дна массива, указал на послойное чередование перидотитов, оливиновых перидотитов и пироксенитов. Дальнейшие исследования показали, что эти породы переслаиваются не один раз, а образуют многократно переслаивающиеся слои течения. Тем не менее работа Б. М. Куплетского впервые показала большое значение структурного анализа в геологическом изучении Мончегорского плутона.

Геологи, занимавшиеся изучением геологического строения плутона и рудных месторождений Мончи до Великой Отечественной войны, обращали внимание на особенности структуры отдельных частей плутона. Такие работы выполнены были Ю. Б. Голубом на Сопче [1937], Голубом и С. Д. Покровским на Нюде, рядом геологов (Сиволобчик, Покровский) на массиве Ниттис — Кумужья — Травяная.

Впервые исследование по структурному анализу всего Мончегорского плутона было выполнено коллективом геологов по заданию Гипроникеля при дополнительных геологических исследованиях в связи с составлением монографии по Монче в 1946 г. под руководством Н. А. Елисеева.

В дальнейшем отдельные участки плутона подвергались детальному структурному петрологическому изучению Е. К. Козловым [1949, 1953], Т. Н. Ивановой [1949, 1953], З. А. Образцовой [1950, 1953]. Последняя работа, посвященная геологии и структуре Мончегорского плутона, была опубликована в 1953 г. (Н. А. Елисеев, 1953).

Глава 3

СТРУКТУРА ПЛУТОНА

Мончегорский плутон занимает пространство более 50 км². Вмещающими породами являются архейские гнейсы и протерозойские осадочно-туфогенно-эффузивные толщи (свита Имандра — Варзуга).

Структура вмещающих пород. Мончегорский плутон относится к платформенным интрузиям. Структура платформы в районе развития плутона двухъярусная. Нижний ярус представлен архейскими гнейсами с крутонаклонной кристаллизационной сланцеватостью северо-западного простирания, верхний ярус — собранными в складки протерозойскими толщами из осадочных, туфогенных и эффузивных пород (спилиты). Поведение интрузии в нижнем ярусе и на границе двух ярусов

было различным. Интрузия располагается на границе двух ярусов, поэтому плутон относится к междуярусным или межформационным. Кроме двух указанных комплексов горных пород, среди вмещающих пород имеются габбро в виде большого интрузивного тела в западной части района развития плутона. Вмещающими породами для габбрового массива являлись архейские гнейсы.

Структура плутона. Структура плутона отличается разнообразием структурных элементов. Имеются линейно-параллельные и полосатые структуры течения, первичные трещины отдельности и вторичные (наложенные) структуры.

Первичные полосатые текстуры течения в большинстве случаев выражены очень отчетливо и проявляются в послойном чередовании пород различного состава или в ориентированном расположении минералов (трахитоидность). Первичная полосатость и трахитоидность имеют одинаковое залегание и встречаются как совместно, так и порознь.

Линейные текстуры в противоположность полосатым встречаются значительно реже и выражаются в линейно-параллельном расположении призматических кристаллов ромбического пироксена.

Кроме плоско-параллельных и линейно-параллельных структур течения, имеются своеобразные структурные формы, помогающие разобраться в механизме интрузии — это эруптивные брекчии на границе двух слоев течения, складки изгиба в слоях течения, флексурные изгибы первичной полосатости, разрывы слоев течения и складок изгиба и будинаж-структуры с линзовидными участками, сложенными почти мономинеральными оливинитами — продуктами ранней кристаллизации, и огибающими линзы оливинитов слоями течения из перидотитов и оливиновых пироксенитов.

Полосатые текстуры и линейность, как правило, в пределах плутона имеют пологие наклоны, что хорошо видно на структурной карте (см. рис. 1).

Мончегорский плутон имеет хорошо выраженную систему первичных трещин отдельности. Пластовые трещины параллельны первичной полосатости, поперечные трещины, перпендикулярные линейности, и продольные трещины, перпендикулярные полосатости и параллельные линейности. Продольные и поперечные трещины отдельности имеют крутые углы наклона. Линейность хорошо выражена в центральной и восточной частях плутона и поэтому здесь хорошо устанавливается положение структурного блока, определяющего взаимную пространственную связь структур течения и первичных трещин. В западной части плутона положение линейности точно определить не удалось и положение структурного блока осталось неопределенным.

К числу вторичных структурных элементов относятся сбросы, рассекающие интрузивное тело. Таких сбросов, как это видно на рис. 1, несколько. Преобладающее направление сбросов близко к меридиональному, углы наклона крутые.

К наложенным структурам относится зона рудных жил в западной части плутона. Рудные жилы использовали вторичную зону трещин отдельности меридионального простирания с крутыми углами падения.

Вторичные структуры отличаются от первичных в большинстве случаев несовпадением с первичными. Появление вторичных структур нередко сопровождается перемещением отдельных блоков или участков плутона с возникновением зон дробления и милонитизации.

Структурная карта плутона. Для характеристики структуры плутона следует рассмотреть: а) структуру плутона, б) малых интрузий — небольших интрузивных тел во вмещающих породах.

Для структуры самого плутона типично пологое залегание первичной полосатости. В центральной и восточной частях плутона полосатость в общем наклонена к юго-западу. В центральной части, кроме того, наблюдается корытообразное изогнутие с осью наклона к юго-западу. В том же юго-западном направлении наклонена линейность с углами наклона в 10—12°. Западная часть представляет мульдообразное изогнутие, ось которого под углом в 5° также наклонена к юго-западу. Этот пологий наклон указывает на пологонаклонную форму нижнего контакта полого залегающей интрузии. Многочисленные буровые скважины пересекли в различных частях плутона нижнюю контактную поверхность. Наклон дна интрузии указывает на направление, в каком нужно искать корни интрузии.

Для иллюстрации особенностей внутренней структуры плутона приведены разрезы (см. рис. 1).

Знакомство со структурой малых интрузий и корней интрузии помогло разобраться в ее механизме и в структуре плутона.

Малые интрузии представлены группой небольших интрузивных тел, располагающихся к юго-западу от плутона (см. рис. 1). Эти интрузивные тела относятся к типичным трещинным интрузивным телам, конфигурация которых или простая, или усложненная наличием системы пересекающихся трещин.

Корни интрузии, обнаруженные бурением в юго-западной окраине плутона, представляют систему параллельных трещин, выполненных магмой. Трещины наклонены круто к юго-западу, в то время как сам плутон имеет почти горизонтальную форму. В корнях интрузии параллельно поверхности трещин наблюдается первичная полосатость, выражающаяся в послойном чередовании пород различного состава. Судя по данным бурения, таких корней несколько.

Механизм интрузии. Установленные скважинами структурные соотношения указывают на общность механизма малых интрузий и корней плутона. Это трещинные интрузивные выполнения в нижнем ярусе и в габбровом массиве. Структура плутона иная: плутон занимает междуярусное или межформационное пространство. Проникновение магмы при формировании плутона облегчалось тем, что контакты между нижним ярусом — архейскими гнейсами — и верхним — свитой протерозойских осадочных, туфогенных и эффузивных пород — были тектонические, что подтверждается буровыми скважинами. В нижнем контакте плутона вмещающие породы нередко милонитизированы и катаклазированы.

Крутое залегание трещин, выполненных корнями интрузии, и крутые наклоны первичной полосатости в корнях указывают на то, что поднятие магмы происходило сначала по крутонаклонным трещинам в нижнем ярусе и лишь затем, при встрече пологого тектонического контакта, между нижним и верхним ярусами направление движения магмы изменилось на пологонаклонное, что и привело к возникновению пологонаклонной первичной расслоенности плутона.

Судя по тому, что горные породы, слагающие плутон, относятся к гранитным структурным фациям, интрузия не встречала большого сопротивления со стороны вмещающих пород. Первичное расслаивание сопровождалось кристаллизационной дифференциацией, в результате которой главным образом и возникло большое разнообразие горных пород от оливинитов до лейкократовых габбро-норитов, составляющих естественные ряды горных пород. Кроме того, первичное расслаивание привело к возникновению типичной для расслоенных интрузивных тел асимметрии в строении плутона. Эта асимметрия видна на разрезах и выражается

в том, что нижняя часть плутона сложена породами, обогащенными оливином, а верхняя — плагиоклазом.

Таким образом, кристаллизационно-кинетическая дифференциация была главным фактором возникновения разнообразия горных пород.

Второстепенное значение имела, как увидим ниже, ассимиляция магмой вмещающих пород в лежачем боку интрузии.

По форме плутон может быть отнесен к межформационным (междуярусным) хонолитам. Мощность плутона равняется примерно 1 км.

Глава 4

МАЛЫЕ ИНТРУЗИИ

В группу малых интрузий объединены небольшие интрузивные тела, располагающиеся в виде прерывистой полосы к юго-западу от Мончегорского никеленосного плутона.

На рис. 1 цифрами обозначены обнаруженные в коренном залегании отдельные интрузивные тела, входящие в состав малых интрузий.

Впервые было обращено внимание на малые интрузии и на связь их с корнями Мончегорской никеленосной интрузии Н. А. Елисеевым в 1946 г. Предыдущие исследователи, вероятно, встречали такие породы, но не обращали на них должного внимания.

В 1946 г. были обнаружены четыре первых интрузивных тела (см. рис. 1). Были изучены их форма и структура, собраны коллекции горных пород, изучен их состав и составлены разрезы. В 1948 г. детальное изучение малых интрузий было продолжено. В частности, был составлен детальный структурный и геологический план интрузивного тела.

В 1948 г. З. А. Образцова открыла пятое интрузивное тело небольших размеров.

В 1950 г. изучение малых интрузий было продолжено В. М. Шульгой, который детально изучил два интрузивных тела, обозначенные на рис. 1 под номерами 3 и 4. Он открыл и закартировал еще шесть более мелких интрузивных тел и собрал коллекцию горных пород.

В 1951 г. Л. А. Михайлов, занимавшийся изучением габбро хребта Мончи, обнаружил дополнительно мелкие интрузивные тела, которые также нанесены на карту.

Результаты изучения малых интрузий излагаются в работе В. М. Шульги [1950] и в работе Н. А. Елисеева и В. М. Шульги [1951].

ПОЛОЖЕНИЕ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ В СТРУКТУРЕ МОНЧЕГОРСКОГО РАЙОНА

Малые интрузии залегают в габбро плутона Мончи.

В плутоне Мончи преобладают структурные гнейсовые и гранито-гнейсовые фации горных пород. Малым интрузиям свойственны типичные структуры магматических горных пород, которые относятся к гранитовым структурным фациям. Исключения, наблюдаемые в некоторых случаях, объясняют механизм малых интрузий. Гнейсовые фации имеют незначительное распространение и локальную приуроченность к некоторым местам интрузивных массивов в приконтактных участках.

По своим структурным особенностям малые интрузии относятся к трещинным интрузиям и очень близки к структуре корневых частей Мончегорского никеленосного плутона. Конфигурация трещин в одних случаях довольно простая (как показали результаты структурного анализа перво-

вого массива и большинства других), в других — очень сложная, что видно на примере четвертого массива из группы массивов малых интрузий. Чаще всего путями для интрузии оказывались трещины в габбро хребта Мончи, наклоненные в сторону от плутона под разными углами; иногда имеет место сложная система трещин крутонаклонных и пологих.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ

Рассмотрим особенности геологического строения и внутренней структуры отдельных, детально изученных массивов,— первого, третьего и четвертого.

Первый интрузивный массив. Массив находится в юго-восточной части Хипика (рис. 2). Это один из наиболее крупных массивов среди малых интрузий. На рис. 2 изображена геологическая и структурная карта массива и геологические разрезы. Интрузивное тело наклонено к юго-западу, что хорошо видно на разрезах. Наклоны отдельных частей интрузивного тела изменяются в пределах от 35 до 55°. Длина интрузивного тела достигает 260 м, максимальная мощность 28 м.

Интрузивное тело вытянуто в северо-западном направлении и по простиранию слегка изгибается. Внутри интрузивного тела проходит полоса вмещающих габбро, прерывающаяся и имеющая наибольшую мощность в средней части интрузивного тела — 17,5 м. Эта полоса габбро отделяет верхнюю часть пластообразной интрузии от нижней и в восточной части интрузии имеет вид узенькой полоски, постепенно расширяющейся к западу. Вдоль контакта с вмещающими габбро Мончи, на 70-м метре от западного конца у лежачего бока интрузии, в 10 см от контакта проходит апофиза мощностью в 8—10 см.

Таким образом, форма интрузивного тела и его очертания определяются формой системы примерно параллельных трещин, наклонных к юго-западу.

Интрузивное тело сложено гарризитами, меланократовыми оливиновыми габбро-норитами, габбро-норитами. Среди гарризитов и меланократовых оливиновых норитов встречаются скопления довольно крупных (до 2—3 см в длину) зерен плагиоклаза. Местами такие крупные, по сравнению с размерами зерен основной массы породы, зерна плагиоклаза встречаются по одиночке.

Гарризиты слагают нижнюю часть интрузивного тела, габбро-нориты и лейкократовые габбро-нориты — верхнюю. Первичная полосатость повторяет конфигурацию трещин, которую выполняла интрузия. Породы, обедненные плагиоклазом, послойно чередуются с породами, обогащенными им.

Среди горных пород встречаются как свежие с хорошо сохранившимися первичными минералами, так и измененные, амфиболизированные и хлоритизированные.

Горные породы, слагающие интрузивное тело, представлены гранитовыми структурными фациями. Но у непосредственного контакта с вмещающими породами в некоторых местах в виде узких полосок (мощностью в несколько сантиметров) встречаются гранатовые амфиболиты или плотные, или сланцеватые светлозеленые породы с бластической структурой. Вмещающие габбро у непосредственного контакта следов рассланцевания не несут, но в некоторых местах обогащаются розовым гранатом. Амфиболитовые эндоконтактные полоски особенно хорошо видны в восточной части интрузивного тела у лежачего бока интрузии. Здесь же иногда в таких полосках амфиболита сланцеватость располагается не параллельно контактной поверхности, а под косым углом. В самом конце интрузивного тела, у его восточной границы в амфиболизированном гарризите, вдоль такой косой сланцеватости располагаются линзовидно вытянутые гнезда граната. Такая косая сланцеватость возникла вдоль системы перистых трещин. То обстоятельство, что сланцеватость затрагивает только узкую эндоконтактную полосу в интрузивном теле и не проникает во вмещающие породы, служит указанием на первичную протобластическую природу амфиболитов, возникших, повидимому, в тот момент, когда интрузия затвердела, но не успела застыть. Продолжавшиеся тектонические движения и послужили причиной возникновения таких первичных амфиболитовых фаций. Движения были слабыми, вследствие чего и мощность таких амфиболитовых приконтактовых полосок измеряется всего несколькими сантиметрами.

Обращает внимание несовпадение трещин отдельности внутри интрузивного тела и во вмещающих габбро. Внутри интрузивного тела наблюдаются три системы трещин: одна, лучше всех выраженная, вертикальная, северо-восточного простирания (СВ 43—48°), другая пластовая, параллельная первичной полосатости, и третья трещина с простиранием, параллельным простиранию интрузивного тела, наклоненная к северо-востоку под углом 68—70°.

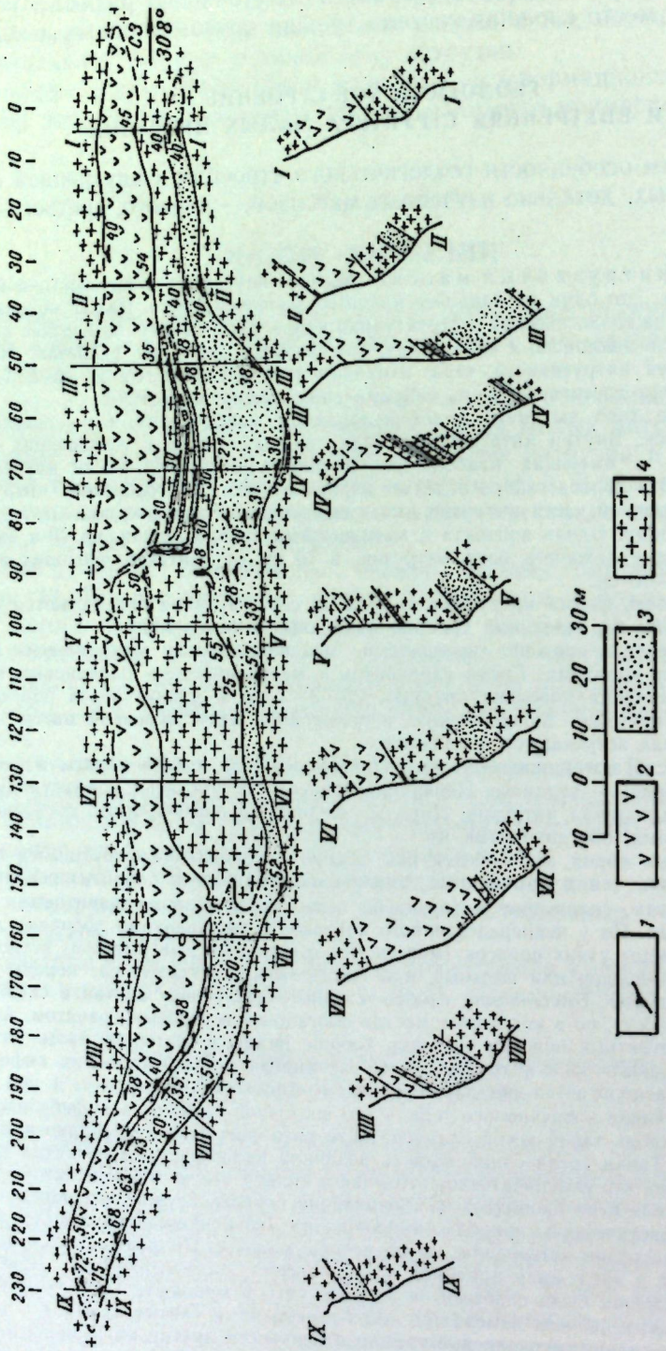


Рис. 2. Первый интрузивный массив на юго-восточном склоне горы Хипик. Геологический и структурный план вверху и разрезы внизу:

1 — первичные полосатые текстуры течения; *2* — габбро-нориты и меланократовые габбро-нориты; *3* — гарризиты; *4*—габбро хребта Мончи.

Третий интрузивный массив. Массив располагается на южном склоне Хипика (см. рис. 1) неподалеку от верхней части хребта Мончи. Форма массива, вытянутая и расширяющаяся к юго-востоку, в северо-западной части массива выклинивается (рис. 3). Места, где контакты с вмещающими породами закрыты ледниковыми отложениями, обозначены пунктиром. Длина массива 220 м, ширина в юго-восточной части 130 м. В северо-западной части массив выклинивается. В юго-восточной части массива структура почти горизонтальная, пластообразная, в северо-западной части массив приобретает крутонаклонное положение (под углом 55°) и выклинивается.

Интрузивный массив сложен различными породами: гарризитами, оливиновыми габбро-норитами, норитами, анортозитами; в дайковом залегании известны оливиновые диабазы. Мощность дайки оливинового диабаза от 5 до 24 см, дайка выклинивается на

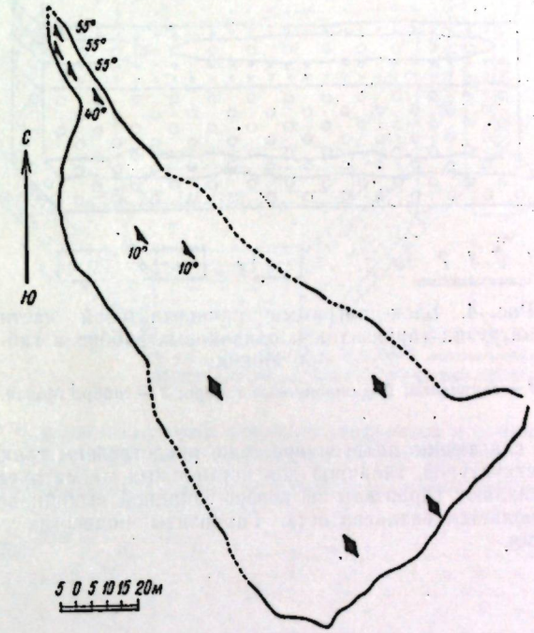


Рис. 3. Схематический план участка выходов горных пород интрузии — гарризитов и оливиновых габбро на юго-западном склоне Хипика. Значками обозначено горизонтальное и наклонное положение первичной полосатости.

коротком расстоянии. Кроме того, встречаются жилки актинолитовые и актинолит-карбонатные мощностью до 1—2 см. Наибольшее распространение имеют гарризиты. В них располагаются слои течения, сложенные оливиновыми габбро, линзы габбрового и анортозитового состава. Массив обладает хорошо выраженными полосатыми структурами течения. Внутри массива встречаются ксенолиты вмещающих пород — габбро хребта Мончи, которые в большинстве случаев имеют линзообразную форму, параллельную структурам течения. Редко форма ксенолитов неправильная, приближающаяся к изометрической. Полосатые структуры течения параллельны поверхности контакта.

В лежачем боку интрузивного тела у контакта с вмещающими габбро располагается горизонтальный слой течения из оливиновых габбро мощностью в 2 м.

Второй горизонтальный слой течения оливиновых габбро мощностью 70—80 см располагается на 4 м выше контакта с подстилающими габбро. Третий слой течения из оливиновых габбро, также горизонтальный, проходит на высоте 8 м от лежачего бока интрузии, мощность его 2 м. В этом слое течения наблюдается обогащение линзами габбро-норитов размерами до 3,5×0,2 м. В 10 м выше лежачего бока интрузии полосатость меняет свое горизонтальное положение на наклонное. Углы наклона первичной полосатости постепенно возрастают по мере приближения к северо-западному выклинивающемуся концу интрузивного тела. Простирание полосатости в этом месте интрузивного тела северо-западное 325°, наклон под углом 55° к юго-западу.

Приблизительная мощность интрузивного тела (верхняя часть тела не сохранилась) в его почти горизонтальной юго-восточной части 12—15 м, мощность в северо-западной выклинивающейся и крутонаклонной части 2 м.

119795
ЦЕНТРАЛЬНАЯ НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА

Очень характерно наличие линз вмещающих габбро около лежачего бока интрузивного тела. Размеры таких линз достигают 12 м и более при мощности до 70 см. Такие линзовидные ксенолиты имеют нередко вид разорванных и отделенных небольшим пространством плит, располагающихся примерно на одном уровне, параллельном первичной полосатости. Такие соотношения изображены на рис. 4.

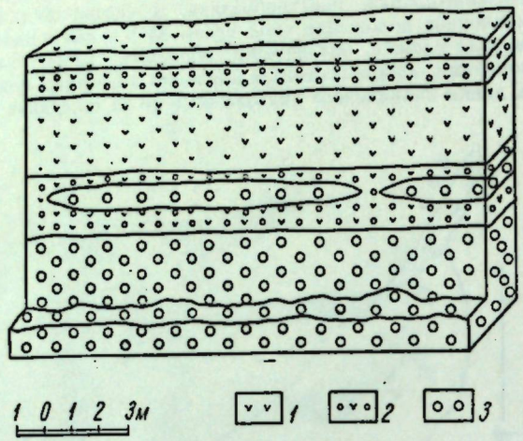


Рис. 4. Блок-диаграмма приконтактовой части интрузии гарризитов и оливиновых габбро в габбро Мончи:

1 — гарризиты; *2* — оливиновые габбро; *3* — габбро Мончи.

Горные породы, слагающие интрузивное тело, представлены гранитовыми структурными фациями со структурой, типичной для нормальных магматических горных пород. Исключение представляют гарризиты из северо-западной выклинивающейся части интрузии; здесь наблюдается сланцеватость. Гарризиты подвергаются замещению вторичными минералами.

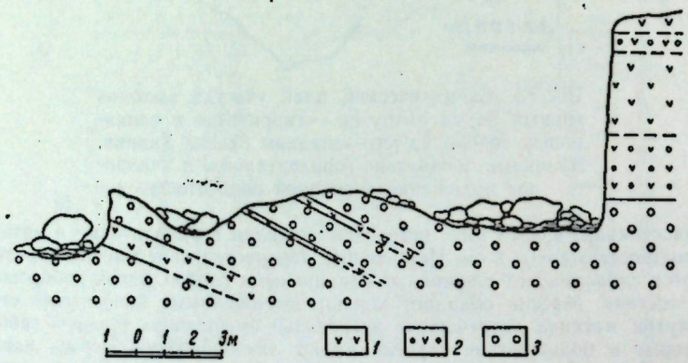
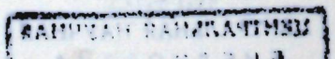


Рис. 5. Разрез габбро, подстилающих интрузивное тело гарризитов и оливиновых габбро вкрест простирания даек гарризитов:

1 — гарризиты; *2* — оливиновые габбро; *3* — габбро Мончи.

В габбро лежачего бока наблюдается система параллельных даек, выполненных гарризитами (рис. 5). Эти соотношения гарризитов с вмещающими породами, наряду с плитообразными ксенолитами габбро у лежачего бока интрузии, указывают на некоторые черты механизма малых интрузий, выполнявших систему параллельных трещин.

В интрузивном теле хорошо выражены система первичных трещин, пространственно связанных со структурами течения и система пластовых трещин, параллельных первичной полосатости, меняющая свое положение в пространстве в зависимости от изменения первичной полосатости. Две другие главные системы трещин имеют северо-западное простирание 325° с углами падения от вертикальных до наклонных и северо-восточное простирание 30—40° с вертикальным падением.



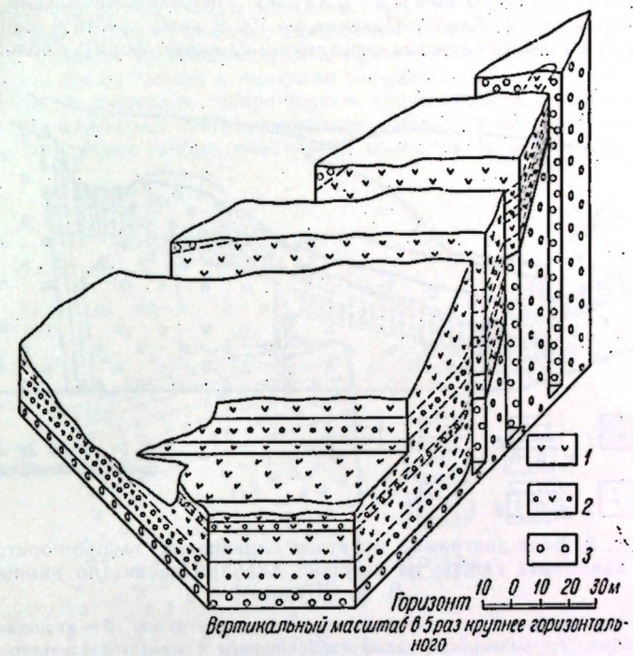


Рис. 6. Блок-диаграмма интрузии гарризитов и оливиновых габбро на юго-западном склоне Хипика:

1 — гарризиты; *2* — оливиновые габбро; *3* — габбро Мончи.

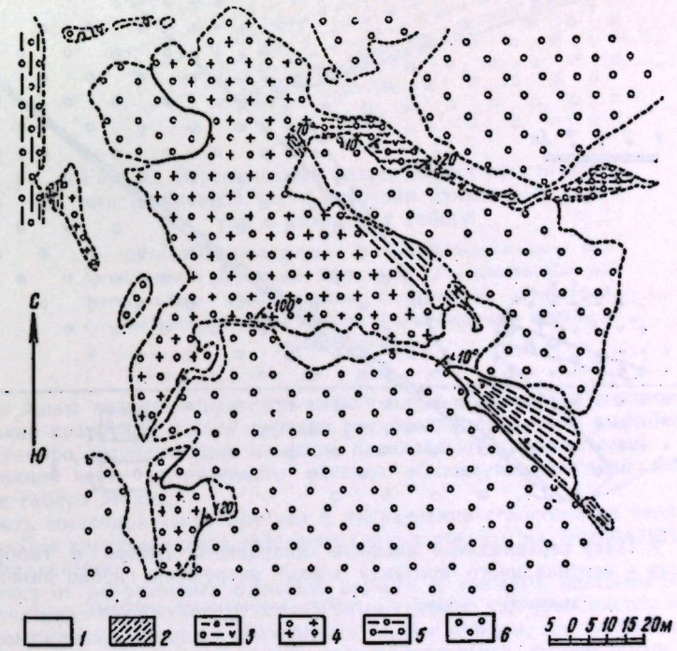


Рис. 7. Геологический план интрузии оливиновых габбро-норитов и кварцевых габбро на вершине Акабир-Пакенч (четвертый массив):

1 — осыпи; *2* — оливиновые габбро-нориты; *3* — кварцевые габбро; *4* — рассланцованные и измененные кварцевые габбро; *5* — милонитизированные габбро; *6* — вмещающие габбро Мончи.

На рис. 6 изображена структурная блок-диаграмма, составленная В. М. Шульгой.

Четвертый интрузивный массив. Интрузивный массив располагается на северо-восточном склоне Акабир-Пакенча, на 100 м ниже хребта и занимает площадь примерно в 1 км². Он имеет сложные очертания и сложную форму. Геологическая карта

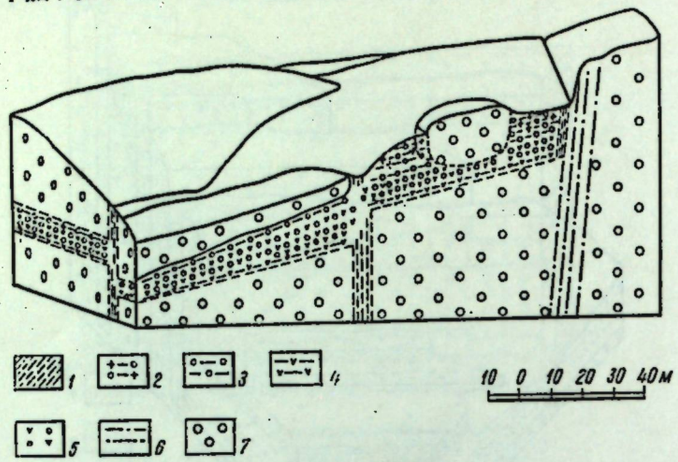


Рис. 8. Блок-диаграмма интрузии оливиновых габбро-норитов и кварцевых габбро на вершине Акабир-Пакенч (по данным В. М. Шульги):

1 — измененные и рассланцованные породы интрузии; *2* — кварцевые габбро; *3* — оливинсодержащие габбро-нориты с офитовой структурой; *4* — меланократовые габбро-нориты с офитовой структурой; *5* — оливиновые габбро-нориты; *6* — милонитизированные габбро; *7* — вмещающие габбро.

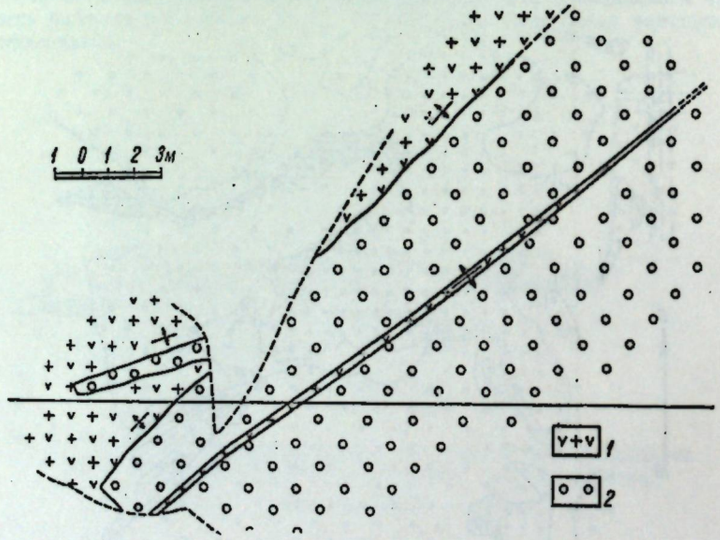


Рис. 9. План вертикальной апофизы кварцевого габбро в габбро Мончи у вертикального контакта малой интрузии с габбро Мончи:

1 — кварцевое габбро; *2* — габбро (вмещающие породы).

массива изображена на рис. 7. Первичные полосатые структуры и хорошо видные контакты интрузивного массива с вмещающими габбро Мончи позволяют установить пластообразную форму массива, усложненную вертикальной апофизой рассланцованных и измененных кварцевых габбро, имеющей северо-западное простирание и разделяющей пластообразную часть интрузии на две части — восточную и западную (рис. 8).

Мощность апофизы около 5 м. Южный контакт пластообразной части сложного интрузивного тела расположен выше контакта северной части, что объясняется вертикальным перемещением вдоль трещины, выполненной апофизой (см. рис. 8). Параллельно вертикальной апофизе проходит вторая апофиза во вмещающих габбро, сложенная измененными кварцевыми габбро и имеющая мощность не более 20 см (рис. 9).

Массив слагают оливиновые габбро-нориты, габбро-нориты с офитовой структурой, оливинсодержащие кварцевые габбро, кварцевые габбро, скаполитизированные и амфиболизированные кварцевые габбро, оливиновые долериты (в эндоконтакте). В массиве

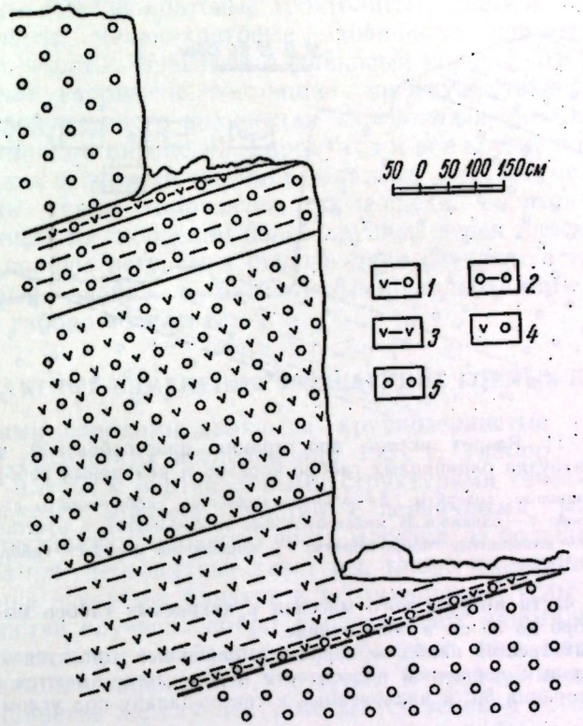


Рис. 10. Вертикальный разрез вкрест простирания пластообразной части интрузии оливиновых норитов и кварцевых габбро:

1 — оливиновые долериты; *2* — оливинсодержащие габбро-нориты с офитовой структурой; *3* — оливиновые меланократовые габбро-нориты с офитовой структурой; *4* — оливиновые габбро-нориты; *5* — вмещающие породы — габбро Мончи.

встречаются жилы кварцево-скаполито-амфиболовые и кварцевые мощностью не более 10 см. Мелкие кварцевые жилки нередко располагаются внутри амфиболизированных кварцевых габбро, выполняющих апофизы параллельно сланцеватости.

В восточной части интрузивного массива обнажается лежачий бок интрузии и вмещающие габбро Мончи.

Мощность восточной части массива в направлении с востока на запад изменяется от 2 до 8 м. Для характеристики залегания горных пород и их чередования на рис. 10 и 11 приводятся разрезы.

В отличие от интрузивных массивов первого и третьего, описываемый массив не обладает отчетливо выраженными структурами течения, что объясняется отчасти интенсивными изменениями, которым подверглись горные породы, слагающие массив.

Восточная часть массива сложена меланократовыми оливиновыми габбро-норитами и оливинсодержащими габбро-норитами. При микроскопическом изучении обнаруживается обогащение оливином пород нижней части интрузивного тела и как будто бы намечается чередование слоев, обогащенных и обедненных оливином (породы интенсивно изменены). У верхнего контакта с вмещающими габбро Мончи в эндоконтакте в виде краевой фации оливиновых габбро-норитов развиваются оливиновые долериты

с порфировой структурой. Висячий бок западной части интрузии сложен кварцевыми и кварцсодержащими габбро. Эти породы также сильно изменены—амфиболизированы, скаполитизированы; среди измененных пород встречаются участки неизмененных.

Западная часть интрузивного массива с одной стороны ограничена вертикальной апофизой измененных кварцевых габбро, с другой — вертикальной зоной милонитизированных габбро. Породы в вертикальной апофизе и у зоны милонитизированных габбро рассланцованы и изменены в скаполитизированные амфиболиты. Сланцеватость располагается параллельно контактам. Вмещающие габбро у контакта с рассланцованными кварцевыми габбро массивные и следов рассланцевания не несут.

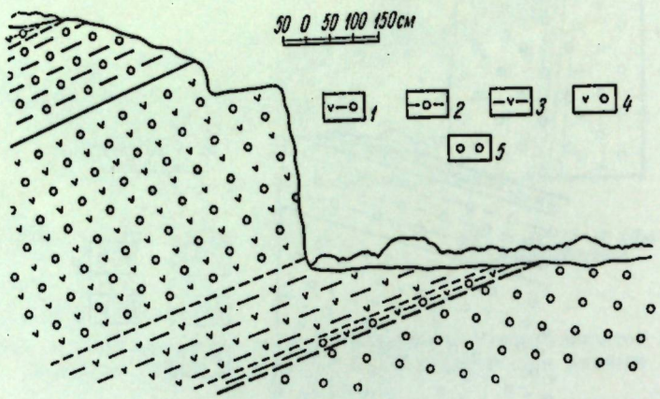


Рис. 11. Разрез вкрест простирания пластообразной части интрузии оливиновых габбро-норитов и кварцевых габбро:

1 — оливиновые долериты; *2* — оливинсодержащие габбро-нориты с офитовой структурой; *3* — оливиновые меланократовые габбро-нориты с офитовой структурой; *4* — оливиновые габбро-нориты; *5* — вмещающие породы — габбро Мончи.

В западной части интрузивного массива в кварцевых габбро имеются ксенолиты вмещающих габбро до 30 см в поперечнике.

Из первичных трещин наиболее хорошо выраженные относятся к пластовым трещинам, параллельным первичной полосатости. Кроме того, имеются трещины северо-восточного простирания 50° и наклоненные к северо-западу под углом 60°.

Описанные интрузивные массивы имеют наибольшие размеры и наиболее хорошо обнажены. Остальные интрузивные тела имеют значительно меньшие размеры и большая часть неполностью обнажена и имеет более простое строение. Из остальных интрузивных тел остановимся лишь на одном, обозначенном на рис. 1 под № 15.

Интрузивное тело вытянуто по простиранию на 75 м и сложено гарризитами, меланократовыми оливиновыми норитами, меланократовыми норитами, отличающимися от пород из других интрузивных тел более крупными размерами зерен минералов и почти полным отсутствием моноклинного пироксена. Интрузивное тело имеет вид дайки и вытянуто в северо-восточном направлении. Отчетливо выражена трахитоидность, совпадающая с простиранием интрузивного тела и с наклоном к горизонту. Простирание трахитоидности северо-восточное 15°, падение к северо-западу под углом 30°. Мощность интрузивного тела примерно 25 м. Кроме трахитоидности, отчетливо видна горизонтальная линейность благодаря линейно-параллельному расположению в породе удлиненных призматических кристаллов ромбического пироксена. Параллельно трахитоидности местами видна отчетливо выраженная полосатость вследствие наличия полосок, обогащенных оливином и имеющих гарризитовый состав.

Почти поперек трахитоидности и полосатости интрузивное тело рассекается жилой габбро-пегматита-крупнозернистой породы, состоящей из зерен (по несколько сантиметров в поперечнике) моноклинного пироксена и плагиоклаза — лабрадора. Мощность жилы габбро-пегматита достигает 10 см, жила коленчато изгибается и меняет наклон от крутого, почти вертикального, до пологого.

Вмещающими породами являются габбро Мончи. Это обнажение находится неподалеку от массива Ниттис—Кумужья—Травяная. В пироксенитах юго-западного склона массива Ниттис—Кумужья—Травяная, косо срезая трахитоидность в них, залегает такая же жила габбро-пегматита, как в интрузивном теле № 15.

Состав горных пород в малых интрузиях варьирует в широких пределах, разнообразные породы слагают чередующиеся и согласно залегающие слои течения, состоящие из основных и ультраосновных пород. Интересной деталью является тот факт, что средний состав различных интрузивных тел иногда резко различается; в одном теле преобладают ультраосновные породы, в то время как в другом — основные породы. Среди горных пород, слагающих малые интрузии, встречаются перидотиты, гарризиты (меланократовые троктолиты), плагиоклазовые перидотиты, пироксениты, меланократовые оливиновые нориты, оливиновые нориты, габбро-нориты. Известны и дайковые породы. Широкое распространение имеют гарризиты, состоящие преимущественно из оливина (70—80%) и подчиненного количества плагиоклаза, ромбического пироксена и моноклинного пироксена. Гарризиты и все другие породы по сравнению с горными породами плутона обладают заметно меньшим размером зерен. Как среди гарризитов, так и среди норитов встречаются шлиры, состоящие из скоплений более крупных зерен плагиоклаза.

Дайковые породы встречены были в двух случаях: в третьем массиве — оливиновый диабаз с базальтовыми зальбандами и в массиве № 15 — жила габбро-пегматита.

КОНТАКТНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Вмещающими породами являются крупнозернистые габбро Мончи. Как показали результаты исследований 1951 г., габбро Мончи слагают вертикальный плутон с вертикальными структурами течения, параллельными простиранию массива. Участки с первичными магматическими структурами составляют меньшую часть массива. В большинстве же случаев наблюдаются гнейсовидные текстуры, также имеющие северо-западное простирание и крутые, близкие к вертикальным, углы наклона.

В большинстве случаев габбро представлены нормальными габбро, в которых плагиоклаз — лабрадор преобладает над цветным минералом — моноклинным пироксеном, который в свежем виде встречается редко, в большинстве же случаев замещается зеленой роговой обманкой. В редких случаях в породах встречается ромбический пироксен и немного оливина. В частности, оливинсодержащие нориты были встречены в контакте с третьим массивом.

Контактные изменения под влиянием малых интрузий очень слабо выражены. Внешний вид пород такой же, как и в разновидностях в удалении от контакта. Для контактных изменений, которые можно наблюдать под микроскопом, типичны амфиболизация пироксена, хлоритизация, серицитизация и эпидотизация плагиоклаза. В контакте с амфиболитовыми фациями малых интрузий габбро Мончи обогащаются зернами розового граната, скаполитизируются. В контакте с малыми интрузиями габбро иногда содержат карбонатные, актинолитовые и хлоритовые жилки.

МЕТАМОРФИЗМ

Породы малых интрузий обычно подвергались метаморфическим изменениям, среди которых преобладает амфиболизация. По характеру метаморфические изменения относятся главным образом к автометаморфическим. Исключение представляют породы амфиболитовой фации из приконтактных участков интрузивных тел. Автометаморфические изменения в стадию автометаморфизма начались в раннюю пору эволюции горных пород и привели к возникновению реакционных каемок в результате образования ромбического пироксена вокруг зерен оливина и друзитовых структур. Позднее возникли келифитовые каемки на границе зерен

оливина и плагиоклаза. После образования келифитовых каемок в процессе его происходило образование амфибола как за счет плагиоклаза (актинолит), так и за счет оливина (тремолит). При этом нередко можно наблюдать, что амфиболизация плагиоклаза идет более интенсивно и приводит иногда к тому, что бо́льшая часть оливина сохранилась, а плагиоклаз нацело амфиболизирован. При этом хорошо сохраняется первичная структура породы. В мелкозернистой основной массе актинолита нередко присутствуют кристаллы граната. Зерна граната, разрастаясь, включают мелкие зерна актинолита. Гораздо реже по сравнению с широко распространенной амфиболизацией, которой подвергаются все минералы, наблюдается хлоритизация амфибола, что, повидимому, сопровождалось образованием жилок карбонатного, амфибол-карбонатного, хлоритового состава. Процессы хлоритизации происходили на низших ступенях развития автометаморфизма.

Автометаморфическим путем происходило образование биотита вокруг рудного минерала, иногда — развитие магнетита за счет оливина и сульфидов за счет пироксена. В некоторых случаях при амфиболизации пироксена происходило развитие светлоокрашенного биотита (за счет ромбического пироксена).

Особый интерес представляют своеобразные амфиболитовые фации в краевых частях в некоторых местах интрузивных массивов, представленные гранатовыми амфиболитами и скаполитизированными кварц-плагиоклазовыми амфиболитами.

Скаполитизированные кварц-плагиоклазовые амфиболиты представляют измененные кварцевые габбро висячего бока и встречены были в четвертом интрузивном теле. Макроскопически это темные плотные породы афанитового облика. У контактов с вмещающими габбро, около висячего бока интрузивного массива, в амфиболитах наблюдается отчетливо выраженное рассланцевание, в то время как вмещающие габбро не рассланцованы совершенно. Скаполитизированные кварцевые плагиоклазовые амфиболиты состоят из 50—55% амфибола, 30—40% плагиоклаза и 8—10% кварца. Изредка встречаются реликтовые зерна моноклинного пироксена. Кроме того, присутствуют скаполит, клиноцоизит, биотит, гранат, рудные минералы — магнетит. Количество скаполита резко увеличивается в непосредственном контакте с кварц-амфиболовыми и кварц-скаполитовыми жилами, секущими эндоконтактовые породы в разных направлениях. В непосредственном контакте со скаполитовыми жилками амфиболиты приобретают светлый, беловатый вид, превращаются в скаполитовые амфиболиты, состоящие на 80—85% из амфибола и 15—20% скаполита.

Плагиоклаз в амфиболитах обычно свежий. Формы зерен преимущественно удлиненно-призматические и нередко хорошо ограненные. По составу плагиоклаз относится к лабрадору № 55—57. Часто зерна плагиоклаза имеют зональное строение с альбит-олигоклазовой каемкой. Лейсты плагиоклаза иногда дугообразно изогнуты.

Амфибол развивается в виде агрегатов мелкозернистых зерен светлозеленого цвета с оттенками полихроизма по Ng — светлозеленым и по Np — зеленовато-желтым. Угол погасания cNg=15—16°. Около жилок амфибол приобретает более крупные размеры зерен, окраска приобретает голубоватые оттенки с полихроизмом по Ng — зеленым с голубоватым оттенком и по Np — светлозеленым. Повышается двойное лучепреломление до 0,027—0,028, cNg=15°, 2V=—62°. Широкие призмочки роговой обманки в этом случае пронизаны включениями скаполита. Кварц развивается в промежутках между зернами плагиоклаза. Рудные минералы представлены магнетитом и сульфидами. Вокруг магнетита размещаются тонкие чешуйки коричневого биотита. Среди зерен амфибола располагаются мелкие зерна клиноцоизита с аномальной интерференционной окраской. Изредка встречается гранат. Там, где сохраняется реликтовая структура, отчетливо видно, что амфиболиты возникли при изменении кварцевых габбро. В случае рассланцевания и перекристаллизации возникают бластические стуктуры.

Гранатовые амфиболиты встречаются в контактах гарризитов и габбро-норитов с вмещающими габбро Мончи. Местами хорошо видно рассланцевание параллельно стенке контакта или же примерно под углом в 45° к поверхности контакта. При этом так же, как и в случае контакта кварцевых габбро с вмещающими габбро Мончи, рассланцевание не продолжается во вмещающие породы, что совершенно отчетливо указывает на то, что тектонические подвижки затронули только приконтактные участки интрузивного тела и не коснулись более прочных вмещающих габбро Мончи. Такие наблюдения позволяют высказать предположение, что скаполитовые и гранато-



Рис. 12. Гломерокристаллические скопления зерен плагиоклаза в гарризите. Николи + (×11).

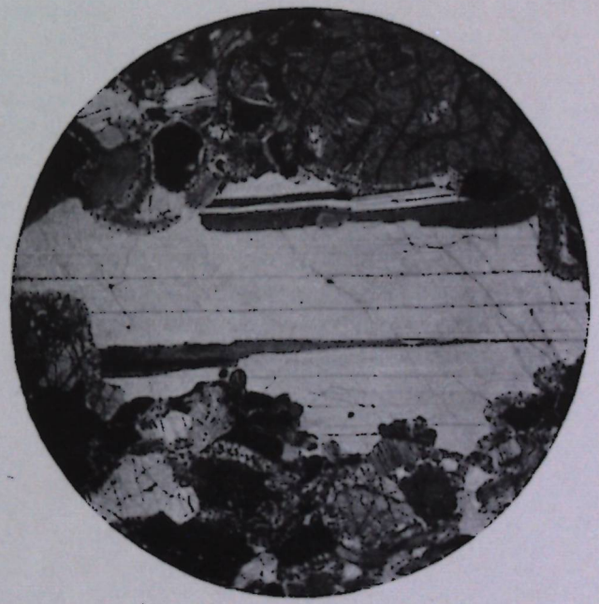


Рис. 13. Крупный кристалл плагиоклаза в гарризитах. Николи + (×11).

вые амфиболиты представляют собой первичные гнейсовые или, может быть, амфиболитовые фации малых интрузий и возникли вследствие продолжавшихся тектонических движений после того, как произошла интрузия и до того, как она успела застыть. Макроскопически гранатовые амфиболиты—красивые зеленые породы с красным гранатом. Под микроскопом порода состоит из крупных кристаллов розового граната и светлозеленой роговой обманки. Структура порфиробластическая с нематобластической основной тканью.

О ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Разнообразие горных пород, слагающих малые интрузии, возникло в результате дифференциации магмы. Структура массивов с их первичными полосатыми структурами течения позволяет составить представление о характере этой дифференциации. Чередование горных пород в виде слоев течения и иногда хорошо выраженные текстуры течения говорят о том, что движение послужило причиной первичного расслаивания и закономерного расположения минералов, например, плоско-параллельного расположения лейст плагиоклаза с образованием трахитоидных текстур. Совершенно естественно, что полосатые текстуры и трахитоидность располагаются параллельно поверхности контакта.

Другим фактором, влиявшим на закономерности распределения минералов в пространстве, являлась гравитация, что доказывает обогащение оливином нижних частей интрузивных тел. Это хорошо выражено в первом, третьем и четвертом массивах.

Таким образом, дифференциацию можно назвать гравитационно-кинетической (Полканов, 1946).

Наличие скоплений довольно крупных кристаллов плагиоклаза (рис. 12) внутри гарризитов и других горных пород и отдельных крупных кристаллов (рис. 13) служит указанием на то, что при гравитационно-кинетической дифференциации дело не ограничивалось кристаллизацией и перераспределением различных минералов в пространстве согласно законам гравитации, но в этом процессе участвовали принесенные магмой кристаллы плагиоклаза.

Наблюдения над структурой приконтактных участков в некоторых массивах, например в третьем массиве, проливают свет на возможный способ обогащения магмы крупными кристаллами плагиоклаза и скоплениями кристаллов плагиоклаза. Параллельно контакту располагаются полосы — плиты вмещающих крупнозернистых габбро Мончи. Возникновение трещин, послуживших в дальнейшем путями для проникновения магмы, сопровождалось откалыванием параллельно поверхности контакта плит вмещающих габбро, которые и могли в дальнейшем послужить материалом для крупных кристаллов — ксенолитов плагиоклаза и скоплений кристаллов плагиоклаза внутри гарризитов и меланократовых оливиновых габбро-норитов.

Глава 5

КОРНИ МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА

Структурные особенности Мончегорского плутона, наклоны первичной полосатости и линейности под пологими углами к юго-западу указывают на пологий наклон плутона к юго-западу и на то, что корни интрузии располагаются в юго-западной части плутона. Такое предположение было высказано Н. А. Елисеевым в 1947 г. За последние годы были пробурены скв. 397 и 400а, которые пересекли, повидимому, корни интрузии.

Буровая скв. 400а пробурена на глубину 589 м в вертикальном направлении, скв. 397 находится к востоку от первой примерно в 1 км, имеет крутой наклон к северу и пробурена на глубину более 300 м. Скв. 397

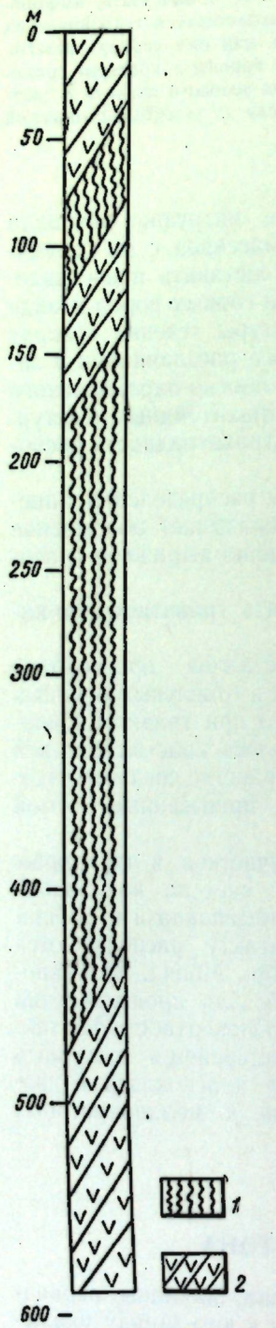


Рис. 14. Схематический разрез по вертикальной скв. 400 в корнях интрузии:

1 — гнейсы; *2* — первично расслоенные ультраосновные и основные горные породы.

пробурена у закрытого ледниковыми отложениями юго-западного края массива Ниттис — Кумужья — Травяная, скв. 400а — на изолированном участке, находящемся на некотором расстоянии, примерно в полукилометре от юго-западного края массива Ниттис — Кумужья — Травяная.

В вертикальной скв. 400а имеются два интервала, пройденные во вмещающих породах, гнейсах с подчиненными им амфиболитами: верхний на глубине от 55,1 до 102,49 м и нижний на глубине от 159,9 до 452,1 м (рис. 14).

Два интервала вмещающих пород разделяют три участка основных и ультраосновных пород, слагающих корни Мончегорского плутона, — верхний, средний и нижний. Верхний участок ультраосновных и основных пород прослеживается по скважине с поверхности, где имеются небольшие коренные выходы ультраосновных пород, на глубину до 55,1 м. Ниже 24,5 м моренных отложений идут полевошпатовые оливиновые пироксениты, местами подвергшиеся амфиболизации.

Средний интервал на глубине от 102,49 до 159,9 м сложен амфиболизированными пироксенитами, оталькованными и амфиболизированными пироксенитами, амфиболизированными габбро, амфиболизированными плагиоклазовыми пироксенитами, амфиболизированными лейкократовыми габбро, габбро-пегматитами, диабазовыми дайками. Узкая зона сложена тремолито-флогопитовой породой.

Третий интервал ультраосновных и основных пород наиболее интересен и по разнообразию горных пород и по структуре; он занимает нижнюю часть скважины от 452,1 и до 589 м (конца скважины). Среди горных пород здесь встречаются оливиниты, перидотиты, пироксеновые оливиниты, оливиновые пироксениты, плагиоклазовые оливиновые пироксениты, амфиболизированные пироксениты, нориты, лейкократовые нориты, амфиболизированные крупнозернистые габбро, скаполитизированные габбро, лейкократовые габбро-нориты, тремолито-тальково-карбонатные породы (в узких зонках), габбро-пегматиты, кварцевые диабазы, диабазы, карбонатные жилки.

При сравнении горных пород, слагающих корни интрузии, с породами плутона обращает внимание большая измененность пород корней плутона. Горные породы плутона отличаются необыкновенной свежестью; породы из корней плутона также свежие, но здесь часто наблюдается амфиболизация пироксена, частичная или полная, довольно часто встречается скаполитизация плагиоклаза. Породы, слагающие нижний участок, отличаются наибольшей свежестью по сравнению с горными породами двух верхних участков.

Особый интерес в структурном отношении представляет нижний участок. Здесь очень отчетливо во многих местах видны полосатые структуры течения в перидотитах, пироксенитах и норитах, часто наблюдается отчетливо выраженная трахитоидность и реже первичная полосатость со сменой полос, сложенных перидотитами и пироксенитами. Залегание трахитоидности и первичной полосатости, как правило, очень крутое. Трахитоидность и полосатость образуют небольшой угол с осью керна; под такими же углами габбро-пегматиты рассекают нориты, причем между контактной поверхностью габбро-пегматитов с пироксенитами и трахитоидностью пироксенитов наблюдается иногда отчетливо выраженное угловое несогласие, габбро-пегматитами секутся также и пироксениты. Круто проходит в одном месте контакт между норитами и габбро-норитами. Угол между осью керна и полосатыми структурами обычно от 0 до 10—12°, реже встречаются уклонения от общего правила; в одном месте угол равен 45°, в другом — 50°; в единственном случае этот угол достигал 70°; повидимому, в этом месте имелся изгиб полосатых текстур.

Таким образом, и трахитоидность, и первичная полосатость отчетливо указывают на крутые углы залегания ультраосновных и основных пород в корнях плутона, если даже и принять во внимание искривление скважины. Принимая во внимание небольшие углы между осью керна и первичными полосатыми структурами течения в корнях, можно сделать вывод о том, что скважина прошла под небольшим углом к круто залегающим стенкам корней.

Крутое залегание корней плутона и внутренняя структура интрузии внутри корней прямо противоположны внутренней структуре и характеру залегания плутона с его пологими углами наклона первично полосатых и линейных структур течения, и пологому залеганию самого плутона. Структуры течения в южной части массива Ниттис — Кумужья — Травяная, судя по непосредственным наблюдениям в обнажениях в плутоне и по данным буровых скважин, располагающихся на небольшом расстоянии от корней к северу, имеют пологое залегание. Таким образом, вырисовывается характер структуры прикорневой части плутона: корни круто наклонены и в соответствии с этим и структуры течения в горных породах, слагающих корни, залегают круто, параллельно крутонаклоненным к горизонту стенкам корней. Но около корней в самом плутоне структуры течения пологие, что позволяет сделать вывод о том, что после крутого подъема магмы по корням направление течения резко менялось и происходило в пологонаклонном положении и с пологим подъемом по направлению к северо-востоку. Судя по тому, что в корневой части интрузии наблюдается несколько интервалов ультраосновных и основных горных пород, разделенных промежутками из вмещающих архейских гнейсов и амфиболитов, можно сделать вывод о сложном строении корней. Корни приурочены были, повидимому, к системе параллельных трещин и имели сравнительно небольшую мощность.

Структура корней плутона имеет много общего со структурой малых интрузий.

Еще одна особенность структуры корней заключается в тонком чередовании пород различного состава. Если выделить секущие дайковые породы — диабазовые дайки, дайки кварцевых диабазов, габбро-пегматиты, габбро — то мы имеем в послойном залегании оливиниты, пироксеновые оливиниты, перидотиты, плагиоклазовые перидотиты, оливиновые пироксениты, пироксениты, нориты, лейкократовые нориты, габбро-нориты и габбро. Такого тонкого чередования ультраосновных и основных пород в самом плутоне не встречается.

Особый интерес представляют габбро, породы необычные для плутона, в котором основные породы представлены норитами. Соотношения между габбро и другими породами, по данным скв. 400а, остались не выясненными, они стали ясными при изучении соотношений между габбро и ультраосновными породами по данным скв. 397.

Обратимся теперь к той части скважины, в которой вмещающие породы слагают два промежутка, разделяющие участки ультраосновных и основных пород.

Верхний промежуток сложен слюдяными гнейсами, амфиболитами, скополитовыми амфиболитами, роговообманковыми сланцами, амфиболизированным габбро, альбито-актинолитовыми породами (за счет метаморфизованных габбро), ставролито-гранатовыми слюдяными гнейсами.

В нижнем интервале встречены гнейсы, слюдяно-гранатовые гнейсы, ставролито-гранатовые слюдяные гнейсы, хлоритизированные ставролито-гранатовые слюдяные гнейсы, амфиболиты, гранатовые амфиболиты, роговообманковые сланцы, амфиболизированные габбро, альбито-актинолитовые сланцы, диабазовые и кварцево-диабазовые дайки, кварцево-полевошпатовые жилки, тонкие полоски милонитов различного состава.

Обращает внимание более или менее выдержанное расположение в пространстве кристаллизационной сланцеватости в гнейсах и других породах. Сланцеватость, как пра-

вило, образует небольшой угол или почти совпадает с осью керна. Лишь в редких случаях этот угол достигает 45° и в одном случае — 70°, что указывает на обычные для гнейсового комплекса крутые углы залегания.

Скв. 397 прошла в других породах и отличается от предыдущей простым строением. Она проходит целиком в ультраосновных и основных горных породах. В скв. 397 преобладают над другими породами оливиниты — красивые среднезернистые породы темносерого цвета с зеленоватым оттенком. И макроскопически и под микроскопом в оливинитах очень часто хорошо выражена трахитоидная текстура; слегка удлиненные зерна оливина длинными осями ориентированы в одном направлении. Обращают внимание крутые углы наклона трахитоидности к горизонту, судя по отношению трахитоидности к оси керна. Оливиниты являются резко преобладающими породами, прослеживающимися по всей скважине на протяжении более 310 м. Повидимому, в послойном залегании с оливинитами залегают перидотиты, оливиновые пироксениты, пироксениты, встречающиеся на различной глубине, но все эти породы, за исключением оливинитов, имеют совершенно второстепенное значение. Оливиниты представляют почти мономинеральные породы, если не считать небольшого количества магнетита в виде мелких зерен, равномерно рассеянных в породе.

Кроме оливинитов и подчиненных им пород, встречаются габбро и дайковые породы, также имеющие второстепенное значение по сравнению с оливинитами. Особенно интересными следует признать габбро и их взаимоотношения с оливинитами.

В некоторых местах плутона, как уже говорилось выше, известны контакты ультраосновных пород с габбро более древнего возраста по сравнению с породами плутона. Такие контакты известны, например, у южного контакта массива Сопча с габбро, которые относятся, вероятно, к габбро Мончи.

С другой стороны, известны крупно- и среднезернистые габбро, слагающие ветвящиеся жилы, рассекающие пироксениты в юго-западной части массива Ниттис — Кумужья — Травяная. Эти молодые габбро были описаны З. А. Образцовой [1950, 1953]. В подземных выработках рудника в южной части рудного поля на Ниттисе известны жилы своеобразных габбро-пегматитов. Последние в этом месте в значительной степени обогащены сульфидами. Мощность их измеряется сантиметрами, в редких случаях — десятками сантиметров. Габбро-пегматиты — лейкократовые породы с небольшим, варьирующим и непостоянным содержанием пироксена.

Габбро и реже встречающиеся гранофировые габбро в скв. 397 — среднезернистые породы с амфиболизированным в значительной степени пироксеном и местами с отчетливыми следами катаклаза. Плагиоклаз иногда частично скаполитизирован. Доказательством более молодого возраста габбро в отношении оливинитов могут служить эруптивные брекчии с обломками оливинитов и габбровым цементом. Такая эруптивная брекчия встречена была на интервале 175—180 м и несколько метров ниже. Габбро у непосредственного контакта с оливинитами становятся мелкозернистыми, ширина полосы габбро измеряется несколькими сантиметрами. Мощность и форму секущих габбровых тел установить не удается, но по сравнению с дайками диабазов и кварцевых диабазов габбровые тела не имеют правильной дайковой формы, обнаруживая тем самым сходство с неправильной формой раздувающихся и ветвящихся габбровых тел в юго-западной части массива Ниттис — Кумужья — Травяная.

Часто встречаются дайки диабаза и кварцевого диабаза с частично или полностью амфиболизированным пироксеном и в большинстве случаев с сохранившейся офитовой структурой.

Гранофировые жилки, так же как и в скв. 400а, имеют незначительную мощность, часто выклиниваются и пережимаются. Гранофировые жилки рассекают как интрузивные породы, так и дайки диабазов.

Скв. 397 пересекла участок в корневой части плутона, сложенной преимущественно оливинитами. Это единственное место, где оливиниты имеют такое широкое распространение.

Таким образом, сопоставление состава горных пород, встреченных в скв. 400а и 397, пересекших корни интрузии, указывает на неодинаковый состав горных пород в скважинах при структурном сходстве корней, выражающемся, в противоположность пологим структурам течения в самом плутоне, крутыми углами наклона первичной полосатости и трахитоидности.

СВЯЗЬ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ С МОНЧЕГОРСКИМ ПЛУТОНОМ И ЕГО КОРНЯМИ

Малые интрузии имеют много общего с Мончегорским плутоном и его корнями. Эта связь проявляется в характере геологического залегания и структуре, в общности состава минералов и горных пород, слагающих малые интрузии, плутон и корни плутона, в особенностях химического состава горных пород, в характерных чертах дифференциации магмы.

Малые интрузии и корни плутона имеют много общего в отношении положения их в геологической истории формирования и развития Мончегорского плутона. Плутон располагается вдоль тектонической границы двух ярусов: архейского внизу и протерозойского вверху. Эта граница представляла неровную, волнообразно изгибающуюся поверхность, в общем пологонаклоненную к юго-западу. Форма контактной поверхности между археем и протерозоем определила в дальнейшем форму плутона.

Магма при интрузии поступала по системе расколов в нижнем ярусе. Расколы образовались не только в архейском комплексе пород, но и в более поздней (посткарельской) интрузии габбро Мончи. По разломам магма поднималась вверх из подкорового очага. Там, где разломы с поднимающейся по ним магмой встречали тектоническую поверхность, контакт между протерозоем и археем, направление движения магмы изменялось на очень пологое. Принимая во внимание, что плутон сложен породами гранитовой структурной фации, можно предполагать, что механическая активность магмы была не особенно большой, а сопротивление рамы в отношении интрузии не служило причиной появления первичных гнейсовых структурных фаций в породах плутона. Первичные амфиболитовые фации в краевых частях некоторых малых интрузивных тел возникали, как уже было указано выше, при подвижках, происходивших вдоль трещин, выполненных малыми интрузиями, после того как малые интрузии успели раскристаллизоваться, но не успели остыть.

Малые интрузии, корни плутона и сам плутон сложены горными породами, имеющими много общего как в отношении минералогического состава, так и в отношении химизма горных пород (о чем будет сказано более подробно в главе о петрологии).

Наличие плагиоклаза в гарризитах, плагиоклазовых перидотитах и пироксенитах, а также в существенно плагиоклазовых породах — норитах и габбро в малых интрузиях и корнях плутона — указывает на то, что плагиоклаз содержался в магме, поднимавшейся по корням и малым интрузиям из подкорового очага. Возможно, что часть плагиоклаза была заимствована магмой из вмещающих горных пород.

Резкий идиоморфизм оливина в гарризитах и более крупные размеры его зерен служат указанием на наиболее ранний период кристаллизации оливина по сравнению с другими минералами. Ранние выделения оливина в дальнейшем, в процессе движения магмы обособлялись в слои течения, обогащенные оливином и застывшие в виде оливинитов и перидотитов. Такие слои течения встречаются как у дна, так и внутри интрузивных тел — внутриформационные слои течения.

Тонкое послойное чередование горных пород различного состава в корнях плутона и в малых интрузиях указывает на то, что поднятие магмы из подкорового очага сопровождалось дифференциацией, приводившей к расслаиванию во время и вследствие движения. Это обстоятельство затрудняет суждение о природе и составе подкоровой магмы.

Результаты изучения и сопоставления структуры малых интрузий, корней плутона и самого плутона убедительно говорят о том, что мы имеем здесь типичную платформенную интрузию с разнообразием форм проявления интрузивной деятельности на различных участках и глубинах платформы.

ЧАСТЬ III

ПЕТРОЛОГИЯ МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА

Глава 6

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ ПЛУТОНА

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СОСТАВЕ ГОРНЫХ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ МОНЧЕГОРСКИЙ ПЛУТОН

Краткая петрографическая характеристика горных пород, слагающих плутон, приводится в очерках Т. Н. Ивановой, Е. К. Козлова и З. А. Образцовой [1953].

По петрографическому составу горных пород западная часть плутона отличается от восточной. В западной части преобладают бесполевошпатовые породы — пироксениты, оливиновые пироксениты и перидотиты; полевошпатовые породы имеют подчиненное значение и слагают преимущественно придонную часть массива. Кроме того, полевой шпат (основной плагиоклаз) в незначительном количестве и не повсеместно встречается среди ультраосновных пород.

Восточная часть плутона (массив Нюд — Поаз), в противоположность западной, отличается преобладающим развитием полевошпатовых пород — норитов, в то время как бесполевошпатовые породы занимают исключительно подчиненное значение. Сопча, располагающаяся в центральной части плутона, сложена преимущественно пироксенитами и, таким образом, по петрографическому составу она ближе к горным породам, слагающим западную часть плутона, но как уже указывалось, Е. К. Козловым было установлено постепенное обогащение плагиоклазом горных пород Сопчи по мере движения с запада на восток.

Изучению горных пород плутона уделялось в разное время много внимания: Б. М. Куплетский [1935], Ю. Б. Голуб [1937], А. Е. Алешунина [1936, 1937, 1947], В. М. Бруновская [1937], В. И. Ездрова [1937], монография по Монче [1947], Е. К. Козлов [1949], Т. Н. Иванова [1949], З. А. Образцова [1950].

В отчетах обогатителей приводятся сведения по петрографии и особенно по минералогии. В частности, у К. Ф. Белоглазова [1935, 1936] приведены результаты большой работы Е. В. Искюль с большим количеством определений иммерсионным способом показателей преломления главнейших породообразующих минералов.

Описание горных пород малых интрузий и корней плутона приводится в работах Н. А. Елисеева [1950], В. М. Шульги [1951], Н. А. Елисеева и В. М. Шульги [1951]. Описанию дайкового комплекса пород плутона посвящена работа Н. Н. Поповой [1947].

В дальнейшем мы ограничимся рассмотрением главнейших породообразующих минералов, характерных особенностей структуры горных пород, процессов метаморфизма, химического состава горных пород и минералов, естественных рядов горных пород и вопросов петрогенезиса.

ДАЙКОВЫЙ КОМПЛЕКС ПЛУТОНА

Дайковому комплексу ультраосновных и основных интрузий района посвящены рукописные работы Б. М. Куплетского [1935] и А. И. Демчука [1936], горные породы дайкового комплекса плутона изучались

Н. Н. Поповой [1947], позднее дайковый комплекс рудного поля сульфидных жил Ниттис — Кумужья — Травяная изучался Е. Т. Масловой.

Известны следующие типы дайковых пород в плутоне: диабазы, долериты, базальты, метадиабазы, оливино-гиперстеновые долериты, оливиновые долериты, приближающиеся к пикритам, оливиновые диабазы, пикрито-базальты, лабрадоровые порфириты, спессартиты, камптониты, кварцевые порфиры, гранофиры, альбититы и микродиоритовые аплиты. К числу дайковых пород следует также относить габбро-пегматиты и связанные с ними микрогранофиры.

Наиболее широко распространены дайки основных пород: диабазов, оливиновых диабазов и подчиненных им пород. Такие дайки встречаются в западной и центральной частях плутона, в восточной части плутона имеют преимущественное распространение дайки лампрофировых пород. Дайка кварцевого порфира и гранофира встречена на горе Кумужьей и, вероятно, продолжение этой дайки составляет дайка тех же пород на Сопче. Камптонитовые дайки были встречены только в пределах рудного поля сульфидных жил Ниттис — Кумужья — Травяная. Дайки габбро-пегматитов были встречены в южном конце рудного поля сульфидных жил на Ниттисе глубокими выработками рудника, а немного раньше — в обнажениях на юго-западном склоне горы Ниттис З. А. Образцовой [1950]. Дайки габбро-пегматитов представляют особый интерес в связи с тем, что в них иногда в значительных количествах встречаются сульфиды. Гранофировые жилки местами имеют самостоятельное развитие, местами составляют продолжение жил и неправильных, выклинивающихся даек габбро-пегматита, местами гранофиры составляют участки внутри габбро-пегматита, развиваясь мезостатически в промежутках между более крупными зернами минералов габбро-пегматитов.

Кроме южных склонов Ниттиса, габбро-пегматиты были ранее известны на Нюде, на террасе, где они слагают гнезда внутри норитов. В некоторых случаях габбро-пегматиты содержат скопления зерен сульфидов.

Наибольший интерес среди довольно разнообразных дайковых пород представляют следующие: 1) кварцевые порфиры и гранофиры, 2) камптониты и 3) габбро-пегматиты и генетически связанные с ними гранофиры.

Как правило, дайки в плутоне по своей структуре относятся к простым интрузивным телам, исключение представляет сложная дайка кварцевых порфиров на горе Кумужьей. Краевые части дайки сложены диабазами, центральная часть — кварцевыми порфирами. Мощность дайки на Кумужьей изменяется от нескольких десятков сантиметров до 2—3 м. Диабазы подвергаются интенсивному контактовому изменению, биотитизации около контактов с кварцевым порфиром; кварцевые порфиры становятся более мелкозернистыми у контакта с диабазами. Предполагаемое продолжение дайки кварцевых порфиров на Сопче имеет простое строение и диабазовых оторочек не содержит. Кварцевые порфиры местами переходят в гранофиры.

Дайка кварцевого порфира, если считать сопчинскую дайку продолжением дайки на горе Кумужьей, имеет простирание от северо-западного до меридионального с падением к востоку под углом 50—60°. Такие же породы встречены были и на Нюде в скв. 304 на глубине 28,7 м. Продолжение сложной дайки кварцевых порфиров и диабазов встречено было буровой скважиной во вмещающих породах, гнейсах. Диабазы краевой части дайки превращены в амфиболиты, а кварцевые порфиры — в породы, близкие к гранулитам с бластической структурой.

А. А. Полканов еще в тридцатых годах высказал предположение о возможности переплавления вмещающих пород-гнейсов на глубине

и регенерации гранитной магмы, которая в виде кварцевого порфира даек могла рассекать горные породы плутона. Это мнение работниками Мончи было отвергнуто. Но позднее, при обработке обширных материалов по Монче в связи с подготовкой монографии, выяснилось следующее. Участки захваченных гнейсов у контактов ультраосновных пород с вмещающими породами у дна плутона в массиве Ниттис — Кумужьей — Травяной действительно превращаются в гранофиры, которые в виде тонких ветвящихся жилок и линзочек рассекают ультраосновные породы плутона и иногда выполняют мезостатические участки между зернами минералов ультраосновных пород. Таким образом, явления регенерации действительно имеют место, и с этой точки зрения предположение о природе кварцевых порфиров, высказанное А. А. Полкановым, находит подтверждение.

Камптонитовые дайки интересны в том отношении, что они относятся к щелочным породам. Следует отметить, что щелочные породы среди дайковых встречены были и в Печенге, где Б. И. Папушис обнаружила дайки мончикитов и фурчитов [1952].

Главными породообразующими минералами в камптонитах являются оливин, титанавгит, темнокоричневая роговая обманка типа баркевикита, основной плагиоклаз. В промежутках между главными породообразующими минералами, выполненных альбитом, встречаются тонкие иголочки эгирина. Небольшое количество рудного минерала представлено титаномагнетитом. Нередко эгирин нарастает по концам кристаллов титанавгита.

Габбро-пегматиты представляют интерес, во-первых, потому, что в некоторых из них встречаются скопления сульфидов, в частности пентландита, и следовательно, габбро-пегматиты каким-то образом связаны с процессами сульфидного оруденения. Во-вторых, с габбро-пегматитами, как уже отмечалось, в тесной связи находятся в некоторых местах гранофировые жилки. Главными породообразующими минералами в габбро-пегматитах являются плагиоклаз-лабрадор или андезин-лабрадор и цветной минерал, в одних случаях зеленая роговая обманка, в других — пироксен моноклинный или ромбический, или и тот и другой.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ

В малых интрузиях были встречены следующие горные породы: гарризиты, амфиболизированные гарризиты, меланократовые оливиновые габбро-нориты, меланократовые оливиновые нориты, оливиновые габбро-нориты и нориты, габбро-нориты и нориты, кварцсодержащие оливиновые габбро-нориты, анортозиты, оливиновые долериты. К метаморфическим амфиболитовым фациям относятся гранатовые амфиболиты и скаполитизированные амфиболиты. Из дайковых пород встречены оливиновые меланократовые диабазы и габбро-пегматиты.

Разнообразие горных пород проявляется нередко на небольшом участке вследствие хорошо выраженной первичной расслоенности, различные по составу горные породы находятся в послойном и многократном чередовании. При разнообразии состава горных пород обращает внимание выдержанный состав главных породообразующих минералов. Например, характер пироксена или оливина выдерживается в различных породах.

Наиболее широкое распространение среди горных пород малых интрузий имеют гарризиты. Оливин преобладает над другими минералами, количество его достигает 85% по объему. Количество основного плагиоклаза незначительно — от 8 до 20%. По составу плагиоклаз отвечает лабрадору (№ 57—66, иногда слабо зональный).

Формы развития оливина изометричные, реже — удлиненные. В случае соприкосновения зерен оливина между собой очертания их прямолинейные, на контактах с зернами других минералов — извилистые, неровные. Внутри зерен оливина нередки трещинки, выполненные мелкими зернами магнетита. Иногда наблюдается спайность по 010 и 001. Величина угла оптических осей колеблется от —82 до —89°, величина двойного лучепреломления — в пределах 0,037—0,041. Показатель преломления равен 1,685. Наиболее распространенными значениями для величины угла оптических осей являются —85 до —89°, что в соответствии с величиной показателя преломления соответствует содержанию фаялитовой молекулы в оливине в пределах 15—25%.

Ромбический пироксен развивается в виде реакционных каемок вокруг зерен оливина или в виде довольно крупных зерен с пойкилитовыми включениями зерен оливина. Угол оптических осей изменяется в пределах от —66 до —71°, двойное лучепреломление 0,007—0,008. Кроме призматической спайности наблюдаются отдельности по 100 и 010. Косые углы погасания cNg 2—9°. Судя по оптическим данным, ромбический пироксен относится к гиперстену с содержанием ферросилитовой молекулы до 23%. Ромбический пироксен нередко замещается моноклинным.

Моноклинный пироксен вместе с ромбическим составляет в гарризитах незначительную часть породы — от 8% и немногим более. Моноклинный пироксен в гарризитах имеет много общего с моноклинным пироксеном из других горных пород малых интрузий. Цвет бледнозеленый или розоватый. Величина угла оптических осей колеблется от +34 до +58°, угол погасания от 37 до 45°. Двойники по 100.

Структура гарризитов друзитовая или келифитовая (рис. 15) с узкими каемками волокнистого амфибола, тремолитовыми вокруг оливина и актинолитовыми, развивающимися со стороны плагиоклаза и за счет плагиоклаза.

Амфиболизированные гарризиты преобладают над свежими и макроскопически имеют вид мелкозернистой породы темнозеленого цвета. При выветривании на гарризитах и амфиболизированных гарризитах появляется охряно-бурая корочка выветривания. Под микроскопом амфиболизированные гарризиты состоят главным образом (до 70%) из актинолито-хлоритовой массы и реликтов первичных минералов. Местами в актинолитовой или хлорит-актинолитовой массе встречается гранат, шпинель зеленого цвета. При более интенсивной амфиболизации возникают амфиболиты и гранатовые амфиболиты с порфиробластической структурой.

Оливиновые габбро-нориты и меланократовые оливиновые габбро-нориты имеют наряду с гарризитами очень широкое распространение и обычно сильно изменены, главным образом амфиболизированы. Оливин такого же состава и внешнего вида, как и в гарризитах, распределяется в породе часто неравномерно, слои течения, обогащенные оливином, чередуются со слоями, содержащими меньшее количество оливина. В четвертом интрузивном теле, залегающем полого (см. рис. 10 и 11), нижняя часть сложена преимущественно меланократовыми оливиновыми габбро-норитами, верхняя — нормальными (мезократовыми), что видно из сопоставления следующих данных (в объемных %): верхняя часть — оливина — 18,9; пироксена — 39,7 и плагиоклаза — 41,4; нижняя часть — оливина — 23,8; пироксена — 50,5 и плагиоклаза — 25,8.

Моноклинный пироксен двух генераций в виде неправильных и изометрических зерен и в виде каемок вокруг ромбического пироксена с углом оптических осей от +50 до +54° и углом погасания cNg от 43 до 50°. Пироксен второй генерации, обрастающий в виде каемок вокруг ромбического, имеет угол оптических осей 38—42°, угол погасания 34—42°. Двойное лучепреломление Ng—Np=0,020. Моноклинный пироксен менее изменен по сравнению с ромбическим, в краевых частях измененных зерен моноклинного пироксена развивается амфибол, чешуйки слабо окрашенного биотита и мелкие зерна магнетита и сульфидов. Биотит с резко выраженным полихроизмом развивается вокруг рудных минералов.

Ромбический пироксен имеет удлиненные формы развития, иногда с хорошей кристаллографической огранкой и с восьмигранными поперечными сечениями. По оптическим свойствам близок к гиперстену в гарризитах (12—15% ферросилита).

Плагиоклаз имеет преимущественно форму широких таблиц, зажатых между зернами оливина и пироксена, по составу отвечает лабрадору № 64—69.

Структура гипидиоморфнозернистая с резко выраженным ксеноморфизмом плагиоклаза (рис. 16). Изменения габбро-норитов выражаются главным образом в амфиболизации.

Оливинсодержащие габбро-нориты с офитовой структурой. Макроскопически — темносерые мелкозернистые породы. Количество оливина изменяется от долей процента до 25 и тогда имеет место переход к меланократовым оливиновым габбро-норитам. Увеличение количества оливина и пироксена находится в связи с уменьшением количества плагиоклаза, содержание которого достигает 30% в оливинсодержащих габбро-норитах и падает до 10—12% в меланократовых габбро-норитах с офитовой же структурой.

По минералогическому составу близки к меланократовым оливиновым габбро-норитам. Плагиоклаз — лабрадор № 57—61 имеет удлиненно-лейстовое развитие; кроме того, имеется плагиоклаз, развивающийся типично мезостатически между зернами цветных

минералов несколько более кислого состава (№ 50—52). Структура оливинсодержащих габбро-норитов характеризуется более крупными по сравнению с плагиоклазом зернами цветных минералов и лейстовой формой развития плагиоклаза, что создает вид офитовой структуры. На рис. 17 и 18 изображены оливинсодержащий габбро-норит и меланократовый оливиновый норит из одного и того же интрузивного тела (четвертого).

Оливиновые долериты слагают краевую фацию оливиновых габбро-норитов, от которых отличаются своеобразной структурой (рис. 19), порфировидной с вкрапленниками моноклинного пироксена и оливина и структурой основной массы с шестоватыми формами лейсточек плагиоклаза и узкими полосками зажатого между лейстами плагиоклаза моноклинного пироксена. Состав вкрапленников оливина, судя по величине угла оптических осей (+84—88°), соответствует почти чистому форстериту.

Меланократовые оливиновые нориты и меланократовые нориты были встречены в маленьком массивчике, обозначенном № 15 у западного контакта массива Ниттис. Породы отличаются отчетливо выраженной трахитоидной текстурой и сравнительно крупнозернистым сложением. Цветной минерал представлен оливином и ромбическим пироксеном, моноклинный пироксен отсутствует совершенно.

Оливинсодержащие кварцевые габбро встречаются в краевых частях оливиновых габбро-норитов в четвертом массиве и представляют мелкозернистую темносерую породу, состоящую главным образом из плагиоклаза и моноклинного пироксена. Оливин встречается в виде редких зерен, количество кварца небольшое — около 1% или немного более. Плагиоклаза около 60% (лабрадор № 62). Оливин имеет форму бронированных реликтов, включенных внутри зерен пироксена. Кварц развивается типично мезостатически в промежутках между зернами плагиоклаза и пироксена. Кроме кварца, встречаются тонкие гранофировые срастания кварца и кислого плагиоклаза. Структура офитовая с небольшими участками гранофировой в интерстициях.

Линзы норитового, габбрового и анортозитового состава встречаются внутри гарризитов и меланократовых оливиновых габбро-норитов. Такие линзовидные участки известны, например, в первом и третьем массивах; они располагаются параллельно первичной полосатости, размеры линз — до нескольких десятков сантиметров в длину и мощность измеряется сантиметрами.

Линзы норитового состава сложены плагиоклазом и гиперстеном примерно в равных количествах. Крупные зерна ромбического пироксена чередуются с участками, сложенными агрегатами зерен плагиоклаза, местами хорошо выражена пойкилитовая структура породы. Форма зерен плагиоклаза округлая. В зернах ромбического пироксена хорошо выражена структура распада (рис. 20). Небольшое количество моноклинного пироксена встречается в виде тонких каемок вокруг зерен ромбического пироксена. В контактных участках оливин замещается тремолитом, плагиоклаз — актинолитом.

Линзы габбрового состава сложены плагиоклазом — лабрадором и моноклинным пироксеном. Такие линзы встречаются в амфиболизированных гарризитах в третьем массиве (плагиоклаза 58%, моноклинного пироксена 41% и оливина 1%). Порода имеет трахитоидную текстуру. Зерна моноклинного пироксена имеют изометрические очертания. Вокруг зерен пироксена развивается узкая каемка тремолита (рис. 21).

Анортозитовые линзы состоят почти нацело из агрегатов зерен лабрадора. Лейсты плагиоклаза располагаются плоско-параллельно. В небольшом количестве встречается моноклинный пироксен. Иногда такие зерна пироксена развиваются в виде коротких полосок, параллельных трахитоидности.

Дайки в малых интрузиях — редкие породы и были встречены в двух случаях — в третьем массиве дайка оливинового диабаза с базальтовыми зальбандами и в 15 массиве жила габбро-пегматита.

Оливиновый диабаз слагает дайку изменяющейся мощности от 5 до 24 см. Дайка коленчато изгибается и прослеживается, изменяя свой наклон к горизонту от крутого до пологого. Порода обладает порфировой структурой с вкрапленниками оливина изометрической формы и призматическими кристаллами пироксена. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, изометрических зерен пироксена и участков измененной породы. Структура породы порфировая, структура основной массы микродиабазовая. Стекловатые краевые части дайки состоят из основного стекла, в котором погружены мелкие призмочки пироксена и изометрические зерна оливина. Мелкие зерна оливина большей частью полностью или частично замещены тремолитом. Зерна плагиоклаза в гарризитах у контакта с дайкой имеют скаполитовую каемку.

Жила габбро-пегматита состоит из крупных кристаллов моноклинного пироксена и лабрадора. Мощность жилы достигает 10 см. Размер зерен минералов в жиле достигает нескольких сантиметров в поперечнике.

В горных породах малых интрузий встречаются гидротермальные жилки мощностью обычно в несколько миллиметров. Встречены были жилки следующего состава: актинолитовые, актинолито-карбонатовые, магнетитовые, амфиболо-скаполито-кварцевые и кварцевые. Последние две разновидности гидротермальных жилок встречены были у юго-западного контакта в четвертом массиве. Амфибол в жилках зеленого цвета с резко выраженным полихроизмом, по Ng голубовато-зеленым, по Nm и Np зеленовато-желтым, cNg=17—19°, угол оптических осей —60, —68°. Скаполит, судя по величине двупреломления, равной 0,044, относится к мейониту.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Главнейшими породообразующими минералами являются оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, плагиоклаз, из рудных минералов — магнетит и сульфиды.

Исследованием главнейших породообразующих минералов занимались многие исследователи. Впервые характеристика минералов была приведена Б. М. Куплетским [1935].

Оптическими исследованиями минералов в различных горных породах занимались С. М. Ругштейн [1933], Е. В. Искюль [1940], Ю. В. Голуб [1937], А. Е. Алешунина [1936, 1937, 1947], В. М. Бруновская [1938], В. И. Ездрова [1937]; подробные исследования свойств различных минералов приводятся у Е. К. Козлова [1949, 1953], Т. Н. Ивановой [1949, 1953] и З. А. Образцовой [1950, 1953].

В области изучения главнейших породообразующих минералов имеются недостатки, которые особенно ощутимы при выполнении специальных тематических исследований. Самым существенным из них является очень небольшое число химических анализов минералов. Наряду с этим имеется довольно большое число химических анализов горных пород.

Оливин является существенной составной частью многих горных пород плутона, малых интрузий и корней плутона.

З. А. Образцова [1950, 1953] приводит оптические константы для оливина в оливинитах, перидотитах, оливиновых пироксенитах по Ниттис — Кумужьей — Травяной.

	Ng	Nm	Np	Ng—Np
Оливиновые пироксениты .	1,692	1,674	1,656	0,036
Перидотиты	1,692	1,672	1,658	0,034
Оливиниты	1,698	1,671	1,662	0,036

Судя по показателям преломления, состав оливина варьирует в пределах от 2 до 13% фаялита. Величина угла оптических осей колеблется в пределах точности определений 86—90°.

По показателям преломления и величине угла оптических осей пределы колебаний в составе оливина на Сопче (Козлов, 1949) варьируют от 4 до 16% фаялита.

По данным Т. Н. Ивановой [1949], состав оливина из различных пород Нюда изменяется от 8 до 20% фаялита.

Таким образом, состав оливина для различных горных пород плутона более или менее постоянный и отвечает хризолиту.

Оливин нередко обладает спайностью по второму и третьему пинакондам. В некоторых случаях отчетливо проявляется псевдодвойниковое строение, зерна оливина гаснут волнисто, отдельными полосками, ограниченными прямыми линиями. Удлинение пластинок отрицательное. Измерения на федоровском столике показали, что это не двойники, а слегка смещенные одна по отношению к другой части кристалла. Псевдодвойниковые швы располагаются примерно перпендикулярно к плоскости спайности по второму пинаконду. Псевдодвойниковое строение в оливине появляется вследствие протоклаза, проявлявшегося во время движений и в ранние стадии формирования плутона.



Рис. 15. Келифитовая структура друзитов. При одном николе (×11).



Рис. 16. Структура оливиновых габбро-норитов. При одном николе (×11).



Рис. 17. Структура оливинсодержащих габбро-норитов в верхней части интрузии. При одном николе (×30).

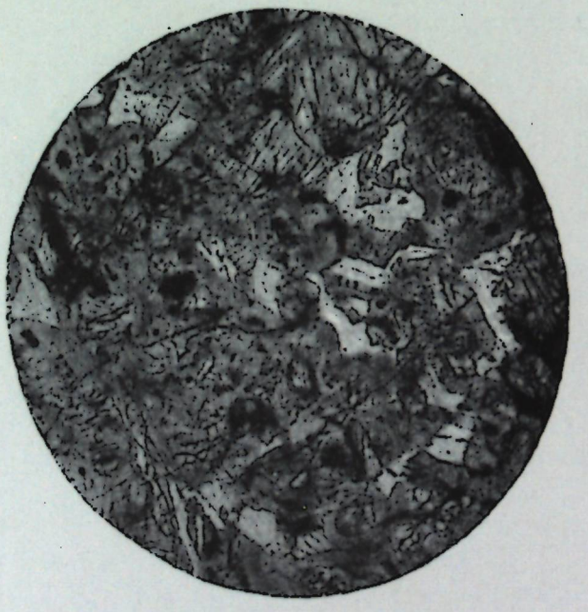


Рис. 18. Меланократовый оливиновый норит в нижней части интрузии. При одном николе (×30).

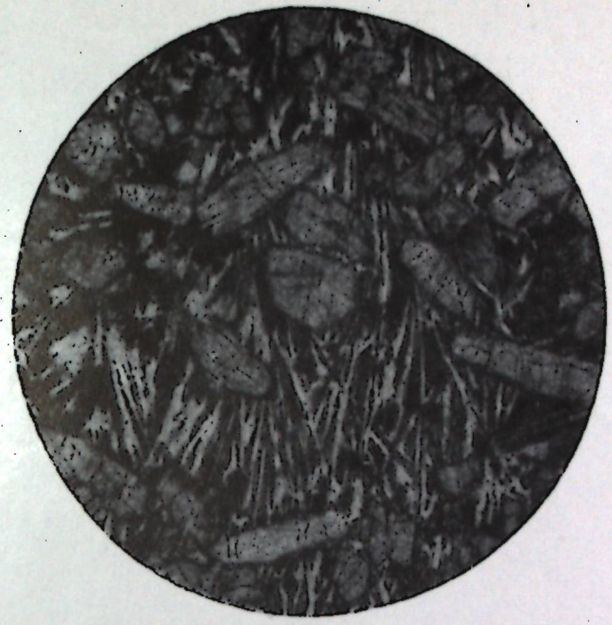


Рис. 19. Оливиновый долерит из краевой фации оливиновых габбро-норитов. При одном николе (×30).

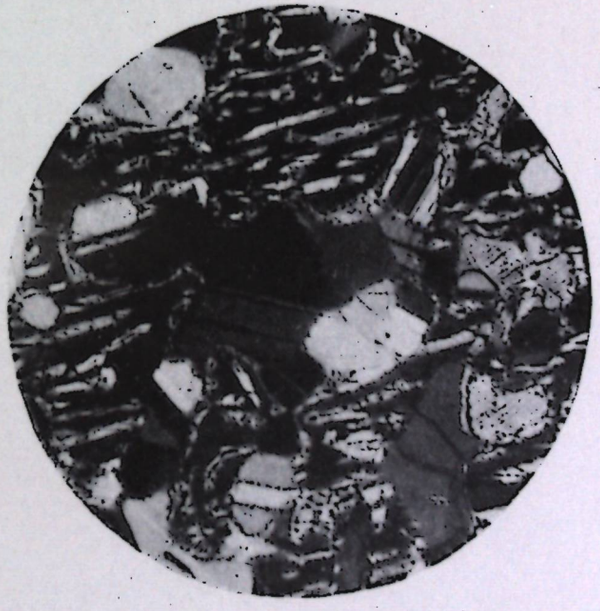


Рис. 20. Норит из линзы в гарризитах. Структура распада твердого раствора в ромбическом пироксене. Николи + (×40).



Рис. 21. Габбро из линзы в гарризитах. Параллельное расположение лейст плагиоклаза. Николи + (×11).



Рис. 22. Обрастание ромбического пироксена моноклинным в гарризите. Николи + (×40).

В некоторых случаях оливин в интрузивных породах плутона имеет синевато-фиолетовую окраску и обладает псевдоабсорбцией. Окраска вызывается тончайшими включениями зерен непрозрачного минерала, повидимому, магнетита. Такой замутненный оливин известен, например, на Сопче в оливинитовых слоях течения.

Д. П. Григорьев в статье о природе окраски так называемого «черного оливина» [1938] приводит результаты исследования причин замутненности оливина с горы Сопчи из оливинитов.

Оливин сильно магнитен, Ng=1,699, Nm=1,666, Np=1,657, Ng—Np=0,042, угол оптических осей 88°. Судя по результатам химического анализа, содержание закисного железа, входящего в состав оливина, равняется 13,6%, что соответствует примерно 16% фаялита. Окраска вызывается тонкодисперсными включениями непрозрачного минерала, повидимому, магнетита. Избыток железа, не связанного с силикатом и сульфидами, равен около 0,6%. Тончайшие включения непрозрачного минерала наиболее густо располагаются вдоль спайности. При нагревании в восстановительной среде до 1600° происходит частичное плавление замутненного оливина. Из расплава кристаллизуется почти чистый форстерит, избыточное железо обособляется в виде мелких шариков чугуна, что, повидимому, связано с восстановлением железа до металлического состояния.

Оливин в горных породах малых интрузий имеет очень широкое распространение и по составу отвечает хризолиту, Nm=1,685. Судя по углу оптических осей, содержание фаялита в оливине колеблется от 17 до 25%. Нередко наблюдается спайность по второму и третьему пинакоидам.

Ромбический пироксен, как и оливин, детально изучен в горных породах всех трех массивов плутона. Б. М. Куплетский исследовал ромбический пироксен из массива Ниттис—Кумужья—Травяная и сравнивал свойства пироксена из различных участков массива [1935]. Судя по величине углов оптических осей, колеблющейся от +89 до +84°, содержание ферросилита в пироксене колеблется от 10 до 14%.

По А. Е. Алешуниной [1937], у пироксена из верхних и нижних частей массива величина угла оптических осей изменяется в пределах от +85 до —82° (от 8 до 18% ферросилита).

Как показали дальнейшие исследования (Образцова, 1950; Козлов, 1949), обогащение ромбического пироксена железом приурочено к сравнительно узкой приконтактной зоне в нижней части плутона, наиболее богатыми железом являются гиперстены наиболее кислых пород — кварцевых норитов (20% ферросилита), но повышение содержания железа наблюдается и в других породах — полевошпатовых пироксенитах, полевошпатовых перидотитах, меланократовых норитах.

Такой же состав, как и на Ниттис—Кумужьей—Травяной, имеют ромбические пироксены на Сопче; это — бронзит с переходами в гиперстен (до 14% ферросилита). Не было изучено изменение состава ромбического пироксена в приконтактовой зоне на Сопче, здесь такая зона имеет незначительную мощность по сравнению с мощностью приконтактовой зоны на Ниттис—Кумужьей—Травяной, где, кроме того, такая зона плохо изучена, так как лишь единичными скважинами удалось пересечь ее.

Е. К. Козлов [1950, 1953] установил, что ромбический пироксен из пироксенитов Сопчи представлен бронзитом с постоянными оптическими свойствами, угол оптических осей колеблется в этих породах от —88 до +88°. Такие же соотношения выдерживаются и для оливинитов, перидотитов и оливиновых пироксенитов.

В массиве Нюд—Поаз наблюдается наиболее широкий предел колебаний величины углов оптических осей у ромбического пироксена, что изображено на рисунках в статье Т. Н. Ивановой [1953]. Наиболее железистый пироксен наблюдается в наиболее бедных цветным минералом породах — лейкократовых норитах.

Ромбический пироксен имеет удлиненно призматический габитус. В редких случаях поперечник призматических кристаллов ромбического пироксена достигает 5—6 см. Такие крупные кристаллы пироксена встречаются, например, в северо-восточной части Сопчи.

Весьма часто в ромбическом пироксене обнаруживается типичное для этого минерала псевдодвойниковое строение.

Б. М. Куплетский [1935] приводит химические анализы бронзититов с гор Кумужьей и Травяной и на основании пересчета анализов на минералогический состав приходит к выводу, что ромбический пироксен в одном анализе содержит магнезиального метасиликата 82,1%, железистого метасиликата 11,4% и алюмосиликата 6,5%; во втором анализе магнезиального силиката 81%, железистого метасиликата 11,2%, алюмосиликата 7,8%.

В табл. 2 под номерами 90 и 91 приведены химические анализы ромбического пироксена. По данным В. А. Масленикова, 90% приходится на долю метасиликата, отвечающего составу $7MgSiO_3 \cdot FeSiO_3$, или иначе 84% энстатита и 16% ферросилита. Оптические свойства проанализированного ромбического пироксена (анализ 91) следующие: $2V=90°$, $Ng=1{,}690$, $Nm=1{,}686$, $Np=1{,}678$, $Ng-Np=0{,}012$.

Ромбический пироксен в малых интрузиях содержит от 12 до 23% ферросилита. Величина углов оптических осей колеблется от —67 до —88°. Угол погасания cNg варьирует от 1 до 13°. Ромбический пироксен нередко обрастается моноклинным. Из постериорных минералов, замещающих ромбический пироксен, чаще всего встречается зеленая роговая обманка.

Моноклинный пироксен в горных породах плутона встречается довольно часто, но количественно играет второстепенную роль. По данным Е. К. Козлова [1949], количество моноклинного пироксена для Сопчи в среднем не превышает 3—4%. Примерно такое же количество или даже несколько более низкое характерно для массива Ниттис — Кумужья — Травяная. Более высокое содержание моноклинного пироксена наблюдается в горных породах Нюда — Поаза, но и здесь содержание его не превышает в среднем примерно 15%. Исключение представляет восточная часть горы Поаз, где заметно возрастает количество моноклинного пироксена.

По данным Е. К. Козлова, Т. Н. Ивановой и З. А. Образцовой, различаются следующие разновидности моноклинного пироксена: 1) моноклинный пироксен как продукт распада твердых растворов внутри кристаллов ромбического пироксена; 2) реакционный моноклинный пироксен, развивающийся в результате реакции магматического расплава с ромбическим пироксеном; 3) самостоятельно кристаллизующийся минерал нередко в срастании с плагиоклазом.

По данным Е. А. Алешуниной [1937], моноклинный пироксен относится к диаллагу и имеет $cNg=34—36°$, угол оптических осей +49, +50°. В полевошпатовых пироксенитах моноклинный пироксен также относится к диаллагу ($cNg=36°$, $2V=+49°$).

По данным Е. К. Козлова [1949], оптические константы моноклинного пироксена на Сопче колеблются в следующих пределах: $2V=$ от +48 до +63°, $cNg=36—49°$, $Ng-Np=0{,}022—0{,}029$. Варьирующие свойства указывают, по мнению Козлова, на изменяющийся состав пироксена, содержащего непостоянные количества диопсида, геденбергита и клиноэнстатита.

Варьирующий состав моноклинного пироксена отмечается для массива Нюд—Поаз Т. Н. Ивановой [1949]. В верхней части массива представлен разновидностями с углами оптических осей от +60 до +65°, $cNg=42—50°$, $Ng-Np=0{,}026—0{,}028$. По данным Е. В. Искюль, $Ng=1{,}710$, $Nm=1{,}686$, $Np=1{,}682$. В оливиновых меланократовых норитах у моноклинного пироксена $cNg=44—45°$, $2V=$ от +58 до +60°. По данным Е. В. Искюль, показатели преломления у моноклинного пироксена следующие:

$Ng=1{,}710$	$Nm=1{,}696$	$Np=1{,}682$
1,710	1,692	1,683

Моноклинный пироксен в малых интрузиях встречается в виде трех форм: 1) в виде зерен, имеющих самостоятельное развитие, 2) в виде зерен, развивающихся в промежутках между зернами оливина и плагиоклаза в форме каемок вокруг зерен оливина и зерен, развивающихся при замещении ромбического пироксена моноклинным; 3) в виде клиновидных пластинок, возникающих при распаде ромбического пироксена.

Величина углов оптических осей колеблется в широких пределах — от +34 до +50°, величина угла погасания $cNg=38—54°$, величина двойного лучепреломления 0,020. Оптические свойства моноклинного пироксена различных форм развития примерно одни и те же.

Моноклинный пироксен из малых интрузий часто замещает краевые части зерен ромбического пироксена, при этом нередко наблюдается развитие двух различно ориентированных зерен моноклинного пироксена с противоположных сторон зерна ромбического пироксена. Замещению иногда подвергается значительная часть зерна ромбического пироксена (рис. 22). Замещение ромбического пироксена моноклинным гомоосевое или близкое к гомоосевому. В других случаях плоскости оптических осей у ромбического и моноклинного пироксена располагаются взаимно перпендикулярно, плоскость оптических осей у ромбического пироксена параллельна второму пинакоиду,

плоскость оптических осей у моноклинного пироксена параллельна первому пинакоиду, при этом ось индикатрисы Nm у ромбического пироксена совпадает с осью Np для моноклинного. При замещении зерна ромбического пироксена двумя зернами моноклинного, оси индикатрисы Nm двух зерен моноклинного пироксена совпадают. Индикатриса одного индивида нередко бывает повернута по отношению к индикатрисе другого индивида вокруг общей оси Nm.

Кроме закономерных срастаний ромбического и моноклинного пироксенов, встречаются закономерные срастания двух или нескольких зерен моноклинного пироксена. Например, встречаются сложные взаимные проникновения двух зерен пироксена с извилистыми контурами. Известны такие случаи срастаний: из трех зерен пироксена с извилистыми контурами два находятся в закономерном срастании и третье — в случайном. У первых двух зерен совпадают оси индикатрис $NmNm'$; $NgNp'$; $NpNg'$.

В другом случае у двух зерен моноклинного пироксена совпадают оси индикатрис $NgNg'$; $NmNp'$; $NpNm'$. В третьем случае совпадают оси индикатрис $NmNm'$; $NgNp'$; $NpNg'$.

Кроме закономерных срастаний зерен с извилистыми взаимно проникающими очертаниями, встречаются и незакономерные.

Плагиоклаз. В небольшом количестве плагиоклаз встречается в ультраосновных породах плутона. О составе плагиоклаза приводятся данные у Б. М. Куплетского [1935], А. Е. Алешуниной [1937]. Алешунина отмечает, что состав плагиоклаза в горных породах Ниттис — Кумужья — Травяная колеблется в перидотитах от № 60 до 70, в полевошпатовых перидотитах от лабрадора № 54 до битовнита № 76. В полевошпатовых пироксенитах донной залежи состав плагиоклаза выражается № 60, 62, 68, в оливиновых норитах состав плагиоклаза изменяется от лабрадора до битовнита (от № 60 до 74), в меланократовых норитах состав плагиоклаза от № 60 до 68, в норитах и габбро-норитах от № 56 до 70.

Е. К. Козлов [1953] и Т. Н. Иванова [1953] приводят результаты определения состава плагиоклаза для различных горных пород Сопчи и Нюда. Как для Сопчи, так и для массива Нюд—Поаз, по наблюдениям Е. К. Козловой и Т. Н. Ивановой, обнаружена следующая закономерность: по мере увеличения количества плагиоклаза в породе повышается содержание анортита в плагиоклазе.

Плагиоклаз в горных породах плутона имеет обычно однородное сложение, зональность наблюдается редко, зональные плагиоклазы не типичны для горных пород. Зональный плагиоклаз встречается в ксенолитах норита в восточной части Сопчи, слабая зональность наблюдается в плагиоклазе норитов, слагающих верхнюю часть массива Нюд.

Очень широко распространены двойники по альбитовому закону; последний преобладает над другими законами двойникования плагиоклазов.

В отличие от горных пород плутона, горные породы, слагающие малые интрузии, нередко имеют отчетливо выраженную зональность с более богатыми анортитом центральными частями зерен плагиоклаза. Состав плагиоклаза колеблется, т. е. имеет состав лабрадора с уклонением к более основному составу до битовнита в центральных частях зерен.

Еще более резко выражено зональное строение кристаллов плагиоклаза в породах дайкового комплекса.

О рудных минералах сказано при описании различных типов оруденения.

Следует обратить внимание на то, что обогащение сульфидами вплоть до концентраций, представляющих собой месторождения, приурочено, как правило, к тем или иным участкам плутона. Почти все месторождения заключены внутри тела плутона. Очень бедны сульфидами малые интрузии и корни плутона, где встречается лишь редкая сульфидная вкрапленность, по своему характеру очень близкая к вкрапленности в горных породах плутона. В тех случаях, когда сульфиды встречаются во вмещающих горных породах, концентрации сульфидов незначительные и сульфиды удалены от плутона на незначительное расстояние. Такие примеры известны для донной залежи Ниттис — Кумужья — Травяная.

СТРУКТУРА ГОРНЫХ ПОРОД

Подробные сведения о структурах различных горных пород плутона приводятся в работах Е. К. Козлова [1949, 1953], Т. Н. Ивановой [1949, 1953] и З. А. Образцовой [1950, 1953].

Различные горные породы плутона обладают типичными для интрузивных пород структурами — гипидиоморфной, панидиоморфной, реакционной, келифитовой, пойкилитовой. Текстуры пород очень часто полосатые с послойным чередованием первичных полос, обогащенных и обедненных цветными минералами, линейно-полосатые с линейно-параллельной ориентировкой ромбического пироксена, трахитоидные, массивные.

Для оливинитов типична панидиоморфная структура. Зерна оливина нередо имеют хорошо выраженную кристаллографическую огранку и характерные для оливина удлиненные шестигранные формы развития. В промежутках между зернами оливина располагаются мелкие и редкие зерна магнетита. Чаще зерна оливина имеют округлую форму.

Ромбический пироксен также слагает мономинеральные породы — пироксениты. Пироксениты обладают панидиоморфной структурой и отличаются удлиненно-призматическими формами развития ромбического пироксена с хорошо развитыми кристаллографическими гранями.

Очень интересны структурные взаимоотношения между оливином и пироксеном. В породах, богатых оливином, например в оливинитах и перидотитах, оливин идиоморфен по отношению к пироксену. В породах же, где оливин по сравнению с пироксеном играет количественно подчиненную роль, в особенности в оливиновых пироксенитах, оливин нередко имеет резко ксеноморфные формы развития по отношению к пироксену.

При изучении структур оливинитов и оливиновых пироксенитов, находящихся в послойном чередовании, выясняется, что в оливинитах оливин хорошо ограничен и структура породы панидиоморфная, в оливиновых пироксенитах оливин имеет ксеноморфное развитие. В шлифах из непосредственного контакта этих двух пород иногда хорошо видно, как вдоль непосредственного контакта зерна оливина в оливините приобретают ксеноморфные очертания по отношению к идиоморфному ромбическому пироксену в пироксенитах. Местами пироксен как бы врастает внутрь кристаллов оливина.

Такие структурные взаимоотношения объясняются следующим образом: ранее кристаллизовавшийся оливин далее вступает в реакцию с расплавом, за счет чего и формируется ромбический пироксен. Кристаллизующийся пироксен обладает большой кристаллизационной способностью и вследствие этого приобретает идиоморфные очертания. Наблюдаемые структурные соотношения являются одним из многих случаев иллюстрации несовпадения степени идиоморфизма и последовательности кристаллизации минералов.

В горных породах, где моноклинный пироксен и плагиоклаз имеют количественно подчиненное значение, резко выражен ксеноморфизм того и другого минерала, и более поздний период кристаллизации плагиоклаза и моноклинного пироксена по отношению к оливину и ромбическому пироксену не вызывает сомнений. Иногда наблюдаются не совсем отчетливо выраженные графические срастания моноклинного пироксена и плагиоклаза, что указывает на одновременность кристаллизации этих минералов.

Наблюдения над структурами горных пород плутона позволяют наметить такую последовательность кристаллизации главнейших минералов. Оливин начал кристаллизоваться первым. Оливин и пироксен представляют реакционную пару. В свою очередь ромбический пироксен и моноклинный также составляют реакционную пару. Моноклинный пироксен и плагиоклаз кристаллизовались из остаточного расплава.

Выводы о последовательности кристаллизации различных породообразующих минералов в горных породах плутона вполне согласуются с наблюдениями над структурами течения и последовательностью возникновения различных структурных элементов. В частности, кристаллизовавшийся в наиболее ранний период эволюции плутона оливин в виде сегрегаций кристаллов обособлялся в слои течения, которые при продолжавшемся движении могли разрываться с обособлением отдельных участков разорванных частей слоев течения в виде линз, сцементированных оливиновыми пироксенитами, что приводило к возникновению своеобразных будинаж-структур в сравнительно ранние этапы формирования плутона.

Наиболее распространенными породами в малых интрузиях являются гарризиты, главный минерал которых — оливин — явно преобладает над другими минералами, достигая 85% по объему. Плагиоклаз в количестве 12—20% развивается типично мезостатически и имеет ксеноморфные формы.

Наблюдаемые структурные соотношения между главными породообразующими минералами соответствуют экспериментальным данным (система форстерит — анортит — кремнезем), фигуративная точка, отвечающая составу гарризитов, попадает в поле кристаллизации оливина.

В противоречии с только что описанными данными находятся наблюдения над обычно крупными кристаллами плагиоклаза, которые в виде крупных вкрапленников или гломерокристаллических скоплений кристаллов плагиоклаза встречаются внутри гарризитов (см. рис. 12 и 13).

Порфировидные вкрапленники плагиоклаза нередко встречаются около ксенолитов вмещающих габбро, ксенолиты габбро нередко имеют округлые (оплавленные) формы. Принимая во внимание близкий к эвтектическому состав вмещающих габбро, можно предположить явления частичного переплавления габбро. Переплавление предварялось частичной дезинтеграцией, приводившей к обособлению крупных кристаллов плагиоклаза в габбро.

Другие породы малых интрузий обладают структурой типичных магматических горных пород. В пологонаклонных интрузивных телах, в нижних частях интрузивных тел, в лежачем боку располагаются породы, обогащенные оливином.

АВТОМЕТАМОРФИЗМ

Горные породы Мончегорского плутона отличаются необыкновенной свежестью. Все же, несмотря на совершенно незначительную роль автометаморфических изменений минералов, в горных породах Мончи отчетливо прослеживаются довольно разнообразные процессы метаморфизма, происходившие в различные стадии формирования горных пород.

Наиболее высокотемпературные автометаморфические изменения выражались в образовании реакционных каемок ромбического пироксена вокруг оливина. Чаще наблюдаются келифитовые каемки, развивающиеся на контактах зерен оливина и плагиоклаза.

К автометаморфическим явлениям относится образование тонких вростков моноклинного пироксена в ромбическом (структуры распада).

В результате автометаморфизма происходила амфиболизация пироксена, оталькование ромбического пироксена, очень редко серпентинизация оливина, замещение оливина карбонатом и тальком, в редких случаях появление псевдоморфоз бастита по ромбическому пироксену, развитие тонких иголочек тремолита и актинолита преимущественно по пироксену.

На тесную связь постериорных минералов с сульфидами обратила внимание В. М. Бруновская [1938] при изучении рудного пласта Сопчи. Позднее Э. Н. Елисеев [1953] установил тесную генетическую связь сульфидного вкрапленного оруденения с постериорными минералами.

Таким образом, автометаморфические изменения первичных минералов в горных породах плутона совершались в широких температурных интервалах.

Глава 7

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

В настоящее время известно более 100 химических анализов горных пород и минералов. Лишь небольшая часть химических анализов опубликована. В частности, опубликованные до войны анализы помещены в сборнике химических анализов Э. А. Струве [1940]. Анализы приведены в сводной табл. 2, в которой, кроме весовых процентов, приведены молекулярные количества и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому. Впервые такая попытка собрать все имеющиеся сведения о химических анализах была предпринята в 1947 г. (Н. А. Елисеев), когда было известно 70 анализов.

Химические анализы горных пород и минералов

Таблица 2

№ анализа	Горные породы и минералы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	H_2O+
1	Оливиниты	39,97 665	0,03	2,05 21	1,46 9	6,28 87	0,10 1	48,10 1193	Не обн.	0,02	0,11	0,15	—
2	То же	39,50 658	0,13 1	1,54 15	0,45 3	13,26 185	0,16 2	42,90 1064	0,79 14	0,53 8	0,25 2	0,12	—
3	» »	39,04 650	0,06 1	0,24 2	1,12 7	10,83 151	0,09 1	44,75 1110	0,11 2	Следы	—	—	0,19
4	Перидотиты	54,67 911	0,16 2	2,90 28	0,69 4	8,06 112	0,14 2	30,12 746	2,22 39	0,25 4	0,12 1	0,97	—
5	То же	47,89 798	0,41 5	7,04 69	1,22 7	8,17 114	0,12 1	25,63 635	5,40 96	0,11 2	0,61 6	0,29	—
6	» »	46,32 771	0,15 2	2,26 23	0,70 4	9,69 135	0,17 3	36,69 910	1,99 36	0,20 3	0,07 1	—	—
7	» »	45,42 756	0,28 4	6,96 69	1,33 8	9,91 138	0,16 2	29,67 736	3,54 63	0,78 13	0,20 2	0,12	0,62
8	» »	43,60 726	0,11 1	3,75 36	0,40 3	9,95 138	0,18 3	39,31 975	0,20 4	0,24 4	0,08 1	0,12	0,27
9	» »	43,22 719	0,18 3	4,64 45	2,36 15	10,21 142	0,17 3	35,06 869	2,52 45	0,42 6	0,15 1	0,08	0,72
10	» »	43,06 717	0,10 1	2,41 24	0,78 5	10,51 146	0,18 3	40,71 1009	1,06 19	0,22 3	0,08 1	—	—
11	» »	42,00 699	—	1,33 13	8,80 55	4,50 63	—	36,56 907	0,83 15	Не обн.	Не обн.	—	—
12	» »	41,16 685	0,08 1	3,56 34	1,05 6	10,34 144	—	42,21 1047	0,77 14	0,20 3	—	0,61	
13	» »	41,00 683	0,09 1	2,47 25	1,29 8	10,42 145	0,17 3	40,61 1007	1,69 30	0,18 3	0,08 1	—	—
14	» »	38,79 646	0,13 1	5,55 54	3,57 23	7,90 110	0,19 3	40,34 1000	2,16 39	0,42 5		—	—
15	» »	30,66 510	0,06 1	1,81 18	1,22 7	8,42 117	0,10 1	32,58 808	0,90 16	0,18 3	—	1,83	
16	» »	48,03 799	0,11 1	3,52 34	1,13 7	9,66 135	0,10 1	33,72 836	1,74 31	0,12 2	0,11 1	0,40	0,18
17	» »	44,23 736	—	3,02 29	0,97 6	12,43 173	Не опр.	24,77 615	9,08 162	0,01	0,13 1	—	—
18	» »	43,33 721	—	0,85 9	7,83 49	6,96 97	—	32,73 811	1,48 27	0,23 3	0,11 1	—	—
19	Полевошпатовый перидотит	47,35 789	0,52 6	8,77 86	0,53 3	10,38 145	0,20 3	22,54 559	7,04 125	1,12 18	0,33 3	0,66	0,66
20	То же	43,50 724	0,60 8	7,22 71	0,30 2	10,60 148	0,59 8	30,76 763	2,95 53	0,47 7	0,79 9	0,15	0,75
21	» »	41,70 694	0,24 3	5,66 56	5,55 34	7,72 107	0,15 2	30,15 747	3,31 59	0,74 12	0,36 4	0,31	1,73
22	Оливиновые пироксениты	53,53 891	0,15 2	3,63 35	0,79 5	7,44 103	0,15 2	29,84 739	2,56 45	0,34 5	0,17 2	0,36	
23	То же	46,14 768	0,15 2	0,88 9	2,58 16	9,36 130	0,11 1	36,19 898	1,50 27	0,60 10	—	0,30	—

породы и минералов

П. п. п.	P_2O_5	NiO	Прочие компоненты	Сумма	Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому									
					a	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*Q*	*n*
1,36	—	—	Cr_2V_3—0,10	99,73	0,2	—	66,6	33,2	2,9	7,9	89,2	—	$\overline{34}$,0	—
0,24	0,05	0,31 4	S—0,04 Cr_2O_3—0,10	100,37	1,1	0,2	64,9	33,8	—	15,2	84,1	0,7	$\overline{34}$,8	80,0
2,93	0,11 1	0,31 4	S—0,04 Cr_2O_3—0,81	100,63	—	0,1	66,1	33,8	—	13,0	87,0	—	$\overline{32}$,5	—
—	—	—	—	100,30	0,6	1,2	48,3	49,9	—	13,8	84,4	1,8	$\overline{2}$,6	80,0
2,16	—	0,10	S—0,07	99,22	0,9	3,6	47,7	47,8	—	16,1	79,5	4,4	$\overline{9}$,8	25,0
1,03	—	0,29 4	S—0,10 Cr_2O_3—0,24	99,90	0,4	0,8	57,5	41,3	—	13,5	84,5	2,0	$\overline{19}$,0	75,0
0,02	0,06	0,16 2	S—0,07 2	99,30	1,7	3,1	51,6	43,6	—	17,3	81,7	1,0	$\overline{19}$,3	86,7
0,58	0,04	0,26 3	S—0,06	99,15	0,5	0,2	61,4	37,9	4,6	12,5	82,9	—	$\overline{25}$,4	80,0
0,12	0,05	0,23 3	S—0,05	100,18	0,8	2,1	57,6	39,5	—	16,7	82,7	0,6	$\overline{24}$,7	85,7
0,76	—	0,22 3	S—0,08 Cr_2O_3—0,41	100,58	0,4	1,0	61,1	37,5	0,2	13,6	86,2	—	$\overline{26}$,8	75,0
—	—	0,58 8	S—0,66 CuO—0,33	95,59	—	0,7	60,5	38,8	—	16,6	83,2	0,2	$\overline{23}$,1	—
0,61	0,02	—	—	100,00	0,3	0,7	63,7	35,3	2,8	12,5	84,7	—	30,7	100,0
2,29	—	0,25 3	FeS_2—0,05 Cr_2O_3—0,22	100,81	0,4	0,9	62,6	36,1	—	13,8	85,1	1,1	$\overline{29}$,5	75,5
1,23	0,04	0,21 3	S—0,02 CuO—0,01 Cr_2O_3—0,08	100,64	0,5	2,1	62,9	34,5	1,7	13,5	84,8	—	$\overline{31}$,1	—
—	0,02	—	CO_2—22,2	99,98	0,4	1,0	63,9	34,7	—	14,0	85,9	0,1	$\overline{32}$,4	100,0
—	—	—	S—0,85	99,67	0,3	1,7	54,1	43,9	—	15,2	84,8	—	$\overline{14}$,5	66,7
1,96	—	0,15 2	—	96,75	0,1	1,6	55,0	43,3	—	19,8	65,8	14,4	$\overline{15}$,2	—
3,77	—	—	S—0,64	97,93	0,4	0,3	58,4	40,9	—	19,0	78,9	2,1	$\overline{19}$,3	75,0
—	—	0,08	Cr_2O_3—0,46	100,64	2,5	3,9	46,1	47,5	—	20,0	72,3	7,7	$\overline{13}$,9	85,7
—	0,01	0,32 4	S—0,23 CuO—0,63 Cr_2O_3—0,34	100,21	1,8	2,2	53,9	42,1	—	17,0	81,5	1,5	$\overline{21}$,6	43,7
—	0,03	0,58 8	S—1,0 CuO—0,27	99,50	1,9	2,3	55,1	40,7	—	18,8	79,2	2,0	$\overline{24}$,7	75,0
0,98	0,06	—	—	100,00	0,8	1,6	48,6	49,5	—	13,1	84,2	2,7	$\overline{4}$,7	71,4
0,68	0,06	0,28	S—0,21 6	99,04	1,0	0,1	57,9	41,0	—	14,8	82,7	2,5	$\overline{20}$,7	10,0

№ анализа	Горные породы и минералы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	H_2O+
24	Оливиновые пироксениты	45,88 764	0,23 3	4,23 41	4,59 29	8,24 114	0,15 2	30,44 755	3,08 55	0,36 6	0,26 6	—	—
25	То же	44,62 743	0,13 2	3,93 38	—	7,62 106	0,09 1	27,98 694	2,12 38	0,97 16	0,16 2	2,98	
26	Пироксениты	55,02 916	0,17 2	2,20 22	0,49 3	8,06 112	0,08 1	30,20 749	2,74 49	—	—	0,06	—
27	То же	54,82 912	0,18 3	2,86 28	0,23 1	7,91 110	0,16 3	29,15 723	3,31 59	0,12 2	0,07 1	—	—
28	. .	54,67 910	0,16 2	2,90 28	0,69 4	8,06 113	0,14 2	30,12 746	2,22 39	0,25 4	0,12 1	—	—
29	. .	54,28 904	Следы	3,88 38	Нет	8,98 125	Нет	27,77 689	3,25 58	0,44 6	0,07 1	—	—
30	. .	53,84 896	0,23 3	4,18 41	3,16 20	7,67 107	0,15 2	27,22 675	3,31 59	0,45 7	0,16 2	—	—
31	. .	53,60 892	0,26 4	2,61 25	0,79 5	8,00 111	0,11 1	30,32 752	1,70 30	0,17 3	0,02 0	—	—
32	. .	52,66 877	0,25 3	3,63 35	1,39 9	8,18 114	0,08 1	27,60 685	3,44 61	0,60 10	0,47 5	0,28	—
33	. .	52,25 870	0,27 4	4,55 44	3,04 19	4,74 66	0,11 1	17,16 425	16,82 300	0,22 3	0,19 2	—	—
34	. .	51,58 859	0,23 3	3,22 31	2,46 16	8,01 111	0,09 1	28,39 704	2,60 46	0,93 15	0,05 1	0,22	—
35	. .	48,08 801	0,30 4	2,88 28	5,23 33	7,28 101	0,10 1	27,06 671	2,72 48	1,31 21	0,18 2	0,24	—
36	. .	47,50 791	0,20 3	5,27 52	3,74 23	7,73 107	0,12 1	27,77 689	4,04 72	0,58 10	0,07 1	0,25	—
37	. .	45,73	7,58			9,02	—	31,07	1,9	—	—	—	1,8
38	Оливиновый норит	51,27 854	0,22 3	7,15 70	2,31 14	2,28 32	0,16 2	18,55 460	6,27 112	0,16 3	0,16 2	0,68	—
39	То же	47,97 799	0,37 5	7,50 74	2,67 17	8,87 123	0,17 2	25,70 637	5,00 89	0,44 7	0,72 7	0,14	—
40	. .	46,69 778	0,21 3	4,04 39	0,39 3	11,37 158	—	30,17 748	3,90 70	0,48 8	0,07 1	—	—
41	. .	46,62 776	0,13 2	5,83 57	0,42 3	12,78 178	0,13 2	25,63 635	5,70 102	0,31 5	0,37 4	0,16	—
42	. .	46,03 766	0,46 6	8,84 86	0,44 3	10,55 147	0,24 3	24,94 619	5,52 98	0,67 11	0,30 3	0,49	0,37
43	. .	45,38 756	0,19 3	2,59 25	8,14 51	9,05 125	0,16 2	27,30 677	4,18 75	0,74 12	0,24 2	0,10	1,80
44	. .	40,18 669	0,27 4	5,42 53	3,37 21	7,74 107	0,09 1	29,94 743	5,18 93	0,37 6	0,27 9	—	—
45	Нориты	54,78 912	0,26 4	4,08 40	1,92 12	8,06 112	0,14 2	27,49 682	2,92 52	0,35 5	0,26 3	—	—
46	То же	54,48 907	0,26 4	4,08 40	1,92 12	8,06 112	0,14 2	27,49 682	2,92 52	0,35 5	0,26 3	0,09	—
47	. .	53,71 894	0,15 2	6,92 68	0,31 2	8,46 118	0,16 2	22,13 549	6,14 110	0,44 7	1,03 11	0,08	—

п. п. п.	P_2O_5	NiO	Прочие компоненты	Сумма	Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому									
					a	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*Q*	*n*
2,51	0,03	0,16	S—0,05 1	100,21	1,0	1,8	53,8	43,4	—	18,3	79,3	2,4	$\overline{17}$,0	50,0
—	—	—	CO_2—9,40 213	100,00	2,2	1,2	50,6	46,0	—	13,1	84,7	2,2	$\overline{13}$,6	88,9
0,71	—	—	S—0,07	99,80	0	1,2	48,8	50,0	—	13,3	83,7	3,0	$\overline{1}$,2	—
0,79	—	—	S—0,09 Cr_2O_3—0,59	100,28	0,3	1,4	48,0	50,3	—	13,2	82,9	3,9	$\overline{1}$,4	66,7
0,97	—	—	—	100,30	0,5	1,3	48,4	49,8	—	13,9	84,3	1,8	$\overline{2}$,7	80,0
—	—	—	—	98,67	0,8	1,7	47,0	50,5	—	14,9	81,9	3,2	$\overline{2}$,3	85,7
0,34	0,02	0,05	S—0,08 2	100,86	1,0	1,8	47,3	49,9	—	17,5	79,3	3,2	$\overline{4}$,0	77,8
1,69	—	0,01	FeS_2—0,05 Cr_2O_3—0,66	99,99	0,3	1,3	48,8	49,6	—	13,8	85,3	0,9	$\overline{2}$,7	100,0
1,70	0,033	0,08	S—0,20 6	100,59	1,7	1,1	48,0	49,2	—	15,5	79,7	4,8	$\overline{6}$,1	66,7
0,48	0,02	0,05	S—0,05 1	99,95	0,6	2,3	46,1	51,0	—	13,3	53,7	33,0	$\overline{1}$,5	60,0
1,54	0,025	0,59 8	S—1,23	101,16	1,8	0,8	48,7	48,7	—	14,9	81,5	3,6	$\overline{7}$,0	93,8
2,24	0,023	0,80 10	S—1,90 59	100,34	2,7	0,3	50,0	47,0	—	16,7	78,3	5,0	$\overline{11}$,7	91,3
3,22	0,045	0,25 3	S—0,84 26	101,62	1,3	2,4	50,1	46,2	—	16,5	79,9	3,6	$\overline{12}$,6	90,9
0,90	—	0,14	S—0,15	98,29	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5,04	0,02	0,14 2	—	94,41	0,7	4,9	37,3	57,1	—	10,9	80,9	8,2	7,9	60,0
0,82	0,01	—	—	100,38	1,6	3,5	48,1	46,8	—	19,3	77,2	3,5	$\overline{13}$,1	50,0
—	—	—	—	97,32	1,0	1,7	53,4	43,9	—	17,2	78,6	4,2	$\overline{15}$,9	88,9
0,94	—	—	—	99,02	1,0	2,8	50,9	45,3	—	21,3	72,6	6,1	$\overline{14}$,2	55,6
—	0,04	0,28 4	S—0,39 CuO—0,14 Cr_2O_3—0,25	99,95	1,6	4,3	47,9	46,2	—	19,5	77,3	3,2	$\overline{15}$,1	78,6
0,86	0,07	0,17 2	S—0,06	101,03	1,6	0,6	54,9	42,9	—	23,5	69,9	6,6	$\overline{18}$,0	85,7
7,10	0,04	0,15 2	S—0,05	100,17	1,1	2,6	56,2	40,1	—	15,9	78,9	5,2	$\overline{24}$,6	66,7
0,09	0,03	0,03	S—0,04	100,45	0,9	1,3	47,0	50,8	—	16,3	80,4	3,3	$\overline{1}$,5	62,5
—	0,03	—	S—0,04	100,12	0,9	1,8	46,8	50,5	—	16,7	80,9	2,4	$\overline{2}$,6	62,5
0,41	—	—	—	99,94	2,1	2,9	42,7	52,3	—	16,9	74,9	8,2	$\overline{2}$,5	38,9

Продолжение табл. 2

№ анализа	Горные породы и минералы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	H_2O+	п. п. п.	P_2O_5	NiO	Прочие компоненты	Сумма	Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому: a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	Q	n
48	Нориты	52,61 876	0,29 4	17,12 168	1,06 7	8,12 113	0,16 2	8,32 206	9,77 174	1,58 26	0,40 4	0,6	—	0,72	—	—	—	100,75	4,1	9,5	25,6	60,8	—	34,8	55,5	9,7	3,9	86,7
49	То же	50,74 845	0,09 1	13,73 134	1,74 11	4,78 67	Следы	17,19 427	8,82 157	1,05 17	0,08 1	0,13	—	1,39	—	—	—	99,74	3,2	7,0	35,9	53,9	—	15,8	75,7	8,5	$\overline{5}$,6	94,5
50	» »	50,66 844	0,20 3	19,51 191	0,72 4	3,77 53	0,10 1	12,48 310	10,34 184	1,46 24	0,17 2	—	0,86	—	—	—	—	100,27	3,6	11,3	26,9	58,2	—	15,9	79,4	4,7	$\overline{2}$,1	92,3
51	» »	49,92 831	Следы	21,81 214	3,19 20	Нет	Нет	11,21 278	10,24 183	2,92 47	0,53 5	—	—	—	—	—	—	99,82	7,2	11,3	23,6	57,9	—	11,8	82,0	6,2	$\overline{9}$,9	90,4
52	» »	46,10 768	0,25 4	5,04 49	4,78 30	7,51 104	0,13 2	29,09 722	3,61 64	0,46 7	0,15 2	0,37	—	3,01	0,04	—	—	100,54	1,0	2,3	52,3	44,4	—	18,2	79,2	2,6	$\overline{15}$,5	77,8
53	» »	44,54 742	0,36 5	6,33 62	4,33 27	9,14 127	0,11 1	25,09 622	5,85 104	0,76 12	0,43 4	—	—	2,36	0,03	0,49 5	S—0,99 30	100,81	1,9	2,7	50,7	44,7	—	19,7	73,4	6,9	$\overline{17}$,1	75,0
54	Лейкократовые нориты	53,15 885	0,12 1	17,13 168	—	7,19 100	0,11 1	8,42 209	9,17 164	3,09 50	0,25 2	0,10	—	1,04	—	0,04	S—0,27	99,08	7,1	7,9	24,5	60,5	—	28,2	58,4	13,4	$\overline{1}$,1	96,1
55	То же	51,43 856	0,13 2	19,38 190	0,30 2	4,01 56	0,16 2	12,70 315	10,17 181	1,78 29	0,26 2	—	—	0,42	0,02 1	0,05	S—0,04	100,85	4,2	10,8	27,0	58,0	—	15,6	78,9	5,5	$\overline{3}$,2	93,5
56	Кварцевые биотитовые нориты	53,76 895	0,20 3	12,71 125	3,29 21	8,47 117	0,06 1	9,14 227	8,77 156	2,19 34	0,94 10	—	0,01	0,23	0,03	—	S—0,21 CuO—0,15 Cr_2O_3—0,27	100,43	5,8	5,3	30,2	58,7	—	34,7	49,1	16,2	0,5+	77,3
57	То же	52,97 882	0,54 6	15,74 154	1,97 12	7,03 97	0,14 1	9,63 239	9,81 175	1,28 21	0,78 9	0,03		0,49	0,01	—	—	100,42	4,0	8,4	27,8	59,8	—	29,6	58,0	12,4	3,2+	70,0
58	» »	52,80 879	0,38 5	8,25 81	1,37 9	6,65 93	0,13 1	21,11 523	5,62 100	1,06 17	0,31 3	—	—	—	—	—	S—0,08	97,76	2,4	3,6	40,7	53,3	—	16,6	77,6	5,8	$\overline{1}$,8	85,0
59	» »	52,12 868	0,73 9	14,37 141	3,40 21	7,24 100	0,13 2	7,31 181	10,25 183	2,08 34	0,73 8	0,12	0,85	1,01	0,09	Следы	S—0,12	100,55	5,7	6,7	27,9	59,7	—	35,2	44,3	20,5	$\overline{1}$,3	80,9
60	» »	49,58 826	0,46 6	9,89 97	2,64 16	8,87 123	0,10 1	15,24 378	9,75 174	1,36 22	0,32 3	—	—	1,96	0,07	0,05	S—0,07	100,36	3,2	4,5	40,0	52,3	—	24,5	59,4	16,1	$\overline{6}$,3	88,0
61	Габбро-норит	53,24 887	0,21 3	10,13 99	2,48 16	7,38 103	0,19 3	18,83 467	7,21 128	0,13 2	0,17 2	0,08		0,24	—	—	—	100,29	0,5	5,8	39,1	54,6	—	21,6	73,2	5,2	2,4	50,0
62	То же	53,14 885	0,20 3	8,11 79	1,46 9	8,06 112	0,11 1	21,19 526	6,31 112	0,47 7	0,05 1	0,12		0,55	0,10	—	—	99,87	1,0	4,2	41,7	53,1	—	18,8	75,4	5,8	0	87,5
63	» »	50,96 849	0,09 1	18,42 180	0,87 6	2,44 34	0,10 1	11,18 278	14,43 258	0,70 11	0,15 1	0,16	—	0,62	—	0,01	—	100,13	1,6	11,5	28,5	58,4	—	11,3	67,0	21,7	2,1	91,7
	Метаморфизованные породы																											
64	Хлоритизированный норит	44,68 744	0,67 9	28,93 283	4,11 26	6,40 89	0,11 1	9,72 241	0,51 9	0,45 7	0,61 6	0,12	0,39	—	—	0,05	S—0,64	97,39	1,4	0,6	53,6	44,4	57,7	15,6	26,7	—	4,6	53,8
65	Одегардит	48,38 806	0,19 3	18,96 186	1,14 7	4,24 59	0,07 1	10,07 250	9,81 175	0,58 10	0,57 6	0,15	—	5,18	—	0,05	S—0,06	99,45	2,4	12,7	24,6	60,3	—	22,5	76,0	1,5	3,1+	62,5
66	То же	47,80 796	0,39 30	15,30 150	3,09 19	9,17 128	0,11 1	7,75 192	8,36 149	4,65 75	0,41 4	—	—	1,14	0,16	0,01	S—0,7	100,41	10,6	4,7	29,3	55,4	—	38,2	43,9	17,9	$\overline{15}$,1	94,9
	Дайковые породы																											
67	Оливиновый долерит	41,44 690	1,37 17	9,47 93	8,38 53	9,34 130	0,03	16,63 413	8,64 154	2,25 36	0,98 11	—	0,06	1,30	—	0,12 2	—	100,01	5,8	2,9	47,2	44,1	—	31,2	54,6	14,2	$\overline{26}$,3	76,6
68	То же	42,12 701	1,61 20	11,01 108	12,10 76	7,18 100	0,18 2	12,82 318	10,08 180	2,95 39		—	0,01	0,02	—	0,10 1	—	100,18	5,1	4,4	44,0	46,5	—	37,2	46,5	16,3	$\overline{21}$,6	—

Продолжение табл. 2

№ анализа	Горные породы и минералы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	H_2O+
69	Оливиновый диабаз	44,40 739	3,07 39	7,61 75	1,91 12	13,45 187	0,16 2	14,81 367	8,42 150	2,06 33	0,65 6	0,04	—
70	Базальт	46,68 777	0,70 7	13,41 131	11,02 69	4,80 67	0,20 3	7,08 175	12,51 223	3,30 44		0,01	0,04
71	Диабаз	48,54 808	3,16 40	12,75 125	2,24 14	12,76 177	0,23 3	5,04 126	8,37 149	3,31 53	1,43 15	0,12	—
72	То же	46,50 774	0,77 10	13,00 127	10,62 66	5,24 73	0,24 3	7,23 180	12,84 229	2,02 33	1,11 12	—	0,01
73	» »	45,60 759	2,26 29	11,73 115	2,55 16	11,06 154	0,14 2	9,35 232	9,54 170	2,40 39	0,60 6	0,15	—
74	Камптонит	35,04 583	2,02 25	11,94 117	7,35 46	10,27 143	0,03	14,06 349	11,22 200	2,01 32	1,02 11	—	0,02
75	Камптонит у контакта	35,40 589	2,12 26	12,01 118	10,37 65	9,70 135	0,03	8,83 219	12,20 218	3,20 52	1,31 14	--	0,01
76	Лампрофир	52,93 882	1,38 18	15,40 151	1,78 11	6,97 97	0,14 2	4,53 113	6,76 121	5,31 85	0,77 8	0,04	—
77	Спессартит	48,92 814	0,99 13	16,33 160	7,82 49	6,54 91	0,03	6,30 156	8,68 154	2,12 34	0,23 2	—	0,10
78	Габбро-пегматиты	51,59 909	0,05 1	21,03 203	1,09 7	3,10 43	0,06 1	4,90 121	7,98 143	5,24 84	0,34 3	—	0,23
79	То же	51,47 857	0,21 13	10,03 98	0,40 3	3,60 50	0,14 2	18,06 450	7,45 133	1,00 16	0,40 4	—	—
80	» »	47,72 794	0,18 3	16,33 160	1,01 6	8,04 112	0,16 2	11,79 293	9,09 162	1,57 25	0,71 7	0,11	
81	Кварцевый порфир	75,67 1260	0,40 5	12,40 122	0,25 2	1,76 25	0,03	0,29 7	0,56 10	3,24 52	5,01 53	—	—
82	То же	75,18 1252	0,44 5	11,91 117	0,49 3	1,75 24	0,04	0,43 11	1,26 22	3,20 53	4,17 45	0,05	—
83	Гранофир	76,99 1282	0,19 3	12,12 119	0,31 2	0,56 8	0,03	0,70 17	0,56 10	4,72 76	3,18 34	0,20	—
	Жильные породы												
84	Альбитит	72,85 1214	0,15 2	12,05 119	0,81 5	0,88 12	0,02	2,83 70	2,07 37	4,78 77	0,68 7	0,22	—
85	Магнетитовая жила	28,88 480	1,45 18	10,37 101	24,08 151	17,0 237	0,04	6,62 164	6,67 119	0,53 8	0,53 5	—	—
86	Хромитовая жила	10,35 173	0,46 6	13,64 133	1,46 9	13,62 189	0,04	17,40 432	0,47 8	0,51 8	0,53 5	—	—
	Минералы												
87	Оливин	39,32	Следы	1,60	0,80	13,37	—	43,30	0	—	—	—	—
88	То же	40,5	0	0,42	2,00	12,92	0,22	43,66	0,16	—	—	0,02	—
89	» »	40,64	0,01	1,29	2,33	10,54	0,01	43,86	0,85	0	0,21	0,01	0,28
90	Пироксен	54,93	0,15	2,47	1,14	7,45	0,18	30,16	2,13	—	—	—	—
91	» »	55,42	0,13	2,30	1,08	8,21	0,37	30,46	2,07	0,08	0,19	—	—
92	Антофиллит	56,03	0	0,83	1,21	9,04	0	27,65	0,36	0,23	—	1,23	3,55

№ анализа	п. п. п.	P_2O_5	NiO	Прочие компоненты	Сумма	Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому									
						a	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*Q*	*n*
69	3,25	—	0,03	S —0,13	99,99	4,9	2,3	43,7	49,1	—	30,7	52,9	16,4	$\overline{13}$,9	84,6
70	—	—	Нет	—	99,75	6,0	5,9	35,1	53,0	—	40,1	33,7	26,2	$\overline{11}$,9	—
71	2,10	—	»	—	100,05	9,3	3,9	29,0	57,8	—	48,8	29,6	21,6	$\overline{6}$,9	77,9
72	0,03	—	0,09	—	99,70	6,0	5,5	35,9	52,6	—	38,9	33,6	27,5	$\overline{12}$,3	73,3
73	4,87	—	–	S--0,16	100,41	6,1	4,8	35,4	53,7	—	36,2	44,6	19,2	$\overline{9}$,6	86,7
74	4,64	—	0,14 2	—	99,76	5,8	5,0	48,1	41,1	—	33,1	49,2	17,7	$\overline{34}$,4	74,4
75	0,46	—	0,15 2	—	95,79	8,8	3,4	46,8	41,0	—	40,8	33,7	25,5	$\overline{39}$,0	78,8
76	3,53	Нет	Нет	S—0,18	99,72	12,9	4,0	20,6	62,5	—	40,7	38,1	21,2	$\overline{4}$,8	91,4
77	1,38	—	»	—	99,44	5,2	6,4	29,5	58,9	—	45,7	38,2	16,1	1,0	94,4
78	1,16	—	—	—	99,77	12,4	8,2	14,6	64,8	—	28,2	58,7	13,1	$\overline{3}$,4	96,6
79	1,41	0,02	0,08	0,11	94,38	2,6	5,0	36,3	56,1	—	10,3	80,0	9,7	7,0	80,0
80	3,01	—	—	—	99,72	4,4	8,9	31,4	55,3	—	27,4	64,7	7,5	7,1	78,1
81	0,36	—	—	—	99,97	13,7	0,6	3,3	82,4	28,0	58,0	14,0	—	36,8	49,5
82	0,48	—	—	S—0,33	99,73	12,9	1,3	2,9	82,9	—	68,2	25,0	6,8	38,7	54,1
83	0,25	—	—	—	99,81	14,2	0,6	2,0	83,2	—	40,0	56,6	3,3	38,0	69,1
84	2,31	—	0,01	S—0,04	99,70	11,1	2,3	6,2	80,4	—	23,5	74,4	2,1	36,3+	91,6
85	—	—	—	S--0,52 Cr_2O_3—0,01	96,70										
86	1,0	0,02	0,01	S—0,08 Cr_2O_3—4235 2786	101,94										
87	—	—	0,39	S—0,11	98,89										
88	—	0,01	0,16	S—0,04	100,21										
89	—	0	0,01	S—0,02	100,06										
90	0,6	—	—	—	92,21										
91	—	0			100,31										
92	—	0,01	—	S—0,20	100,34										

Окончание табл. 2

№ анализа	Горные породы и минералы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	H_2O+	п. п. п.	P_2O_5	NiO	Прочие компоненты	Сумма	Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому: *a*	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*Q*	*n*
93	Антофиллит	56,16	0	1,34	0,85	10,12	0,20	26,43	0,52	0,43	0	0,22	0,27	—	—	0	CO_2— 1,56	100,19										
94	Тальк	61,93	Следы	0,20	0,21	1,34	0	30,46	0,06	0,09	0,05	0,28	5,13	—	0,03	0,12	CO_2— 0,28	100,18										
95	Карбонаты	0,12	0	0,18	1,37	3,64	0,28	43,01	1,38	—	—	0,04	0,85	—	—	—	S —49,79	100,66										
96	То же	2,65	0	1,16	11,31	11,85	0,68	32,33	0,45	—	—	0,27	0,71	—	—	0,38	Cu— 0,11 CO_2—38,93	100,83										
97	Гидробиотит	34,27	2,90	11,59	10,03	13,26	Следы	15,03	0,72	1,69	3,42	1,56	2,94	—	—	Ni—0,15	S — 1,37 Cu— 0,92	100,00										
98	Хлорит	35,62	0	11,15	7,46	4,66	0	21,20	2,43	0	0	9,24	7,73	—	—	—	Cu— 0,04 CO_2— 0,12	100,12										
	Горные породы малых интрузий																											
99	Гарризит	39,90 664	0,16 3	7,03 69	1,88 12	17,51 244	0,21 3	26,79 665	4,52 80	1,08 18	0,24 2	—	0,13	1,05	—	—	—	100 50	2,3	2,9	56,1	38,7	—	68,8	28,8	3,2	$\overline{30}$,1	90,0
100	Гранатовый амфиболит	39,21 653	0,18 3	17,22 169	2,67 17	17,51 244	0,21 3	8,80 218	10,52 187	1,22 19	0,37 4	—	0,14	2,25				100,30	3,3	10,5	38,9	47,3	—	52,0	40,4	7,6	$\overline{22}$,5	82,6
	Вмещающие горные породы																											
101	Гнейсы	43,19 719	0,13 2	31,32 307	9,34 0,58	—	0,03	10,05 249	0,20 0,04	0,28 5	0,97 11	—	—	—	—	—	—	95,51	1,9	0,2	55,4	42,5	61,0	12,6	26,4	—	$\overline{19}$,0	31,3
102	То же	41,56 692	0,35 5	34,30 336	1,48 9	6,28 88	0,09 1	7,23 180	1,03 19	0,07 2	1,09 12	—	—	—	—	—	—	93,48	1,7	1,1	54,6	42,6	67,9	12,0	20,1	—	$\overline{19}$,3	14,3
103	Диорито-гнейсы	69,31 1154	0,77 10	12,22 120	2,76 17	3,14 43	0,10 1	1,14 28	2,91 52	3,90 63	2,76 30	0,10	0,74	—	0,16	Следы	—	100,01	12,3	1,8	8,7	77,2	—	59,5	21,4	19,1	28,0+	67,75
104	Гиперстено-шпинелево-силлиманитовый гнейс	52,68 878	0,26 4	27,14 266	0,63 4	7,15 99	0,05 1	7,00 174	2,73 49	1,37 22	0,42 4	0,10	—	1,67	—	0,07	S—0,80	102,07	3,2	2,9	40,3	53,5	57,5	16,3	26,2	—	1,8+	84,6
105	Силлиманито-кордиеритовый гнейс	44,12 734	0,22 3	25,28 248	4,51 28	7,89 110	0,12 1	8,87 220	1,96 35	0,98 16	1,59 17		0,23	3,42	—	—	S—0,28 SO_3—0,72	100,19	4,2	2,2	47,1	46,5	48,2	22,4	29,4	—	$\overline{17}$,6	48,5
106	Пироксенит гнейс	58,32 971	0,39 5	17,21 169	1,75 11	5,64 78	0,12 1	3,80 94	9,17 163	2,07 33	0,95 11	0,12		0,51	0,01	0,004	S—0,24 CuO—0,04	100,34	6,2	8,8	16,4	68,6	—	43,4	40,3	16,3	16,0+	75,0
107	Биотито-плагио-гнейс	64,24 1070	0,28 4	18,05 178	1,24 7	2,72 38	0,04 —	1,67 41	5,53 99	3,92 63	1,05 11	0,07		1,54	0,05	—	—	100,40	10,5	6,9	7,2	75,4	9,7	50,5	39,8	—	22,9	
108	Плагиоклазит	64,40 1072	0,10 1	18,63 182	1,06 7	0,41 6	0,02 —	0,70 17	5,01 89	4,35 70	2,25 24	0,11		2,45	0,18	—	S—0,05	99,72	13,6	6,3	2,7	77,4	—	52,7	44,7	2,6	21,6	74,5
109	Метадиорит	73,84 1229	0,46 6	11,58 114	1,51 9	1,58 22	0,05 1	1,45 36	2,17 39	5,20 84	0,16 2	0,14	—	1,40	0,12	0,02	—	109,68	11,3	1,8	5,8	81,1	—	46,6	40,9	12,5	37,8+	97,7
110	Метагаббро	52,82 880	1,60 20	17,08 168	2,86 18	6,88 96	0,11 1	4,53 113	9,90 1,77	2,98 48	0,70 7	0,07	1,10	—	0,13	—	—	100,76	7,7	7,9	21,6	62,8	—	42,9	36,5	20,6	2,3+	87,3
111	Рудное метагаббро	52,36 873	2,01 25	11,80 116	5,19 33	10,00 139	0,18 3	5,10 127	8,14 145	1,85 30	0,89 10	0,09	—	2,25	—	0,05	S—0,39	100,30	5,5	5,2	27,7	61,6	—	51,5	31,4	17,1	7,0+	75,0
112	То же	45,25 754	0,48 6	24,74 242	1,23 7	11,41 159	0,16 2	10,02 248	1,58 29	0,71 11	0,54 5	—	0,37	0,20	—	—	S—1,47	98,32	1,9	1,8	49,9	46,4	48,2	21,4	30,4	—	$\overline{2}$,8	66,7
113	Метаандезит	56,12 935	0,86 10	10,55 191	2,25 14	4,05 56	0,11 1	3,17 79	6,73 120	4,22 68	0,66 7	1,10	0,10	2,54	0,10	0,01	—	92,57	10,9	8,4	12,2	68,5	—	50,6	47,0	2,4	6,8+	90,7
114	Шпинелевая порода	9,38 156	0,36 5	55,84 547	—	14,12 196	0,04 2	15,20 377	1,80 32	1,12 18	0,30 3	—	—	1,43	0,02	0,09	S—0,46	110,16	2,3	1,8	86,9	9,0	63,2	12,7	24,1	—	$\overline{88}$,4	85,7
115	Туфогенно-осадочная порода	76,24 1269	0,17 2	10,84 106	1,04 6	1,25 18	Следы	0,51 12	1,74 31	6,19 100	0,30 3	0,12	—	1,15	—	—	—	99,55	13,3	0,2	4,5	82,0	—	42,9	17,1	40,0	37,2	97,1

Таблица 3

Список химических анализов горных пород и минералов

№ анализа	Название породы	Место взятия образца	Аналитик	Литературный источник и примечания
1	2	3	4	5
1	Оливинит	Ниттис, скв. 397, глубина 261,5 м	С. А. Якимчук	Н. А. Елисеев (1950)
2	То же	Сопча	Толстова	Фонды комбината Североникель
3	„ „	Сопча, верхний пласт	Она же	То же
4	Перидотит	Нюд	В. А. Молева	Б. М. Куплетский (1935)
5	То же	Кумужья, скв. 55	Е. Н. Егорова	Фонды комбината Североникель
6	„ „	Кумужья	В. А. Егоров	Б. М. Куплетский (1935)
7	„ „	Кумужья, скв. 50, глубина 247,8 м	Группа П. Я. Сальдау (ЛГИ)	А. Е. Алешунина (1938)
8	„ „	Кумужья, скв. 163, глубина 35 м	Она же	Она же
9	„ „	Кумужья, скв. 164, глубина 196 м	„ „	„ „
10	„ „	Кумужья	Е. Семенова	Б. М. Куплетский (1935)
11	„ „	Сопча	Фрейде	Фонды комбината Североникель
12	„ „	Ниттис, рудник, горизонт 142	А. М. Бондарева	В. А. Масленников (1952)
13	„ „	Травяная	В. А. Егоров	Б. М. Куплетский (1935)
14	„ „	Нюд	В. Гусельников	Фонды комбината Североникель
15	„ „	Ниттис, рудник, горизонт 142	А. М. Бондарева	В. А. Масленников (1952)
16	„ „	Кумужья	В. А. Молева	Б. М. Куплетский (1935)
17	„ „	Из колл. А. Е. Ферсмана 1930 г.	—	С. М. Рутштейн (1933)
18	„ „	Сопча	Е. Семенова	Б. М. Куплетский (1935)
19	Полевошпатовый перидотит	Чуна-тундра, Сейдуайвенч	В. А. Егоров	Он же
20	То же	Травяная, скв. 799, глубина 229 м	З. И. Шубина	Е. К. Козлов (1953)
21	„ „	Травяная, скв. 797, глубина 232,5 м	Она же	Он же

Продолжение табл. 3

№ анализа	Название породы	Место взятия образца	Аналитик	Литературный источник и примечания
1	2	3	4	5
22	Оливиновый пироксенит	Ниттис, рудник, горизонт 142	С. И. Смирнова	В. А. Масленников (1952)
23	То же	Сопча, штольня № 4	Группа П. Я. Сальдау	Фонды комбината Североникель
24	„ „	Сопча, скв. 68, глубина 355,53 м	Она же	То же
25	„ „	Ниттис, рудник, горизонт 142	З. И. Шубина	В. А. Масленников (1952)
26	Пироксенит	Сопча, скв. 24	М. Т. Селютина	Ю. Б. Голуб (1937)
27	То же	Кумужья	Е. Семенова	Б. М. Куплетский (1935)
28	„ „	Из колл. А. Е. Ферсмана	Она же	Он же
29	„ „	Сопча	„ „	„ „
30	„ „	Сопча, скв. 68, глубина 11,5 м	Группа П. Я. Сальдау	Фонды комбината Североникель
31	„ „	Травяная	В. А. Егоров	Б. М. Куплетский (1935)
32	„ „	Сопча, скв. 68, глубина 241,8 м.	Группа П. Я. Сальдау	Фонды комбинаты Североникель
33	„ „	Сопча, скв. 7,8, глубина 98 м	Она же	То же
34	„ „	Сопча, штольня № 4	„ „	„ „
35	„ „	То же	„ „	„ „
36	„ „	Сопча, скв. 64, глубина 430,5 м	„ „	„ „
37	„ „	Сопча, скв. 15, глубина 68 м	Фрейде	„ „
38	Оливиновый норит	Нюд	Б. М. Френкель	Мартынов (1937)
39	То же	Ниттис—Кумужья,—Травяная, скв. 835, глубина 249 м	В. Г. Загинайченко	Е. К. Козлов (1953)
40	„ „	Из колл. А. Е Ферсмана 1930 г.	Она же	С. М. Рутштейн (1933)
41	„ „	Нюд	Е. А. Кульчицкая	Е. К. Козлов (1953)
42	„ „	Травяная, скв. 797, глубина 246 м	З. И. Шубина	Он же
43	„ „	Кумужья, скв. 166, глубина 270,9 м	Группа П. Я. Сальдау	А. Е. Алешунина (1938)

Продолжение табл. 3

№ анализа	Название породы	Место взятия образца	Аналитик	Литературный источник и примечания
1	2	3	4	5
44	Оливиновый норит	Сопча, скв. 68, глубина 418 м	Группа П. Я. Сальдау	Фонды комбината Североникель
45	Норит	Сопча	Она же	То же
46	То же	То же	" "	" "
47	" "	Нюд, критический горизонт	Е. А. Кульчицкая	Е. К. Козлов (1953)
48	" "	Сейдуайвенч	Н. К. Сироткина	Фонды комбината Североникель
49	" "	Нюд, критический горизонт	Е. А. Кульчицкая	Е. К. Козлов (1953)
50	" "	Нюд	В. А. Молева	Б. М. Куплетский (1935)
51	" "	Колл. А. Е. Ферсмана, 1930 г.	—	С. М. Рутштейн
52	" "	Травяная, скв. 803, глубина 53 м	В. Г. Загинайченко	Е. К. Козлов (1953)
53	" "	Сопча, скв. 68, глубина 440,5 м	Группа П. Я. Сальдау	Фонды комбината Североникель
54	Лейкократовый норит	Нюд, штольня № 2	М. М. Стукалова	В. И. Ездрова (1937)
55	То же	Нюд, западный склон	Группа П. Я. Сальдау	Фонды комбината Североникель
56	Кварцевый биотитовый норит	Травяная, скв. 800, глубина 283 м	З. И. Шубина	Е. К. Козлов (1953)
57	То же	Травяная, скв. 835, глубина 302,5 м	В. Г. Загинайченко	Он же
58	" "	Кумужья, скв. 163, глубина 315,6 м	Группа П. Я. Сальдау	А. Е. Алешунина (1937)
59	" "	Кумужья, скв. 163, глубина 337,7 м	Она же	Она же
60	" "	Сопча, скв. 68, глубина 451 м	" "	Фонды комбината Североникель
61	Габбро-норит	Нюд	В. Г. Загинайченко	Е. К. Козлов (1953)
62	То же	Травяная, скв. 803, глубина 60,4 м	Она же	Он же
63	" "	Сопча, скв. 64	Р. И. Ильницкий	Ю. Б. Голуб (1937)
64	Хлоритизированный норит	Нюд, шахта № 1	Н. К. Сироткина	Мартынов (1937)
65	Одегардит	Нюд, скв. 46	М. Т. Селютина	Фонды комбината Североникель

Продолжение табл. 3

№ анализа	Название породы	Место взятия образца	Аналитик	Литературный источник и примечания
1	2	3	4	5
66	Одегардит	Травяная	Группа П. Я. Сальдау	Фонды комбината Североникель
67	Оливиновый долерит	Ниттис, рудник, горизонт 222	М. Некрасов	То же
68	Оливиновый долерит (у контакта)	То же	Он же	" "
69	Оливиновый диабаз	Сопча	М. М. Стукалова	Ю. Б. Голуб (1937)
70	Базальт	Ниттис, скв. 725, глубина 70,5	М. Некрасов	Фонды комбината Североникель
71	Диабаз	Кумужья, скв. 14, глубина 57 м	М. П. Васильева	То же
72	То же	Ниттис, скв. 725, глубина 134,4 м	М. Некрасов	" "
73	" "	Кумужья	М. Т. Селютина и М. М. Стукалова	В. И. Ездрова (1937)
74	Камптонит	Кумужья, рудник, горизонт 182	М. Некрасов	Фонды комбината Североникель
75	Камптонит (у зальбанда)	То же	Он же	То же
76	Лампрофир	Нюд	М. Т. Селютина и М. М. Стукалова	В. И. Ездрова (1937)
77	Спессартит	Кумужья, рудник, горизонт 182	М. Некрасов	Фонды комбината Североникель
78	Габбро-пегматит	Ниттис, шахта № 4	С. А. Якимчук	Н. А. Елисеев (1950)
79	То же	Нюд, штольня	Группа П. Я. Сальдау	Фонды комбината Североникель
80	" "	Нюд, Южная терраса	Е. А. Кульчицкая	Е. К. Козлов (1953)
81	Кварцевый порфир	Кумужья	В. А. Егоров	Б. М. Куплетский (1935)
82	То же	Сопча, скв. 69	М. П. Васильева	Ю. Б. Голуб (1937)
83	Гранофир	Ниттис	С. А. Якимчук	Н. А. Елисеев (1950)
84	Альбитит	Нюд	М. Т. Селютина	Фонды комбината Североникель
85	Магнетитовая жилка	Нюд, скв. 642	В. Гусельников	То же

Продолжение табл. 3

№ анализа	Название породы	Место взятия образца	Аналитик	Литературный источник и примечания
1	2	3	4	5
86	Хромитовая жилка	Сопча, штольня	Группа П. Я. Сальдау	Фонды комбината Североникель
87	Оливин	Сопча	З. И. Шубина	Е. К. Козлов (1953)
88	То же	То же	А. М. Бондарева	Он же
89	" "	Кумужья, рудник, горизонт 142	В. Г. Загинайченко	В. А. Масленников (1952)
90	Пироксен	Кумужья—Травяная, скв. 797, глубина 227 м	А. М. Бондарева	Е. К. Козлов (1953)
91	То же	Ниттис, рудник, горизонт 142	Она же	В. А. Масленников (1952)
92	Антофиллит	Кумужья, рудник, горизонт 182	" "	Он же
93	То же	Кумужья, рудник, горизонт 142	" "	" "
94	Тальк	Травяная	Е. А. Кульчицкая	" "
95	Карбонат	То же	З. И. Шубина	" "
96	То же	Ниттис, рудник, горизонт 182	А. Л. Бондарева	" "
97	Гидробиотит	Ниттис, шахта № 4	Е. А. Кульчицкая	" "
98	Хлорит	Кумужья, рудник, горизонт 142	Е. А. Кульчицкая	" "
99	Гарризит	Малая интрузия к югу от Ниттиса	С. А. Якимчук	Б. А. Масленников (1952)
100	Гранатовый амфиболит	То же	То же	Н. А. Елисеев (1950)
101	Гнейс	Нюд, критический горизонт	А. М. Бондарева	Он же
102	То же	То же	Она же	Е. К. Козлов (1953)
103	Диорито-гнейс	Нюд	М. М. Стукалова и М. Т. Селютина	Он же
104	Гиперстено-шпинельсилл. гнейс	Кумужья	Они же	Мартынов (1937)
				Фонды комбината Североникель

Окончание табл. 3

№ анализов	Название породы	Место взятия образца	Аналитик	Литературный источник и примечания
1	2	3	4	5
105	Силлиманито-кордиеритовый гнейс	Пентландитовое ущелье	В. Г. Загинайченко	Е. К. Козлов (1953)
106	Пироксеновый гнейс	Скв. 835, глубина 330,3 м	Он же	Он же
107	Биотитовый плагиогнейс	Скв. 803, глубина 75,5 м (Травяная)	А. М. Бондарева	" "
108	Плагиоклазит	Травяная, скв. 803, глубина 70,5 м	Д. Л. Мотов	" "
109	Метадиорит	Нюд	М. М. Стукалова	Мартынов (1937)
110	Метагаббро	То же	П. М. Мамонтов	Он же
111	Рудное метагаббро	Нюд, скв. 115	Р. П. Ильницкий	Ю. Б. Голуб (1937)
112	То же	К западу от Нюда	В. А. Молева	Б. М. Куплетский (1935)
113	Метаандезит	Нюд	—	Мартынов (1937)
114	Шпинелевая порода	Нюд, штольня 180 горизонта	Группа П. Я. Сальдау	Фонды комбината Североникель
115	Туфогенно-осадочная порода	Нюд, критический горизонт	Е. А. Кульчицкая	Е. К. Козлов (1953)

ДИАГРАММА ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ

Химические анализы пересчитаны по способу А. Н. Заварицкого, числовые характеристики приведены вместе с анализами в табл. 2. Результаты пересчетов нанесены на диаграмму Заварицкого (рис. 23).

На диаграмме довольно хорошо отражаются некоторые закономерности химического состава горных пород плутона (химические анализы вмещающих горных пород во внимание не принимаются). Прежде всего обращает внимание, что точки на диаграмме распределяются по всему полю диаграммы, что находится в соответствии с широкими пределами колебаний в содержании различных окислов в породах. Вместе с тем колебания химического состава горных пород, имеющих преимущественное распространение в плутоне, характеризуются ограниченными пределами: наиболее широко распространенные породы занимают нижнюю часть диаграммы в соответствии с тем, что ультраосновные и основные горные породы слагают тело плутона, в то время как кислые разновидности пространственно занимают очень небольшие участки и относятся к крайним членам естественного ряда горных пород, наиболее обогащенных кремнеземом. Такими крайними членами среди пород плутона являются кварцевые биотитовые нориты и микропегматитовые и гранофировые нориты, а среди дайковых пород — гранофиры.

Намечаются три области расположения векторов и точек на диаграмме, наиболее густое расположение векторов наблюдается внизу диаграммы — это область оливинитов, перидотитов, троктолитов и оливиновых пироксенитов. Для этой области характерно выдержанное поведение векторов как в левой, так и в правой части диаграммы. В правой части диаграммы векторы наклонены почти отвесно, что, как известно, служит указанием на незначительное содержание извести в цветных минералах и вполне согласуется с действительным (модальным) минералогическим составом горных пород плутона, в которых цветные минералы представлены преимущественно ромбическим пироксеном и оливином, в то время как моноклинный пироксен имеет совершенно подчиненное значение. Горные породы, в которых наблюдается повышенное содержание моноклинного пироксена, встречаются очень редко и составляют исключение из общего правила. Значительная длина векторов указывает на подчиненную роль железа в составе цветных минералов, что также типично для этих минералов.

Столь же выдержанное поведение векторов наблюдается и в левой части диаграммы. Крутые углы наклонов векторов указывают на преобладание натрия над калием в химическом составе горных пород.

Вторая область расположения точек и векторов для химического состава горных пород плутона находится на диаграмме выше первой и составляет продолжение первой. Эта область занимает значительно большее пространство на диаграмме. Сюда попадает наибольшая часть пород дайкового комплекса. В верхней части области располагаются анализы лейкократовых норитов, ниже — анализы нормальных норитов и далее — анализы меланократовых и оливиновых норитов на границе с ультраосновными породами. В общем, всю эту вторую область можно назвать норитовым полем. Переход от норитового поля к полю ультраосновных горных пород лишний раз подчеркивает комагматизм ультраосновных и основных пород.

Для большинства векторов в правой части диаграммы наклоны векторов крутые, что указывает на незначительное содержание кальция в цветных минералах этой группы горных пород, и вполне согласуется с минералогическим составом пород.

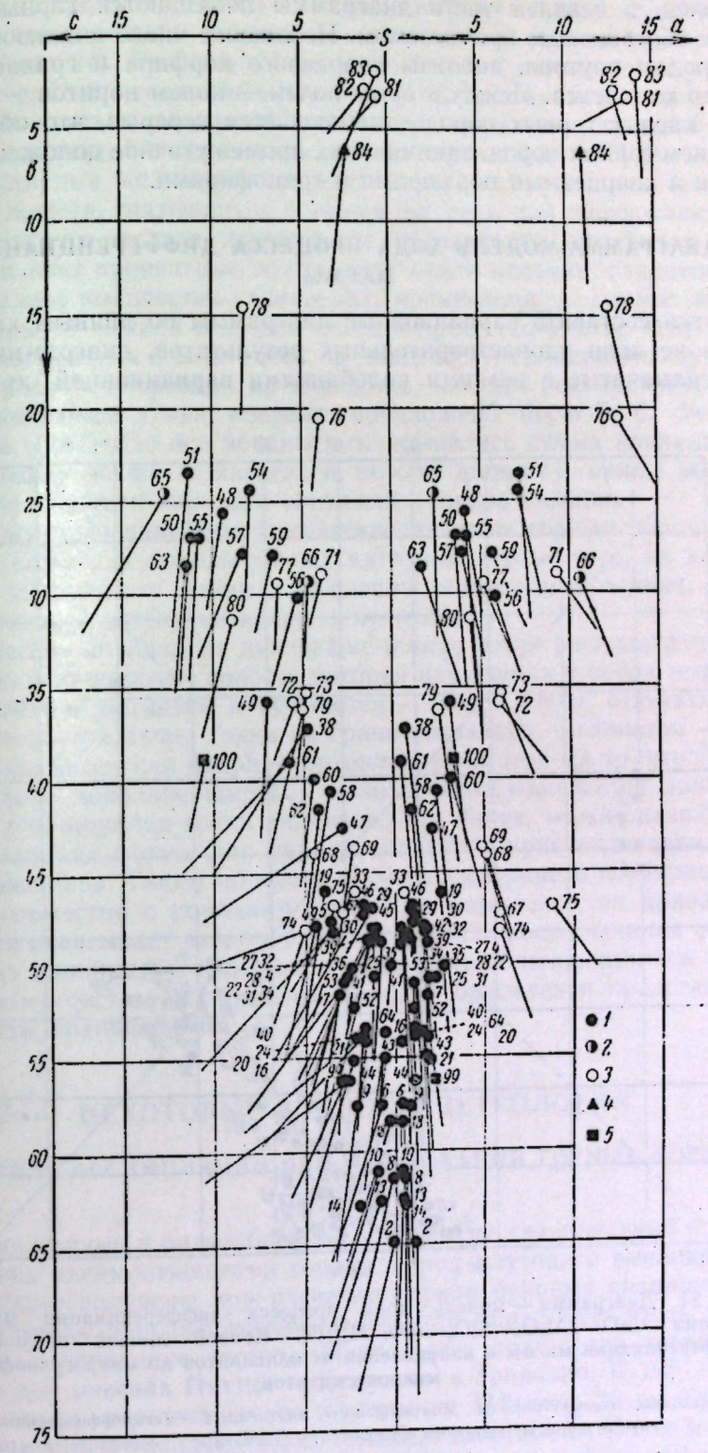


Рис. 23. Диаграмма горных пород Мончегорского плутона (по А. Н. Заварицкому):

1 — массивные горные породы плутона; *2* — метаморфизованные породы; *3* — горные породы дайкового комплекса; *4* — жильные породы; *5* — горные породы малых интрузий.

Наконец, в верхней части диаграммы помещаются горные породы, наиболее обогащенные кремнеземом. Небольшое число анализов относится к породам плутона, анализы кварцевого порфира и гранофира — из дайкового комплекса. Между вторым полем — полем норитов — и третьим полем — кислых горных пород — наблюдается перерыв, что объясняется отсутствием горных пород, занимающих промежуточное положение между норитами и кварцевыми порфирами и гранофирами.

ДИАГРАММА-МОДЕЛЬ ХОДА ПРОЦЕССА ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМЫ

Попытки составить вариационные диаграммы по данным химических анализов не дали удовлетворительных результатов, диаграммы получаются расплывчатые с резкими колебаниями вариационной кривой для

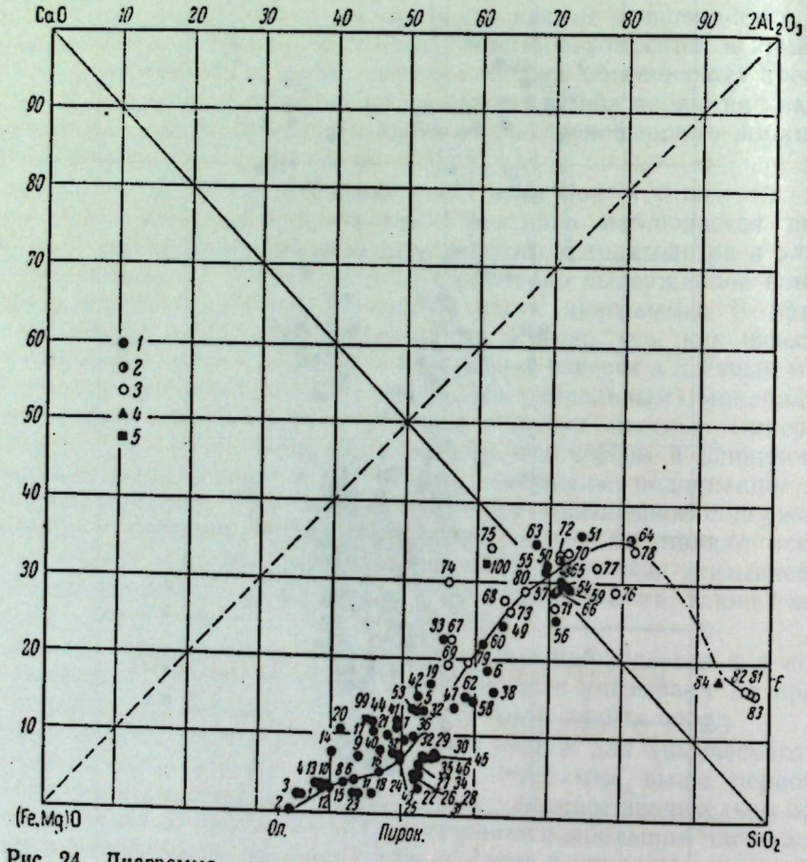


Рис. 24. Диаграмма — модель хода процесса дифференциации магмы [система $CaO—2Al_2O_3—SiO_2—(Fe, Mg)O$]. Кривой линией обозначена дифференциация магмы в направлении от оливинитов до микрогранофиров и микропегматитов:

1 — массивные горные породы Мончегорского плутона; *2* — метаморфизованные породы; *3* — горные породы дайкового комплекса; *4* — жильные породы; *5* — горные породы малых интрузий

различных окислов. Поэтому была предпринята попытка получить другим способом графическое изображение закономерного изменения химического состава горных пород плутона.

Точки анализов наносились на диаграмму-проекцию октаэдра с вершинами окись кальция — глинозем — кремнезем — сумма окиси магния и железа (рис. 24). Так как состав горных пород варьирует от ультраосновных до кислых, невозможно пренебречь кремнеземом и поэтому приходится пользоваться четырехкомпонентной системой для изображения характера изменений в химическом составе горных пород. После пересчета на молекулярные количества и вычета эквимолекулярного количества закисного железа, связанного с окисным железом для образования магнетита и закисного железа, идущего на образование сульфидов железа, были вычислены процентные содержания окиси кальция, глинозема (бралось удвоенное количество глинозема), кремнезема и суммы закисного железа и окиси магния в сумме молекулярных количеств этих окислов. Анализы наносились в виде точек на диаграмму, представляющую проекцию правильного тетраэдра на плоскость, как это рекомендуется делать В. А. Николаевым и как впервые предложено было Е. С. Федоровым (Николаев, 1947). По оси абсцисс откладывалась сумма количеств кремнезема и окиси железа с магнезией, по оси ординат — сумма молекулярных количеств окиси железа и магнезии + окись кальция.

На диаграмму нанесены химические анализы горных пород плутона, дайковые породы и породы малых интрузий. Кроме того, на диаграмму нанесены главнейшие породообразующие минералы — оливин, ромбический пироксен и эвтектика кварц + ортоклаз.

Химические анализы на диаграмме в виде точек располагаются в пределах довольно широкой полосы, которая начинается у ребра тетраэдра — окись железа + магнезия и кремнезем — около точки, отвечающей оливину, и кончается около точки на грани тетраэдра — глинозем — кремнезем — около эвтектики кварц + ортоклаз. Несмотря на то что точки рассеяны в виде довольно широкой полосы, ясно намечается линия, около которой группируются точки анализов. Эту линию можно назвать линией дифференциации магмы или линией продуктов кристаллизации магматического расплава. Таким образом, если рассматривать глубинные породы плутона совместно с породами дайкового комплекса, то кривая дифференциации охватывает разнообразные горные породы, начиная от мономинеральных оливинитов и кончая породами, приближающимися по своему химическому составу к эвтектике кварц + ортоклаз и представленными, в частности, гранофирами.

Глава 8

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ

РОЛЬ АССИМИЛЯЦИИ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ГОРНЫХ ПОРОД ПЛУТОНА

Весьма ценные и разнообразные материалы для суждений о характере контактных взаимоотношений горных пород плутона с вмещающими породами были получены при изучении кернов буровых скважин. Во всех частях плутона буровые скважины прошли придонную часть плутона и вошли во вмещающие породы. Наибольшее количество таких скважин известно для массива Ниттис — Кумужья — Травяная. К 1951 г. имелось три скважины, пересекшие дно плутона на Ниттисе, 26 на Кумужьей и 16 на Травяной. Несколько таких скважин известно на Сопче и несколько на Нюде. Наиболее ценный и интересный материал был собран на массиве Ниттис — Кумужья — Травяная. К сожалению, обширный материал погиб во время Великой Отечественной войны, лишь буровые скважины, пройденные в 1949 и в последующие годы, частично восполнили эту потерю.

Два вопроса связаны с изучением придонной части плутона: 1) роль ассимиляции в образовании горных пород плутона и 2) происхождение сульфидного вкрапленного оруденения донной залежи. Оба эти вопроса тесно связаны между собой.

Впервые горные породы донной залежи были описаны А. Е. Алешуниной [1936]. Последняя описала только интервалы с промышленной вкрапленностью. Позднее сведения о горных породах придонной части массива были приведены А. Е. Алешуниной в другой ее работе [1947].

Более подробное изучение горных пород придонной части массива Ниттис — Кумужья было предпринято Е. К. Козловым в связи с изучением вкрапленного сульфидного оруденения донной залежи.

На массиве Ниттис — Кумужья — Травяная, если исключить из рассмотрения придонную часть плутона, вертикальный разрез полого залегающего плутона характеризуется следующими особенностями. От висячего бока плутона к лежачему происходит обогащение оливином, а на Нюде и цветными минералами. Такое обогащение происходит не постепенно, а прерывисто в виде чередования полос течения, содержащих различные количества оливина или цветных минералов (на Нюде). В верхней части массива Ниттис — Кумужья — Травяная развиты пироксениты — бронзититы, затем идут оливиновые пироксениты с полосами перидотитов, наконец перидотиты также с полосатой текстурой и послойным чередованием пород, в большей или меньшей степени обогащенных оливином. Таким образом, в разрезе наблюдается обогащение оливином по мере приближения к нижней, придонной части плутона, в самой же придонной части оливин, как увидим, ведет себя совершенно своеобразно.

Примерно такое же строение имеет массив Сопча. Исключение представляют перидотитовые слои течения и, в частности, рудный пласт 330, располагающийся в середине разреза. Более сложное строение имеет массив Нюд — Поаз, но и здесь отчетливо видно, что обогащение оливином приурочено к нижней части плутона, сложенной преимущественно пойкилитовыми меланократовыми оливиновыми норитами.

Обратимся к более подробному рассмотрению строения нижней части массива Ниттис—Кумужья—Травяная. Нижнюю часть массива можно разделить на две части или зоны: 1) зону полевошпатовых перидотитов и 2) сменяющую ее книзу и непосредственно контактирующую с вмещающими горными породами зону существенно полевошпатовых пород. В состав зоны существенно полевошпатовых перидотитов входят оливиновые нориты, оливиновые габбро-нориты, плагиоклазовые пироксениты, меланократовые нориты, нориты, габбро-нориты, своеобразные крупнозернистые пироксениты и плагиоклазовые пироксениты. Наконец, в контакте с вмещающими гнейсами развиваются кварцевые нориты и микропегматитовые и гранофировые нориты, составляющие эндоконтактовую зону. Е. К. Козлов установил, что кварцевые и микропегматитовые и гранофировые нориты не встречаются в тех местах, где плутон контактирует с амфиболитами, и вместо их в эндоконтакте встречаются мелкозернистые нориты и оливиновые нориты.

А. Е. Алешунина приводит данные относительно количества оливина в разрезах через полевошпатовые перидотиты по буровым скважинам. Несмотря на колебания в содержании плагиоклаза в полевошпатовых перидотитах, в общем, очень отчетливо прослеживается уменьшение количества оливина и попутно уменьшение размера зерен оливина. Так, в скв. 797 на протяжении нескольких десятков метров происходит уменьшение размера зерен оливина в перидотитах от 2,5 до 1 мм и меньше в поперечнике. Мощность зоны полевошпатовых перидотитов от 12 до 50 м, редко больше 50 м. Мощность нижней существенно полевошпатовой зоны измеряется двумя, тремя десятками метров, причем на долю кварцевых норитов и микропегматитовых и гранофировых норитов приходится около 10 м.

В массиве Ниттис — Кумужья — Травяная было пробурено два ряда скважин параллельно периферии массива: один ряд ближе к контакту и другой параллельный дальше от контакта. Мощность зоны полевошпатовых пород, а также мощность зоны сульфидного вкрапленного оруденения увеличивается к центральной части массива.

Рассмотрим сначала зону приконтактных существенно полевошпатовых пород. А. Е. Алешунина наметила подразделение зоны сверху вниз на следующие шесть подзон: 1) плагиоклазовые перидотиты; 2) плагиоклазовые пироксениты и габбро-пироксениты; 3) меланократовые нориты; 4) нориты, габбро-нориты, троктолиты; 5) оливиновые нориты и оливиновые габбро-нориты; 6) кварцевые биотитовые нориты.

Каждая подзона в соответствии со стратификацией плутона представляет собой пластообразное тело. Кроме того, внутри каждой подзоны встречаются тонкие слои течения, сложенные перидотитами в пироксенитах, пироксенитами в перидотитах и т. д. Это подчеркивает лишний раз, что пространственное распределение подзон подчиняется структурам течения в плутоне.

По мнению Козлова, правильнее делить нижнюю часть плутона на две зоны: зону полевошпатовых перидотитов и зону существенно полевошпатовых пород. Разрезы, составленные в различных местах массива, могут несколько отличаться составом горных пород, в некоторых местах могут выпадать отдельные породы, например, вроде кварцевых норитов.

Зона полевошпатовых перидотитов связана постепенными переходами с вышезалегающими ультраосновными породами плутона и с зоной существенно полевошпатовых пород, залегающими ниже.

Среди горных пород зоны существенно полевошпатовых пород, выше кварцевых норитов, встречаются линзовидные участки крупнозернистых пироксенитов и полевошпатовых пироксенитов, к ним нередко приурочено интенсивное сульфидное вкрапленное оруденение. По мере обогащения плагиоклазом при приближении к контакту увеличивается и количество моноклинного пироксена, содержание которого в нормальных породах плутона обычно незначительное.

Кварцевые биотитовые нориты содержат 3—5% кварца, 3—4% биотита, гиперстен и небольшое количество моноклинного пироксена. Плагиоклаз кварцевых биотитовых норитов обладает зональным строением, состав плагиоклаза варьирует в пределах от № 65 до 40 в краевой части зональных кристаллов плагиоклаза. В общем, состав плагиоклаза в кварцевых биотитовых норитах немного отличается от состава плагиоклаза в других породах в сторону пониженного содержания анортита.

Ромбический пироксен отличается от ромбического пироксена в других породах несколько повышенным содержанием железа, содержание железистого метасиликата достигает 18%, в то время как в нормальных породах плутона ромбический пироксен содержит не более 14% железистого метасиликата. Коричневый биотит возникает за счет гиперстена, остатки зерен которого сохраняются внутри агрегатов пластинок биотита. Кварц развивается в промежутках между зернами других минералов. Постоянно присутствует апатит. Кварцевые биотитовые нориты обладают резко выраженной гипидиоморфной структурой в противоположность бластической структуре вмещающих пород у контакта с плутоном. Как правило, в кварцевых норитах наблюдается отчетливо выраженное уменьшение размера зерен по мере приближения к контакту с вмещающими породами.

В микропегматитовых и гранофировых норитах микропегматитовые и гранофировые сростки полевого шпата и кварца выполняют мезостатические промежутки между другими минералами. Структура микропегматитовых и гранофировых норитов гипидиоморфная.

Эндоконтактовые изменения горных пород плутона по сравнению с экзоконтактовыми изучены более детально. Это объясняется тем, что буровые скважины очень часто, пройдя немного ниже контактной поверхности, останавливались. Таким образом, материалов для изучения экзоконтактных изменений оказывалось очень немного. Гораздо реже буровые скважины, пройдя донную часть плутона, продолжались во вмещающих породах гнейсового комплекса.

Вмещающими породами являются гнейсы и кристаллические сланцы разнообразного состава с участками гранитов и пегматитов. Среди гнейсов встречаются участки амфиболитов, диоритогнейсы и парагнейсы, содержащие такие минералы, как силлиманит, дистен, кордиерит, гранат, зеленую шпинель. Около контакта с плутоном силлиманито-гранатовые слюдяные гнейсы, дистено-слюдяные гнейсы и другие породы подвергаются перекристаллизации с образованием пород массивных с роговиковой структурой. В табл. 2 приведен химический анализ такой плотной породы (анализ 105). Гиперстено-силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы обнажаются к востоку от горы Кумужьей в естественных обнажениях. Кварцевые биотитовые нориты, заключающие ксенолиты силлиманитовых и

кордиеритовых гнейсов, непосредственно у контакта с ксенолитами обогащаются кордиеритом и силлиманитом.

Характерной особенностью контактовых соотношений между интрузивными породами плутона и вмещающими породами является частое присутствие гранофировых и микропегматитовых участков во вмещающих породах. Гранофиры встречены были не только у дна массива Ниттис — Кумужья — Травяная, но и в других местах, например, в Пентландитовом ущелье, около западного контакта массива, в контакте плутона с гнейсами в северо-восточной части горы Поаз. Гранофиры наблюдаются около непосредственного контакта пироксенитов и гнейсов (Пентландитовое ущелье), где пироксениты слагают небольшие интрузивные тела, повидимому дайки, около плутона. Иногда хорошо видна в одном и том же шлифе резкая линия контакта между пироксенитами и гранофиром, уменьшение размера зерен пироксена в пироксенитах у контакта. Мощность гранофировых оторочек вдоль контакта незначительная — несколько сантиметров. Иногда гранофиры встречаются среди гнейсов, известны также гранофировые жилки, секущие породы плутона. А. Е. Алешунина [1947] описывает случаи, когда гранофиры слагают небольшие, угловатые участки в гнейсах. В гранофирах иногда встречаются в небольшом количестве зерна дистена и шпинели, что также указывает на явления контаминации, имевшие место на контактах плутона с вмещающими породами.

Гранофиры широко распространены в корневых частях интрузии.

На юго-западном склоне горы Ниттис в обнажениях пироксенитов имеется несколько жил габбро-пегматита и жилок гранофира. Жилы габбро-пегматита выклиниваются и пережимаются, достигают в длину нескольких метров и до 12 см по мощности. В габбро-пегматитах встречаются, преимущественно в приконтактовых зонах участки гранофира, имеющие мезостатическое развитие. Кроме того, тонкие гранофировые жилки в одних случаях рассекают жилы габбро-пегматита, в других же — составляют продолжение выклинивающихся жил габбро-пегматита. Обращает внимание тесная генетическая связь гранофировых жилок с жилами габбро-пегматита.

Несмотря на сравнительно слабую изученность экзоконтактных изменений во вмещающих плутон породах, все же можно судить как о характере изменений пород, так и о масштабах этих явлений. Обращает внимание небольшая мощность измененных контактом пород, редко измеряемая метрами. Судя по наблюдениям над кернами буровых скважин, как будто бы мощность контактных изменений имеет наибольшие размеры там, где контакт соприкасается с катаклазированными и милонитизированными гнейсами. Такие зоны катаклазированных и милонитизированных вмещающих пород имеют сланцеватость, параллельную поверхности контакта. В катаклазитах и особенно в милонитах отчетливо выражены следы перекристаллизации с частичным возникновением бластических, роговиковых структур. Бросается в глаза широкое распространение кордиерита в таких ороговикованных породах. Есть основание предполагать, что кордиерит развивается в породах в значительно большем количестве по сравнению с первоначальным содержанием кордиерита в гнейсах. Возможно, что кордиерит появляется в ороговикованных породах и в тех случаях, когда гнейсы до момента контактного воздействия со стороны интрузии кордиерита не содержали. Это объясняется тем, что под влиянием термального воздействия интрузии на вмещающие породы появляется кордиерит неустойчивый в гнейсах, но устойчивый в условиях контактного метаморфизма.

Доказательством в пользу явлений контаминации магмой вмещающих пород являются следующие факты:

а) появление кварца в горных породах плутона (в кварцевых норитах и микропегматитовых и гранофировых норитах) в непосредственном контакте плутона с вмещающими породами;

б) появление кордиерита и дистена в норитах в непосредственном контакте норитов с ксенолитами гнейсов, содержащих кордиерит и дистен;

в) возникновение гранофира и микропегматита в интерстициях в норитах;

г) образование гранофиров и микропегматитов, секущих как породы плутона, так и вмещающие горные породы, а также слагающих неправильные участки и узкие полоски на контактах между зернами минералов, слагающих гнейсы.

Наиболее ясной следует считать роль гранофиров. В гнейсах гранофиры в начальных стадиях развиваются на контакте полевого шпата и преимущественно и наиболее легко на контакте калиевого полевого шпата и кварца, вследствие чего особенно благоприятными оказываются контакты плутона с пегматитами, где возникают, с одной стороны, микропегматит и гранофир в гнейсах и, с другой — в интерстициях в норитах. Сравнение различных шлифов, содержащих гранофировые участки в гнейсах, позволяет наметить последовательные стадии образования гранофира и микропегматита: сначала возникает тоненькая полосочка или узенький участочек на границе полевого шпата и кварца, затем участок с гранофиром разрастается и приобретает все более самостоятельное значение и в соответствии с этим все более и более заметной становится перекристаллизация в породе.

Таким образом, возникновение гранофировых участков происходит в начальных стадиях перекристаллизации породы до того, как начинает перекристаллизовываться вся порода в целом. С другой стороны, на контакте гнейсов с пироксенитами, у западного контакта массива Ниттис — Кумужья — Травяная, возникали секущие жилки и линзочки гранофира и микропегматита. Здесь имеет место явление регенерации, которое впервые было изучено и правильно объяснено А. А. Полкановым на примере контактовых взаимоотношений диабазовых даек с гранито-гнейсами (Полканов, 1913), а позднее описывалось Д. С. Белянкиным и А. А. Турцевым для восточного побережья Онежского озера [1925], Д. С. Белянкиным для Сибири [1927].

Точнее, здесь происходит селективное выплавление отдельных участков в породе, приближающихся по своему составу к гранитной эвтектике. Расплав, образовавшийся при селективном плавлении, обладал низкой температурой плавления и большой подвижностью, чем и объясняется возникновение секущих гранофировых и микропегматитовых жилок внутри гнейсов и внутри пород, слагающих плутон. Этой же причиной объясняется наличие микропегматита и гранофира в интерстициях норитов. Такое селективное выплавление гранитного расплава, повидимому, может происходить в широких масштабах и приводит к возникновению диабазов и габбро, содержащих кварц и микропегматит и гранофир, что подтверждают наблюдения К. О. Кратца [1950] над карельскими иотнийскими интрузиями диабазов и наблюдения геологов над мощными дайками габбро-диабазов в Анабаре, секущими архейские гнейсы.

Ограничивалось ли селективное выплавление образованием расплава, приближающегося по составу к гранитной эвтектике, что приводило, в частности, к обогащению горных пород плутона микропегматитом и гранофиром, или это приводило к обогащению пород плутона другими составными частями, в частности полевым шпатом и моноклинным пироксеном, что служило причиной появления габбро-пегматитов?

Чем выше располагаются минералы, насыщающие кристаллизующуюся магму в реакционных рядах минералов, тем шире становится круг минералов, которые могут возникнуть при селективном плавлении и, подобно гранофиру или микропегматиту, проникнуть в интрузию. При рассмотрении особенностей структур горных пород плутона было указано, что плагиоклаз и моноклинный пироксен, находящиеся иногда во взаимном срастании, кристаллизуются позднее оливина и ромбического пироксена. Резко ксеноморфное развитие моноклинного пироксена и плагиоклаза позволяет предположить, что остаточный расплав, возникающий при кристаллизации оливина и ромбического пироксена, приближался к эвтектике плагиоклаз-моноклинный пироксен. На основании этих наблюдений и наблюдений над соотношениями между габбро-пегматитами и гранофирами в жилках на юго-западном склоне горы Ниттис можно сделать предположение, что при селективном плавлении вмещающих пород магма могла обогащаться плагиоклазом и моноклинным пироксеном.

В связи с таким предположением возникает вопрос о масштабах такого рода процессов. Дело в том, что при прослеживании изменения в петрографическом составе горных пород в плутоне, начиная с западной части плутона и кончая восточным контактом его, как уже указывалось выше, наблюдается постепенное обогащение пород полевым шпатом (плагиоклазом). Наиболее богатыми плагиоклазом являются породы северо-восточной части массива Нюд — Поаз. Происходит ли в данном случае обогащение плагиоклазом и моноклинным пироксеном в результате обогащения магмы плагиоклазом и моноклинным пироксеном за счет селективного плавления вмещающих пород или же такое обогащение могло происходить в результате кристаллизационной дифференциации и последующего фракционирования, совершавшихся в процессе перемещения магмы с юго-запада на северо-восток от корней плутона к его периферической и наиболее удаленной части?

Этот вопрос имеет прямое отношение к изучению естественных рядов горных пород и, чтобы на него ответить, необходимо рассмотреть процессы дифференциации магмы с точки зрения возможного образования разнообразия горных пород, слагающих плутон. Поэтому оценка процессов ассимиляции в качестве фактора, служившего причиной возникновения разнообразных горных пород, будет сделана после того, как будут рассмотрены естественные ряды горных пород и выяснена роль процессов кристаллизационной дифференциации.

Развивающаяся в непосредственном контакте с вмещающими горными породами зона кварцевых биотитовых норитов и микропегматитовых норитов заимствовала из вмещающих пород кремнезем, глинозем и известь со щелочами, что подтверждается тем фактом, что в контакте плутона с амфиболитами породы плутона только становятся мелкозернистыми. Отчетливо выражено увеличение количества кремнезема, глинозема, кальция, щелочей в зоне полевошпатовых пород по мере приближения к контакту. Обращает внимание инертное отношение железа (окисное и закисное железо пересчитано на закисное), содержание железа в горных породах почти не изменяется.

Менее ясен вопрос о генезисе полевошпатовых пород приконтактной зоны плутона, нижней частью которой является более узкая зона кварцевых биотитовых норитов и микропегматитовых и гранофировых норитов в непосредственном контакте с вмещающими породами.

Зона полевошпатовых пород возникла не в результате дифференциации магмы, а вследствие других каких-то процессов, в пользу чего говорят следующие факты:

1) характер асимметрии массива и расположение зоны полевошпатовых пород в нижней части плутона. Если бы зона полевошпатовых пород возникла вследствие кристаллизационной дифференциации магмы, то она располагалась бы в верхней части плутона (А. А. Полканов, 1928; Н. А. Елисеев, 1941);

2) постепенные переходы зоны полевошпатовых пород в эндоконтактовую зону кварцевых биотитовых норитов и микропегматитовых и гранофировых норитов;

3) уменьшение количества оливина в породах, лежащих выше зоны кварцевых биотитовых норитов, по мере приближения к контакту.

Что касается характера процессов, то неясно, происходило ли обогащение плагиоклазом и одновременно моноклинным пироксеном также вследствие селективного плавления или в результате «околомагматического диффузионного метасоматоза» по Д. С. Коржинскому [1950]. Возможно допустить одновременное действие обоих процессов.

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЯДЫ ГОРНЫХ ПОРОД ПЛУТОНА, МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ И КОРНЕЙ ИНТРУЗИИ

Изучение естественных рядов облегчается тем, что различные породы, как указывалось выше, находятся часто в послойном чередовании, связаны единством происхождения и являются, таким образом, комагматическими.

В малых интрузиях имеется следующий ряд горных пород: перидотиты, полевошпатовые перидотиты, гарризиты, пироксениты, полевошпатовые пироксениты, меланократовые оливиновые нориты, меланократовые нориты, нориты, лейкократовые нориты, габбро-нориты, кварцевое габбро. Наибольшее распространение имеют гарризиты, меланократовые оливиновые нориты, оливиновые габбро-нориты, нориты и габбро-нориты, остальные породы встречаются редко.

В корнях интрузии намечаются два ряда горных пород. Первый ряд представляют оливиниты, перидотиты, плагиоклазовые перидотиты, оливиновые пироксениты, плагиоклазовые пироксениты, меланократовые оливиновые нориты, оливиновые нориты, нориты, лейкократовые нориты, лейкократовые габбро-нориты, слагающие собственно корни интрузии. Другой ряд горных пород составляет группу жильных (дайковых) пород, секущих горные породы первого ряда, и представлен крупнозернистыми и среднезернистыми габбро, скаполитизированными габбро, габбро-пегматитами, диабазами, кварцевыми диабазами и гранофирами. Обращает внимание широкое распространение дайковых пород среди корней интрузии.

Горные породы первого ряда составляют естественный ряд, химический состав которых варьирует в пределах от ультраосновных пород до основных, и отдельные члены которого связаны между собой постепенными переходами. Горные породы второго ряда не представляют ассоциации горных пород широкого диапазона в отношении их химического и петрографического состава. Здесь имеется группа пород габбрового состава и группа, содержащая крайние члены семейства кислых пород — гранофиры. Между габбровыми породами и гранофирами существует перерыв, который хорошо вырисовывается на диаграмме-модели (см. рис. 24). Эта особенность — наличие перерыва в естественных рядах дайковых пород типична не только для корней — она четко вырисовывается для дайковых пород вообще и не может быть объяснена отсутствием химических анализов горных пород, занимающих место на диаграмме, соответствующее перерыву в правой части диаграммы.

При изучении естественных рядов горных пород плутона большой интерес представляет сравнение естественных рядов горных пород в различных частях плутона.

Б. М. Куплетский установил естественный ряд — перидотиты — оливиновые пироксениты (Куплетский, 1935),— довольно подробно охарактеризованный количественно минералогическими подсчетами. Этот ряд имеет главное значение, для него типично незначительное количество плагиоклаза и моноклинного пироксена.

Другой ряд полевошпатовых пород придонной части массива Ниттис — Кумужья — Травяная более разнообразен и интересен. Следующие горные породы входят в состав этого ряда: перидотиты, полевошпатовые перидотиты, гарризиты, слагающие верхнюю часть зоны полевошпатовых пород (зона полевошпатовых перидотитов). Далее, книзу, в виде продолжения зоны полевошпатовых перидотитов следует зона существенно полевошпатовых пород, согласно данным Е. К. Козлова, которую составляют пироксениты, полевошпатовые пироксениты, оливиновые нориты, нориты, габбро-нориты, и наконец, кварцевые биотитовые нориты и гранофировые нориты, слагающие эндоконтактовую зону нижней части плутона. Зону существенно полевошпатовых пород составляют горные породы, в образовании которых существенную роль играли процессы ассимиляции (см. главу «Роль ассимиляции при образовании горных пород плутона»).

По Е. К. Козлову, все горные породы массива Сопчи составляют три естественных ряда: оливинитов — пироксенитов, полевошпатовых перидотитов — меланократовых оливиновых норитов и пироксенитов — норитов. Сюда не включены горные породы, слагающие глыбы и ксенолиты внутри пород плутона. Исключены из рассмотрения также горные породы дайкового комплекса, которые в дальнейшем рассматриваются для всего плутона в целом.

В состав естественного ряда оливиниты — пироксениты входят следующие породы: оливиниты, перидотиты, оливиновые пироксениты, оливинсодержащие пироксениты.

В состав ряда плагиоклазовые перидотиты — меланократовые оливиновые нориты входят следующие породы: плагиоклазовые перидотиты, оливиновые полевошпатовые пироксениты, крупнозернистые оливиновые пироксениты и крупнозернистые меланократовые оливиновые нориты, меланократовые оливиновые нориты.

Между отдельными членами ряда существуют постепенные переходы. Такие же постепенные переходы существуют и между породами этого ряда и ряда пироксенитов — норитов.

В состав ряда пироксенитов-норитов входят следующие горные породы: пироксениты, полевошпатовые пироксениты, меланократовые нориты, нориты.

Первый ряд оливинитов — пироксенитов составляет относительно наиболее ранний по отношению к другим рядам горных пород. Горные породы данного ряда возникли в результате сегрегации продуктов ранней кристаллизации оливина при движении (течении) магмы в направлении, близком к горизонтальному.

По данным Т. Н. Ивановой [1949], на Нюде и Поазе можно выделить четыре ряда горных пород: 1) лейкократовые нориты — нориты; 2) оливиновые нориты; 3) пойкилитовые оливиновые нориты и 4) дайковые породы. Кроме того, в восточной части массива Нюд — Поаз горные породы представлены рядом габбро-норитов.

Первые три ряда горных пород, слагающие верхнюю, среднюю и нижнюю части массива, преобладают в нем. Ряд лейкократовых норитов — норитов составляют породы лейкократовые, мезократовые нориты и, имеющие подчиненное значение, меланократовые нориты, преобладают лейкократовые нориты. Этот ряд горных пород имеет развитие в верхней части массива, мощность которой составляет, по данным Ивановой, примерно 200 м.

В состав горных пород ряда оливиновых норитов входят перидотиты, оливиновые пироксениты, меланократовые оливиновые нориты, меланократовые оливинсодержащие нориты, нориты, лейкократовые нориты. Породы этого ряда слагают среднюю часть массива и мощность пород примерно равна 120 м (Иванова, 1949, 1953).

Ряд пойкилитовых оливиновых норитов составляют породы, отличающиеся пойкилитовой структурой, пойкилитовые оливиновые нориты, мезократовые нориты, в нижней части комплекса — кварцевые биотитовые нориты и микропегматитовые нориты. Мощность пород этого ряда, по данным Ивановой, примерно равна 200 м.

Наконец, восточная часть массива Нюд — Поаз сложена породами ряда габбро-норитов, мезократовыми, лейкократовыми и меланократовыми габбро-норитами. В отличие от горных пород других рядов породы ряда габбро-норитов обладают повышенным содержанием моноклинного пироксена и являются фацией горных пород других комплексов, возникшей в результате постепенного обогащения пород других комплексов (преимущественно комплекса лейкократовых норитов — норитов) моноклинным пироксеном и плагиоклазом, по мере движения от западной части плутона к восточному его краю.

Естественный ряд дайковых пород представляют следующие породы: габбро-нориты, габбро, габбро-пегматиты, беербахиты, оливиновые диабазы, оливиновые долериты, диабазы, долериты, лампрофиры, лабрадоровые порфириты, базальты, камптониты, кварцевые диабазы, диабазы с микропегматитом, альбитизированные кварцевые порфиры, гранофиры.

ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЯДОВ ГОРНЫХ ПОРОД В МОНЧЕГОРСКОМ ПЛУТОНЕ

Два процесса служили причиной возникновения пород и их разнообразия в пределах того или иного естественного ряда: гравитационно-кинетическая кристаллизационная дифференциация и ассимиляция. Правильное понимание причин возникновения естественных рядов горных пород и их разнообразия внутри каждого ряда зависит от точного установления как масштабов того и другого процесса, так и соотношений между ними.

Дифференциация являлась главной причиной и сфера ее влияния была более значительной, о чем можно судить по тем геологическим данным, которыми мы располагаем по массиву Ниттис — Кумужья — Травяная. Если даже допустить, что вся приконтактная зона полевошпатовых пород возникла под влиянием одной ассимиляции, то, сравнивая мощность этой зоны в несколько десятков метров с мощностью всей остальной части массива, равной примерно 1 км, где влияние ассимиляции отсутствует, нетрудно убедиться в правильности заключения о главном значении процессов дифференциации и второстепенном — ассимиляции.

Делая допущение, что причиной возникновения приконтактной зоны полевошпатовых пород являлась только ассимиляция, мы сразу же вступаем в противоречие с наблюдаемыми фактами, так как породы зоны полевошпатовых пород отчетливо расслоены, а расслоение является фактом, указывающим на дифференциацию. Следовательно, в образовании горных пород приконтактной полевошпатовой зоны принимала участие дифференциация. Провести границу между сферами влияния дифферен-

циации и ассимиляции в полевошпатовой зоне очень трудно, едва ли даже возможно, принимая во внимание одновременное их действие. Гораздо легче убедиться в том, что существуют примеры, когда только дифференциация или только ассимиляция служили естественной причиной возникновения разнообразия или появления горных пород. Примером первому случаю могут служить породы разнообразного состава, залегающие в послойном чередовании в виде слоев течения различного петрографического состава.

Под влиянием дифференциации возникли следующие структурные формы: А — первичная полосатость; Б — асимметрия плутона; В — слои течения, обогащенные оливином.

Е. К. Козлов [1949, 1953] и Т. Н. Иванова [1949, 1953] различают дифференциацию в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Дифференциация в вертикальном направлении хорошо прослеживается при составлении детальных разрезов вкрест простирания первичной полосатости. Обогащение наиболее тяжелыми минералами и среди них, в первую очередь, оливином нижних частей плутона является характерной особенностью дифференциации в вертикальном направлении.

В массиве Ниттис — Кумужья — Травяная, если исключить из рассмотрения сравнительно узкую приконтактную зону полевошпатовых пород, оливином обогащен лежачий бок интрузии, на что впервые обратил внимание Б. М. Куплетский [1935] и что хорошо проявляется в последовательной смене перидотитов оливиновыми пироксенитами и, наконец, пироксенитами при прослеживании разреза в вертикальном направлении снизу вверх.

Сопча также обнаруживает закономерное распределение тяжелых минералов и, в первую очередь, оливина в вертикальном направлении, хотя оно здесь и не так отчетливо проявляется, как в массиве Ниттис — Кумужья — Травяная. Исключение представляют перидотитовые слои течения, обогащенные оливином и располагающиеся в нескольких местах вертикального разреза.

Такая же закономерность в распределении тяжелых и легких минералов наблюдается в вертикальных разрезах массива Нюд — Поаз, по данным Т. Н. Ивановой [1949, 1953]. Вверху располагаются породы ряда лейкократовые нориты — нориты, в середине — породы оливиновых норитов, внизу — пойкилитовые нориты.

В породах ряда лейкократовые нориты — нориты плагиоклаз богаче анортитом по сравнению с плагиоклазом из пород ряда пойкилитовые оливиновые нориты. В лейкократовых норитах состав плагиоклаза варьирует от № 60 до 88, преимущественно же состав плагиоклаза соответствует битовниту с 80—85% анортита, в породах ряда пойкилитовые оливиновые нориты состав плагиоклаза варьирует от № 60 до 74 и редко достигает 78% анортита. Плагиоклаз нередко обладает зональным строением, более отчетливо выраженным в породах ряда лейкократовые нориты — нориты с разницей в содержании анортита в центральной и краевой частях зерен плагиоклаза в 10—15%. Кроме различия в составе плагиоклаза, в породах верхней и нижней частей массива различие наблюдается и в формах развития плагиоклаза. В породах ряда лейкократовые нориты — нориты плагиоклаз имеет лейстовые формы развития и степень идиоморфизма или большая, или одинаковая по сравнению со степенью идиоморфизма ромбического пироксена. В породах ряда пойкилитовых оливиновых норитов, отличающихся значительно более высоким содержанием цветных минералов, плагиоклаз имеет резко ксеноморфное развитие и приурочен к мезостатическим промежуткам между зернами цветных минералов.

Наряду с более основным плагиоклазом, в породах ряда лейкократовые нориты — нориты ромбический пироксен несколько богаче железом по сравнению с ромбическим пироксеном из пород ряда пойкилитовых оливиновых норитов. Повидимому, плагиоклаз лейкократовых норитов являлся продуктом более ранней кристаллизации по сравнению с плагиоклазом пойкилитовых оливиновых норитов, перемещавшимся вверх в результате меньшего удельного веса по сравнению с удельным весом магмы, из которой он кристаллизовался. Ромбический пироксен в лейкократовых норитах кристаллизовался не ранее плагиоклаза, как это имело место в породах ряда пойкилитовых оливиновых норитов, а одновременно или чаще позднее плагиоклаза и позднее ромбического пироксена в породах ряда пойкилитовых оливиновых норитов в тот период, когда произошло обогащение железом остаточного расплава. Однако эта разница выражалась всего лишь 4—5% железистого метасиликата.

Перейдем теперь к рассмотрению дифференциации в горизонтальном направлении, описанной в работах Е. К. Козлова [1949, 1953], и Т. Н. Ивановой [1949, 1953]. Е. К. Козлов был первым, установившим дифференциацию в горизонтальном направлении. Сопоставление детальных разрезов на Сопче привело его к заключению о фациальных изменениях в породах, занимающих определенное положение в разрезе, при прослеживании пород по простиранию первичной полосатости. Фациальные изменения выражаются в постепенном обогащении пород плагиоклазом по мере движения с запада на восток.

Пироксениты западной части Сопчи постепенно переходят, обогащаясь плагиоклазом и в некоторой степени моноклинным пироксеном, в меланократовые нориты на восточном склоне Сопчи. Этот переход совершается через постепенное обогащение пироксенитов плагиоклазом. Таким образом, по данным Е. К. Козлова, и в горизонтальном направлении происходит постепенное изменение состава пород с образованием ряда пироксениты — полевошпатовые пироксениты — меланократовые нориты. При прослеживании горных пород на западном склоне Нюда и в массиве Нюд — Поаз далее на восток мы имеем, по данным Т. Н. Ивановой, следующую смену пород: происходит постепенное обогащение плагиоклазом и в особенности моноклинным пироксеном. Нориты переходят на западный склон Нюда и далее на восток сменяются габбро-норитами. Таким образом, фациальные изменения, обусловленные дифференциацией, совершающейся в горизонтальном направлении, приводят к ряду пород: пироксениты — полевошпатовые пироксениты — меланократовые нориты — нориты — габбро-нориты.

Таким образом, смена пород, происходящая вследствие дифференциации в горизонтальном направлении, характеризуется постепенным обогащением плагиоклазом и моноклинным пироксеном, продуктами остаточной кристаллизации магмы по мере удаления от корней интрузии, в то время как обогащение ранними продуктами кристаллизационной дифференциации, наоборот, происходит в частях плутона, наиболее близко расположенных к корням интрузии. С этой точки зрения понятной становится последовательная смена все более обогащенных плагиоклазом и моноклинным пироксеном пород по мере движения с запада на восток. Эта постепенная смена ультраосновных пород основными происходит по мере удаления от корней интрузии через южную часть массива Ниттис — Кумужья — Травяная и далее в направлении к северо-восточной части массива Нюд — Поаз. Такое же обогащение полевым шпатом происходит и в направлении к северному концу Травяной, хотя и не так отчетливо выраженное, как в первом случае.

Обратимся теперь к асимметрии плутона и посмотрим в чем она выражается в различных частях плутона. Наиболее наглядным в этом отношении примером является массив Ниттис — Кумужья — Травяная. Асимметрия выражается в распределении снизу вверх перидотитов, оливиновых пироксенитов, пироксенитов, что находит отражение на схематической структурной карте (см. рис. 1) и что впервые совершенно правильно было подмечено Б. М. Куплетским [1935] и изображено на блок-диаграмме. Указанный характер асимметрии нарушается зоной полевошпатовых пород в приконтактной части плутона у лежачего бока. Такое нарушение, как мы видели, обязано влиянию процессов ассимиляции. Различие в характере структуры массива и асимметрии в его строении и в характере структуры придонной части массива, сложенной полевошпатовыми породами, как бы подчеркивает различные причины их возникновения; асимметрия массива возникла под влиянием дифференциации, асимметрия приконтактной зоны полевошпатовых пород — под влиянием ассимиляции и дифференциации.

Обогащение оливином у лежачего бока массива Сопча придает асимметричный характер вертикальному разрезу плутона.

Очень отчетливо выражена асимметрия массива Нюд — Поаз, где обогащение плагиоклазом происходит у висячего бока массива, а обогащение цветными минералами — у лежачего бока плутона.

В общем, для дифференциации плутона и в вертикальном и в горизонтальном направлениях, а также для характера асимметрии плутона в целом типично пространственное перераспределение минералов по удельному весу, что указывает на важную роль гравитации в процессах кристаллизационной дифференциации. С другой стороны, чрезвычайно важное значение для процессов кристаллизационной дифференциации имело движение, являвшееся важнейшим фактором первичного расслаивания и асимметричного строения плутона. Поэтому такой вид дифференциации называется, согласно А. А. Полканову, гравитационно-кинетической кристаллизационной дифференциацией.

Все разнообразие естественных рядов плутона и горных пород в каждом ряде возникло одновременно. Иными словами, Мончегорский плутон является простым плутоном, если не считать дайковый комплекс пород.

Принимая во внимание соотношение между движением магмы при интрузии и кристаллизацией, плутон можно отнести, согласно А. А. Полканову [1946], к первично-паракристаллическим, в которых движение магмы и ее кристаллизация совершались одновременно. Наблюдения над естественными рядами горных пород в малых интрузиях указывают, что кристаллизация началась еще в подкоровом очаге и продолжалась в малых интрузиях и в корнях интрузии и сопровождалась кристаллизационной дифференциацией, приводившей к первичному расслаиванию, особенно интенсивно проявлявшемуся в теле плутона при продолжавшемся движении магмы.

Закономерности распределения минералов по удельному весу нарушались слоями течения, обогащенными оливином. Примером таких слоев течения являются перидотитовые пласты, располагающиеся в разрезе западного и северного склонов Сопчи и подробно изученные Е. К. Козловым [1949—1953]. Перидотитовые пласты имеют строго закономерную структуру, в основании пластов располагается слой течения, состоящий из мономинеральных оливинитов, далее кверху идут перидотиты, тонко переслаивающиеся с оливиновыми пироксенитами и прослоями оливинитов. При тонком переслаивании различных пород очень хорошо выражено обогащение оливином в нижних частях пласта. Перидотитовые пласты

возникли вследствие сегрегации кристаллов оливина — продуктов кристаллизации магмы в наиболее ранний период ее эволюции.

В связи с изучением перидотитовых слоев течения возникает вопрос о том, почему обогащение тяжелыми минералами у дна плутона, в частности оливином, происходит не постепенно, а сопровождается переслаиванием пород меняющегося состава, например перидотитов пироксенитами, перидотитов оливиновыми норитами и норитами с частым и многократным переслаиванием пород, с образованием столь типичных для Мончегорского плутона первично-полосатых структур течения. Этот вопрос возникает в связи с изучением многих первично расслоенных плутонов различного петрографического состава и подробно обсуждался при изучении характера первичной полосатости в Ловозерском плутоне в статье «О происхождении первичной полосатости в Ловозерском плутоне» (Н. А. Елисеев, 1941).

В частности, многократное тонкое переслаивание пород различного состава происходит вследствие способности продуктов ранней кристаллизации (оливина) образовывать гломерокристаллические скопления (агрегаты) в результате более медленного передвижения в пространстве по сравнению с расплавом, заключающим кристаллы и агрегаты кристаллов. При движении магмы, включающей такие агрегаты кристаллов, одновременно образуется несколько слоев течения, обогащенных такими гломерокристаллическими скоплениями кристаллов — продуктов ранней кристаллизации магмы (Н. А. Елисеев, 1941).

Ассимиляция, как уже говорилось, играла второстепенную и подчиненную роль по отношению к процессам кристаллизационной дифференциации при возникновении естественных рядов горных пород. Ассимиляция протекала различными путями. С одной стороны, происходило плавление вмещающих пород и проникновение продуктов плавления и селективного плавления в кристаллизующуюся магму, с образованием, например, микропегматитовых габбро, или обособление продуктов плавления в виде самостоятельных секущих тел небольшого размера. С другой стороны, могли происходить процессы околомагматической ассимиляции (Коржинский, 1950, 1953), обогащавшие магму кремнеземом, кальцием, глиноземом и щелочами, что обусловливало увеличение количества полевого шпата и моноклинного пироксена в породах.

Таким образом, два процесса приводили к увеличению количества плагиоклаза и моноклинного пироксена — кристаллизационная дифференциация и ассимиляция магмой вмещающих пород. Кристаллизационная дифференциация приводила к увеличению остаточного расплава, приближавшегося по составу к эвтектике моноклинный пироксен + плагиоклаз. К тому же результату приводили процессы ассимиляции с той только разницей, что процессы ассимиляции могли служить причиной появления более кислых членов естественных рядов горных пород вплоть до пород гранофирового состава, приближающихся к составу гранитной эвтектики (см. рис. 22).

Таким образом, ассимиляция, как это обычно бывает, могла усложнять и в значительной степени разнообразить процессы кристаллизационной дифференциации в следующих направлениях:

1) ассимиляция способствовала процессам дифференциации, вводя в магму заимствованное из вмещающих пород вещество; 2) ассимиляция служила причиной появления большего разнообразия горных пород по сравнению с тем, какое могло возникнуть только вследствие процессов кристаллизационной дифференциации; 3) ассимиляция могла обусловливать появление таких членов естественных рядов горных пород, какие не могли появиться в результате только кристаллизационной дифференциации.

Обогащение новыми членами естественных рядов горных пород могло происходить в сторону к низшим членам прерывистого и непрерывного реакционных рядов, в сторону более кислых пород.

Накопленный большой материал из придонных частей интрузии позволяет определенно решить вопрос о генезисе гранофиров и альбитизированных кварцевых порфиров. Наблюдения над формами развития гранофира как во вмещающих породах, так и в виде секущих выклинивающихся жилок и линз, рассекающих как интрузивные породы, так и породы дайкового комплекса, говорят о происхождении этих пород при переплавлении (анатексисе) вмещающих пород и при селективном плавлении вмещающих горных пород. Такие палингенного или регенерированного происхождения породы, обладая более низкой температурой плавления, в дальнейшем рассекали в виде жилок и линз обычно незначительной мощности интрузивные и дайковые породы плутона. Подобного рода явления были описаны А. А. Полкановым [1913], Д. С. Белянкиным [1925, 1927] и др.

Разобранные нами соотношения имели место в теле плутона или, вернее, в магматической камере, в будущем теле плутона. Попутно с этим возникает вопрос о масштабах и характере процессов ассимиляции на глубине, в подкоровом очаге, где, возможно, соотношение между процессами ассимиляции и дифференциации были иными. Доказательством в пользу происходивших в подкоровом очаге процессов дифференциации и, точнее, процессов именно кристаллизационной дифференциации могут служить следующие факты:

а) неоднородность состава пород в различных участках корней интрузии и в малых интрузиях;

б) характер развития и структурных соотношений оливина с другими минералами в горных породах, слагающих корни интрузии и малые интрузии, указывающие на обособление скоплений оливина в качестве раннего продукта кристаллизации магмы.

Доказательств в пользу процессов ассимиляции мы не имеем, хотя, вероятно, они происходили в более широких масштабах, чем в магматической камере.

Изучение естественных рядов горных пород тесно связано с вопросом о среднем составе горных пород для отдельных массивов и для всего плутона в целом, а также с вопросом о составе родоначальной магмы. Е. К. Козлов [1949], Т. Н. Иванова [1949] и З. А. Образцова [1950] на основании данных, полученных при составлении детальных разрезов массивов Сопча, Нюд с Поазом и Ниттис — Кумужья — Травяная, произвели вычисления среднего состава (количественно-минералогического в объемных процентах) пород для отдельных массивов. Эти вычисления не обладают большой точностью, но все же дают представление о среднем составе горных пород для отдельных массивов.

СРЕДНИЙ СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ ПЛУТОН

Средний состав горных пород для различных частей плутона различный, согласно вычислениям З. А. Образцовой по массиву Ниттис — Кумужья — Травяная, Е. К. Козлова по массиву Сопча, Т. Н. Ивановой по массиву Нюд — Поаз. При вычислении среднего состава горных пород необходимо принимать во внимание то обстоятельство, что висячий бок интрузии частично денудирован.

Массив Ниттис — Кумужья — Травяная имеет мощность примерно равную 625 м, из которых нижняя часть сложена перидотитами с подчиненными оливинитами и оливиновыми пироксенитами, не считая сравнительно небольшой (в несколько метров мощностью) приконтактной зоны полевошпатовых пород. Мощность перидотитовой зоны равна примерно 200 м.

Выше следует зона оливиновых пироксенитов и тонкополосатых пород, состоящих из чередующихся прослоев пироксенита, оливинового пироксенита и перидотита мощностью примерно в 275 м. Наконец, самая верхняя часть массива сложена пироксенитами, мощность верхней зоны равна примерно 150 м.

По направлению с юга на север мощность зон уменьшается, как и мощность плутона в этой (западной) его части.

Примерный средний количественно-минералогический состав горных пород для всего массива Ниттис — Кумужья — Травяная выражается следующими цифрами (в объемных %):

Ромбический пироксен	70—80
Оливин	15—25
Плагиоклаз + небольшое количество моноклинного пироксена и рудного минерала	5—7

Сопча, как указывалось выше, в верхней части сложена пироксенитами, в нижней появляется смена пироксенитовых прослоев с прослоями перидотита. Число прослоев перидотита постепенно увеличивается по мере приближения ко дну (с запада на восток происходит увеличение количества плагиоклаза в горных породах массива).

Средний количественно-минералогический состав горных пород Сопчи выражается следующими примерными цифрами (в объемных %):

Ромбический пироксен	81—87
Оливин	10—15
Плагиоклаз	3—4

Как указывалось выше, в массиве Нюд — Поаз различаются сверху вниз следующие зоны: зона лейкократовых норитов — норитов, зона оливиновых норитов с подчиненными им перидотитами, оливиновыми пироксенитами, меланократовыми оливиновыми норитами, меланократовыми оливинсодержащими норитами, норитами, лейкократовыми норитами, зона пойкилитовых оливиновых норитов.

Примерный количественно-минералогический состав пород для массива Нюд — Поаз следующий (в объемных %):

Ромбический пироксен	52—62
Оливин	2—4
Плагиоклаз	30—40
Моноклинный пироксен	3—6

Таким образом, примерные количественные соотношения между различными минералами в среднем составе горных пород для различных массивов можно изобразить в следующем виде (в объемных %):

	Ниттсн—Кумужья—Травяная	Сопча	Нюд—Поаз
Ромбический пироксен	76	83	57
Оливин	18	13	3
Плагиоклаз	6	4	35
Моноклинный пироксен	—	—	5

ЧАСТЬ IV

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВКРАПЛЕННЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУД

Важность темы о вкрапленных рудах вытекает из следующего. Как уже говорилось выше, начиная с 1930 г., в Монче известны были только вкрапленные руды и на них сосредоточились поисковые и разведочные работы, по ним же производились подсчеты запасов никеля и меди, но в 1936 г., в связи с открытием богатых жильных сульфидных руд, ими перестали интересоваться.

Так продолжалось до 1947 г., когда в Печенге было установлено разведочными работами, что среди вкрапленных руд имеются богатые, с содержанием никеля до 1% и выше. В связи с этим открытием резко увеличились запасы богатых никелевых руд на Кольском полуострове и стало ясно, что изучение вкрапленных руд не сказало еще последнего слова и актуальность проблемы вкрапленных руд приобрела, в частности для Мончи, очень важное практическое значение, тем более, что бурением были обнаружены среди вкрапленных, бедных никелем, руд богатые вкрапленные и гнездовые руды. Такие обнадеживающие результаты были получены при бурении донной залежи в северной части массива Ниттис — Кумужья — Травяная.

Все это, вместе взятое, придает изучению вкрапленных руд Кольского полуострова особое значение как в научном, так и в практическом отношении. С этой же точки зрения особо важное значение в исследованиях месторождений вкрапленных руд приобретают исследования на месторождении донной залежи в массиве Ниттис — Кумужья — Травяная.

Глава 9

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВКРАПЛЕННЫХ РУД

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В Мончегорском плутоне имеется три наиболее значительных по размерам месторождения вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд: месторождение южной террасы горы Нюд, пластовые месторождения верхней части массива Сопчи и месторождение вкрапленных и гнездовых руд донной залежи массива Ниттис — Кумужья — Травяная. Горные породы с сульфидной вкрапленностью были обнаружены на южной террасе горы Нюд в 1930 г., который и считается годом открытия сульфидного медно-никелевого оруденения в Монче.

Месторождение сульфидных медно-никелевых руд на горе Нюд находится внутри массива основных пород. В настоящее время накопился

большой фактический материал, собранный в годы разведки и изучения месторождения. Имеется несколько отчетов, содержащих описание геологии, петрографии и руд месторождения. Так как эти отчеты подчас содержат противоречивые сведения, то пришлось посвятить целый полевой сезон 1950 г. геологическому изучению, а также сбору образцов пород и руд месторождения. Многие вопросы, возникшие во время камеральной обработки собранного материала, были разрешены при повторном посещении месторождения летом 1951 г.

Пластовые месторождения вкрапленных руд верхней части Сопчи были открыты в самом начале изучения Мончегорского плутона. Вплоть до 1936 г., когда впервые были найдены богатые жильные руды на горах Ниттис — Кумужья — Травяная, предполагалось, что месторождение вкрапленных руд Сопчи должно быть главным источником сырья для развертывавшейся медно-никелевой промышленности в Мончегорском районе. Даже после открытия сульфидных руд разведка этих месторождений не прекращалась до 1939 г. и была продолжена в 1947—1948 гг.

За время разведки было пробурено свыше 22 км буровых скважин и проведены подготовительные работы к эксплуатации месторождений в северо-западной части Сопчи, при которых было пройдено около 3 км горных выработок.

До последнего времени на Сопче выделяли одно месторождение — «Рудный пласт Сопчи», или пласт 330. Как показали исследования 1946—1949 гг., говорить о каком-то одном рудном пласте в Сопче нельзя, (Козлов, 1949, 1953). Правильнее говорить о системе пластовых месторождений вкрапленных руд, поскольку пластов несколько и, как будет показано в дальнейшем, характер оруденения в различных пластах различный. Одни пласты имеют сравнительно большой объем, а другие представлены небольшими линзами. Строение рудных пластов, а также характер пород, которые содержат вкрапленные сульфиды, иногда значительно отличаются друг от друга.

Вкрапленные сульфидные руды у дна массивов Ниттис — Кумужья — Травяная и Сопча заключают весьма большие запасы никеля. Однако среднее содержание никеля по рудным интервалам находится ниже границ необходимого промышленного содержания (0,5% весовых).

Донные залежи освещены более или менее подробно в работах А. Е. Алешуниной [1936, 1947] для горы Кумужья. Изучением руд, их обогатимостью, химизмом занимались Н. В. Зашихин, Л. В. Радугина и К. Ф. Белоглазов.

В последние годы в связи с вводом в эксплуатацию богатых вкрапленных руд месторождения Пилгуярви в Печенгском районе, интерес к вкрапленным рудам придонной части массива Ниттис — Кумужья — Травяная возрос. Этому способствовало также обнаружение в районе Травяной богатых по содержанию гнездовых руд, тяготеющих к зоне развития вкрапленных руд придонной части.

В 1949 г. на западном склоне горы Травяной было пробурено пять наклонных скважин с целью выяснить, продолжаются ли рудные жилы в гнейсы, т. е. ниже дна интрузии. Буровые скважины в гнейсах жил не подсекли. Однако они выявили сравнительно широкое распространение гнездовых руд среди вкрапленных руд «донной залежи».

В 1950—1952 гг. на горе Травяной Мончегорской геологоразведочной партией были проведены буровые работы с целью выделения среди придонных участков руд с промышленным содержанием никеля. Как и в предыдущие годы, буровые работы подтвердили, что у дна интрузии повсеместно встречаются вкрапленные и гнездовые руды и обнаружились значительные участки с гнездовым оруденением.

А. МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЮЖНОЙ ТЕРРАСЫ

Массив Нюд — Поаз

Сравнительно полные сведения о геологическом строении массива Нюд — Поаз изложены Т. Н. Ивановой [1953]. На основе структурно-геологического картирования и большого количества буровых скважин, пересекающих дно массива, установлено, что форма интрузии пластообразная, а поверхность самого дна неровная и полого наклонена на запад в сторону к массиву Сопча. Мощность интрузии не превышает 500—600 м. В западной части, вероятно, проходит сброс, к западу от которого обнажаются породы придонной части интрузии — кварцевые нориты, а к востоку — оливиновые нориты. На рис. 25 приведена геологическая карта южной террасы горы Нюд, а на рис. 26 приведен схематический геологический разрез через массив Нюд в широтном направлении, который отражает основные особенности геологического строения массива. Пологое залегание интрузии хорошо устанавливается по положению первичных структур течения — полосатости и линейности, которые располагаются в пространстве полого и падают на запад, юго-запад.

В разрезах через массив встречается три комплекса пород. Верхняя часть интрузии в пределах до 150 м сложена норитами с гипидиоморфнозернистой структурой, которые получили название толщи «нормальных норитов», в отличие от норитов придонной части, имеющих пойкилитовую структуру.

Под «нормальными норитами» располагается комплекс оливиновых норитов. Приблизительно в зоне перехода от нормальных норитов к оливиновым норитам встречается так называемый «критический горизонт», к которому приурочено заметное сульфидное оруденение. Мощность нижнего комплекса пойкилитовых норитов не превышает 250 м. Оливиновые нориты располагаются внутри интрузии в виде слоя, который встречается только в западной части массива, выклиниваясь на восток, север и юг. Мощность слоя соответственно уменьшается с запада на восток. Скважинами установлено, например, что мощность его в западной части достигает 120 м (скв. 35, 287), а в восточной снижается до 40 м (скв. 203).

Разрезы, составленные Т. Н. Ивановой [1949, 1953], через низы критического горизонта и нижележащую толщу оливиновых норитов, показывают, что контакты между ними не резкие (не интрузивные) и совершенно невозможно уловить их взаимные переходы. Сам комплекс оливиновых норитов не является однородным. Будучи сложен в основном оливиновыми норитами, часто содержит слои пироксенитов, перидотитов, пойкилитовых норитов.

Характерно, что полосатость и линейность в оливиновых норитах, а также первичные трещины имеют одинаковое залегание с первичной полосатостью, линейностью и трещинами в комплексе пород нормальных норитов и в критическом горизонте, т. е. структурные элементы этих комплексов залегают одинаково. Эти факты показывают, что оливиновые нориты являются сингенетичными с вышележащими породами.

О возрастных соотношениях между оливиновыми норитами и нижележащими пойкилитовыми норитами можно судить только по скважинам, так как зона контакта оливиновых норитов с пойкилитовыми норитами скрыта под наносами. Обычно оливиновые нориты переходят в пойкилитовые нориты постепенно. Правда, иногда, как, например, в скв. 325 оливиновые нориты, которые встречаются в интервале 0—76 м, сравнительно четко отграничены от нижележащего комплекса пойкилитовых норитов прослоями измененных норитов. Но такие же прослойки измененных норитов наблюдаются и ниже в этой же скважине, например, на

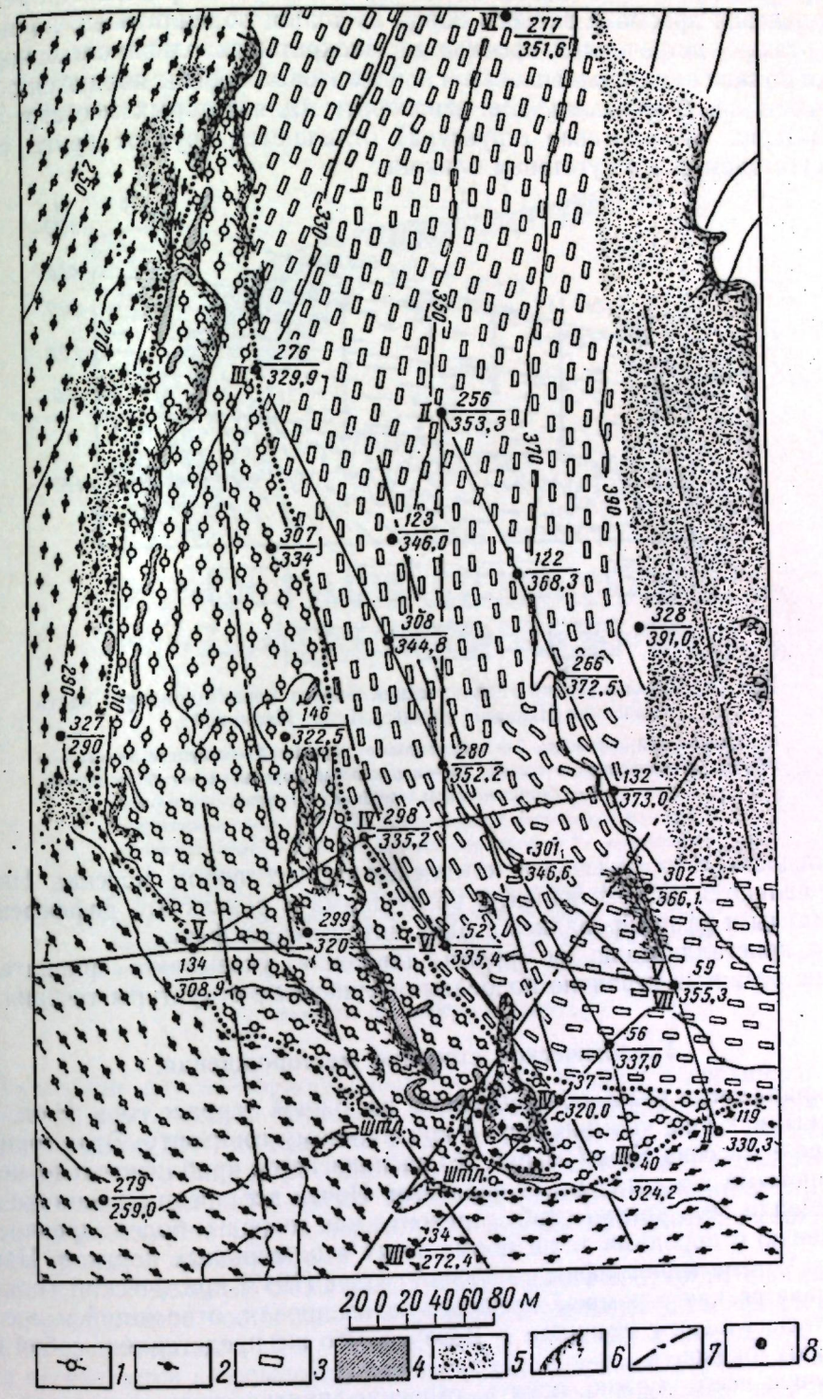


Рис. 25. Геологическая карта террасы горы Нюд:

1 — меланократовые нориты критического горизонта; *2* — оливиновые нориты; *3* — нориты верхней части массива; *4* — мелкозернистые породы (ксенолиты); *5* — осыпь; *6* — обрывы; *7* — сбросы; *8* — скважина с указанием номера и глубины в метрах; римскими цифрами отмечены линии разрезов.

интервале 103—104 м в однородных пойкилитовых норитах. Кроме того, как показал просмотр шлифов пород из толщи пойкилитовых норитов, в ней также встречаются прослои меланократовых оливиновых норитов. Судя по скважинам, оливиновые и пойкилитовые нориты являются образованиями сингенетичными, т. е. эти нориты (для которых местами также характерна пойкилитовая структура) отличаются друг от друга только присутствием или отсутствием оливина.

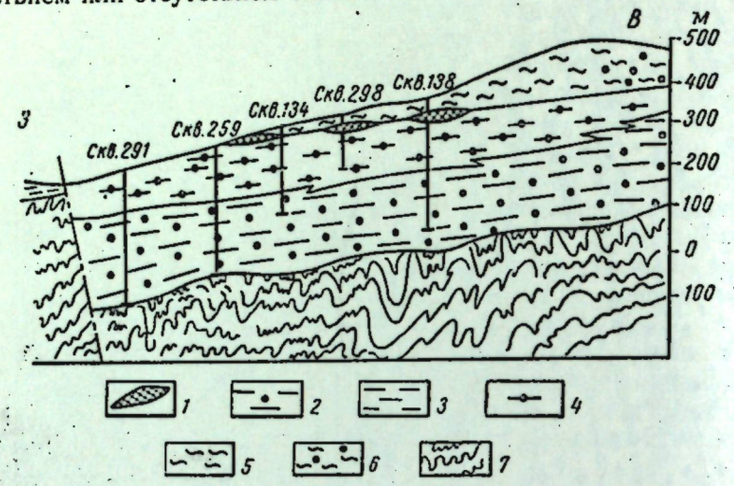


Рис. 26. Схематический геологический разрез через западную часть массива Ниод (по данным Т. Н. Ивановой):

1 — критический горизонт; *2* — пойкилитовые нориты; *3* — кварцево-биотитовые нориты; *4* — оливиновые нориты; *5* — нормальные нориты; *6* — габбро-нориты; *7* — диорито-гнейсы. Глубина в метрах.

Следовательно, отдельные комплексы горных пород массива Ниод — Поаз являются сингенетичными, возникшими в результате дифференциации магмы и сформировались в одну интрузивную фазу.

На кристаллизацию во время движения указывают сравнительно хорошо развитые первично полосатые и линейные структуры течения.

Геологическое строение месторождения

Вкрапленные руды, обнаруженные на южной террасе горы Ниод, приурочены, как уже упоминалось, к критическому горизонту. Этот горизонт в разрезе массива Ниод (см. рис. 26) располагается приблизительно между оливиновыми и нормальными норитами. Почти все предшественники рассматривали весь критический горизонт, как породы более древние по сравнению с породами толщ нормальных и оливиновых норитов. Например, в V томе монографии по Монче-тундре [1947] критический горизонт описывается как огромный ксенолит пород кровли, относящийся предположительно к свите Имандра — Варзуга. Что же представляет собой критический горизонт?

Лучше всего можно понять строение критического горизонта при помощи составления структурно-геологических разрезов в скальных обрывах террасы. Такой типичный разрез приведен на рис. 27 по Т. Н. Ивановой. Он показывает, что критический горизонт состоит из тонко чередующихся горных пород, отличающихся величиной зерен, количественными соотношениями между светлыми и темными минералами, степенью изменения. Все они относятся к группе основных пород и варьируют по минералогическому составу от лейкократовых норитов до пироксенитов. Кроме того, среди пород критического горизонта встречаются ксенолиты и глыбы, сложенные метаморфизованными осадочными породами, роговиками, туффитами, мелко- и тонкозернистыми норитами и габбро-норитами (раньше все эти породы объединялись в группу сэдберитов).

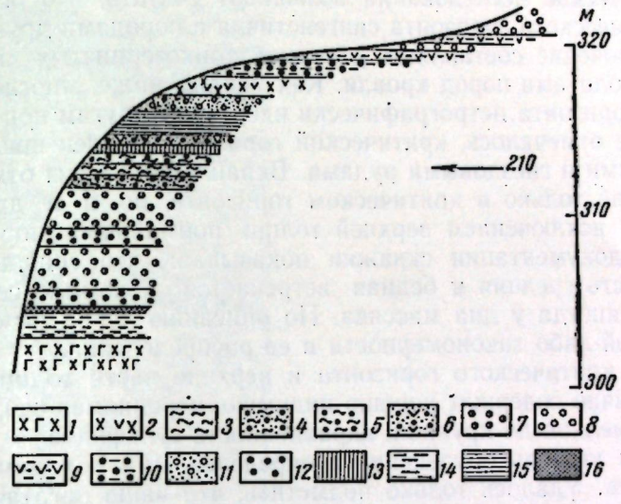


Рис. 27. Разрез через южную часть террасы горы Ниод (по данным Т. Н. Ивановой):

1 — крупнозернистый оливиновый норит; *2* — меланократовый норит с оливином; *3* — мелкозернистый рудный пироксенит; *4* — среднезернистый плагиоклазовый рудный пироксенит; *5* — среднезернистый порфировидный плагиоклазовый пироксенит; *6* — мелкозернистый порфировидный рудный пироксенит; *7* — среднезернистый меланократовый норит; *8* — крупнозернистый меланократовый норит; *9* — крупнозернистый меланократовый пойкилитовый норит; *10* — порфировидный меланократовый норит; *11* — среднезернистый меланократовый рудный норит; *12* — среднезернистый мезократовый норит; *13* — мелкозернистый лейкократовый норит; *14* — лейкократовый порфировидный габбро-норит; *15* — лабрадорит; *16* — габбро-пегматит.

Положение плоско-параллельных структур течения в верхних и нижних частях критического горизонта одинаковое: простирание полосатости северо-западное 330°, падение на юго-запад под углом в 12°. Линейность наклонена на юго-запад 220—260° под пологими углами. Расположенные ниже оливиновые нориты имеют такие же элементы залегания структур течения и кверху постепенно переходят в породы критического горизонта, если не граничат с ксенолитами.

Контакты отдельных слоев пород критического горизонта иногда резкие, иногда в виде постепенного перехода. Отдельные слои прослеживаются на расстояние до 10 м. Кроме того, в пределах критического горизонта встречаются крупнозернистые пегматитоподобные породы, отвечающие по составу норитам, габбро-норитам, габбро, известные под названием габбро-пегматитов.

Район террасы пересечен большим количеством сбросов, которые обусловили повышенную трещиноватость пород и их изменение.

Буровые скважины подтверждают, что подобные разрезы обнаруживаются во внутренней части интрузии только в пределах южной террасы и то не везде. Некоторые скважины в районе южной террасы, пройдя по

нормальным норитам, вошли в оливиновые нориты, не встретив зоны пород, характеризующейся отмеченными выше особенностями. Следовательно, критический горизонт не представляет собой сплошного слоя, а является прерывистым.

Разрез, позволяющий составить представление о расположении пород критического горизонта в пространстве, показан на рис. 28.

Геологические исследования позволяют считать, что основная масса пород критического горизонта сингенетична с породами других толщ массива. Исключение составляют обломки тонкозернистых пород, являющихся ксенолитами пород кровли. Как увидим ниже, многие породы критического горизонта петрографически идентичны другим породам массива.

Как уже отмечалось, критический горизонт привлек внимание своими вкрапленными и гнездовыми рудами. Вкрапленные руды отмечены в массиве Ниод не только в критическом горизонте, но и в других толщах массива, за исключением верхней толщи нормальных норитов. Анализ первичной документации скважин показывает, что сравнительно часто вкрапленность средняя и бедная встречается в комплексе оливиновых норитов, а иногда у дна массива. По описанию керна невозможно подметить какой-либо закономерности в ее распределении.

Породы критического горизонта и верхние части толщи оливиновых норитов обычно содержат хорошо видимую, неравномерную, от густой до редкой, от мелкой до крупной, вкрапленность сульфидов.

Попытки увязать оруденение с определенными породами не увенчались успехом. Удалось только подметить, что чаще богатая сульфидная вкрапленность тяготеет к порфировидным оливиновым норитам, а также к пегматитоподобным породам. Сравнительно часто она встречается в пойкилитовых мелкозернистых, неравномернозернистых норитах. В обнажениях было установлено, что оруденение в пределах критического горизонта встречается спорадически.

Участки с сульфидной вкрапленностью имеют неправильную форму, хотя в общем они вытянуты параллельно первичной стратиграфии плутона. Их размеры колеблются в широких пределах. Между оруденелыми участками располагаются совершенно безрудные породы.

Для выяснения закономерностей распределения никеля кери буровых скважин из оруденелых участков опробовался целиком. По материалам опробования были выделены участки с повышенным содержанием никеля, которые затем соединялись в различные горизонты, получившие каждый свое название. На рис. 28 изображен разрез, показывающий положение в пространстве участков с различным содержанием никеля. На этом разрезе отчетливо видно, что сульфиды встречаются в различных породах. Однако сгущение сульфидной вкрапленности наблюдается преимущественно в нижних частях критического горизонта. Но и в тех скважинах, где критический горизонт не встречен, на соответствующем ему уровне иногда встречается сульфидная вкрапленность (например, в скв. 256). Предшествующие исследователи соединяли участки с повышенным содержанием никеля в горизонты, которых получалось несколько.

Первоначально были выделены н и ж н и й и в е р х н и й рудные горизонты. Позднее был выделен н у л е в о й горизонт, располагающийся выше двух первых и выходящий на поверхность в юго-западной части террасы.

Н и ж н и й горизонт имеет различную мощность. Так, по скв. 276 мощность его равна 11 м (от 193 до 204 м), а по скв. 260—1 м (от 191 до 192 м). Нижний горизонт встречается скважинами в южной и юго-западной частях террасы. В восточной части скважинами он не встречается вообще. Судя по скважинам, интервалы с сульфидной вкрапленностью, объединенные в нижний горизонт, приурочены к контакту толщ оливиновых и пойкилитовых норитов и захватывают как те, так и другие.

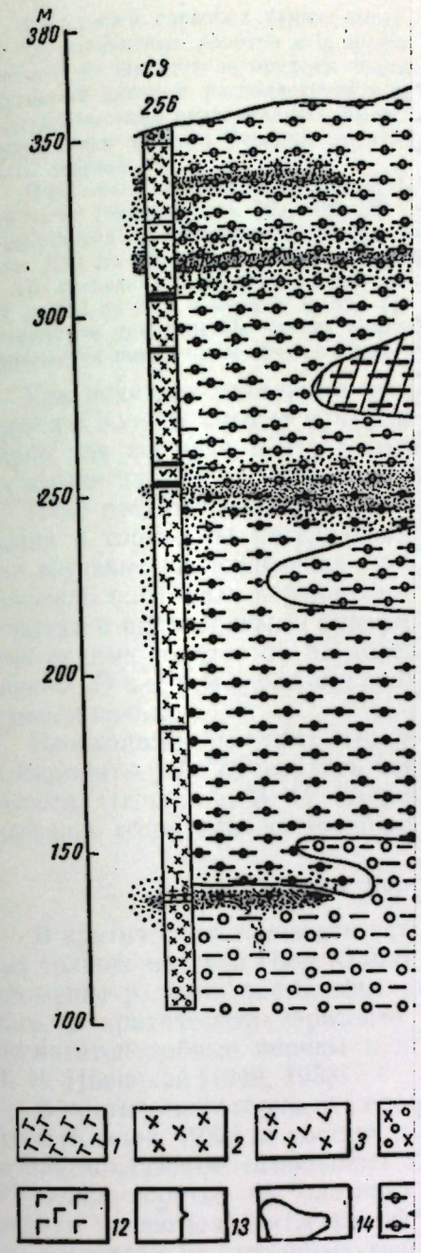


Рис.

1 — лейкократовый норит; *2* — нормальный н
7 — лампрофир; *8* — габбро-норит; *9* и *10*
титом и ксенолитами; *14* — вероятные гран
вые нориты; *17* — пойкилитовые нориты;
содержание никеля (0,2% и выше); *20*

Структура оливиновых норитов пойкилитовая и гипидиоморфнозернистая. Пойкилитовая структура обусловлена тем, что расположенный в интерстициях плагиоклаз

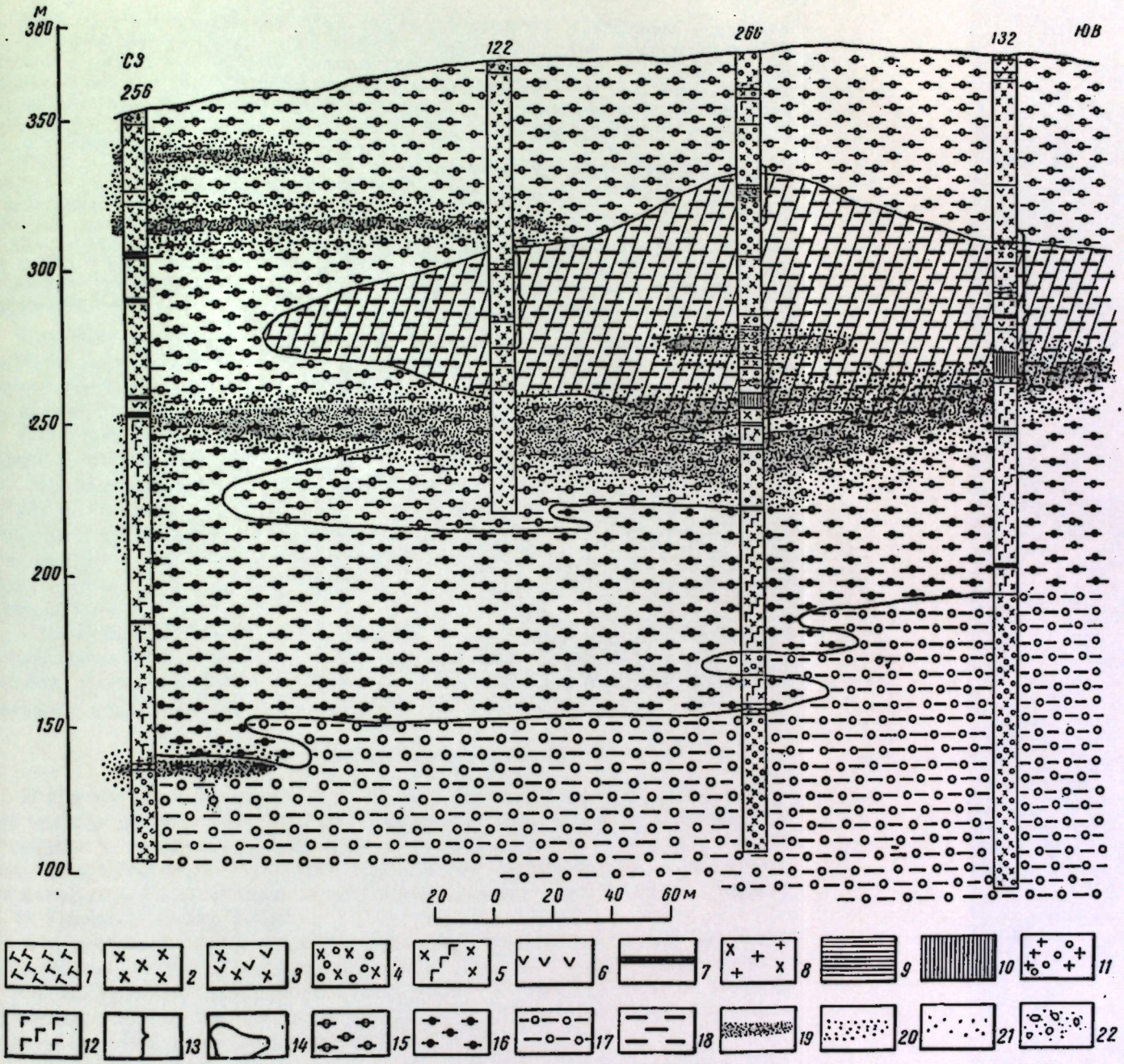


Рис. 28. Геологический разрез по скв. 256, 122, 266 и 132:

1 — лейкократовый норит; *2* — нормальный норит; *3* — меланократовый норит; *4* — пойкилитовый норит; *5* — оливиновый норит; *6* — пироксенит; *7* — лампрофир; *8* — габбро-норит; *9* и *10* — различные ксенолиты; *11* — габбро-пегматит; *12* — альбитит; *13* — участки скважин с габбро-пегматитом и ксенолитами; *14* — вероятные границы пород. Условные обозначения горизонтов; *15* — нориты верхней части массивов; *16* — оливиновые нориты; *17* — пойкилитовые нориты; *18* — критический горизонт (зона тонкого чередования пород различного состава); *19* — богатое содержание никеля (0,2% и выше); *20* — среднее содержание никеля (0,2—0,15%); *21* — бедное содержание никеля (ниже 0,15%); *22* — морена.

Верхний горизонт также имеет различную мощность и приурочен к верхним частям оливиновых норитов и к кроющим ее породам. По одним скважинам верхний горизонт не выходит за пределы толщи оливиновых норитов (скв. 40, 146, 277), а по другим он целиком располагается в вышележащих породах. Как и нижний, верхний горизонт местами раздваивается, имеет пережимы и включения участков с пониженным содержанием никеля. Верхний горизонт выделен по скважинам только в северной части террасы.

Нулевой горизонт в пространстве имеет как бы форму языка и выделен в средней части террасы (скв. 280, 308, 258, 123, 122). Этот горизонт располагается целиком в зоне пород разнообразного состава (критический горизонт) и имеет мощность от 6 м (скв. 308) до 0,5 м (скв. 122).

В пределах горизонтов можно выделить участки с содержанием никеля больше 0,2, от 0,2 до 0,15 и меньше 0,15%. Пробы с наибольшим содержанием никеля располагаются в центральных частях рудных интервалов, хотя иногда эта закономерность нарушается появлением почти пустых пород среди обогащенных сульфидами.

Как показали детальные исследования, для выделения рудных горизонтов в полном смысле этого слова нет оснований. По крайней мере, это верно для верхнего и так называемого нулевого горизонтов, поскольку их можно наблюдать на поверхности и в горных выработках.

Надо отметить, что разведочная сетка недостаточно густа для соединения в горизонты интервалов, обогащенных сульфидами, тем более, что изучение распределения сульфидной вкрапленности по обнажениям показало пятнистое, неравномерное распределение сульфидов в породах. Участки с вкрапленными сульфидами имеют размер до 10×3 м. Сплошных рудных горизонтов на поверхности по обнажениям выделить невозможно. О нижнем горизонте сказать что-либо определенно по имеющимся данным нельзя.

Необходимо отметить, что условность соединения вкрапленных руд в горизонты уже отмечалась некоторыми предшествующими иссследователями. Например, В. И. Ездрова [1937] в своем отчете указывает, что название «горизонт» до некоторой степени условно.

Горные породы южной террасы

В критическом горизонте встречаются такие же породы, как и в других толщах массива Нюд. Однако они имеют здесь более мелкозернистое сложение и очень часто офитовые и порфировидные структуры. Кроме того, в критическом горизонте встречаются разнообразные ксенолиты, пегматитоподобные породы и дайковые породы. Они кратко описаны Т. Н. Ивановой [1949, 1953].

В критическом горизонте среди сингенетичных горных пород мы выделяем [Козлов, 1953] по составу следующие группы: 1) оливиновые нориты и плагиоклазовые оливиновые пироксениты и перидотиты, 2) нориты, 3) габбро-нориты, 4) плагиоклазовые пироксениты, 5) лейкократовые нориты и плагиоклазиты, 6) пегматитоподобные породы.

В каждой из указанных выше групп имеется обычно несколько разновидностей, отличающихся или количественным соотношением темноцветных минералов или структурой.

Оливиновые нориты и плагиоклазовые оливиновые пироксениты и перидотиты. Как макроскопически, так и под микроскопом можно выделить две основные разновидности оливиновых норитов.

а. Среднезернистые меланократовые оливиновые нориты. По внешнему виду, структуре, сложению и составу они не отличаются от пород толщи оливиновых норитов. Это темные, в свежем изломе почти черные породы с массивной текстурой.

Главными минералами оливиновых норитов являются: оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, плагиоклаз.

Из второстепенных минералов отмечены биотит, сульфиды, магнетит.

Почти всегда главные породообразующие минералы затронуты процессом изменения.

Структура оливиновых норитов пойкилитовая и гипидиоморфнозернистая. Пойкилитовая структура обусловлена тем, что расположенный в интерстициях плагиоклаз

обычно представлен крупными кристаллами, занимающими несколько промежутков между темноцветными минералами и пойкилитически включает их.

Количественные соотношения между минералами варьируют в широких пределах.

Первичные минералы отличаются большой свежестью. Плагиоклаз—лабрадор № 60—70; оливин — хризолит; ромбический пироксен с показателями преломления Ng=1,695, Nm=1,692, Np=1,682 (24% ферросилита). Встречается небольшое количество моноклинного пироксена.

Рудные минералы представлены сульфидами и магнетитом. Сульфиды обычно развиваются в промежутках между первичными силикатными минералами. Магнетит встречается как внутри зерен оливина и ромбического пироксена в виде октаэдрических кристаллов и в виде мелких пылевидных зернышек, так и в интерстициях.

В небольшом количестве встречаются постериорные минералы: тальк, актинолит, хлорит, серпентин, соссюрит.

б. Неравномернозернистые порфировидные меланократовые оливиновые нориты. Эти породы встречаются только в пределах критического горизонта. Их крупный выход имеется выше штольни № 2.

Это темносерые породы, в которых уже макроскопически устанавливается неравномернозернистое сложение. Текстура массивная. Часто оливиновые неравномернозернистые нориты сравнительно тонко переслаиваются с неравномернозернистыми меланократовыми норитами и тогда текстура пород в обнажении бывает полосатая. Характерно, что с этими породами также всегда связано вкрапленное сульфидное оруденение.

Главными породообразующими минералами являются оливин и ромбический пироксен. Меньшее значение имеют плагиоклаз (лабрадор), моноклинный пироксен, рудные минералы. К второстепенным минералам относится биотит.

Вторичные минералы представлены хлоритом, тальком, актинолитом, тремолитом. Кроме этого, иногда сравнительно широкое развитие имеет процесс серпентинизации оливина.

Отличительной чертой этих пород от пород, ранее описанных, является своеобразная порфировидная структура. Порода состоит преимущественно из крупных кристаллов оливина и ромбического пироксена, в промежутках между которыми (криптах) находится мелкозернистая масса, состоящая из ромбического пироксена, моноклинного пироксена и плагиоклаза. Иногда встречается оливин. Структура основной массы или габбро-офитовая, или беербахитовая.

По количественным соотношениям между минералами породы очень меланократовые и по составу приближаются к плагиоклазовым оливиновым пироксенитам и перидотитам. Несколько иные соотношения наблюдаются на участке оливиновых меланократовых норитов выше штольни № 2, где оливина обычно 35—40%, а плагиоклаза — 5—10%.

Обращает внимание различная степень измененности горных пород на различных участках. С одной стороны, встречаются сравнительно свежие породы, с другой — сильно измененные, в которых первичные минералы почти нацело замещены вторичными. Значительные изменения наблюдаются в зонах сильной трещиноватости.

Рудные минералы представлены магнетитом и сульфидами. Сульфиды развиваются преимущественно в промежутках между другими минералами.

Химический анализ неравномернозернистого оливинового порфировидного меланократового норита приведен в табл. 2.

Нориты. Породы норитового состава широко распространены в районе южной террасы в пределах критического горизонта. В отличие от норитов других толщ массива Нюд, нориты в критическом горизонте имеют более мелкозернистое сложение.

Микроскопически можно выделить четыре разновидности пород в пределах критического горизонта: а) среднезернистые и мелкозернистые нориты с пойкилитовой структурой; б) среднезернистые и мелкозернистые нориты с гипидиоморфнозернистой структурой; в) неравномернозернистые порфировидные нориты с криптовой структурой; г) рудные нориты.

Главными породообразующими минералами во всех разновидностях норитов являются ромбический пироксен (бронзит) и плагиоклаз лабрадор иногда зонального строения (№ 50—59, ядра до № 78).

Моноклинный пироксен, оливин и рудные минералы имеют подчиненное значение. Вторичные минералы представлены актинолитовой роговой обманкой, тальком, хлоритом, эпидотом, соссюритом. В некоторых шлифах встречается апатит. Количество их варьирует в значительных пределах.

Пойкилитовые и порфировидные нориты относятся к группе меланократовых норитов. Среди норитов с гипидиоморфнозернистой структурой встречаются меланократовые, мезократовые и лейкократовые разновидности.

Рудные нориты примыкают по своим особенностям к норитам с гипидиоморфнозернистой структурой, отличаясь от них наличием большого количества сульфидов или магнетита. Пространственно они также связаны с ними.

В рудных норитах преобладают лейкократовые и мезократовые разновидности. В некоторых случаях породы состоят из руды и включенных в них кристаллов плагиоклаза. Сульфиды выполняют интерстиции (рис. 29). Плагиоклаз нередко «разъедается» сульфидами.

Встречаются хорошие примеры развития сульфидов путем замещения актинолитизированных кристаллов ромбического и моноклинного пироксенов (рис. 30). Плагиоклаз даже в породах исключительно богатых сульфидами слабо затронут процессами изменения. Обращает на себя внимание частая приуроченность сульфидов к скоплениям темноцветных минералов.

Химические анализы лейкократовых норитов, порфировидных меланократовых норитов, пойкилитовых габбро-норитов приведены в табл. 2.

Габбро-нориты. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (лабрадор № 60—79, иногда с зональной структурой), ромбический пироксен (бронзит или железистый бронзит), моноклинный пироксен (диопсид-геденбергит). Иногда встречается в небольших количествах кварц.

Обычно габбро-нориты в той или иной степени затронуты процессами вторичных изменений. Из вторичных минералов встречаются актинолитовая роговая обманка, хлорит, тальк, реже эпидот, соссюрит.

Количественные соотношения между различными минералами варьируют в широких пределах (плагиоклаза от 34 до 63%).

Структура пойкилитовая, габбро-офитовая, габбровая.

Химический анализ габбро-норитов приведен в табл. 2.

Плагиоклазовые пироксениты. Плагиоклазовые пироксениты в пределах критического горизонта встречаются сравнительно редко в виде слоев течения, чередующихся с плагиоклазитами или мелкозернистыми норитами.

Главным минералом является бронзит, плагиоклаз (лабрадор № 65—68) и моноклинный пироксен в небольших количествах. Количество плагиоклаза небольшое — 1—7%. Эти породы можно рассматривать в качестве крайнего члена группы меланократовых норитов.

Вторичные минералы представлены актинолитовой роговой обманкой, хлоритом, эпидотом, соссюритом, тальком, карбонатом.

По структуре можно выделить порфировидные плагиоклазовые пироксениты и гипидиоморфные, неравномернозернистые плагиоклазовые пироксениты.

Рудные минералы представлены магнетитом и сульфидами. Сульфиды сравнительно часто замещают небольшие участки ромбического пироксенита, замещенного актинолитовой роговой обманкой или тальком.

Лейкократовые нориты и плагиоклазиты. Лейкократовые нориты местами приближаются почти к мономинеральным анортозитам. Такие анортозиты встречены были в разрезе юго-западной части террасы. Лейкократовые нориты имеются в районе штольни № 2. Здесь они окружают почти со всех сторон рудные гнезда в виде полосы мощностью 70—90 см. В стенках выработок видно, что лейкократовые нориты сильно трещиноваты. Трещиноватость располагается параллельно контуру рудного гнезда. Макроскопически породы имеют темнозеленовато-серую пятнистую окраску. На темном фоне выделяются белые пятна, сложенные почти нацело соссюритизированным и эпидотизированным лейкократовым норитом. Породы отличаются на этом участке широким развитием вторичных минералов, среди которых встречены скаполит, синевато-зеленый амфибол, эпидот, соссюрит, серицит, кварц, карбонаты. Кроме того, часто встречаются сульфиды и магнетит. Количество амфибола иногда достигает 20%.

Состав плагиоклаза колеблется в широких пределах. В зависимости от интенсивности соссюритизации плагиоклаз становится беднее анортитом: в слабо метаморфизованных разновидностях это лабрадор № 50, в интенсивно измененных—олигоклаз № 28.

Пегматитоподобные породы (габбро-пегматиты). В эту группу объединены породы очень крупнозернистого сложения, по составу отвечающие меланократовым норитам, меланократовым габбро-норитам, мезократовым кварцевым габбро, лейкократовым кварцевым габбро. Пегматитоподобные породы слагают гнезда округлой или неправильной угловатой формы размерами от 25 см до 10 м в поперечнике. Контакты с вмещающими породами часто нечеткие. Нередко к габбро-пегматитам приурочена сульфидная вкрапленность в виде крупных зерен в промежутках между зернами силикатных минералов. Идентичность состава габбро-пегматитов с составом вмещающих горных пород и их контактные взаимоотношения с вмещающими породами и формы залегания свидетельствуют о возникновении габбро-пегматитов путем перекристаллизации вмещающих пегматиты пород под влиянием остаточных растворов, как это предполагает А. Н. Заварицкий [1947]. Этот факт вместе с серпентинизацией оливина и широко развитыми процессами автометаморфизма этих пород указывает на значительную роль летучих в кристаллизации последних порций магмы в пределах критического горизонта.

Химические анализы габбро-пегматитов приведены в табл. 2.

Особенности структуры горных пород критического горизонта

По структуре горные породы критического горизонта отличаются от горных пород, слагающих другие толщи массива. Наряду с пойкилитовой и гипидиоморфной структурами здесь встречается габбро-офитовая и порфировидная (криптовая) структуры. Размер зерен варьирует и обычно зерна минералов более мелкие, чем в других толщах.

Наличие пород мелкозернистого сложения и пород порфировидного облика, чередующихся со среднезернистыми породами на сравнительно небольших участках, свидетельствует о различии физико-химических условий в период кристаллизации на участках, расположенных близко друг к другу, что может быть объяснено только влиянием ксенолитов вмещающих горных пород.

Ксенолиты вмещающих горных пород (протерозой). Большое количество ксенолитов размерами от нескольких миллиметров до нескольких метров в поперечнике предыдущие исследователи называли ксенолитами сэдберитов по аналогии с породами, описанными Томсоном для месторождения Сэдбери, который под сэдберитами понимал пироксено-плагиоклазовые роговики. Среди ксенолитов в критическом горизонте встречаются не только породы пироксено-плагиоклазового состава, поэтому лучше отказаться от названия сэдбериты.

Ксенолиты по составу можно подразделить на следующие группы пород: а) пироксено-плагиоклазовые роговики; б) тонкозернистые основные породы; в) перекристаллизованные глинистые и туфогенные породы.

а) Пироксено-плагиоклазовые роговики состоят из мелких зерен плагиоклаза (№ 42—45) и темноцветных минералов — актинолитовой роговой обманки, хлорита, талька и реликтов ромбического пироксена-гиперстена. Кроме гиперстена, встречаются сравнительно крупные, до 1 мм, зерна моноклинного пироксена-диаллага. Встречаются одиночные вкрапленники рудных минералов магнетита и сульфидов. Сульфиды развиваются нередко путем замещения темноцветных минералов в ассоциации с амфиболом и тальком. Структура роговиковая.

б) Тонкозернистые основные породы представляют собой группу, объединяющую тонкозернистые нориты, габбро-нориты с микрогаббровой структурой, мелкозернистые уралитизированные нориты и габбро-нориты, тонкозернистые амфиболиты и лейкократовые породы, приближающиеся по составу к плагиоклазитам.

В табл. 2 приведен химический состав тонкозернистого норита.

в) Перекристаллизованные глинистые и туфогенные породы слагают плагиоклаз (андезин № 38), радиально-лучистые агрегаты актинолитовой роговой обманки, хлорит, карбонаты, мелкие зерна эпидота, кварц. Нередко встречаются обломки пород с порфировидной структурой.

Химический состав туфогенно-осадочных пород приведен в табл. 2.

Ксенолиты перекристаллизованных и ороговикованных глинистых пород встречаются довольно часто. Они иногда содержат сульфидную вкрапленность (пирротин и халькопирит). Под микроскопом можно разобраться в их минералогическом составе. Породы состоят из тонких иголочек силлиманита, пластинок хлорита и серицита. В некоторых шлифах установлены кордиерит и шпинель. Кордиерит обладает в некоторых случаях секториальным двойниковым строением.

Химические анализы двух образцов ороговикованных глинистых сланцев приведены в табл. 2.

В одном случае встречен был ксенолит породы, состоящей из плагиоклаза (№ 60), кианита, хлорита, серицита, иголок амфибола, мелких зерен шпинели, редких зерен граната.

Дайковые и жильные породы

Породы этой группы имеют на террасе незначительное развитие. Из дайковых пород известны лампрофиры и гранофиры, из жильных — кварцевые альбититы, кварцевые жилки.

В зонах смятия в норитах встречаются одегардиты. Последние можно разделить на две подгруппы в зависимости от структуры пород. Одну подгруппу составляют породы с сохранившимися первичными контурами минералов норитов — пироксена и

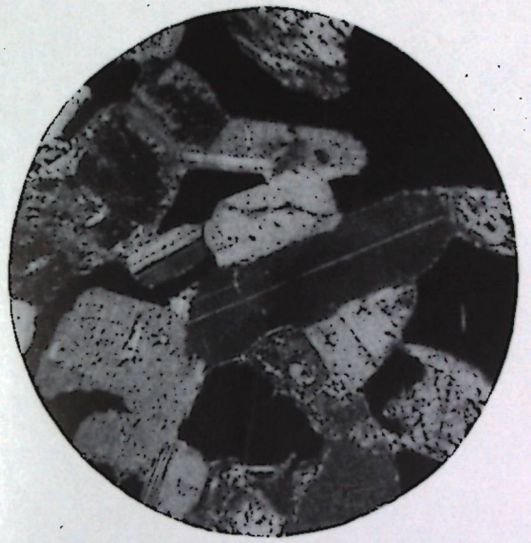


Рис. 29. Рудные нориты. Николи + (×20).

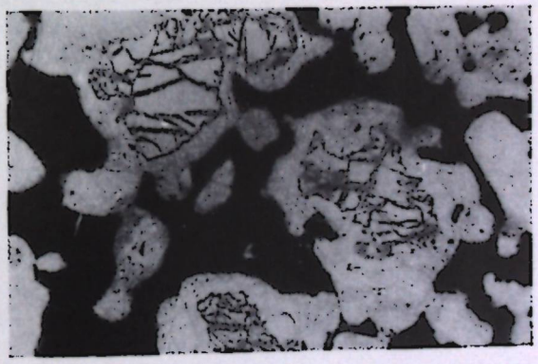


Рис. 30. Рудные нориты с сидеронитовой структурой. Краевые части зерен гиперстена изменены в амфибол. Николи + (×20).

плагиоклаза (лабрадора), по которым развиваются амфибол и скаполит. Другую — породы отчетливо сланцеватого облика. Пироксен и плагиоклаз раздроблены и замещены амфиболом и скаполитом.

Из всего вышеизложенного следует, что вкрапленные руды в массиве Нюд приурочены к внутриформационному слою течения, обладающему целым рядом отмеченных выше черт, не свойственных другим слоям течения, обусловленных наличием ксенолитов вмещающих пород. Локальные скопления ксенолитов в пределах этого слоя обусловили прерывистый характер критического горизонта и его согласное залегание с общей структурой массива. Взаимодействие ксенолитов с магмой, хотя и было незначительным, судя по составу ксенолитов, все же имело место. При этом различные ксенолиты оказывали различное воздействие. Богатые глиноземом ксенолиты осадочных пород способствовали образованию лейкократовых разновидностей, вплоть до плагиоклазитов. Ксенолиты кислых пород, растворяясь, обогащали магму кремнекислотой и обусловливали образование кварцсодержащих разновидностей. Роговики и мелкозернистые нориты не оказывали существенного влияния на состав возникавших пород. Наибольшее влияние оказали ксенолиты, как холодные тела, на сложение и текстуры пород критического горизонта. Гипабиссальный облик этих пород, вероятно, обязан именно небольшим ксенолитам и большим глыбам чуждых массиву пород. Наличие пегматоидных пород только в пределах этого горизонта в массиве Нюд показывает, что, несмотря на гипабиссальную обстановку, в целом комплекс пород критического горизонта формировался более длительный промежуток времени, чем породы других толщ.

Б. ПЛАСТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВКРАПЛЕННЫХ РУД СОПЧИ

Массив Сопча. Сведения о геологии, петрологии и структуре массива Сопча приведены в работах Е. К. Козлова [1949, 1953].

Массив Сопча составляет центральную часть Мончегорского плутона и имеет форму лополита с корытообразным дном. Структура интрузии несогласна по отношению к структуре вмещающих пород и согласна по отношению к контактам интрузии.

Массив имеет сложное строение. Здесь встречаются в основном пироксениты, плагиоклазовые пироксениты, меланократовые нориты, нориты. По мере движения с юго-запада на северо-восток, вдоль длинной оси массива, бесполевошпатовые породы сменяются полевошпатовыми, т. е. массив расдифференцирован в горизонтальном направлении и построен асимметрично.

Буровыми скважинами установлено, что массив Сопча имеет асимметричное строение и в вертикальном направлении. Так, в разрезе массива наблюдаются три зоны.

Первая зона — верхняя часть интрузии — до глубины 900 м (в центре массива) представлена пироксенитами. Среди пироксенитов на отметках 200—400 м встречаются слои течения из оливинитов, перидотитов, оливиновых пироксенитов. Кроме того, в верхней части встречаются большие глыбы — (до 500 м в длину) — габбро-норитов, своеобразных пойкилитовых перидотитов и оливинитов более древних, чем окружающие их породы массива. Сульфидная вкрапленность приурочена к некоторым слоям оливинсодержащих пород, а также образует согласные с трахитоидностью слои среди пироксенитов.

Вторая зона является как бы переходной между первой и третьей зоной. Мощность ее в центральных частях массива достигает всего около ста метров. Она представлена послойным чередованием пироксенитов и оливиновых пироксенитов. Книзу эта зона постепенно переходит в перидотитовую, а кверху — в пироксенитовую зоны.

Третья зона — придонная часть интрузии — имеет мощность в центральных частях до 350 м, а в краевых частях выклинивается, т. е. в разрезе имеет форму полумесяца. Сложена она преимущественно перидотитами с небольшими прослоями оливиновых пироксенитов. В нижних частях перидотиты становятся полевошпатовыми, а в приконтактных

частях появляется комплекс придонных полевошпатовых пород (оливиновые нориты, нориты, габбро-нориты), оканчивающийся в непосредственном контакте иногда кварц-биотитовыми норитами.

По своим особенностям характер нижней части интрузии аналогичен соседнему массиву Ниттис — Кумужья — Травяная, который более сильно эродирован, чем Сопча.

Асимметричное строение массива в горизонтальном направлении, о котором мы упоминали, было обнаружено при составлении структурно-геологических разрезов (Козлов, 1949). Так, с юго-запада на северо-восток содержание плагиоклаза в породах в среднем увеличивается от 1 до 10—15%; мощность перидотитовой зоны придонной части уменьшается так же, как и число слоев оливинсодержащих пород в верхней части массива.

Массив Сопча является хорошим примером первично расслоенных массивов с большим разнообразием структурных элементов как первичного, так и вторичного происхождения. В нем исключительно отчетливо выражены следы первичного расслоения: первичная полосатость и первичная линейность, полого наклоненные, в общем, к западу. Первичные трещины и вторичные (наложенные) структуры также имеют значительное развитие.

Полосатость в массиве Сопча развита очень широко и разнообразно. Так, часто первичная полосатость выражена послойно-чередующимися породами различного состава и сложения и характеризует собой первичную расслоенность массива. Послойное чередование пород (переслаивание) то грубое, то более тонкое встречается как в нижних, так и в верхних частях массива.

Форма слоев течения верхней части массива, сложенных оливинсодержащими породами, в пространстве представляется в виде плоских линз. Пологое положение полосатости определяет пологое положение линейности.

Примером несомненного наложения структур в массиве Сопча служат сбросы, которые легко выявляются даже там, где нет обнажений, так как ложки и понижения в рельефе указывают обычно на тектонические нарушения. В обнаженных участках и по скважинам сбросы обнаруживаются по зонам рассланцевания. Там, где с несомненностью были установлены сбросы, такие зоны имеются всегда. Установить амплитуду сбросов удается очень редко, что делается по наиболее выдержанным слоям течения.

Помимо малых сбросов, имеется два больших сброса, обнаруженных как на поверхности, так и скважинами. Эти два сброса, так называемые большой и аномальный, разбивают Сопчу на три части. Амплитуды этих сбросов достигают 80 м.

Во всех сбросах сброшенным крылом является восточное.

Геологическое положение пластовых месторождений

Как показали исследования Е. К. Козлова [1953], сравнительно хорошая сульфидная вкрапленность встречается в нескольких слоях течения, а поэтому говорить об одном непрерывном рудном пласте нельзя. Правильность такой точки зрения подтверждается данными бурения, проведенного в последние годы. Более или менее густая сульфидная вкрапленность встречается несколько раз в одной и той же скважине и приурочена к различным слоям течения. Например скв. 364, пробуренная в 1948 г., встретила два рудных пласта на глубине 320 и 410 м. Многие скважины не встретили рудных пластов, это служит указанием на прерывистость

последних, что ранее нами было отмечено при геологических исследованиях. Наибольшее количество рудных пластов встречено в западной части Сопчи, в восточной же части промышленная сульфидная вкрапленность встречена только двумя скважинами (скв. 63 и 362).

Наши исследования показали, что наиболее важный рудный пласт 330 выклинивается и прерывается, изменяясь по простиранию в мощности. Такое выклинивание, в частности, хорошо можно проследить в обнажениях и карьерах на западном склоне Сопчи. Об изменении мощности пласта известно было по данным разведочных работ.

Сульфидная вкрапленность часто приурочена к слоям течения, обогащенным оливином, хотя известны слои течения, вовсе не содержащие оливина. Нередко границы оливинсодержащих слоев течения и рудных пластов не совпадают. Особенно хорошо такое несовпадение границ рудного пласта и перидотитового слоя течения видно на пласте 330. Нижняя граница рудного пласта залегает примерно на метр выше нижней границы перидотитового слоя течения, а верхняя — примерно на метр с лишним выше верхней границы перидотитового слоя течения.

Перидотитовые слои течения, аналогичные рудному пласту 330, встречаются только в северо-западной части Сопчи.

При соединении рудных интервалов, относимых предшественниками к единому рудному пласту, получается неровная поверхность (Бруновская, 1938), секущая трахитоидность пироксенитов, что указывает на неправильность такого соединения.

Довольно часто в интервалах оруденелых пород встречаются крупнозернистые пегматитоподобные плагиоклазовые пироксениты и пироксениты с сульфидной вкрапленностью и с небольшими сульфидными прожилками.

Детали геологического строения рудных пластов в различных частях массива Сопчи

Рудные пласты, встречающиеся в различных частях массива, подвергались разведке буровыми скважинами и канавами. Наиболее подробно был изучен и разведан, как уже указывалось выше, рудный пласт Сопчи, или пласт 330, на западном склоне массива. Геологическое описание разрезов через рудный пласт приводится в опубликованных работах Е. К. Козлова [1953] и Э. Н. Елисеева [1953].

Кроме рудного пласта на западном склоне Сопчи, Е. К. Козлов приводит в своей работе [1953] разрезы рудных пластов оливиновых пироксенитов с северо-восточного и восточного склонов. Все эти пласты, несмотря на различие в строении, имеют одинаковое происхождение: рудные пласты представляют слои течения преимущественно перидотитового и оливино-пироксенитового состава, переслаивающиеся с сингенетичными слоями течения, обычно объединенными оливином (преимущественно пироксениты), хотя, как уже отмечалось, встречаются породы, обогащенные сульфидной вкрапленностью и в то же время не содержащие оливина.

В дополнение к уже опубликованным сведениям (Козлов, 1953) приведем несколько разрезов и детальных карточек. Так, на рис. 31 приведена структурно-геологическая карта участка северного склона Сопчи.

Рудные пласты прерывисты, что видно на рис. 32 и на опубликованных рисунках в работе Е. К. Козлова, в частности, это хорошо видно в обнажениях рудных пластов на восточном склоне Сопчи.

В более детальных взаимоотношениях между слоями течения, сложенными различными по составу горными породами, в том числе и породами, содержащими сульфидную вкрапленность, можно судить по рис. 32 и 33. На рис. 32 изображен характер расслоенности, хорошо заметный на естественных обнажениях. Вследствие различной твердости оливиновых пироксенитов и перидотитов, с одной стороны, и пироксенитов, с другой — при выветривании появляются рельефные поверхности обнажений.

По рис. 33 можно судить о характере переслаивания различных горных пород с горными породами, содержащими сульфидную вкрапленность.

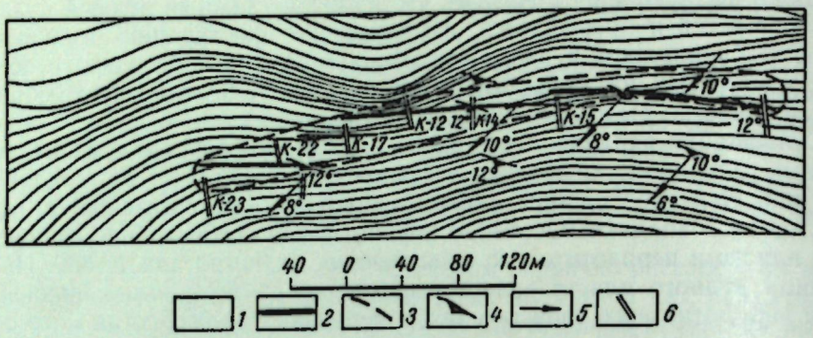


Рис. 31. Структурно-геологическая карта участка северного склона горы Сопча:

1 — пироксениты; *2* — оливиновые пироксениты; *3* — контуры оливиновых пироксенитов, обозначенных на старых картах; *4* — полосатость; *5* — линейность; *6* — канавы; линии — горизонтали.



Рис. 32. Первичная полосатость в оливиновых пироксенитах восточного склона Сопчи.

Все рудные пласты располагаются в верхней части разреза стратифицированного массива. При рассмотрении рудных пластов ничего не было сказано о содержащих сульфидную вкрапленность слоях течения в нижней части массива, а между тем обогащение сульфидной вкрапленностью происходило в донной части интрузии аналогично донной залежи в массиве Ниттис — Кумужья — Травяная. На наличие донной залежи на Сопче указали результаты бурения, в частности, глубокая скважина

Сулливан в центральной части массива Сопчи установила такую донную залежь, мощность которой значительно меньше по сравнению с мощностью донной залежи на Ниттис — Кумужьей — Травяной. Практического значения месторождения вкрапленных руд типа донной залежи на Сопче не представляют, так как они находятся на большой глубине и значительно

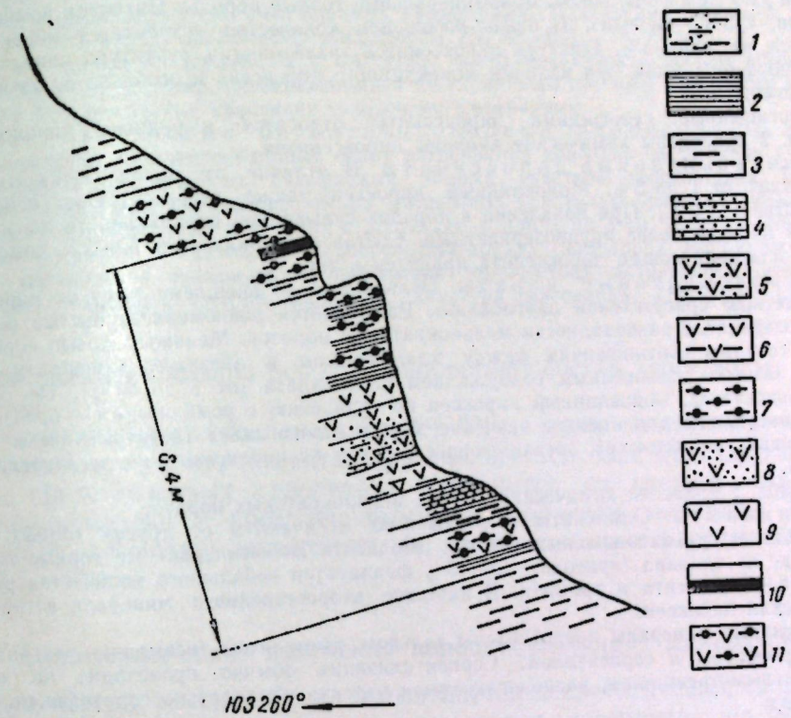


Рис. 33. Разрез через оруденелые слои течения оливиновых пироксенитов на восточном склоне Сопчи:

1 — среднезернистые меланократовые нориты; *2* — неравномернозернистые плагиоклазовые оливиновые пироксениты (трещиноватые); *3* — те же породы плотные; *4* — рудные оливиновые пироксениты (трещиноватые); *5* — рудные меланократовые нориты с оливином; *6* — безрудные меланократовые нориты с оливином; *7* — среднезернистые тонкополосчатые и трахитоидные оливиновые плагиоклазовые пироксениты; *8* — плагиоклазовые оливиновые пироксениты без сульфидов; *9* — плагиоклазовые оливиновые пироксениты без сульфидов; *10* — перидотиты; *11* — меланократовые оливиновые нориты.

беднее вкрапленных руд донной залежи Ниттис — Кумужья — Травяная. Поэтому в дальнейшем мы не будем на них останавливаться и ограничимся рассмотрением рудных пластов в верхней части массива.

Горные породы, слагающие рудные пласты

Горные породы, слагающие массив Сопчи, можно объединить в три естественных ряда: оливинитов — оливинсодержащих пироксенитов; плагиоклазовых перидотитов — меланократовых оливиновых норитов; пироксенитов — меланократовых норитов (Козлов, 1953). Преобладают горные породы ряда пироксенитов — норитов, в котором в свою очередь преобладают пироксениты. Породами, слагающими преимущественно массив Сопчу, являются пироксениты (бронзититы). Несмотря на приуроченность сульфидной вкрапленности к породам ряда оливиниты — оливин-

содержащие пироксениты, слагающим рудные пласты, как уже отмечалось выше, сульфидная вкрапленность встречается в горных породах других двух естественных рядов.

Остановимся коротко на характеристике различных горных пород массива Сопча.

Пироксениты. Почти мономинеральные горные породы. Пироксен ромбический (Козлов, 1953) — бронзит. В очень небольшом количестве встречается моноклинный пироксен, не более 3%. Текстура пироксенитов трахитоидная, структура панидиоморфная и порфировидная, при наличии моноклинного пироксена и особенно плагиоклаза — гипидиоморфная.

Обогащенные сульфидами пироксениты относятся к рудным пироксенитам. В табл. 2 приведены химические анализы пироксенитов.

Плагиоклазовые пироксениты. В отличие от пироксенитов содержат плагиоклаз от 1 до 5%. Моноклинный пироксен также встречается в небольшом количестве (до 3%). При появлении в породах сульфидной вкрапленности породы становятся нередко более крупнозернистыми. Состав плагиоклаза № 52—72. Химический анализ плагиоклазового пироксенита приведен в табл. 2.

Меланократовые нориты. Отличаются по внешнему виду от пироксенитов заметным присутствием плагиоклаза. Различаются равномернозернистые и неравномернозернистые разновидности меланократовых норитов. Меланократовые нориты по количественным соотношениям между плагиоклазом и цветными минералами отличаются заметно повышенным содержанием плагиоклаза (от 8 до 21%). Так же как и в пироксенитах, моноклинный пироксен по сравнению с ромбическим — бронзитом — имеет совершенно подчиненное значение. Состав плагиоклаза такой же, как и в плагиоклазовых пироксенитах, составляющих переход от пироксенитов к меланократовым норитам.

В табл. 2 приведен химический анализ меланократовых норитов.

Оливиниты. Оливиниты в обнажениях отличаются от других горных пород своеобразным буровато-красным цветом. Это почти мономинеральные горные породы, состоящие из оливина (хризолит, 13—15% фаялита) и небольшого количества рудного минерала — магнетита и хромита. В качестве второстепенного минерала встречается ромбический пироксен.

Вторичные минералы представлены тальком, тремолитом (возможно, это антофиллит), карбонатом и серпентином. Серпентинизация обычно происходит по тонким параллельным трещинкам, располагающимся нередко параллельно стратификации горных пород.

Перидотиты. Главными минералами являются оливин и пироксен в варьирующих количествах. Количество оливина колеблется от 34 до 70%, остальное приходится на долю пироксена и небольшого количества рудных минералов (от 1 до 7%). Оливин в перидотитах распределяется неравномерно, то в виде отдельных зерен с ксеноморфными очертаниями, то в виде скоплений зерен с хорошей кристаллографической огранкой. Такие шлирообразные скопления зерен оливина часто прорастают кристаллами ромбического пироксена с пойкилитовой структурой.

Из рудных минералов довольно часто встречаются сульфиды в виде вкрапленников. Перидотит разбит тонкими трещинками. Трещиноватость перидотита заслуживает более подробного описания, поскольку с этим явлением тесно связан вопрос о времени рудообразования. Наиболее хорошо развиты трещины, субпараллельные первичной полосатости, хотя встречаются трещины и другого направления. Наиболее хорошо трещинки проявляются в кристаллах оливина, в то время как ромбический пироксен слабо трещиноват. Участки между серпентиновыми прожилками гаснут одновременно, что указывает на отсутствие катаклаза и дробления. Сульфиды не проникают вдоль серпентиновых прожилков, наоборот, сами вкрапленники часто разбиты субпараллельными трещинками, вдоль которых развивается серпентин.

Химические анализы перидотитов приведены в табл. 2.

Оливиновые пироксениты. Оливиновые пироксениты состоят из ромбического пироксена, оливина, небольшого количества моноклинного пироксена, рудных минералов. Иногда встречается в небольшом количестве плагиоклаз. Количественные соотношения между главнейшими минералами колеблются в широких пределах. Количество рудных минералов — сульфидов и магнетита — от 0 до 9,7%. Количество вторичных минералов обычно очень небольшое, но на некоторых небольших участках иногда бывает большим и достигает до 40%. Оливиновые пироксениты, обогащенные сульфидами, носят название рудных. Часто развитие сульфидов сопровождается появлением вторичных минералов, развивающихся за счет пироксена и оливина. Строгая зависимость между количеством вторичных минералов и сульфидов отсутствует.

Оливинсодержащие пироксениты. Как и другие породы, оливинсодержащие пироксениты слагают слои течения среди других пород, слагающих массив.

Количество оливина варьирует в пределах от 0 до 7%, редко достигая 15% (рис. 34). В этих породах сульфиды обычно не сопровождаются вторичными минералами. Химические анализы оливинсодержащих пироксенитов приведены в табл. 2.

Плагиоклазовые оливиновые пироксениты. К слоям течения, сложенным плагиоклазовыми оливиновыми пироксенитами, очень часто приурочены скопления сульфидной вкрапленности, хотя встречаются плагиоклазовые оливиновые пироксениты без сульфидной вкрапленности. Количество оливина колеблется и достигает до 20—28%. Первичные минералы (пироксен и оливин), как правило, более интенсивно изменены в разновидностях, обогащенных сульфидами. Плагиоклаз, как и в других разновидностях пород, представлен лабрадором (№ 58—63).

Рудные минералы (сульфиды и магнетит) часто находятся в тесной ассоциации с вторичными минералами, развивающимися по первичным цветным минералам и образующими нередко тесные срастания с рудными минералами.

Крупнозернистые пегматитоподобные пироксениты. Участки крупнозернистых пегматитоподобных пород встречаются довольно часто среди участков горных пород, обогащенных сульфидами. Форма участков линзовидная. Бронзит является главнейшим породообразующим минералом, кристаллы бронзита имеют хорошие кристаллографические очертания и достигают в длину до 3 см. В небольшом количестве встречаются: моноклинный пироксен, плагиоклаз (лабрадор). Из рудных минералов — магнетит и сульфиды. В небольших количествах встречаются вторичные минералы: актинолит, хлорит, карбонат. Текстура массивная, структура панидиоморфная.

При наличии оливина породы приобретают состав оливиновых пироксенитов.

В основании рудного пласта (пласт 330), вдоль контакта лежачего бока оливинитов с пироксенитами, располагается зона рассланцованных пород, представленных милонитами оливинитов со свежим оливином, рассланцованными и превращенными во вторичные минералы (тальк, карбонаты, тремолит) пироксенитами. Мощность зоны рассланцованных пород 1—10 см.

Метаморфические изменения породообразующих минералов

Хотя породы массива Сопча и отличаются исключительной свежестью, все же редко можно встретить участки пород, совершенно не имеющие постериорных минералов.

Как правило, больше изменены рудные оливиновые пироксениты, плагиоклазовые оливиновые пироксениты, перидотиты и меланократовые нориты.

Оливиниты, пироксениты, оливинсодержащие пироксениты изменены гораздо меньше.

Обычно ромбический пироксен изменен сильнее оливина, но иногда бывает и наоборот. Характерные примеры этому находим в оливинсодержащих пироксенитах ниже подошвы нижнего перидотитового «пласта» на высоте Скалистой, где ромбический пироксен замещен тремолитом и тальком нацело, а оливин совершенно свежий. Наоборот, на восточном склоне, в меланократовых оливиновых норитах оливин местами изменен нацело, а ромбический пироксен сравнительно свежий.

Во всех горных породах наблюдается избирательное развитие определенных постериорных минералов по первично-магматическим. Это позволяет восстановить первичный состав породы даже в тех случаях, когда порода значительно изменена.

Оливин обычно замещается мелкочешуйчатым тальком, тремолитом и серпентином. На контакте с плагиоклазом образуются оболочки из актинолита, талька и хлорита, располагающегося между тальковой и актинолитовой оболочками.

Среди талькового агрегата встречаются иногда зерна карбоната. Намечается определенная последовательность в замещении: 1) оливин—тальк—карбонат, 2) оливин—серпентин; 3) оливин — тремолит — тальк. При этих процессах происходит выделение магнетита в виде мелкой пыли.

Ромбический пироксен часто окружен оболочкой из бледнозеленого тонкоигольчатого актинолита.

Нередко образуется тремолит по ромбическому пироксену. В шлифах можно проследить все стадии замещения, которое обычно начинается с краев зерен вдоль трещинок. Реже наблюдается замещение баститом, серпентином и антофиллитом. При всех замещениях, особенно при образовании тремолита, наблюдается изобильное выделение магнетитовых зерен. При образовании актинолита магнетит не выпадает.

Моноклинный пироксен обычно изменен сильнее, чем другие минералы. При изменении выделяется такое количество магнетита, что продукты его изменения становятся почти непрозрачными. Преимущественно он замещается тремолитом и тальком.

Плагиоклаз замещается бесцветным низкодвупреломляющим хлоритом. В центральных частях хлоритовых агрегатов наблюдается актинолит. Продукты изменения плагиоклаза всегда свободны от магнетитовых выделений.

Разнообразие автометаморфических явлений свидетельствует о широком температурном интервале, в течение которого происходило изменение породообразующих минералов в массиве Сопча.

Незначительная интенсивность развития автометаморфических процессов указывает на бедность родоначальной магмы летучими. В пластах оливинсодержащих пород существовали более благоприятные условия для автометаморфического изменения породообразующих минералов.

Структуры горных пород

Породы массива Сопча имеют структуры, типичные для интрузивных пород. Наиболее распространенной является гипидиоморфнозернистая и панидиоморфнозернистая структуры. Сравнительно редко встречаются пойкилитовая и келифитовая структуры. В одном случае была встречена аллотриоморфнозернистая структура в сочетании с пойкилитовой.

Часто можно видеть в шлифах параллельную структуру, обусловленную закономерной ориентировкой ромбического пироксена.

Взаимоотношения между породообразующими минералами позволяют наметить следующий порядок кристаллизации: оливин — ромбический пироксен — моноклинный, пироксен + плагиоклаз. Взаимоотношения сульфидов с породообразующими минералами указывают на то, что кристаллизация сульфидов происходила после кристаллизации силикатов.

Из всего изложенного можно сделать следующие выводы: а) оруденелые слои течения в верхней части разреза Сопчи являются сингенетичными с другими породами разреза; б) рудные пласты сложены преимущественно оливинсодержащими горными породами, хотя и имеются среди них и безоливиновые; в) слои течения и рудные пласты залегают параллельно первичной расслоенности плутона.

Сопоставление разрезов по скважинам выявило, что участки с сульфидной вкрапленностью, ранее объединяемые в один рудный пласт 330, на самом деле принадлежат самостоятельным и не связанным между собою линзам, располагающимся на различных уровнях. Наличие различных перидотитовых слоев течения в разрезе Сопчи отчетливо прослеживается на западном склоне Сопчи. Там же хорошо видно выклинивание слоев течения, что в свою очередь указывает на прерывистость рудных пластов. В разрезе восточной части Сопчи отсутствует рудный пласт Сопчи, рудные интервалы располагаются на различных уровнях и не могут быть отнесенными к рудному пласту 330 на западном склоне Сопчи. Все это указывает на прерывистость рудного пласта 330. Правильность такого вывода подтверждается наблюдениями на западном склоне Сопчи в районе штольни № 4, где в хорошо обнаженном склоне видно, как рудный пласт быстро выклинивается и далее, к югу по склону не продолжается.

г) типичной особенностью в строении рудных пластов является частая приуроченность к ним участков крупнозернистых пегматитоподоб-



Рис. 34. Оливинсодержащий пироксенит с сульфидами. При одном николе (×5).

ных пород того же состава, что и окружающие горные породы. Такие породы образовались до рудоотложения.

В. МЕСТОРОЖДЕНИЕ ДОННОЙ ЗАЛЕЖИ МАССИВА НИТТИС — КУМУЖЬЯ — ТРАВЯНАЯ

К настоящему времени геологическое строение массива изучено достаточно подробно, за исключением его южной части. Большое количество буровых скважин и горных выработок вскрыло весь комплекс пород массива. Геолого-петрографические исследования были выполнены Б. М. Куплетским [1932], А. Е. Алешуниной [1937], Н. А. Елисеевым [1947], З. А. Образцовой [1950], Е. К. Козловым [1953]. Буровые скважины в долине между горой Ниттис и Сопча показали, что эти два массива составляют одно целое, только дно массива Ниттис — Кумужья — Травяная находится выше, чем дно Сопчи, в соответствии с чем массив Ниттис — Кумужья — Травяная сильнее эродирован, чем массив Сопчи. Как и в массиве Сопча, здесь имеется в вертикальном направлении три зоны пород различного состава. Самая верхняя часть массива сложена пироксенитами. Пироксениты сохранились на горе Ниттис, на вершине горы Кумужья и на западном склоне горы Травяной (см. рис. 1). Под пироксенитами располагается горизонт пород, представленных сравнительно тонко переслаивающимися пироксенитами и оливиновыми пироксенитами. Мощность его не превышает 50—70 м.

Третья зона сложена перидотитами, среди которых встречаются прослои пироксенитов и оливиновых пироксенитов. Верхние части перидотитовой зоны содержат очень немного плагиоклаза. Книзу количество плагиоклаза увеличивается и породы уже можно назвать полевошпатовыми перидотитами. В придонной части массива полевошпатовые перидотиты постепенно переходят в полевошпатовые основные породы (оливиновые нориты, нориты, габбро-нориты, полевошпатовые пироксениты), которые в контакте с подстилающими массив архейскими гнейсами переходят в кварцевые нориты с микропегматитом, кордиеритовые нориты, кварц-биотитовые нориты. Следовательно, аналогия с массивом горы Сопчи почти полная.

Внутренняя структура массива является согласной с контактной поверхностью. Полосатость, отчетливо выраженная, в общих чертах повторяет контуры массива. Последнее хорошо подтверждается многочисленными буровыми скважинами, пробуренными до дна массива. Дно массива имеет форму корыта, длинная ось которого ориентирована почти в меридиональном направлении и наклонена под углом 5—10° на юг. Восточные и западные крылья этого корыта падают соответственно на запад и на восток под углом 30—35° к центральной оси массива.

К настоящему времени пробурено около 65 скважин, которые пересекли массив и вошли в подстилающие его гнейсы; во всех скважинах вблизи контакта массива с гнейсами отмечалась вкрапленность сульфидов.

В последние годы начало проясняться геологическое строение южной части массива. Уже предшествующие исследователи высказали предположение, что на юге массива должны находиться «корни интрузии». Это предположение возникло в силу обнаружения на юге гравиметрического максимума.

Работы Н. А. Елисеева [1947], Е. К. Козлова [1949] подтвердили, что в южной части полосатость, определяемая обычно положением контактов, погружается на Сопче на юго-запад, а на южных склонах горы Ниттис — на юг, т. е. как будто намечается место подводящего канала или серии таких каналов.

Геологическое строение приконтактовой части интрузии

Приконтактовые части Мончегорской интрузии в районе массива Ниттис — Кумужья — Травяная и Сопча на поверхности не обнажаются и изучены по скважинам.

До Отечественной войны на горе Ниттис было пробурено только три скважины до дна интрузии и в 1952 г. еще четыре скважины. На горе Кумужьей до дна интрузии было пробурено 26 скважин (до 1941 г.), а на горе Травяная до Отечественной войны — 12 скважин и с 1949 г. еще пробурено около 30 скважин.

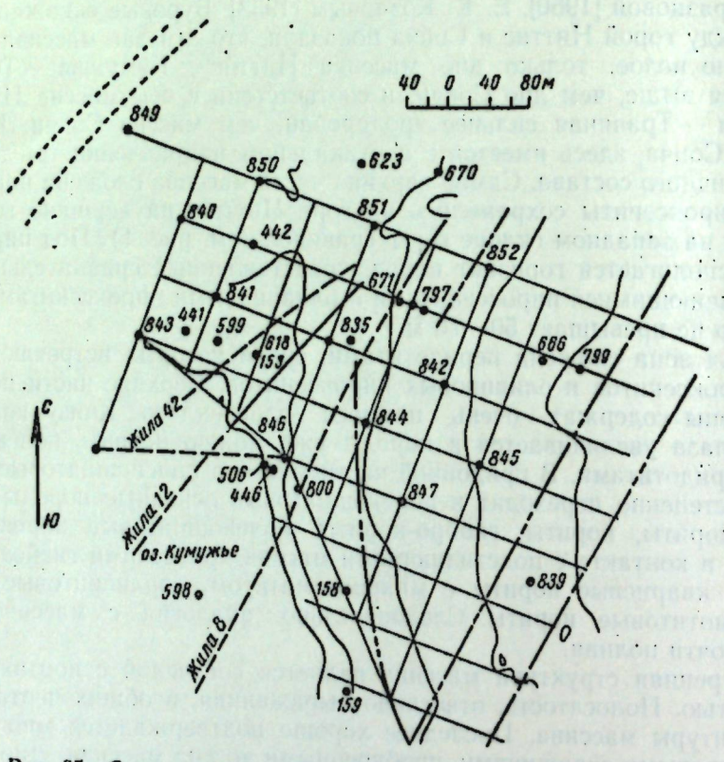


Рис. 35. Схема расположения скважин в западной части горы Травяной. Цифрами обозначены номера скважин.

Наиболее подробно изучено строение горы Травяная. Скважины на горе Травяной, пробуренные до Отечественной войны, не изучались и кери их погиб для исследования.

Среди скважин, пробуренных в 1949—1951 гг., были детально изучены 22 скв. (Козлов, 1953).

На рис. 35 изображена схема расположения буровых скважин на горе Травяной. Для характеристики одной из скважин (скв. 800) и двух разрезов на западном склоне горы Травяной (см. рис. 35) приводим рис. 36, 37 и 38.

На рис. 36 показан разрез по скв. 800, начиная с глубины 230 м. До этой глубины встречались преимущественно среднезернистые перидотиты с незначительным содержанием полевого шпата. С глубины 230 до 245 м плагиоклаз в перидотитах начинает играть заметную роль и виден хорошо макроскопически. Плагиоклазовые перидотиты на глубине 245 м постепенно переходят в оливиновые нориты и начинается зона существенно полевошпатовых пород с сульфидной вкрапленностью, имеющая в скв. 800 мощность 47 м. Зона кварцевых норитов имеет здесь мощность 20 м, при этом кварцевые нориты по внешнему виду не отличимы от диабазов и не содержат сульфидной вкрапленности. В верхней части кварц-биотитовых норитов встречаются ксенолиты

кварц-плагиоклаз-кордиеритовых пород и гранодиоритов с тонкой сульфидной вкрапленностью. Среди норитов и оливиновых норитов в большом количестве отмечены тела крупнозернистых плагиоклазовых пироксенитов, иногда с кварцем. Для остальных пород придонной части характерна порфировидная структура и меньший размер слагающих их минералов по сравнению с вышерасположенными плагиоклазовыми перидотитами. При этом зернистость пород меняется, иногда на очень близких расстояниях.

Более наглядное представление о строении придонной части дают геологические разрезы, приведенные на рис. 37 и 38.

На разрезе (см. рис. 37) видно, что дно массива плавно погружается к центру интрузии. Мощность зоны придонных полевошпатовых пород увеличивается к центру интрузии. Мощность зоны пород, содержащих сульфидную вкрапленность, увеличивается также к центру интрузии.

В строении зоны придонных полевошпатовых пород, несмотря на различные уклонения в деталях по различным скважинам, имеется целый ряд характерных особенностей, а именно: сверху вниз последовательно встречаются горизонты оливиновых норитов, норитов и габбро-норитов; мощность горизонтов оливиновых норитов и норитов больше в центральных частях интрузии; мощность зон габбро-норитов не зависит от положения скважин в массиве; кварцевые или микропегматитовые нориты, обычно примыкающие к самому контакту, отмечаются не по всем скважинам.

Большой материал по буровым скважинам позволил выяснить одну очень важную деталь: кварцевые нориты и микропегматитовые нориты встречаются в эндоконтакте в тех случаях, когда плутон контактирует с гнейсами; в случаях же, когда контакт происходит с амфиболитами, кварцевые нориты отсутствуют, вместо них в эндоконтакте развиваются мелкозернистые нориты или габбро-нориты.

На рис. 38 изображен разрез, проходящий через южную область участка, изображенного на рис. 35. Скв. 839 и 847 находятся ближе к центру интрузии. Однако они встретили породы, подстилающие массив на более высоких отметках, чем краевые скважины. Отсюда вполне естественно могло возникнуть представление о гнейсовом вале или хребте в центре массива, т. е. что дно в районе горы Травяной не имеет корытообразной формы, а является волнистым. Однако изучение скважин показало, что близость дна к поверхности по скв. 839 и 847 обусловлено сбросами. Эти сбросы отчетливо фиксируются в скв. 847 зоной милонитизированных и скаполитизированных диорито-гнейсов, а в скв. 839 — рассланцованной дайкой диабаза и сильным изменением перидотитов в контакте с диабазом.

Сведения о характере разрезов по скважинам на горе Ниттис имеются в отчете Мончегорской геологоразведочной партии за 1952 г. Скважины, пробуренные на горе Кумужьей, были сравнительно подробно описаны А. Е. Алешуниной [1937].

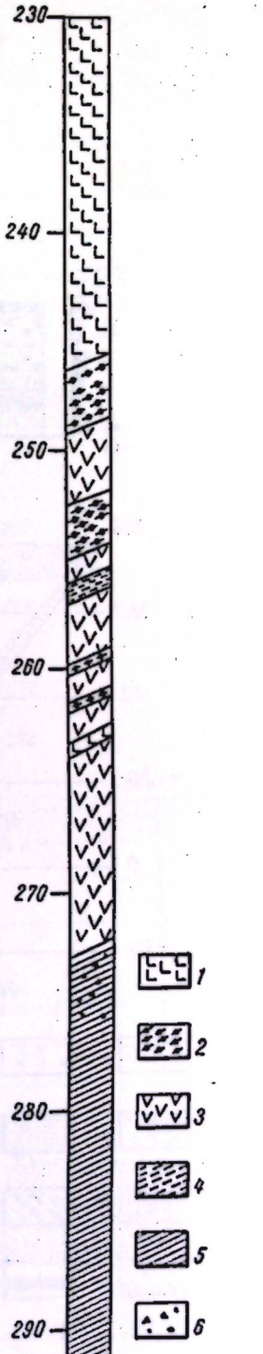


Рис. 36. Колонка скв. 800:

1 — перидотиты и плагиоклазовые перидотиты; *2* — оливиновые нориты; *3* — нориты и габбро-нориты; *4* — пироксениты; *5* — кварцево-биотитовые нориты; *6* — ксенолиты кварц-плагиоклаз-кордиеритовых пород и гранодиоритов; *7* — гнейсы. Глубина в метрах.

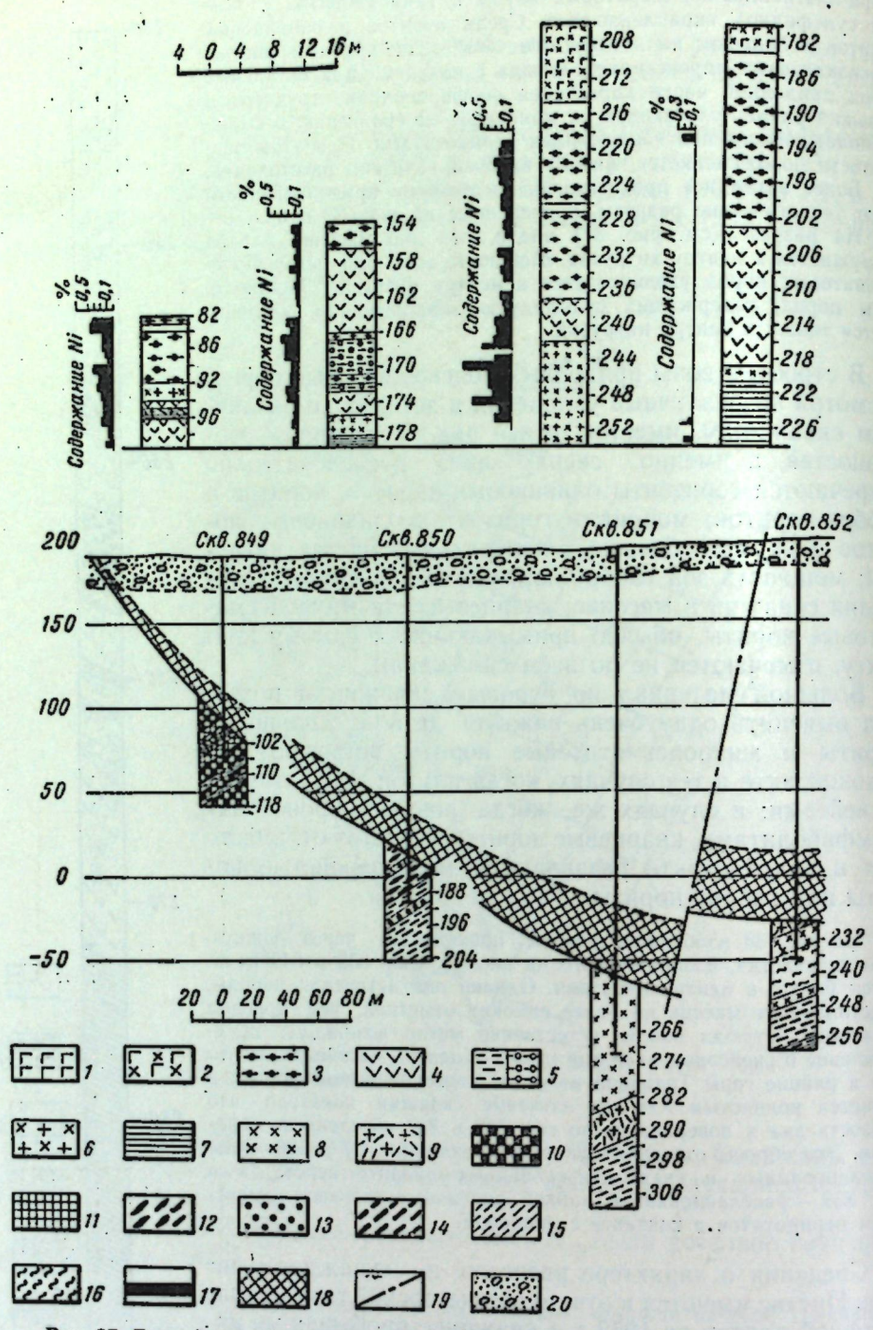


Рис. 37. Геологический разрез по скв. 849, 850, 851 и 852 на горе Травяной:

1 — перидотиты; *2* — полевошпатовые перидотиты; *3* — среднезернистые оливиновые нориты и габбро-нориты; *4* — нориты; *5* — полевошпатовые пироксениты; *6* — габбро-нориты; *7* — кварцево-биотитовые нориты и габбро-нориты; *8* — габбро и габбро-диабазы; *9* — кварц-полевошпатовая порода (приконтактовая); *10* — гиперстен-кордиеритовые гнейсы; *11* — кордиерит-плагиоклазовые гнейсы; *12* — диорито-гнейсы; *13* — гиперстеновые гнейсы с магнетитом; *14* — амфиболиты; *15* — биотит-плагиоклазовые гнейсы; *16* — амфибол-плагиоклазовые гнейсы; *17* — диабазы; *18* — полевошпатовые породы придонной части; *19* — сбросы; *20* — морена.

Верхние колонки показывают строение придонной части интрузии; колонки внизу иллюстрируют строение экзоконтактной зоны.

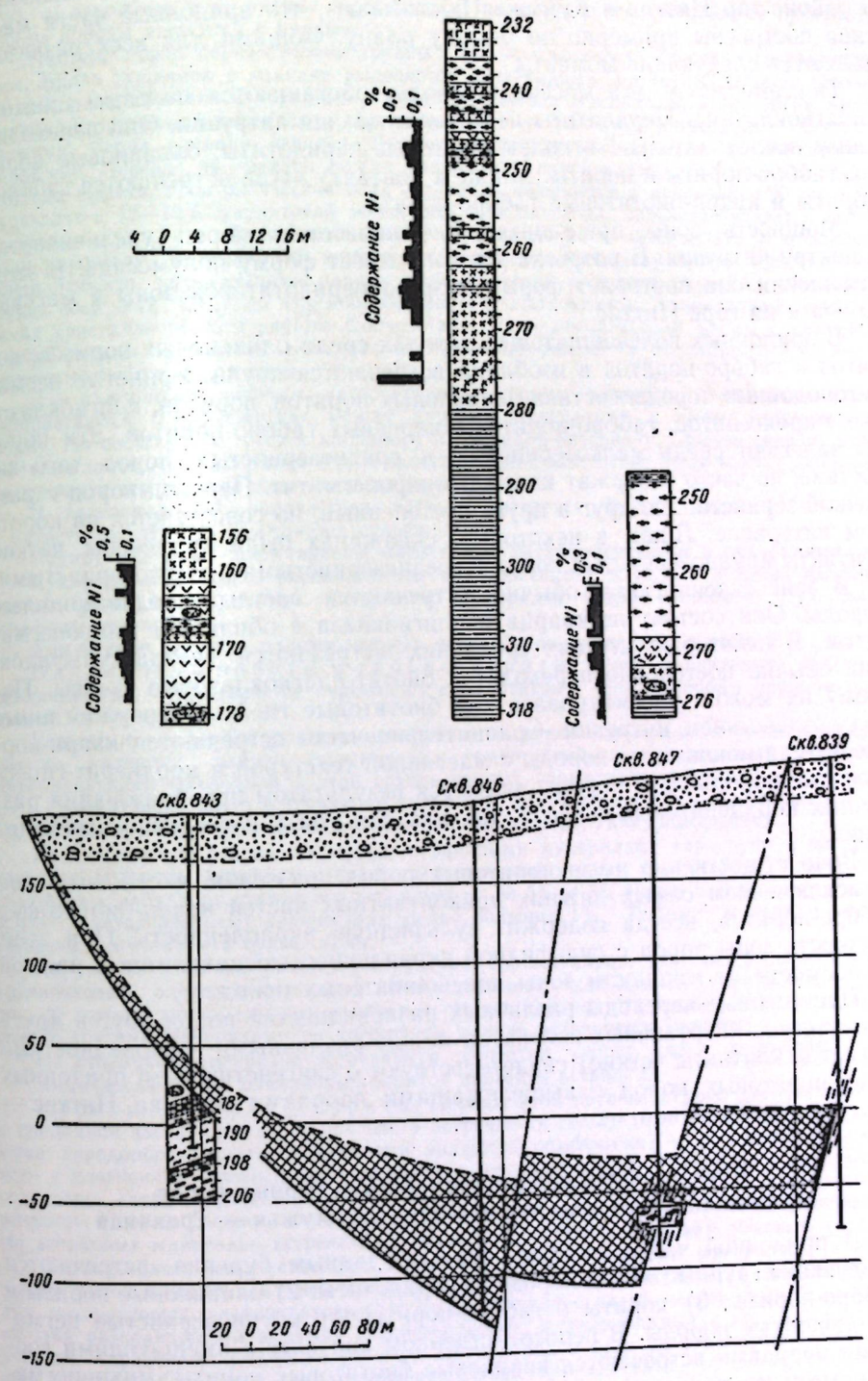


Рис. 38. Геологический разрез по скв. 843, 846, 847 и 839 на горе Травяной. Условные обозначения те же, что на рис. 37.

Рассмотренные разрезы на горе Травяной и документация скважин в районе гор Ниттис и Кумужья показывают, что придонные части массива построены примерно по одному плану. Общими для всех разрезов являются следующие моменты.

Повсеместно у дна массива породы обогащаются полевым шпатом (плагиоклазом). Перидотиты не доходят до дна интрузии. Они переходят книзу последовательно в полевошпатовые перидотиты, оливиновые нориты, габбро-нориты и нориты. Ближе к контакту часто встречаются габбро-нориты и кварц-биотитовые габбро-нориты.

Мощность зоны придонных полевошпатовых пород увеличивается к центру интрузии. В разрезах эта зона имеет форму полумесяца. В этом отношении она повторяет форму разреза перидотитовой зоны в массиве Сопча и на горе Ниттис.

В придонных полевошпатовых породах среди оливиновых норитов, норитов и габбро-норитов в изобилии встречаются крупнозернистые пегматитоподобные породы состава оливиновых норитов, норитов, плагиоклазовых пироксенитов, габбро-норитов, кварцевых габбро-норитов. Эти породы залегают среди мелкозернистых и среднезернистых пород того же состава, но часто содержат кварц и микропегматит. Переход пород с различной зернистостью друг в друга постепенный, но совершается на коротком интервале. Лишь в некоторых скважинах были встречены четкие контакты крупнозернистых пород с среднезернистыми и мелкозернистыми.

В зоне экзоконтакта обычно встречаются светлые среднезернистые породы. Они состоят из кварца и плагиоклаза с обильным микропегматитом. В некоторых случаях среди них встречаются гнезда сульфидов. Они обычно постепенно переходят в биотит-плагиоклазовые гнейсы. Поэтому их можно рассматривать как биотитовые гнейсы, переработанные под воздействием интрузии. Сравнительно часто встречаются кварц-кордиерит-плагиоклазовые породы с массивной текстурой и кордиерит-гиперстеновые породы. Эти породы являются результатом преобразования различных кордиеритовых гнейсов, так как они книзу постепенно переходят в них.

Зона существенно полевошпатовых пород придонной части интрузии, за исключением самых нижних приконтактных частей кварц-биотитовых габбро-норитов, всегда содержит сульфидную вкрапленность. При этом мощность зоны пород с сульфидной вкрапленностью находится в прямой зависимости от мощности зоны полевошпатовых пород.

Постепенные переходы различных разновидностей пород друг в друга и отсутствие интрузивных контактов между различными разновидностями (там, где контакты четкие) свидетельствуют о сингенетичности придонных полевошпатовых пород с вышележащими породами массива Ниттис — Кумужья — Травяная.

Петрографическая характеристика горных пород придонной части массива Ниттис — Кумужья — Травяная

В придонной части массива, судя по данным бурения, встречаются следующие группы горных пород: 1) перидотиты; 2) оливиновые нориты и габбро-нориты; 3) нориты и габбро-нориты; 4) крупнозернистые пегматитоподобные породы. В непосредственном контакте с вмещающими горными породами встречаются кварцевые биотитовые нориты, микропегматитовые и микрогранофировые нориты и кордиеритовые нориты.

Перидотиты. В группу перидотитов объединены породы, содержащие оливин в количестве не менее 60%. На основании вариаций в количественных отношениях между главными породообразующими минералами можно внести следующее подразделение внутри группы перидотитов: а) собственно перидотиты (гарцбургиты с количеством плагиоклаза меньше 3%, б) плагиоклазовые перидотиты (плагиоклаза больше 3%), в) гарризиты и г) рудные перидотиты. При повышенном содержании сульфидов горные породы относятся к рудным.

Текстура пород перидотитовой группы обычно массивная, строение среднезернистое. Вдоль трещинок в оливине выделяется пылевидный магнетит. Обычно оливин свежий, реже частично измененный и редко полностью замещенный вторичными минералами. Ромбический пироксен и плагиоклаз обычно при этих изменениях остаются свежими. Зерна оливина нередко слагают пойкилитовые вростки в ромбическом пироксене. Нередко на границе между оливином и плагиоклазом развиваются келифитовые каемки. Угол оптических осей у оливина колеблется в пределах +90 до +86° (хризолит с 13—16% фаялитовой молекулы). Ромбический пироксен-бронзит с углом погасания cNg=3—4°. Резко идиоморфен по отношению к плагиоклазу и моноклинному пироксену. Моноклинный пироксен обычно представлен крупными кристаллами, пойкилитически включающими оливин и ромбический пироксен cNg=54°, угол оптических осей +47°. Судя по взаимоотношениям с плагиоклазом, моноклинный пироксен начал кристаллизоваться раньше плагиоклаза при взаимодействии магмы с оливином и ромбическим пироксеном, но кристаллизация моноклинного пироксена закончилась одновременно с плагиоклазом.

Для плагиоклаза типичны мезостатические формы развития. Зерна плагиоклаза располагаются в промежутках между другими минералами и имеют неправильную форму. По составу относится к лабрадору и лабрадор-битовниту. Обычно свежий, реже частично замещается хлоритом и актинолитом. Такое замещение чаще всего происходит на контакте зерен плагиоклаза с зернами оливина.

В незначительных количествах часто встречается биотит, нередко совместно с магнетитом. Иногда замещается сульфидами.

Рудные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом и сульфидами.

Сульфиды чаще всего располагаются в интерстициях в виде отдельных изолированных групп вкрапленников. Количество сульфидов редко превышает 2%. Часто сульфиды отсутствуют.

Химические анализы плагиоклазовых перидотитов приведены в табл. 2.

Оливиновые нориты и габбро-нориты. Через оливиновые нориты и габбро-нориты осуществляется переход от перидотитов к безоливиновым породам придонной части массива.

Главными породообразующими минералами в группе оливиновых норитов и габбро-норитов являются: оливин, плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксен. Преобладающим минералом в этой группе горных пород является ромбический пироксен. Сравнительно часто встречаются сульфиды, количество которых достигает иногда 7% по объему. Структура пойкилитовая, порфировидная, гипидиоморфная.

Количественные отношения между первичными минералами варьируют в широких пределах. Имеются постепенные переходы к полевошпатовым перидотитам. Плагиоклаз относится к лабрадору, состав его варьирует от № 54 до 75. Почти всегда присутствует биотит в незначительных количествах, редко больших 1%. Рудные минералы представлены магнетитом и сульфидами.

На рис. 39 и 40 изображается структура горных пород. На рис. 40 изображены пойкилитовые оливиновые нориты, очень типичные для данной группы пород. На рис. 40 хорошо видно, как развиваются в горных породах сульфиды — в интерстициях между другими минералами по трещинкам в виде ветвящихся участков.

Из вторичных минералов встречаются серпентин, хлорит, тальк, актинолит.

Химический состав оливиновых норитов приведен в табл. 2.

Нориты и габбро-нориты. Породы этой группы широко распространены в придонной части массива. В них часто встречается сульфидная вкрапленность. Главными породообразующими минералами являются ромбический и моноклинный пироксен и плагиоклаз. Моноклинный пироксен имеет подчиненное значение. В небольшом количестве часто встречается биотит. Рудные минералы местами имеют значительное развитие. Породы свежие, лишь иногда затронутые процессами вторичного изменения. Из вторичных минералов встречаются тальк, актинолитовая роговая обманка, хлорит.

Изменяющиеся количественные отношения между главными минералами в этой группе пород служат причиной появления различных разновидностей — меланократовых, мезократовых и лейкократовых с постепенными переходами между ними. В каждой из этих разновидностей имеются среднезернистые, мелкозернистые и крупнозернистые участки. Характерно изменение размера зерен пород иногда на сравнительно небольших участках. Структура гипидиоморфная, реже пойкилитовая, офитовая, порфировидная. В некоторых случаях мелкозернистые разновидности очень сходны с диабазами.

Ромбический пироксен (бронзит) является преобладающим цветным минералом, как правило, он свежий, лишь иногда наблюдается по краям зерен ромбического пироксена слабое развитие актинолитовой роговой обманки и талька. Чаще происходит замещение ромбического пироксена моноклинным. Количество моноклинного пироксена

обычно небольшое — 3—6%, при увеличении его количества породы переходят в габбро-нориты. Формы развития моноклинного пироксена различные: в виде самостоятельных зерен со сравнительно хорошей кристаллографической огранкой, нередко наблюдаются двойники; в виде графических срастаний с плагиоклазом; в виде каемок по краям зерен ромбического пироксена в гомоосевом срастании с ромбическим пироксеном; в виде тонких вростков внутри ромбического пироксена.

Плагиоклаз представлен лабрадором (№ 52—70). Рудные минералы представлены магнетитом и сульфидами. Сульфиды, судя по формам развития, кристаллизовались позднее первичных силикатных минералов.

Химические анализы меланократовых норитов и меланократовых габбро-норитов приведены в табл. 2.

Крупнозернистые пегматитоподобные породы. В строении придонной части массива Ниттис—Кумужья—Травяная и массива Сопчи широкое развитие имеют породы пегматитоподобного облика. По своему составу крупнозернистые породы неоднородны. Они всегда содержат в качестве главных минералов ромбический пиркосен (бронзит) и плагиоклаз (лабрадор). Часто и в незначительном количестве встречается моноклинный пироксен. В некоторых случаях встречается оливин (хризолит), кварц и микропегматит. Иногда оливин и кварц встречаются даже совместно (скв. 843, глубина 167,8 м). Из второстепенных минералов часто в небольших количествах встречаются биотит и магнетит.

Так как в таких породах одним из главных минералов является плагиоклаз, то они получили название габбро-пегматитов. В большинстве случаев к этим породам приурочена крупная, но сравнительно редкая сульфидная вкрапленность.

Кварцевые биотитовые нориты и габбро-нориты. Кварцевые биотитовые нориты и габбро-нориты встречаются в зоне непосредственного контакта с гнейсами. Положение зоны кварцевых биотитовых норитов и габбро-норитов видно на разрезах (см. рис. 37 и 38). Мощность зоны на различных участках различная и в некоторых местах эти породы отсутствуют совершенно. Вместо кварцевых биотитовых норитов и габбро-норитов в некоторых разрезах встречаются микропегматитовые нориты.

В некоторых случаях кварцевые биотитовые нориты и габбро-нориты встречаются и среди вмещающих горных пород — гнейсов, где они, повидимому, слагают дайки.

Мелкокристаллические кварцевые биотитовые нориты и габбро-нориты можно было бы назвать просто кварцевыми долеритами, но, учитывая их постепенный переход в среднезернистые разновидности кварцевых биотитовых норитов, а также в нориты и габбро-нориты более высоких горизонтов, целесообразнее их называть кварцевыми офитовыми микрогаббро-норитами.

Главными породообразующими минералами в этих породах являются ромбический пироксен (гиперстен и бронзит), моноклинный пироксен, плагиоклаз (лабрадор и андезин), кварц, биотит. Встречается амфибол, рудные минералы и вторичные минералы.

Количественные соотношения между минералами показывают, что кварцевые биотитовые нориты относятся к мезократовой и меланократовой сериям. Просмотр шлифов скважин показывает некоторое увеличение количества биотита сверху вниз. Количество кварца в ряде скважин также увеличивается сверху вниз (к контакту). Однако в непосредственном контакте, где темноцветные минералы значительно изменены, часто наблюдается уменьшение количества биотита.

Рудные минералы представлены магнетитом и сульфидами. Сульфиды встречаются в участках, удаленных от контакта с вмещающими породами, и располагаются слоями различной мощности. Вкрапленность обычно мелкая. Отдельные вкрапленники нередко соединены тонкими прожилочками.

Химические анализы кварцевых биотитовых габбро-норитов приведены в табл. 2.

Микропегматитовые и микрогранофировые нориты и габбро-нориты. Это мелкозернистые породы обычно светлосерого цвета, порода тем светлее, чем меньше в ней цветных минералов.

Главные минералы представлены ромбическим пироксеном (гиперстеном), моноклинным пироксеном и плагиоклазом (от № 49 до 68). Существенное значение в составе пород имеет микропегматит, состоящий из закономерно сросшихся кристаллов альбита и кварца. Микропегматит размещается обычно в интерстициях (рис. 41). Из вторичных минералов развиты актинолитовая роговая обманка, реже хлорит, биотит, соссюрит и тальк. По кислому плагиоклазу развивается серицит.

Кварцевые кордиеритовые нориты встречены были вблизи ксенолитов кордиеритовых пород, в кварцевых биотитовых норитах. Макроскопически кварцевые кордиеритовые нориты представляют собой мелкозернистые породы темнокоричневого цвета с массивной текстурой.

Структура под микроскопом гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из ромбического пироксена-гиперстена (70%), кварца (8%), плагиоклаза-андезина № 46 (15%), кордиерита (6%), биотита (1%) и вторичных минералов: актинолита, хлорита, талька.



Рис. 39. Порфировидные пойкилитовые оливиновые нориты. Скв. 846, глубина 256,1 м. При одном николе (×8).

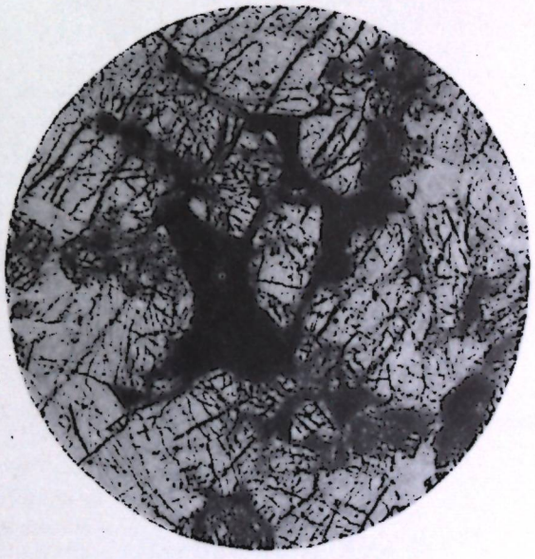


Рис. 40. Меланократовые оливиновые нориты с сульфидами, выполняющими как интерстиции, так и трещинки. Скв. 840, глубина 143 м. При одном николе (×15).



Рис. 41. Нориты с микропегматитом Скв. 797, глубина 264,5 м. Николи + (×70).

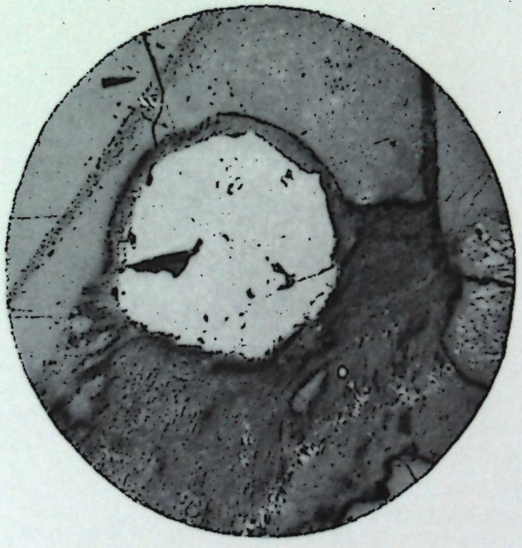


Рис. 42. Изометричный вкрапленник сульфидов в среднезернистых оливиновых норитах; состоит из пирротина и пентландита. Вокруг вкрапленника развивается кайма из вторичных минералов. Отраженный свет (×30).

Изучение Е. К. Козловым (1953) особенностей породообразующих минералов (оливина, ромбического и моноклинного пироксена, плагиоклаза) в различных группах придонных пород интрузии и в породах верхней части показало, что их оптические свойства, а следовательно, и химический состав одинаковы во всех породах. Исключение составляют кварцевые нориты, нориты с микропегматитом и кордиеритовые нориты, характеризующиеся более кислым зональным плагиоклазом и более железистым ромбическим пироксеном.

Краткая характеристика вмещающих пород ниже дна массива Ниттис — Кумужья — Травяная

Вмещающие породы, располагающиеся ниже дна массива Ниттис — Кумужья — Травяная представлены главным образом архейскими гнейсами. Подчиненное значение имеют габбро, амфиболиты и габбро-диабазы, кварцевые габбро-нориты. Часть пород группы основных пород относится, вероятно, к дайковым породам — габбро-диабазы, кварцевые габбро-нориты; часть (амфиболиты) относится скорее всего к более древним (по сравнению с ортогнейсами) горным породам, слагающим участки среди гнейсов. Наконец, часть габбро, судя по их сходству с габбро хребта Мончи, возможно, слагают небольшие интрузивные тела в гнейсовом комплексе и генетически связаны с габбро Мончи.

Гнейсовый комплекс, повидимому, представлен разнообразными породами комплекса диорито-гнейсов (Полканов, 1935), с другой стороны, имеются и парагнейсы. В буровых скважинах обычно наблюдается большое разнообразие горных пород, преобладают биотитовые гнейсы с участками светлых гнейсо-гранитов. Наиболее типичными представителями парагнейсов являются силлиманито-кордиеритовые, кианитовые, слюдяные, ставролитовые слюдяные гнейсы, магнетито-роговообманковые сланцы. В гнейсах отчетливо выражена кристаллизационная сланцеватость с крутыми углами наклона, реже углы наклона пологие до 25°. Согласно с гнейсами залегают амфиболиты, рассланцованные габбро и габбро-диабазы.

Под влиянием контактного воздействия со стороны интрузии происходит перекристаллизация гнейсов, что хорошо заметно на расстоянии, примерно от 1 до 5 м от непосредственного контакта. Породы становятся плотными, теряется кристаллизационная сланцеватость, возникает гранобластическая структура, похожая в некоторых случаях на гипидиоморфную, примером чему могут служить кварцево-кордиеритовые породы, которые следует относить к роговикам. В других случаях под влиянием контактного изменения происходит перекристаллизация плагиоклаза с образованием своеобразных графических срастаний кислого плагиоклаза и кварца. Вместе с кордиеритом иногда в большом количестве встречается зеленая шпинель.

Довольно широко распространены гранофировые срастания в измененных гнейсах. Гранофир возникает на контакте полевого шпата и кварца в гнейсе. Гранофир слагает участки внутри гнейсов, кроме того, в виде жилок рассекает как гнейсы, так и породы эндоконтакта и горные породы нижней части массива.

Химические анализы биотитового гнейса, силлиманито-кордиеритового сланца и плагиоклазита приведены в табл. 2.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Приведенный фактический материал по геологическому строению и петрографии пород отдельных месторождений показывает, что вкрапленные медно-никелевые сульфидные руды во всех частях Мончегорского

плутона не выходят за его пределы и целиком располагаются в породах плутона, т. е. все месторождения являются внутриформационными. Мы не принимаем в расчет очень бедную вкрапленность сульфидов, встречающуюся во вмещающих породах вблизи контакта с интрузией.

Пластовая форма месторождений обусловлена пластовым характером тех своеобразных участков плутона, к которым приурочена сульфидная вкрапленность. При этом оруденелые участки имеют целый ряд специфических особенностей. Для них характерны наиболее сложные геологические разрезы, обусловленные большим разнообразием пород в пределах этих горизонтов и быстрой изменчивостью сложения пород на коротких интервалах. Наиболее важен тот факт, что во всех трех месторождениях вкрапленных руд встречаются тела различного размера пегматитоподобных пород того же состава, что и окружающие их породы.

Наиболее близки по своим геологическим особенностям критический горизонт и придонные части интрузии, хотя их положение в общем разрезе плутона и различно — у дна и в центре плутона. Породы этих участков представлены основной серией. Для них характерны офитовые и порфировидные структуры, непостоянство сложения на коротких интервалах. В разрезах обоих участков встречаются ксенолиты вмещающих пород и короткие прожилки гранофиров, являющиеся результатом регенерации ксенолитов кислых пород. Руды как в критическом горизонте, так и в донной залежи являются как вкрапленными, так и гнездовыми. При этом гнезда достигают значительных размеров, что их резко отличает от небольших, очень редких прожилочков в рудных пластах Сопчи. Отличие между этими участками заключается в размерах. Придонные породы с сульфидной вкрапленностью развиты в пределах всей нижней части интрузии, а критический горизнт прерывистый и небольшого размера, что зависит от локального распространения ксенолитов в массиве Нюд.

Рудные пласты Сопчи сложены ультраосновными породами. Ксенолиты в их пределах не встречаются, разрезы через них хотя и сложные, но более выдержанные по простиранию, чем в двух других месторождениях и имеют сравнительно выдержанную мощность. Гнездовые руды отсутствуют, если не считать небольших, редких маломощных прожилков сульфидов.

Глава 10

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВКРАПЛЕННЫХ РУД МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА

Вкрапленные руды Мончегорского плутона представляют собой различные горные породы, содержащие сульфидную вкрапленность. В предыдущей главе приведена характеристика самих пород, в настоящей же главе дается характеристика рудных минералов.

ФОРМА ВКРАПЛЕННИКОВ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ СУЛЬФИДОВ С ПЕРВИЧНЫМИ И ВТОРИЧНЫМИ СИЛИКАТНЫМИ МИНЕРАЛАМИ

В критическом горизонте взаимоотношение сульфидов с силикатными минералами весьма разнообразное. Рис. 42—45 иллюстрируют эти взаимоотношения для различных горных пород. По своим очертаниям вкрапленники бывают округлыми, угловатыми, ветвистыми. В одних случаях контакты сульфидов с первичными породообразующими минералами резкие и последние не несут следов постериорных изменений, что, например, хорошо видно на рис. 43, 44. В этих случаях формы развития сульфидов можно назвать формами выполнения. В других случаях развитие сульфидов происходит путем замещения силикатных минералов, что хорошо видно на рис. 44 и такие формы развития можно назвать формами замещения.

Нередко сульфиды выполняют промежутки между силикатными минералами. Точно также широкое распространение имеют формы развития сульфидов в виде тонких жилок, иногда сложно разветвляющихся (см. рис. 45). Очень широкое распространение имеет так называемая эмульсионная вкрапленность в виде мельчайших точечных агрегатов сульфидов.

В случае замещения сульфидами первичных силикатных минералов развиваются постериорные силикатные минералы — актинолит, хлорит, тальк, а также карбонаты. Случаи рудного метасоматоза сопровождаются очень часто появлением графических срастаний сульфидов с постериорными минералами (см. рис. 44). Наблюдались случаи, когда замещение рудными минералами породообразующих не сопровождалось образованием постериорных минералов. В породах критического горизонта не удалось подметить какой-либо зависимости характера взаимоотношений сульфидов с породообразующими минералами от состава пород. Формы выполнения, замещения, срастания с вторичными силикатными минералами встречаются во всех породах. Несколько отличен характер развития сульфидов в ксенолитах метаморфизованных осадочных пород. Здесь вкрапленники очень мелкие, а форма их неправильная.

В рудных пластах Сопчи намечаются различные взаимоотношения сульфидов с силикатными минералами и разнообразная форма вкрапленников в различных пластовых месторождениях.

Так, в перидотитовых пластах на высоте Скалистой наиболее типичным является тонкое срастание сульфидов с вторичными минералами. При этом вкрапленники чаще бывают изолированы друг от друга и располагаются на стыках зерен несколько минералов. Иногда сульфидные вкрапленники располагаются группами, изолированными друг от друга. В таких группах отдельные вкрапленники иногда соединяются между собой тонкими прожилками, обычно проходящими по контакту между зернами и очень редко по трещинкам в минералах, как это показано на рис. 45. Эти рисунки иллюстрируют формы выполнения. Ответвления, отходящие от вкрапленников в виде усов, часто заканчиваются слепо. Реже трещинки с прожилками серпентина пересекают сульфидные вкрапленники. Тесное срастание сульфидов с постериорными минералами — актинолитом и хлоритом, тальком, карбонатом — указывает на гидротермальные условия их образования, на что впервые обратил внимание Э. Н. Елисеев [1953].

В слоях оруденелых пироксенитов южного склона и оливиновых пироксенитов северного склона вкрапленники сульфидов всегда имеют резкие контакты с породообразующими минералами пироксеном и оливином, при этом форма вкрапленников неопределенная. При замещении сульфидами породообразующих минералов постериорные минералы не развиваются и сами породы являются очень свежими.

В оливиновых плагиоклазсодержащих пироксенитах восточного склона взаимоотношения рудных и нерудных минералов такие же, как в перидотитовых пластах высоты Скалистой.

В донной залежи сульфидные вкрапленники представлены или отдельными изолированными зернами или группами зерен. Иногда отдельные вкрапленники соединяются тонкими волосовидными жилочками. Кроме вкрапленников, часто наблюдаются тонкие и выклинивающиеся жилки. Так же как и в других месторождениях, кроме более крупных зерен, широко распространена эмульсионная вкрапленность в виде агрегатов тончайших зернышек.

Формы развития сульфидной вкрапленности, так же как и в других месторождениях, разнообразные. Одной из форм являются формы развития в виде выполнений в промежутках между другими породообразующими минералами, что хорошо видно на рис. 46. Очень часто, кроме выполнений промежутков между породообразующими минералами, сульфиды развиваются в виде выполнений трещинок. Нередко такая система трещинок соединяется с участками, выполняющими промежутки между зернами породообразующих минералов.

В некоторых местах развития сульфидной вкрапленности встречаются участки, где развивается тончайшая система жилок (рис. 47).

Иногда отчетливо выражены структуры метасоматического замещения. Такие примеры известны в кварцевых биотитовых норитах. Здесь сульфиды проникают по трещинкам в плагиоклаз и частично замещают последний (рис. 48). При слабом увеличении такие участки в породе, где развиваются сульфиды, выглядят, как это изображено на рис. 49.

Развитие сульфидов сопровождается нередко появлением вторичных минералов, подобно тому как это можно наблюдать во вкрапленных рудах Сопчи (Э. Н. Елисеев, 1953). Однако необходимо отметить, что и здесь сульфиды образовались до серпентинизации, поскольку трещинки с серпентином сульфидами не выполняются.

Сульфиды появляются и в ксенолитах, где они выполняют промежутки между породообразующими минералами, а также трещинки. Кроме того, сульфиды развиваются путем метасоматического замещения силикатных минералов.

Особый интерес представляют пересечения дайками диабазов горных пород с сульфидной вкрапленностью и сульфидными гнездами. На контакте диабаза с сульфидным гнездом происходит обогащение диабаза сульфидной вкрапленностью. Кроме того, сульфиды выполняют трещинки в диабазе.

Примерно такие же соотношения наблюдаются и в тех случаях, когда дайки диабазов пересекают горные породы с сульфидной вкрапленностью. Около контактов в диабазовой дайке происходит обогащение сульфидной вкрапленностью. К сожалению, такие случаи обогащения сульфидной вкрапленностью даек диабаза встречаются довольно редко и наблюдались только в кернах буровых скважин. Тем не менее такие случаи проливают свет на возрастные соотношения между дайками и сульфидным оруденением.

Сульфидная вкрапленность появляется нередко в гнейсах неподалеку от контакта с интрузией. Точно так же встречаются и сульфидные гнезда среди гнейсов. Сульфиды в таких породах отличаются от сульфидов в горных породах интрузии. В них значительно преобладает над другими минералами пирит, очень редко встречается пентландит.

Следовательно, во всех месторождениях вкрапленных руд Мончи сульфиды отлагались после кристаллизации первичных породообразующих минералов, после биотита и кварц-полевошпатовой эвтектики, так как они корродируют их, проникают по трещинкам и находятся в промежутках между ними.

Взаимоотношения сульфидов с постериорными (автометаморфическими) минералами, требующими для своего возникновения воды, более сложные. Прежде всего необходимо отметить отсутствие прямой зависимости процессов гидротермального автометаморфизма от процессов рудоотложения, так как не всегда сульфиды сопровождаются изменением породообразующих минералов и наоборот. Период гидротермального автометаморфизма и период отложения сульфидов были, вероятно, очень близки друг к другу. Субграфические срастания указывают, например, на

одновременность образования сульфидов и постериорных минералов. Развитие сульфидов по актинолитовой роговой обманке говорит о том, что процесс актинолитизации предшествовал в некоторых случаях процессу рудоотложения. Четкие угловатые вкрапленники, имеющие форму интерстиций, с ободками серпентина около них, в которые сульфиды не проникают, свидетельствуют, что процесс рудоотложения шел несколько раньше процесса серпентинизации. Следовательно, процессы рудообразования и гидротермального изменения пород как бы пронизывают друг друга. Тесная связь этих процессов показывает, что рудные растворы должны были содержать в своем составе воду. Повидимому, в различных месторождениях, судя по различной степени интенсивности изменения породообразующих минералов, роль воды была различная. Месторождения можно расположить в следующий ряд по убывающей роли воды в рудных растворах, из которых образовались сульфиды: месторождение перидотитовых пластов Сопчи, месторождение вкрапленных руд на восточном склоне Сопчи в оливиновых плагиоклазсодержащих пироксенитах, критический горизонт горы Нюд, месторождение донной залежи, пласты рудных пироксенитов южного склона и оливиновых пироксенитов северного склона горы Сопча.

Рудные минералы месторождений сульфидных вкрапленных руд

Изучением вкрапленных руд Мончи на протяжении всей ее истории занимался ряд исследователей (А. Е. Ферсман, 1932; К. Ф. Белоглазов, 1936; Л. В. Радугина, 1936; Титов, 1936; П. Н. Чирвинский, 1936; Н. В. Зашихин, 1935; В. В. Доливо-Добровольский, 1938; А. Е. Алешунина, 1937, 1947; В. И. Ездрова, 1937; В. М. Бруновская, 1938; Э. Н. Елисеев).

Данные по химическому и минералогическому составам вкрапленных руд месторождений Мончегорского плутона имеются в трудах Главникелькобальта и Ленинградского горного института (1943).

В нашу задачу входило выяснить особенности минералогического состава каждого месторождения, установить парагенетические ассоциации и на этой основе дать картину общего и отличного в процессах рудообразования отдельных месторождений.

Минералогический состав руд изучавшихся нами месторождений показан в табл. 4.

Приведенные списки минералов, расположенные по парагенетическим группам в порядке их образования, показывают, что в месторождениях Мончи мы имеем дело с минералами, обычными для медно-никелевых месторождений, связанных с основными и ультраосновными породами. Однако в деталях минералогического состава имеются некоторые различия между отдельными месторождениями, особенно в группе минералов, образованных замещением других рудных минералов. Наиболее интересные результаты получились при изучении минералогических особенностей руд в рудных пластах Сопчи. Здесь для различных пластовых месторождений характерен свой специфический комплекс минералов. Так, для перидотитовых пластов характерным является миллерит, валлерит, хальказин, ковеллин, хромит. Характерным является также слабое развитие пирита. При сильной измененности пентландита и халькопирита пирротин мало изменен. Метасоматические процессы замещения первичных рудных минералов вторичными выражены здесь очень хорошо. В пластах оливиновых и оливинсодержащих пироксенитов наиболее типичными, определяющими рудными минералами являются виоларит и пирит. Чрезвычайно характерно именно совместное развитие виоларита и пирита по пентлан-

Минералогический состав рудных минералов

Способ образования	Стадия	Критический горизонт: Вкрапленные	Рудные: Перидотитовые пласты
Кристаллизация из рудных растворов	Досульфидная стадия	Магнетит I Хромит	Магнетит I Хромит Магнетит II
	Стадия сульфидного рудообразования	Магнетит II Ильменит Титаномагнетит Пирит I Пентландит I Пирротин Сфалерит Халькопирит	Пирит I Пентландит I Пирротин Халькопирит
Распад твердого раствора		Ильменит II Пентландит II Кубанит	Пентландит II Кубанит
Замещение ранее образованных рудных минералов	По пирротину	Пирит Магнетит III Лепидокроит	Халькопирит Магнетит II
	По пентландиту	Магнетит III Бравоит Виоларит	Миллерит Валлериит Полидимит Пирит II
	По халькопириту	Магнетит III	Валлериит Ковеллин Халькозин

диту. При этом пирит имеет форму крючков, червеобразных вростков и прожилочков. В пироксенитах южного склона процессы метасоматического замещения первичных рудных минералов выражены очень слабо. Характерным является отсутствие пентландита II генерации. Только в этом месторождении встречен марказит. В оливиновых плагиоклазсодержащих пироксенитах восточного склона характерным является своеобразный распад пирротина на пирротин и пентландит. Минералогический состав вкрапленных руд критического горизонта и донных залежей очень близки друг к другу.

Ниже мы приводим краткое описание рудных минералов и их взаимоотношений в различных месторождениях Мончи.

Рудные минералы вкрапленных руд террасы горы Нюд

Магнетит. Магнетит встречается в нескольких разновидностях:

1) в виде самостоятельных, хорошо ограненных зерен среди породообразующих минералов и внутри их;

2) в виде хорошо ограненных кристаллов среди сульфидов, причем наблюдается замещение магнетита сульфидами. Обе эти разновидности относятся к первой генерации, выделившейся до кристаллизации сульфидов.

Таблица 4

месторождений вкрапленных руд

пласты Сопчи			Донные залежи
Оливиновые пироксениты северного склона	Оливиновые пироксениты восточного склона	Пироксениты южного склона	Вкрапленные
Магнетит I	Магнетит I	Магнетит I	Магнетит I Хромит
Пентландит I Пирротин Халькопирит	Пирротин Пентландит Халькопирит Пирит Миллерит	Пирит I Пентландит I Пирротин Халькопирит	Магнетит II Ильменит Титаномагнетит Пирит I Пентландит I Пирротин Сфалерит Халькопирит
Пентландит II	Пентландит II Кубанит	—	Ильменит Пентландит II Кубанит
Пирит Мельниковит	Пирит Пентландит Халькопирит Магнетит II	Марказит	Пирит
Пирит Виоларит	Пирит	Виоларит	Полидимит
Пирит	—	—	Борнит Ковеллин (очень редко)

Ко второй генерации относится магнетит, замещающий кристаллы пирротина и вкрапленники сульфидов сложного состава.

К магнетиту третьей генерации следует отнести магнетит, выделяющийся по трещинкам кристаллов оливина и пироксена.

Пирротин. Пирротин встречается во всех породах в районе южной террасы и по количеству является главнейшим минералом среди сульфидов.

Пирротин составляет главную массу сульфидных вкрапленников, встречается в прожилках, а также находится в тонком срастании с вторичными минералами (см. рис. 42). Размер зерен пирротина в крупных вкрапленниках достигает до 3 мм. Более обычный размер зерен от 0,07 мм до 1 мм. Зерна пирротина, находящиеся в срастании с вторичными силикатами, имеют размер до 0,01 мм. Часто наблюдается двойникованное строение зерен. Двойники бывают клиновидные, пластинчатые, неправильные.

Часто зерна пирротина содержат тонкие пламеневидные вростки пентландита. Пластиночки пентландита в каждом зерне пирротина имеют строго ориентированное положение, определяемое положением спайности, вдоль которой они и развиваются. Развитие начинается или от микротрещин, пересекающих кристаллы пирротина, или от краевых частей вкрапленников (рис. 50). В породах, в которых сульфиды представлены только пирротином или пирротином и халькопиритом (ксенолиты роговиков и метаморфизованных глинистых осадочных пород), вростки пентландита не встречаются.

В одном случае удалось наблюдать закономерное срастание пентландита с пирротином, напоминающее графическое срастание в микропегматите.

Особенностью пирротина является наличие иногда хорошо выраженной спайности. Вдоль плоскостей спайности развивается минерал более серого цвета, чем пирротин

(в отраженном свете) по своим оптическим свойствам отвечающий лепидокрокиту ($FeO \cdot OH$). Иногда пирротин замещается зернистым и пластинчатым магнетитом. Вместе с пирротином и магнетитом замещаются и другие сульфидные минералы. В магнетите сохраняются только небольшие участки сульфидов, напоминающие эмульсионную вкрапленность.

Пентландит. В отличие от пирротина встречается только в горных породах массива и не встречается в ксенолитах. Другой характерной особенностью является отсутствие пентландита в самостоятельных вкрапленниках и в срастании с вторичными силикатными минералами. Пентландит встречается не во всех вкрапленниках.

Наблюдаются следующие формы развития пентландита:

1) идиоморфные кристаллы, включенные в кристаллы пирротина (рис. 51);

2) сравнительно хорошо ограненные крупные кристаллы и неправильной формы зерна, расположенные между зернами пирротина;

3) прожилки, рассекающие кристаллы пирротина (рис. 52);

4) мелкие зерна, развивающиеся по контакту сульфидных вкрапленников с породообразующими минералами;

5) закономерные срастания с пирротином;

6) пламеневидные вростки в пирротине вдоль плоскостей спайности (см. рис. 50);

7) зерна неправильной формы среди кристаллов пирротина.

Пламеневидные вростки по ширине измеряются сотыми долями миллиметра.

Необходимо отметить, что в мелких вкрапленниках преобладающей формой развития пентландита являются пламеневидные вростки пентландита в пирротине.

Характерна также приуроченность зерен пентландита к краевым частям вкрапленников.

По пентландиту развивается вторичный минерал, принимавшийся ранее за полидимит. Возможно, что это бравоит или виоларит.

Халькопирит. Этот минерал также является наиболее распространенным в сульфидных рудах. Халькопирит в тех или иных количествах встречается во всех породах и почти в каждом сульфидном вкрапленике, а также в самостоятельных вкрапленниках и в тонком срастании с вторичными силикатными минералами. Форма выделения халькопирита, так же как и пентландита, весьма разнообразна. Были встречены: 1) сравнительно хорошо ограненные зерна халькопирита в пирротине и краевых частях сульфидных вкрапленников; 2) неправильные выделения между кристаллами пирротина и пентландита; 3) прожилки в пирротине и породообразующих минералах. Прожилки иногда рассекают зерна пентландита; 4) пластинки вдоль плоскостей спайности в пирротине (очень редко); 5) тонкие срастания с вторичными силикатными минералами.

Наиболее характерна последняя форма выделения и прожилки в силикатах, свидетельствующие о большой подвижности растворов, из которых кристаллизовался халькопирит. Размеры зерен халькопирита варьируют от 0,001 до 0,6 мм.

Второстепенные минералы

Пирит. Встречен в норитах и габбро-норитах в самых верхних частях критического горизонта в виде кубиков и неправильных зерен; обычно находится совместно с халькопиритом. В. И. Ездрова [1938] отмечает два типа пирита:

1) пирит ранний, в виде редких, хорошо ограненных кубов, рассеянных в нерудных минералах или в сростках с сульфидами (штольня № 2);

2) более поздний пирит, рассекающий в виде жилок породу с вкрапленностью сульфидов. Жилки состоят или целиком из пирита, или из пирта, халькопирита и пирротина.

Л. В. Радугина считает, что пирит частично вытесняется другими сульфидами, особенно пентландитом. Этим она объясняет незначительное развитие пирита.

Титаномагнетит. Встречен В. И. Ездровой [1938] лишь в одном шлифе (скв. 266).

Л. В. Радугина отмечает, что титаномагнетит определяется только микрореакцией.

Хромит. Наблюдался предшественниками только в четырех случаях. Он встречается среди нерудных минералов в виде мелких единичных зерен размером от 0,25 до 0,17 мм.

Ильменит. Судя по данным В. А. Ездровой [1938], встречен в шести скважинах в количестве от 1 до 2% от рудной части шлифа. Находится, как продукт распада, в магнетите. Очень редко наблюдается в виде тонких срастаний с сульфидами и в редких зернах среди нерудных минералов. Л. В. Радугина наблюдала замещение ильменита титансодержащим минералом типа лейкоксена. Размеры зерен ильменита колеблются от 0,08 до 0,12 мм.

Сфалерит. Встречается в виде мелких единичных зерен неправильной формы, обычно среди зерен халькопирита.

Вкрапленные руды пластовых месторождений Сопчи

1. Перидотитовый пласт Сопчи

Хромит. Является одним из типичных минералов перидотитового пласта Сопчи. Наибольшее распространение он имеет в оливинитах. В самостоятельных зернах не встречается. Как правило, находится внутри зерен магнетита в виде ядер более темного цвета, чем магнетит. Кроме цвета, хромит отличается от магнетита большей твердостью. Иногда в одном зерне магнетита имеется 2—3 ядра хромита.

Некоторые зерна магнетита с хромитовыми ядрами имеют трехзональное строение. В центре находится хромитовое зерно, а по краям прерывистая оболочка чистого магнетита. Цвет средней оболочки является промежуточным между цветом хромита и магнетита. При крупных увеличениях отчетливо видно, что эта оболочка не однородная, а состоит из хромита, находящегося в тонком срастании с магнетитом. Л. В. Радугина [1936] также отмечала очень тонкое графическое срастание хромита с магнетитом, видимое только с иммерсионным объектом. Характерно, что магнетитовые зерна с ядрами хромита встречаются чаще на стыке нескольких зерен породообразующих минералов и сопровождаются небольшой зоной вторичных минералов. Обычно зерна магнетита пересечены трещинами, параллельными первичной полосатости, вдоль которых развивается серпентин. В некоторых случаях по этим трещинкам развивается более поздний магнетит в виде прожилков, который рассекает ядра хромита там, где они имеются. Размер ядер хромита не превышает 0,1 мм.

Магнетит. Формы развития магнетита и соотношения его с другими минералами довольно разнообразны, что позволяет выделить несколько генераций магнетита. Наличие магнетита нескольких генераций отмечалось Л. В. Радугиной [1936], В. М. Брановской [1938] и Э. Н. Елисеевым [1953].

Нами выделяются только две генерации магнетита.

Первая генерация — магнетит с эвгедральными формами развития. Встречается внутри кристаллов оливина, ромбического пироксена и на стыке зерен породообразующих минералов. Иногда встречается среди сульфидных вкрапленников (рис. 53). Как уже отмечалось, очень часто внутри зерен магнетита имеются ядра хромита.

Вторая генерация представлена магнетитом, развивающимся метасоматически по сульфидам. В различных шлифах можно проследить все стадии постепенного замещения сульфидов магнетитом. Замещению магнетитом подвергаются все сульфидные минералы. Обычно замещение происходит с краев сульфидных вкрапленников, по трещинкам, а иногда начинается в центральных частях. Обычно форма магнетитовых участков неправильная.

К этой же генерации, вероятно, надо отнести магнетитовые прожилки среди породообразующих минералов, развивающиеся вместе с серпентином, преимущественно по трещинкам в оливине, а также тонкую магнетитовую пыль среди вторичных минералов.

Прожилки обычно прерывистые и имеют различную ширину, от 1,5 до десятых долей мм.

Магнетит первой генерации является более ранним по сравнению с сульфидами. О времени образования различных форм магнетита второй генерации можно сказать только то, что они образовались после кристаллизации сульфидов.

Пентландит. В рудах перидотитового пласта Сопчи пентландит и минералы, развивающиеся по нему метасоматически, являются наиболее существенными в количественном отношении сульфидными минералами в противоположность всем другим месторождениям Мончи, где пентландит занимает подчиненную роль по отношению к пирротину. Весьма часто сульфидные вкрапленники состоят нацело из агрегатов зерен пентландита и продуктов его изменения.

Наиболее характерной формой развития пентландита является выделение в виде зерен, составляющих основную массу вкрапленников. Пламеневидные вростки пентландита в пирротине наблюдаются также сравнительно часто. Реже пентландит встречается в виде прожилков среди пирротина. Зерна пентландита редко превышают 0,5 мм в поперечнике. Границы зерен с другими минералами всегда резкие и четкие. Минералы, замещающие пентландит, довольно разнообразны. Например, иногда по нему развивается тонкозернистый агрегат миллерита, а также небольшие пластинки валлерита. По форме развития срастания они очень сходны с морозным узором на окнах. Особенно отчетливое тонкокристаллическое строение зерен, являвшихся некогда идиоморфными кристаллами пентландита, видно в скрещенных николях. При вращении столика зерно имеет заметный цветной эффект анизотропии — все зерно мерцает, отдельные чешуйки миллерита и валлерита выделяются в виде ярких стрелок и пятен на темном фоне других участков зерна, в которых в это время миллерит и валлерит имеют темносерую окраску.

В различных аншлифах можно проследить все стадии замещения пентландита миллеритом и валлеритом.

В некоторых случаях зерна пентландита замещены валлеритом и миллеритом.

Пламеневидные вростки и зерна пентландита неправильной формы в пирротине также чаще всего замещаются миллеритом. Гораздо реже пентландит замещается виоларитом, имеющим в шлифах характерный розовато-сиреневый цвет. Обычно замещение пентландита виоларитом происходит во вкрапленниках, богатых халькопиритом.

Иногда между зернами пентландита, замещенными тонкоигольчатым агрегатом миллерита, развивается мелкозернистый пирит, переходящий в дальнейшем в мельниковит.

В некоторых случаях наблюдается замещение тонкокристаллической псевдоморфозы миллерита по пентландиту виоларитом, при этом виоларит занимает краевые части зерна, а миллерит сохраняется в центре.

Пирротин. В рудах рудного пласта Сопчи количественно подчинен пентландиту. Он меньше изменен, чем пентландит. Если в пирротине наблюдается обособление пентландита в форме лепестков или неправильной формы участков, то последние часто замещаются миллеритом и валлеритом, пирротин же не претерпевает никаких изменений. Иногда по пирротину образуется магнетит.

Пирротин обычно занимает краевые части вкрапленников. Он представлен обычно крупными зернами, но иногда в скрещенных николях обнаруживается мелкозернистое строение выделений пирротина.

Халькопирит. Встречается как в самостоятельных вкрапленниках, так и в сростках с другими минералами. Халькопирит чаще, чем другие сульфидные минералы, образует тонкую эмульсионную вкрапленность, а также проникает между зернами и в трещинки породообразующих минералов. Очень редко среди халькопирита наблюдаются пластинки кубанита. Сравнительно часто в халькопирите наблюдается валлерит в виде пластинчатых выделений. Халькопирит замещается ковеллином и халькозином, развивающимися или отдельными пятнами, или по отдельным двойникам халькопирита.

Пирит. Предшествующие исследователи отмечали значительное распространение пиррита в рудном пласте Сопчи.

Иногда он образует крупные зерна. Чаще пирит встречается в виде мелких червеобразных выделений среди вторичных минералов, развитых по пентландиту (среди миллерита и валлерита).

Кроме перечисленных минералов, В. М. Бруновская отмечала сфалерит и ильменит, а Л. В. Радугина упоминает о титаномагнетите.

Предшествующие исследователи отмечали редкость вторичных сульфидных минералов в рудном пласте.

2. Пласты оливиновых пироксенов северного склона Сопчи

Содержат несколько иной комплекс рудных минералов, в который входят магнетит, пентландит, пирротин, пирит, халькопирит, валлерит, виоларит, миллерит.

Пентландит, как и в перидотитовом пласте, является одним из наиболее распространенных минералов; весьма характерно развитие по нему виоларита совместно с пиритом (рис. 54). Пирротин и халькопирит аналогичны вышеописанным. Пирит развивается в значительных количествах, образуя прожилки и червеобразные вростки в зернах пентландита и в халькопирите. Иногда срастания пирита с халькопиритом очень напоминают графические.

3. Оруденелые пласты пироксенитов

Содержат те же рудные минералы, что и пласты оливиновых пироксенитов, за исключением валлерита, который не был встречен. Кроме того, обнаружен еще маккинстрит. Пирит развивается в меньших количествах. Пирротин отличается тем, что совершенно не содержит пламеневидных вростков пентландита. Преобладает среди минералов пирротин.

4. Пласты оливиновых пироксенитов на восточном склоне Сопчи

Содержат магнетит, пирротин, пентландит, халькопирит, пирит, кубанит, миллерит. Формы выделений их обычны, лишь в одном месте встречена оригинальная графическая структура: пентландит образует в пирротине вростки в виде крючков и червеобразных участков.

Рудные минералы донной залежи массива Ниттис — Кумужья — Травяная

Магнетит. Встречается в рудах сравнительно часто, но в небольших количествах как совместно с сульфидами, так и вне связи с ними. Устанавливается три генерации магнетита.



Рис. 43. Угловатый вкрапленник в среднезернистых оливиновых норитах; состоит из пирротина и редких зерен пентландита. Отраженный свет (×30).



Рис. 44. Тонкое срастание сульфидов с вторичными силикатами. Отраженный свет (×90).

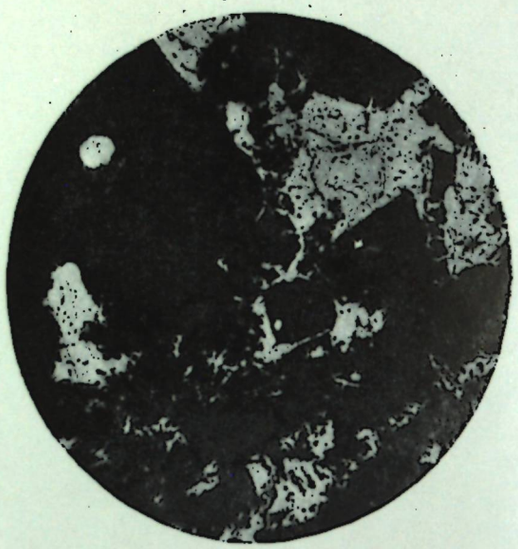


Рис. 45. Сульфидная вкрапленность в измененных норитах и габбро-норитах. Отраженный свет (×30).

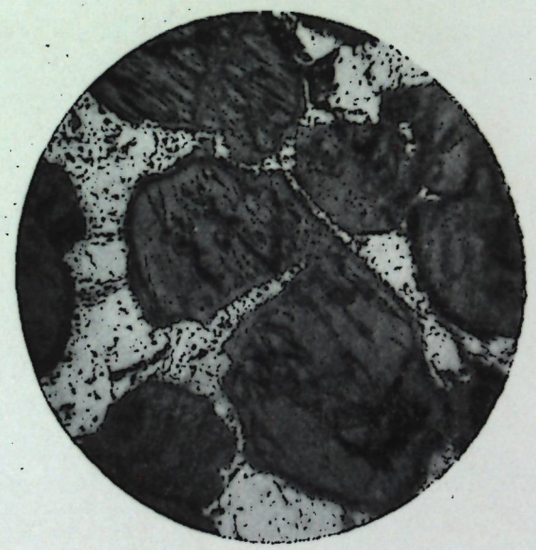


Рис. 46. Сидеронитовая структура — сульфиды выполняют промежутки между кристаллами пироксена и трещины в них. Скв. 800, глубина 273,3 м. Отраженный свет (×20).

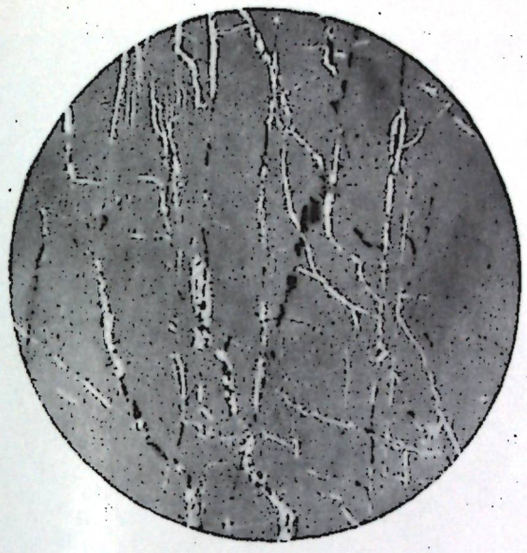


Рис. 47. Сетка сульфидных прожилков. Скв. 841, глубина 203,5 м. Отраженный свет (×60).



Рис. 48. Разъедание кристаллов плагиоклаза сульфидами. Скв. 847, глубина 277,2 м. Николи+ (×18).

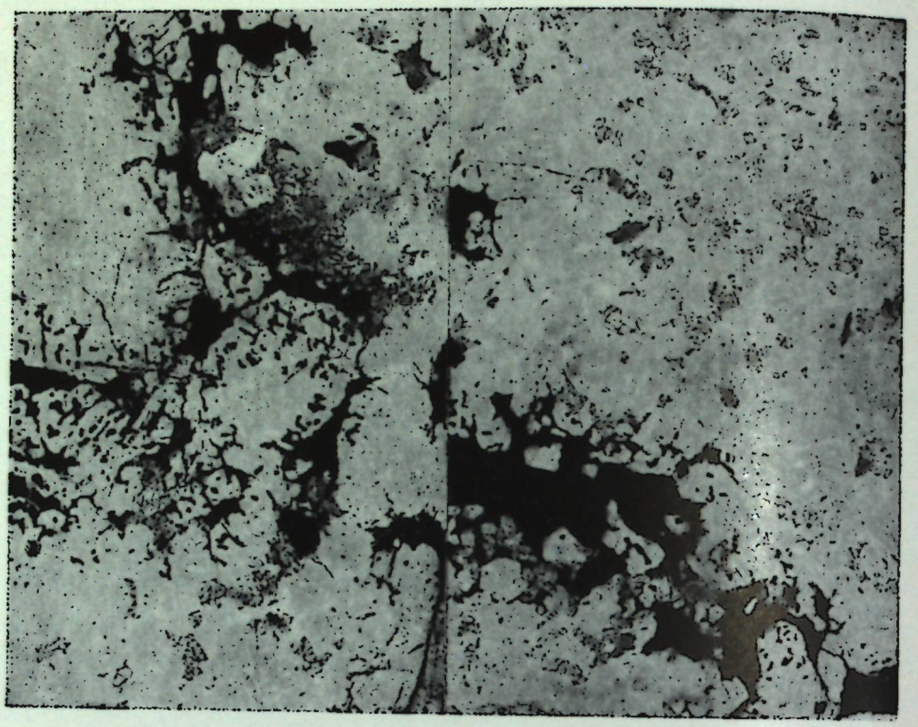


Рис. 49. Выделение сульфидов в кварцевых габбро-норитах. Скв. 847, глубина 277,2 м. Снято через увеличитель (×5).

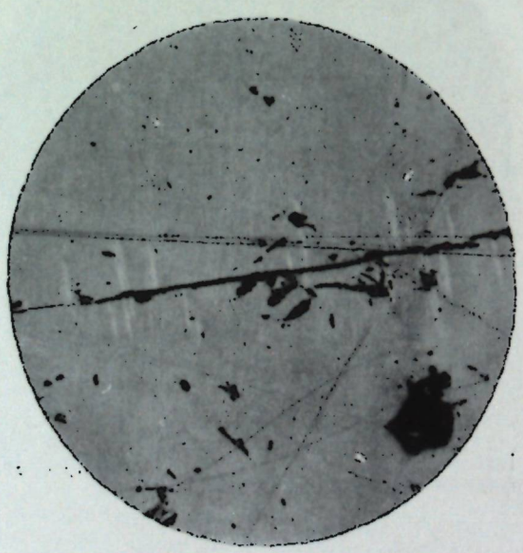


Рис. 50. Пламеневидные вростки пентландита в пирротине, отходящие от трещинки (×210).



Рис. 51. Идиоморфные зерна пентландита в пирротине (×90).

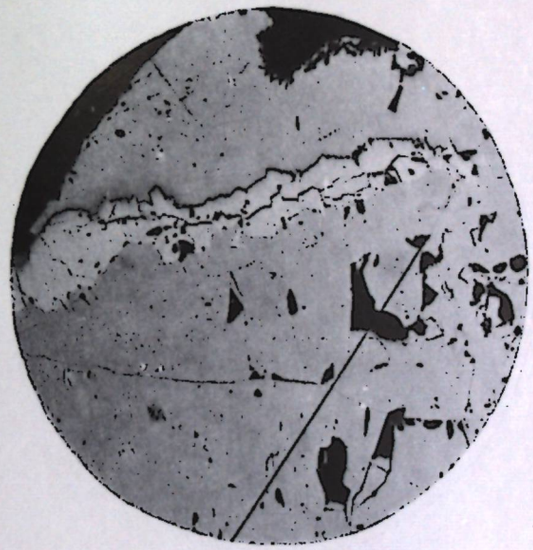


Рис. 52. Прожилок из пентландитовых зерен в пирротине (×210).



Рис. 53. Идиоморфные кристаллы магнетита (серое) среди сульфидов. Центральные части зерен магнетита более темные, сложены хромитом (× 90).



Рис. 54. Развитие по пентландиту виоларита и пирита в тонком срастании (×210).



Рис. 55. Графические срастания титаномагнетита с плагиоклазом в краевых частях титаномагнетитовых вкрапленников. Скв. 846, глубина 264 м (×105).



Рис. 56. Избирательное замещение сульфидами (светлое) титаномагнетитового зерна. Замещается магнетит, а пластинки ильменита остаются незамещенными. Скв. 341, глубина 241,3 м (×55).



Рис. 57. Развитие пентландита по контакту между зернами пирротина. Скв. 246, глубина 264 м (×20)

Магнетит первой генерации представлен сравнительно идиоморфными кристаллами, включенными в оливин, ромбический пироксен и в моноклинный пироксен. Среди сульфидов встречается очень редко. Идиоморфизм магнетита по отношению к нерудным минералам показывает, что он кристаллизовался раньше породообразующих минералов.

Магнетит второй генерации, в отличие от магнетита первой генерации, не встречается в хорошо образованных кристаллах и располагается обычно в промежутках между породообразующими минералами, а также совместно с сульфидами, которые разъедают зерна магнетита. О его образовании раньше сульфидов свидетельствует, кроме того, следующее обстоятельство: магнетит образовался раньше биотита, который часто в виде ободка окружает магнетит второй генерации. Сульфиды кристаллизовались позднее биотита, так как они замещают его пластинки.

К магнетиту третьей генерации относятся очень мелкие зерна, образующиеся вдоль трещинок в пироксене и оливине. Характерно, что часто магнетит не сопровождается вторичными минералами. Образование его, повидимому, связано с разложением железисто-магнезиальных минералов вдоль трещин.

Хромит. По описанию А. Е. Алешуниной [1937] хромит находится в таких же взаимоотношениях с другими минералами, как и магнетит первой генерации, т. е. кристаллизовался ранее сульфидов.

Титаномагнетит. Встречается сравнительно часто как в сульфидных вкрапленниках, так и вне связи с ними. Под микроскопом легко определяется благодаря решетчатой структуре распада на магнетит и ильменит.

Своеобразны взаимоотношения титаномагнетита с плагиоклазом. Иногда зерна титаномагнетита содержат многочисленные включения плагиоклаза, что свидетельствует об их более поздней кристаллизации по отношению к плагиоклазу. При этом решетка ильменита не обнаруживается. Возможно, что эти зерна являются не титаномагнетитом, а магнетитом.

В другом случае титаномагнетит образует с плагиоклазом графические срастания эвтектического облика, показанные на рис. 55. Титаномагнетит имеет отчетливую структуру распада на магнетит и ильменит. Контуры титаномагнетитовых вкрапленников плавные. От краевых частей отходят древовидные ответвления причудливой формы.

В тех случаях, когда титаномагнетит встречается совместно с сульфидами, он всегда является минералом более ранним. Больше этого, титаномагнетит к моменту сульфидной стадии рудоотложения претерпел уже распад на магнетит и ильменит, поскольку сульфиды избирательно замещают магнетит, оставляя незамещенными пластинки ильменита. Этот случай показан на рис. 56.

Ильменит. Обычно встречается как продукт распада твердого раствора в зернах титаномагнетита. Форма выделений бывает как пластинчатая, так и капельная. Очень редко ильменит встречается в самостоятельных крупных кристаллах.

Пирит. Распространенным минералом среди сульфидов вкрапленных руд является пирит. Он встречается как в хорошо образованных кристаллах, так и в виде неправильных корродированных зерен. В распространении пирита наблюдается некоторая закономерность: он встречается чаще в нижних частях рудного интервала, ближе к контакту.

Л. В. Радугина [1936 г.] отмечала агрегаты мелких червеобразных зернышек пирита в пирротине, пентландите и халькопирите. Иногда такие червеобразные зерна, по ее описанию, так ориентированы, что их срастание с другими рудными минералами напоминает пегматитовую структуру. Местами такие агрегаты имеют цвет, отличный от обычного пирита, и очень хорошо полируется. Л. В. Радугина считает, что это никеленосный пирит.

Пирротин. Пирротин является самым распространенным минералом во вкрапленных сульфидах придонной части интрузии. Он чаще, чем другие минералы, образует самостоятельные вкрапленники. В скрещенных николях обнаруживает двойниковое срастание. Двойники обычно клиновидные, иногда пересекающиеся. Форма зерен пирротина различная — полигональная, округлая, неправильная. Во вкрапленниках, состоящих из трех и более минералов, пирротин обычно образует основную массу. Остальные минералы размещаются или между зернами пирротина, или в краевых частях вкрапленника. Однако такие минералы, как магнетит, титаномагнетит, ильменит, пирит, частично пентландит, отчетливо корродируются пирротином, что указывает на их более раннее образование. В редких случаях отмечено развитие пирита по пирротину. Размер зерен пирротина варьирует от 0,005 до 0,8 мм. Часто в зернах пирротина наблюдаются пламеневидные пластинки пентландита.

Пентландит. Кристаллы пентландита редко образуют самостоятельные вкрапленники и обычно встречаются среди зерен пирротина и халькопирита. Формы развития зерен пентландита весьма разнообразные. Встречаются сравнительно хорошо ограненные зерна, располагающиеся среди зерен пирротина; более часто пентландит образует цепочки зерен и прожилки между зернами пирротина (рис. 57). Пентландит встречается также в виде тонких пламеневидных вростков или мелкоточечных выделений

среди зерен пирротина. Пламеневидные вростки закономерно ориентированы параллельно спайности пирротина. Особенно часто они встречаются около микроскопических трещинок, напоминая внешне «щетку». Размер зерен пентландита варьирует от 0,003 до 0,4 мм.

Судя по формам выделения, пентландит встречается в нескольких генерациях.

1. Порфировидные кристаллы — выделились из раствора раньше пирротина.

2. Цепочки, прожилки и ободки около зерен пирротина — образовались после пирротина, но раньше халькопирита.

3. Пламеневидные вростки — являются результатом распада твердого раствора пентландита в пирротине.

Халькопирит. Халькопирит чаще, чем пентландит, образует мономинеральные вкрапленники. Формы развития этих вкрапленников чаще неправильные, но иногда встречаются резкоугловатые. Халькопирит образует часто агрегаты зерен среди вторичных силикатных минералов, легко проникает по трещинкам и плоскостям спайности в породообразующие минералы. Кроме того, волосовидные перемычки, соединяющие отдельные вкрапленники (там, где они есть), также состоят в основном из халькопирита. Последний разъедает и замещает такие минералы, как пирротин, пентландит, титаномагнетит, ильменит, пирит. Необходимо особо подчеркнуть большую способность халькопирита разъедать силикаты. В небольшом количестве халькопирит встречается в крупнозернистых пегматоидного облика породах. Размер зерен халькопирита варьирует от 0,0001 до 2 мм.

Кубанит. Встречается довольно часто, но в небольших количествах. Почти всегда находится среди халькопирита в виде пластинчатых выделений, иногда пересекающихся между собой.

Сфалерит. Редко встречается среди сульфидов в виде мелких единичных зерен.

Полидимит. Является редким минералом в рудах придонной части интрузии. Он образуется путем замещения пентландита и определяется по структуре, напоминающей структуру «высохшего ила».

Борнит и ковеллин. Также являются редкими минералами. Они развиваются в виде мелких пятнышек в халькопирите, преимущественно в краевых частях вкрапленников.

Парагенезис рудных минералов

Проведенные минералогические исследования позволили выделить несколько парагенетических ассоциаций рудных минералов, общих для всех месторождений. В статье о парагенезисе минералов А. Г. Бетехтин [1949] уточняет понятие о парагенезисе. По Бетехтину парагенезис обозначает совместное образование, а не просто совместное нахождение минералов. В каждую парагенетическую группу, таким образом, следует объединить только те минералы, которые возникли совместно на определенной стадии минералообразования. Характер развития сульфидов во вкрапленных рудах показывает, что процесс рудообразования протекал без перерыва. Поэтому смена одного парагенетического ряда другим обусловлена изменением состава рудообразующих растворов в процессе рудоотложения. Мы выделяем два основных парагенетических ряда:

1) ряд минералов, образованный непосредственно из рудных растворов;

2) ряд минералов, возникших метасоматически по первичным рудным минералам.

Несмотря на различие минералогического состава рудных минералов в различных месторождениях, ход процесса рудоотложения протекал почти везде одинаково. Вначале возникла обычная для медно-никелевых месторождений ассоциация минералов — пирротин — пентландит — халькопирит, затем эти минералы замещались метасоматически различными другими минералами — сульфидными и окисными. Возникновению пирротина, пентландита и халькопирита предшествовало возникновение окисных минералов (магнетита II, ильменита, титаномагнетита) и пирита.

Необходимо отметить, что в главный период рудоотложения вслед за пиритом кристаллизовался пентландит, который выделялся из раствора в течение почти всего периода кристаллизации пирротина, возможно, с перерывами. Халькопирит выделялся самым последним. Рудные растворы к этому времени уже значительно обогатились водой и приобрели способность к тонкому пропитыванию силикатов. В силу этого, халькопирит заполнил как тончайшие поры, так и промежутки между волокнистыми срастками вторичных минералов, возникшие в породе к моменту отложения халькопирита.

Впервые в определенной форме тесный парагенезис сульфидов с постериорными силикатными минералами отметил Э. Н. Елисеев [1953] для перидотитовых пластов Сопчи, хотя и предшествующие исследователи отмечали, что сульфиды в перидотитовых пластах Сопчи почти всегда сопровождаются гидротермальными минералами. Даже указывалось, что каждый вкрапленник представляет собой «гидротермальное месторождение в миниатюре». Однако это наблюдение шло вразрез с господствующим до последнего времени объяснением происхождения сульфидных вкрапленных руд, которые относились к высокотемпературным ликвационно-магматическим рудным образованиям.

Исследования вкрапленных руд месторождений Мончи показали, что отмеченный Э. Н. Елисеевым парагенезис актинолитовая роговая обманка + сульфиды (пирротин, пентландит), тальк + сульфиды, хлорит + + сульфиды, карбонаты + сульфиды, магнетит + хлорит наблюдаются и в других месторождениях. Взаимоотношения рудных минералов между собой, структуры руд, метасоматическое замещение первичных силикатных минералов сульфидами и постериорными минералами, тесная ассоциация сульфидов с постериорными минералами — все это указывает на низкотемпературные условия образования сульфидных вкрапленных руд.

Изучение парагенезисов рудных и вторичных силикатных минералов затрудняется тем обстоятельством, что не всегда рудные минералы развиваются совместно с вторичными силикатными минералами, что объясняется различным содержанием воды в рудных растворах, отложивших сульфиды в различных месторождениях.

Количественно-минералогическая характеристика вкрапленных руд

Несмотря на близость минералогического состава вкрапленных руд отдельных месторождений, уже предварительное знакомство показало, что существует значительное их различие с количественной стороны.

Почти все исследователи вкрапленных руд Мончи в той или иной мере охарактеризовывали их с количественной стороны с целью иллюстрации соотношений между рудными и нерудными минералами, а также получения количественных соотношений между минералами для сравнения с результатами опробования. Подсчеты сульфидов производились при помощи сетчатого окуляра. Определялся состав отдельных вкрапленников, а затем суммировалось содержание отдельных рудных минералов в различных вкрапленниках. Таким путем выяснилось количественное соотношение между сульфидными минералами. По отношению площадей, занятых рудными и нерудными минералами, определялось процентное содержание сульфидов в породах. Все цифры даются в объемных процентах. Кроме того, применялся метод пересчета химического состава на минералогический.

На рис. 58, 59 показаны количественные соотношения между пентландитом, пирротином и халькопиритом в различных вкрапленных месторождениях Мончи. С пирротином и пентландитом объединены все минералы, развивающиеся по ним метасоматически. Поля, занятые точками, обозначающими состав сульфидов в различных местах месторождений, имеют свои определенные площади для каждого месторождения.

Более полное представление о вариациях в составе руд различных месторождений можно составить по табл. 5 и 6.

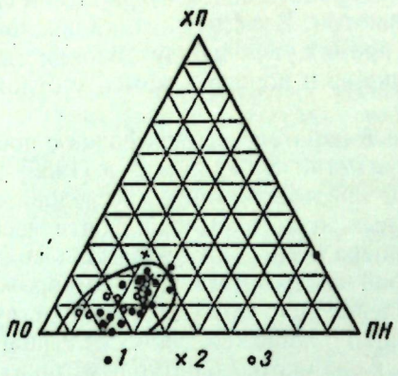


Рис. 58. Средний состав сульфидных руд критического горизонта:

1 — данные Л. В. Радугиной; *2* — данные К. Ф. Белоглазова; *3* — данные Е. К. Козлова. По — пирротин; Пн — пентландит; Хп — халькопирит.

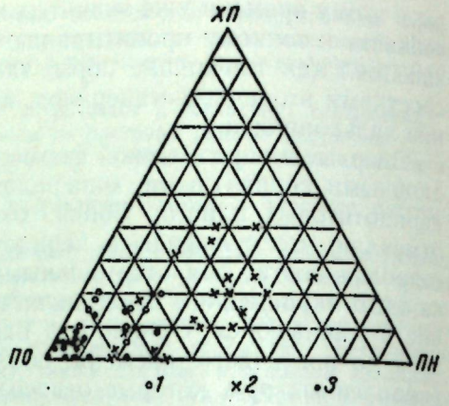


Рис. 59. Средний состав сульфидов в различных интервалах скв. 800 на горе Травяной:

По — пирротин, Пн — пентландит, Хп—халькопирит; *1* — состав сульфидов в норитах; *2* — состав сульфидов в оливиновых норитах; *3* — состав сульфидов в кварцевых норитах.

Таблица 5

Количественный минералогический состав сульфидов в горных породах критического горизонта горы Нюд (в объемных %)

№ аншлифов	Пирротин	Пентландит	Халькопирит	Виоларит	Магнетит	Пирит	Общее содержание сульфидов в породах
9-г	91,00	—	9,00	—	—	—	0,34
9-д	55,90	—	7,10	—	33,7	3,3	0,70
30	88,80	6,40	6,50	—	3,3	—	2,70
9-в	67,80	0,20	15,10	15,80	1,1	—	2,40
48	92,10	3,30	4,60	—	—	—	2,30
27-в	92,80	2,20	5,00	—	—	—	10,10
26	87,51	0,05	5,47	5,97	1,0	—	3,20

Таблица 6

Количественно-минералогический состав сульфидов горы Травяной

№ скв.	Глубина (в м)	Пирротин	Пентландит	Халькопирит	Пирит
		(в объемных %)			
800	234,6	89,10	10,50	0,40	—
800	236,3	59,79	40,68	6,53	—
800	247,3	73,80	22,20	4,00	—
800	249,2	68,80	17,80	13,40	—
800	250,2	49,30	5,80	44,90	—
800	257,2	55,28	22,55	11,13	11,04
800	252,8	77,00	15,00	8,00	—

Окончание табл. 6

№ скв.	Глубина (в м)	Пирротин	Пентландит	Халькопирит	Пирит
		(в объемных %)			
800	254,3	71,60	17,10	11,30	—
800	255,2	20,00	18,30	15,00	46,70
800	258,0	7,40	8,90	66,20	17,50
800	259,0	75,00	21,50	4,00	0,50
800	259,3	20,50	5,80	70,30	3,40
800	260,2	78,10	18,70	0,20	3,00
800	262,3	77,20	19,00	0,50	3,30
800	264,0	81,90	17,80	0,10	0,20
800	267,0	68,00	17,80	11,80	2,40

Таблица 7

Состав сульфидов в различных рудных пластах Сопчи (в вес. %)

№ аншлифа	Пирротин	Пентландит	Халькопирит	Магнетит
Состав сульфидов по разрезу перидотитового пласта				
3	—	100,0	—	—
5	24,5	56,5	9,6	9,4
6	18,9	71,6	2,9	6,6
7	28,5	63,9	1,2	6,4
8	5,8	79,1	7,3	7,8
8	43,3	49,7	4,1	2,9
9	14,1	72,7	9,8	3,4
10	22,6	70,1	3,4	3,9
11	33,6	62,5	0,8	3,1
13	28,6	48,7	21,8	0,9
14	42,5	28,8	16,0	12,7
15	10,0	75,0	11,3	3,7
16	20,0	61,7	18,8	—
19	1,5	85,4	8,9	4,2
22	36,5	52,5	6,2	4,8
23	42,9	49,2	7,9	—
26	18,2	68,2	12,3	1,3
Среднее . . .	28,5	62,4	9,2	—
Состав сульфидов по разрезу через слой рудных пироксенитов южного склона Сопчи				
113	77,1	15,3	7,6	—
113а	81,7	11,6	6,7	—
113б	74,7	17,5	7,8	—
113в	73,2	15,8	11,0	—
Среднее . . .	77,6	14,0	8,0	—

Окончание табл. 7

№ аншлифа	Пирротин	Пентландит	Халькопирит	Магнетит
Состав сульфидов в оливинсодержащих пироксенитах северного склона Сопчи				
108	37,7	44,2	14,6	3,5
108б	31,6	50,3	13,8	4,3
108в	37,3	40,9	18,6	3,2
108г	42,6	36,3	16,8	4,3
108д	50,8	38,9	10,3	—
108е	31,6	46,2	19,7	2,5
108ж	42,8	46,8	8,9	1,5
Среднее . . .	40,2	43,6	16,2	—

Некоторые химические особенности вкрапленных руд

В вопросе о химизме руд ограничимся характеристикой соотношений между главными химическими элементами в сульфидах, что позволяет выявить главные общие и отличительные черты различных месторождений. При написании этого раздела были использованы работы К. Ф. Белоглазова, Н. В. Зашихина и др., а также результаты опробования вкрапленных руд различных месторождений, наряду с анализами, выполненными химико-аналитической лабораторией Кольского филиала АН СССР.

Сводные результаты химических особенностей руд различных месторождений показаны в табл. 8.

Эта таблица наглядно показывает, что химический состав сульфидной части руд различный в различных месторождениях, что подтверждается количественно-минералогическими подсчетами. Среднее содержание никеля и меди в месторождениях определяется как минералогическим составом сульфидов, так и количественным отношением сульфидов к силикатной части руд. Поэтому для характеристики химизма сульфидов наибольшее значение имеют такие показатели, как отношение никеля к меди, отношение кобальта к никелю и отношение серы к сумме никеля и меди.

Отношение никеля к меди в различных месторождениях различное. Особенно ярко выражено различие между вкрапленными и гнездовыми рудами. Отношение кобальта к никелю варьирует от 1 : 20 до 1 : 30, при этом в массивных рудах отношение всегда меньше, чем во вкрапленниках. Весьма показательно отношение серы к сумме никеля и меди, поскольку это отношение в известной мере контролирует правильность определения содержания в рудах пирротина по отношению к пентландиту и халькопириту.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

До последнего времени вкрапленные сульфидные медно-никелевые месторождения рассматривались в качестве ликвационно-магматических месторождений. Предполагалось, что образовавшиеся в результате ликвации магматического расплава капли сульфидного расплава оседали на дно интрузии. С этой точки зрения следует обратить внимание, что месторождения вкрапленных руд на Сопче и Нюде заключены во внутриформационных слоях течения. В донной залежи массива Ниттис — Кумужья —

Таблица 8

Химическая характеристика руд Мончи

Показатели	Критический горизонт		Рудные пласты Сопчи			Донная залежь		Жильные месторождения
	вкрапленные руды	гнездовые руды	перидотиты	оливиновые пироксениты северного склона	пироксениты южного склона	вкрапленные руды	гнездовые руды	
Среднее содержание никеля, %	0,23	3,21	0,55	0,60	0,35	0,27*	3,1	5,1
Среднее содержание меди, %	0,19	0,37	0,21	0,26	0,17	0,13*	0,1	2,6
Отношение никеля к меди	4 : 3	10 : 1	2,5 : 1	2,3 : 1	2 : 1	2,5 : 1 и 2 : 1*	31 : 1	2 : 1
Отношение кобальта к никелю	1 : 20	1 : 30	1 : 20	Кобальта очень мало	Кобальта очень мало	1 : 20	1 : 20	1 : 28
Отношение серы к сумме никеля и меди	3,5 : 1	—	0,6 : 1	1,8 : 1	4 : 1	—	3 : 1	4 : 1

* На горе Кумужья.

Травяная сульфидная вкрапленность хотя и скопляется у лежачего бока интрузии, но и здесь она не доходит до самого контакта и обогащение горных пород вкрапленностью начинается немного отступя от контакта.

Парагенетические ассоциации сульфидных минералов с силикатными, как это было описано выше, указывают на низкотемпературные условия кристаллизации сульфидов. При формировании горных пород, слагающих месторождения и заключающих сульфидную вкрапленность, вначале кристаллизовались главные породообразующие минералы — оливин, пироксены, плагиоклаз, кварц-полевошпатовая эвтектика и лишь после этого происходила кристаллизация сульфидов. Период кристаллизации сульфидов сопровождался автометаморфическими изменениями первичных породообразующих минералов.

Повидимому, рудные компоненты, из которых в дальнейшем возникли рудные растворы, сконцентрировались на участках, структурные особенности которых были наиболее для этого благоприятными; главная масса минералов сульфидных вкрапленников отложилась на месте образования остаточных рудных гидротермальных растворов.

Отдельные вопросы, имеющие отношение к геохимии никеля, металлогении Мончегорского плутона и генезису сульфидных медно-никелевых месторождений разобраны в восьмой части.

ЧАСТЬ V

ГНЕЗДОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОНЧЕГОРСКОГО НИКЕЛЕНОСНОГО ПЛУТОНА

Гнездовые сульфидные руды известны были почти с самого начала разведочных работ в Монче. Первая буровая скважина в Монче, пробуренная на втором рудном участке Нюда в 1932 г. до глубины 72,13 м, на глубине 5—8 м пересекла гнездо сплошных сульфидов.

При бурении на донную залежь в массиве Ниттис — Кумужья — Травяная во время разведки сульфидных вкрапленных руд в некоторых местах также были обнаружены гнездовые скопления сульфидов.

С гнездовыми скоплениями сульфидов очень часто ассоциируются мелкие жилки, нередко выклинивающиеся и ветвящиеся. Сульфидные жилы в рудном пласте Сопчи были обнаружены уже после законсервирования месторождения при передокументации горных выработок. Сведения о сульфидных жилах рудного пласта Сопчи приводятся в «Информационном отчете по геологическому картированию рудника Сопча» за март — апрель 1941 г, а также в первичной документации жил, составленной геологами рудника. Основная часть жил была задокументирована А. А. Тригубовичем.

При бурении скважины Сулливан на Сопче, примерно в центральной части массива, встречена была сульфидная жила мощностью, по данным кароттажа, в 32 см (на глубине 401,06 м). Это обстоятельство послужило основанием для прослеживания сульфидных жил в глубинной части массива, для чего были пробурены скв. 350, 377, 804.

В пробуренных скважинах в зонах рассланцевания встречены были сульфидные жилы и может быть гнезда.

Таким образом, гнездовый тип сульфидного оруденения известен для всего Мончегорского никеленосного плутона и встречается на различных глубинах.

В геологической литературе и в документации горных выработок и буровых скважин гнезда назывались шлирами. Шлиры — название не точное, во-первых, потому что тела, называвшиеся ранее шлирами, часто залегают несогласно по отношению к стратификации вмещающих пород, во-вторых, потому, что, как увидим ниже, такие гнездовые скопления сульфидов не являются продуктом магматической сегрегации, а возникают в результате гидротермальной деятельности, поэтому точнее их называть гнездами.

В монографии по Монче [1947] приводятся весьма краткие сведения о геологическом строении, составе горных пород, форме гнезд и составе минералов, слагающих гнезда на южной террасе и на втором участке Нюда. В качестве же примера гнезд приводится описание гнезда (шлира) с южной террасы Нюда.

Материалы первичной документации горных выработок со второго рудного участка не были использованы для характеристики гнезд

ни в монографии по Монче [1947], ни в сводной работе Д. Ф. Мурашева [1946].

Специального изучения гнездового оруденения и разведок на гнездовые руды до последнего времени не производилось.

Глава 11

ГНЕЗДОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА РУДНЫХ ПОЛЕЙ ГНЕЗДОВЫХ И ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На рис. 60 делается попытка схематически нанести все имеющиеся к настоящему времени данные о гнездовых и жильных месторождениях. Гнездовые и жильные месторождения располагаются внутри интрузии.

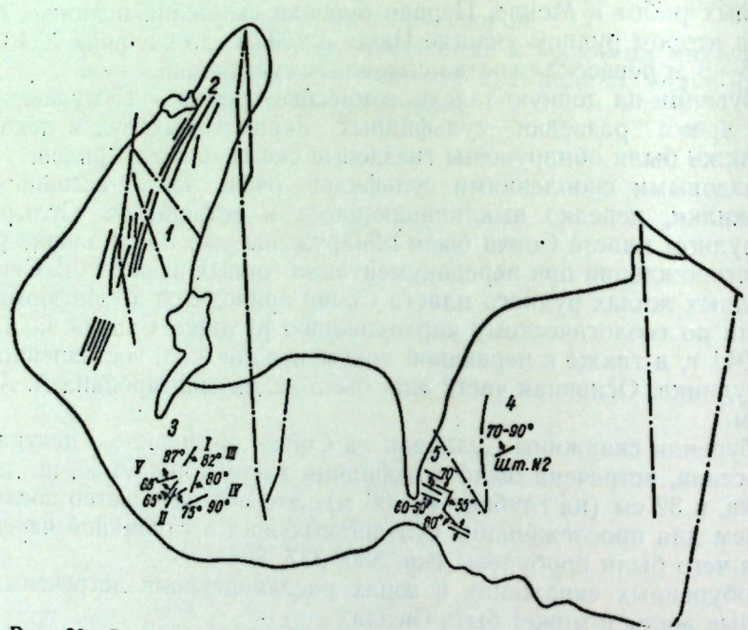


Рис. 60. Схематическая карточка гнездовых и жильных месторождений Мончи:

1 — рудное поле сульфидных жил Ниттис — Кумужья — Травяная; *2* — рудные гнезда среди вкрапленных руд донной залежи на северо-западном склоне горы Травяной; *3* — жилки в рудном пласте Сопчи; *4* — месторождения гнездовых руд южной террасы Нюда; *5* — сульфидные гнезда второго рудного участка Нюда.

Скопления сульфидов, встречающиеся среди гнейсов ниже дна интрузии на участке Ниттис — Кумужья — Травяная, практического значения не имеют, потому что, согласно имеющимся данным, такие скопления не содержат никеля.

В северной части массива Ниттис (скв. 520) бурением на глубине около 500 м было установлено гнездовое (халькопиритовое) оруденение. Этот участок привлекает внимание Мончегорской геологоразведочной партии с точки зрения возможности обнаружения среди медного оруденения участков, богатых платиной (указание А. Г. Бетехтина).

Значительное распространение гнездовое сульфидное оруденение имеет, по данным бурения, начиная с 1949 г. на северо-западном склоне

горы Травяной. Сульфидные гнезда нередко имеют недостаточно резкие контакты с породами массива и сопровождаются сульфидной вкрапленностью.

На Сопче также имеются участки с жильным и вероятно гнездовым оруденением. Более подробные данные приведены ниже при описании жильного и гнездового оруденения в Сопче.

Не исключена возможность, что буровые и разведочные работы не вскрыли участки с гнездовыми и жильными месторождениями. Открыть такие участки без помощи геофизических работ очень трудно. Как показывают результаты кароттажа, участки с гнездовым оруденением отличаются повышенной электропроводностью, так как, помимо гнезд, на таких участках, как правило, наблюдается сгущение сульфидной вкрапленности.

Следует учесть, что жилы и гнезда нередко имеют крутонаклонное или вертикальное удлинение и, следовательно, открыть их скважинами очень трудно, что подтверждает ознакомление с первичной документацией на втором рудном участке Нюда.

Жилки в массиве горы Сопчи

Известны жилки сульфидов в районе развития рудного пласта Сопчи и жилы в глубинной части массива Сопчи. На западном склоне Сопчи в рудном пласте известны хромитовые жилы. Сульфидные и хромитовые жилки подсечены скважинами.

Сульфидные жилки рудного пласта Сопчи

Описание сульфидных жилок в рудном пласте Сопчи приводится в «Информационном отчете по геологическому картированию рудника Сопча» [1941], а также в первичной документации геолога А. А. Тригубовича. Жилки сульфидов выполняют трещинки в висячем боку рудного пласта (пласт 330). Сульфидные жилки располагаются, как правило, в грубозернистых пегматитоподобных пироксенитах. Жилы почти вертикальные и примерно перпендикулярны первичной полосатости пироксенитов. В табл. 9 приводятся сведения о жилах, встреченных в рудном пласте Сопчи.

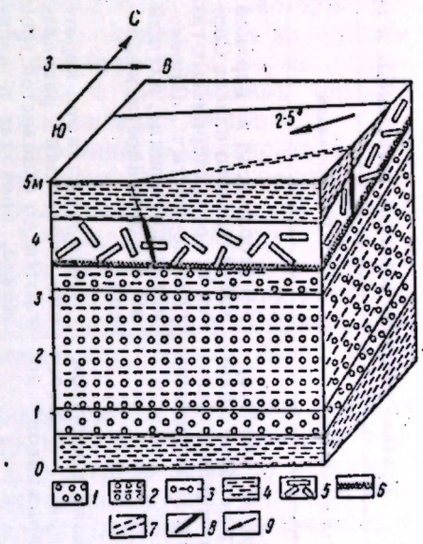


Рис. 61. Сульфидные жилки в рудном пласте Сопчи. Блок-диаграмма, составленная по данным первичной документации А. А. Тригубовича для жил 12 и 13 рудоспусков:

1 — оливиниты; *2* — перидотиты; *3* — оливинсодержащие пироксениты; *4* — пироксениты; *5* — грубозернистые пегматитоподобные пироксениты; *6* — зона смятия; *7* — тектонические нарушения; *8* — сульфидные жилки; *9* — первичная линейность с наклонами в 2—5° к юго-западу.

Минералогический состав жилок. Судя по определениям В. М. Бруновской, жилки состоят из полидимита, халькопирита, пентландита. Из жилки с рудоспуска № 13 была взята проба весом в 200 г. Проба имеет следующий состав: никеля 15,28%, меди 1,67%, кобальта 0,39% и серы 22,18%. Сульфидов в данной пробе было примерно две трети; одна треть принадлежала силикатной породе.

Около жилок местами обнаруживаются околорудные изменения вмещающих горных пород, сопровождающиеся появлением талька и роговой

Таблица 9

Краткие сведения о жилах, встреченных в рудном пласте Сопчи

Местоположение	Состав и мощность	Расположение	Элементы залегания	Примечания
Жила № 1. Панельный штрек № 1 на расстоянии 99,8 м на левой (западной) стенке	Сульфиды мелкозернистые в основном пиротин и меньше халькопирита. Мощность 3—5 см	Расположена в верхней части рудного пласта Сопчи в крупнозернистых-гигантозернистых пироксенитах по трещине, идущей вкрест линейности пироксена	Азимут падения 130°, угол падения 82°. Простирание северо-восток 40°. Жила прослежена по падению на 40 см	Жилка сульфидов проходит по неровной трещинке, поэтому мощность жилки весьма изменчивая и теряется в разрушенном пироксените на левой же стенке штрека
Жила № 2. Штрек № 7 по руде (горизонта вкрапленных руд) на расстоянии 157,2 157,6 м по оси штрека от штольни № 4 на северо-восточной стенке	Прожилки в основном халькопирита. Мощность прожилков до 3 мм	Невыдержанные короткие прожилки располагаются по извилистой трещинке, проходит в висячем боку рудного пласта в неравномернозернистом пироксените	Верхняя часть жилки. Азимут падения 310°, угол падения 88°. Средняя часть 310°, угол 65°, нижняя часть 145°, угол падения 75°	Простирание северо-восток 40—55°
Жила № 3. Штрек № 10 по руде на расстоянии 37—39 м от его начала	Много пентландита, мощность 2—4 мм		Азимут падения 110°, угол падения 80°, простирание северо-восток 20°	Жилка прослежена на 20—30 см по падению и на 2,5 м по простиранию
Жила № 4. Рудоспуск № 12* (из панельного штрека № 1)	Полидимит, развивающийся попентландиту, с небольшим количеством халькопирита. Мощность 7 мм	Жилка проходит в рудном грубозернистом пироксените в висячем боку рудного пласта	Простирание северо-восток 65°	Длина жилки по падению 40 см, по простиранию видны на 20 см (с юго-западной стороны порода отпалена)
Жила № 5. Рудоспуск № 13*, пройденный из панельного штрека № 1	Жила того же состава, что и в рудоспуске № 12. Средняя мощность 5 мм, наибольшая 9 мм	Длина жилки по падению 40 см	Простирание 245°, падение на северо-запад под углом 87°	Прослежена по простиранию на 2 м, на юго-западной стенке жилка выклинивается, а к северо-восточной—постепенно мощность увеличивается

* В рудоспусках 12 и 13 жилки приурочены к выдержанным по падению и простиранию трещинкам. Стенки трещин неровные.

обманки. Такие изменения отмечает, например, А. А. Тригубович для жилы № 1. Кроме того, в районе развития сульфидных жил наблюдается карбонатизация горных пород. Местами около сульфидных жил наблюдается увеличение размера сульфидной вкрапленности в рудном пласте.

Отмечена приуроченность жилок к наложенным структурам, что хорошо видно при рассмотрении рис. 61.

Жилы в глубинной части массива Сопча

Жила, встреченная в скв. С-1 (Сулливан-1) на глубине 401,06 м, мощностью в 32 см (по данным одноконтактного каротта́жа) послужила основанием для дальнейшего прослеживания сульфидных жил в глубинной части массива Сопчи. С этой целью были пробурены скв. 350, 377, 804.

В пробуренных скважинах на глубине 350—700 м встречены были несколько зон смятия. Так, в скв. 350 подсечены две значительные по мощности зоны смятия, в скв. 804 — пять зон смятия. В зонах смятия наблюдаются интенсивно выраженные амфиболизация, хлоритизация, отталкование и карбонатизация. Местами наблюдается катаклаз зерен пироксена. Нередко встречаются зеркала скольжения. В зонах смятия отмечается наличие рудных минералов, тонкое пропитывание сульфидами и магнетитом тонких прослоев измененных и рассланцованных вмещающих горных пород — перидотитов, оливиновых пироксенитов и пироксенитов.

Форма рудных тел — жилки, линзы, жилоподобные тела, которые предыдущими исследователями назывались «инъекциями». Судя по скудным сведениям, какие можно было получить при бурении, о форме рудных тел, а также и по соотношениям рудных тел с вмещающими горными породами, рудные тела сходны с гнездами и жилками на Нюде.

Рудные тела состоят из сульфидов — пирротина, халькопирита и пентландита — и магнетита, а также из карбоната, хлорита, актинолита. Карбонаты, хлорит, актинолит пропитаны тончайшей рудной пылью. Сульфиды и карбонаты, по описанию Е. Т. Масловой, замещают первичные силикатные минералы в горной породе. В зонах смятия, к которым бывают приурочены рудные жилки и линзы, наблюдается более интенсивное развитие вторичных минералов — актинолита, хлорита, талька, карбоната по сравнению с изменениями вмещающих горных пород около жилок.

Значительное развитие вторичных минералов в сульфидных жилках и около них и в зонах смятия служит причиной резкого понижения твердости керна на таких участках, что в свою очередь приводит к понижению выхода керна на рудных интервалах. Керн в рудных участках крошится и истирается, поэтому возникает затруднение при определении мощности рудных интервалов в буровой скважине. Вследствие этого определение интервалов с оруденением производится косвенно — по данным каротта́жа.

Одноконтактный каротта́ж определил мощность жилы, встреченной в скв. С-1 в 32 см, в скв. 350—35 см.

Повидимому, сульфидные жилы и зоны смятия, к которым приурочены жилы и линзы, имеют значительную протяженность. Е. Т. Маслова в первичной документации указывает, что зоны смятия, встреченные в разных скважинах, увязываются друг с другом. Такое соединение жил и зон смятия, встреченных в различных скважинах, носит предположительный характер.

Судя по наклону скважин, можно сделать предположение и о вероятном простирании сульфидных жил. Наиболее вероятно простирание жил северо-восточное.

Химический анализ сохранившейся части рудного керна с интервала 550,47—550,82 по скв. 350 показал содержание (анализировалась сульфидно-магнетитовая жилка с горной породой) железа 52,28%, никеля 0,32%, меди 0,59%, кобальта 0,014%, серы 6,54%, сумма 59,74%. Судя по пересчету с химического анализа, жилка содержит приблизительно 4% сульфидов и около 40% магнетита (немного менее половины пробы составила вмещающая горная порода).

Таким образом, жилы глубинной части массива Сопча, вероятно, приурочены к наложенным структурам. Согласно указаниям геофизика И. П. Харламова, интервалы скважин вблизи жилок на Сопче обнаруживают повышенную электропроводимость, устанавливаемую при каротаже скважин. Такая повышенная проводимость вероятно вызывается повышенной сульфидной вкрапленностью около жилок. Следовательно, и для жилок глубинной части массива Сопчи характерным является тесная связь гнездового и жильного оруденения с вкрапленным.

Хромитовые жилы

Хромит впервые в массиве Сопча был встречен в скв. 66 на глубине 34,60 м в виде жилки мощностью в 3 см, рассекающей перидотиты. Жилка располагалась под углом 65° к оси керна. Позднее, при документации штольни № 2 была также встречена жилка хромита мощностью в 3 см и тоже в перидотитах. В последнем случае около зальбандов жилки в перидотите наблюдалось обогащение (импрегнация) мелкими зернами хромита в виде полосы до 15 см шириной. Обогащение хромитовыми зернами у контакта в перидотите достигало до 50% по объему. Простирание жилы меридиональное, падение на восток под углом 50°.

По данным информационного отчета [1941] в 80 м от устья штольни № 2 на насыпи полотна узкоколейки, соединяющей штольню № 3 со штольней рудничного двора, обнаружено большое количество крупных штуфов, содержащих хромит. Штуфы имели остроугольную форму без следов окатанности. Размеры штуфов от 2 до 50 см в поперечнике.

Хромит в найденных образцах представлен двумя типами: в виде жил сплошного хромита мощностью от 2 до 10 см и ввиде рудных, интенсивно обогащенных хромитом перидотитов, в которых содержание хромита достигает 50—80%.

Жилки хромита в одних случаях с прямолинейными параллельными контактами, в других — извилистые и пережимающиеся.

Принимая во внимание, что обломки с хромитом встречаются в большом количестве, можно думать, что имеется несколько хромитовых жил и участков перидотитов с высоким содержанием хромита.

Хромитовые жилы были пересечены буровыми скважинами. Так в скв. 399 на глубине 230, 45—231, 39 были встречены жилы хромита мощностью в 7 и 18 мм. Иногда внутри зерен магнетита в центральной части зерен встречается хромит (Э. Н. Елисеев, 1953).

Крупные обломки хромитовых жил мощностью до 10—15 см и обогащенных хромитом перидотитов сохранились до настоящего времени. Летом в 1952 г. была собрана коллекция хромитовой руды в виде хромитовых жил и рудных перидотитов. На рис. 62 изображен штуф перидотита с жилами хромита до 1,5 см мощности, жилы располагаются параллельно первичной полосатости перидотита. Чаще хромитовые жилы располагаются несогласно по отношению к полосатости и имеют крутые углы наклона.

На рис. 63 изображен фотографический снимок образцов рудных перидотитов, где хорошо видна полосатая текстура. Скопления зерен оливина, достигающие пяти миллиметров в поперечнике и имеющие слегка удлиненную форму, образуют полосы, переслаивающиеся с полосами, состоящими из скоплений мелких зерен хромита. Контакты хромитовых жил обычно прямолинейные и резкие, реже извилистые.

Под микроскопом хромитовые жилки состоят из агрегатов мелких зерен хромита, довольно хорошо ограненных и имеющих изометрическую форму. В редких промежутках между зернами хромита, имеющих незначительные размеры, располагаются зерна ромбического пироксена и реже оливина. Нередко большое количество изометрических зерен хромита цементируется одним крупным зерном пироксена. В этих случаях структура породы типичная пойкилитовая. Агрегаты зерен хромита иногда рассекаются тонкими жилками серпентина, а на контакте между зернами хромита в виде тончайших полосочек развивается тальк и редко карбонат. Даже образцы по первому впечатлению состоящие из скоплений одного хромита, на самом деле в очень узких промежутках между зернами хромита содержат в довольно значительных количествах силикатные минералы.

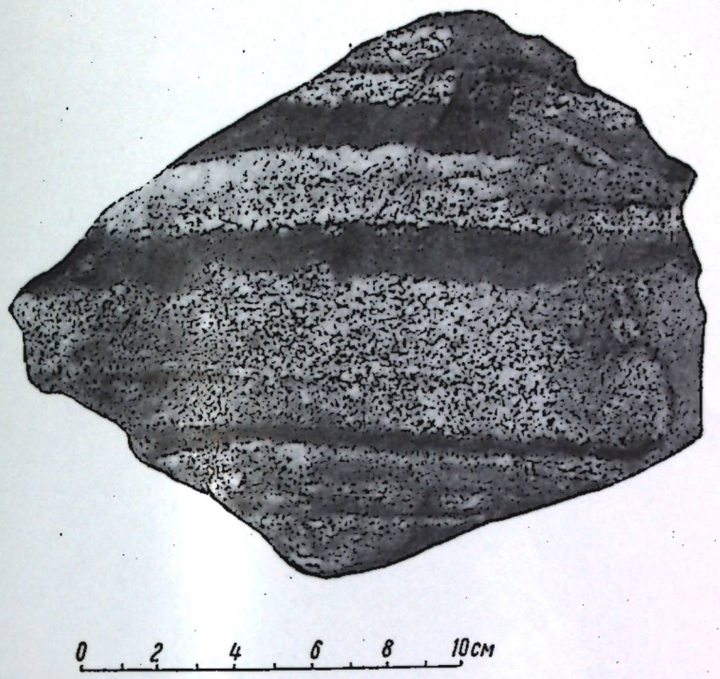


Рис. 62. Жилы хромита в рудных перидотитах. Мощность жил до 1,5 см.

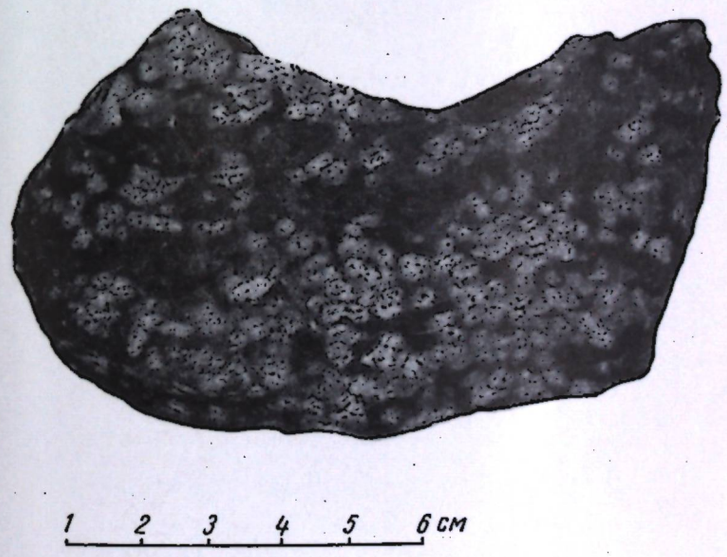


Рис. 63. Рудный перидотит с полосами хромита. Рудные полосы чередуются с полосами и линзами перидотита. Светлое — зерна оливина до 5 мм в поперечнике, окруженные каемками ромбического пироксена. Фотография образца.

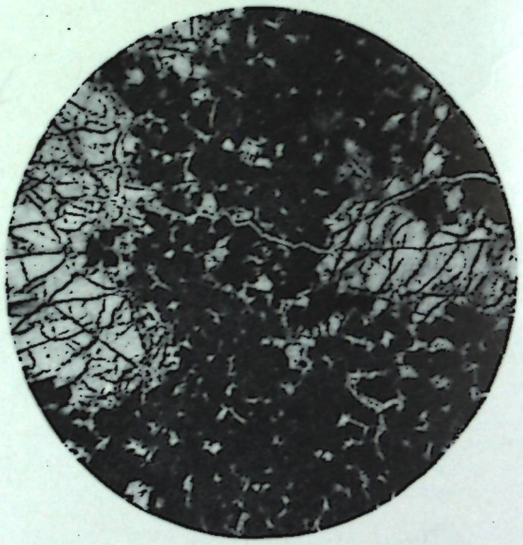


Рис. 64. Рудный перидотит. Светлое — крупные зерна оливина с каемками пироксена. Темное — агрегаты мелких изометрических зерен хромита. В промежутках между зернами хромита располагаются мелкие зерна пироксена и реже оливина. При одном николе (×15).

Перидотиты, аналогичные изображенным на рис. 62 и 63, имеют порфировидную структуру; порфировидные вкрапленники состоят из крупных зерен оливина до 5 мм в поперечнике. Оливин под микроскопом обнаруживает очень свежий облик и совершенно прозрачный. По составу отвечает хризолиту ($2V = +89°$). Иногда оливин окружается тонкими реакционными каемками ромбического пироксена. Нередко такие каемки соединяются между собою и образуется одно большое зерно ромбического пироксена, пойкилитически включающего несколько различно ориентированных зерен оливина. Иногда хорошо видно замещение ромбического пироксена моноклинным.

Мелкие зерна хромита, поперечник которых в один или несколько десятков раз мельче поперечника зерен оливина, рассеяны в породе в случаях, когда хромита мало. Если же хромита значительное количество, то зерна хромита образуют кучные скопления. В промежутках между зернами хромита располагаются мелкие зерна пироксена и реже оливина. Иногда скопления зерен хромита сцементированы одним крупным зерном оливина с образованием пойкилитовой структуры (рис. 64).

Кроме перидотитов, хромит встречается в пироксенитах, также несравненно более крупнозернистых по сравнению с мелкими зернами хромита, развивающегося в виде скоплений зерен. Хромит в пироксенитах встречается несравненно реже по сравнению с перидотитами и всегда в значительно меньших количествах.

В одном случае встречен был образец с пироксенитовой ветвящейся жилкой, мощность которой до 7 мм. Под микроскопом жилка представлена среднезернистым плагиоклазовым пироксенитом с обычной для таких пород структурой. Местами пироксен замещается вторичными минералами: актинолитовой роговой обманкой, хлоритом и местами — тальком. В незначительном количестве встречаются зерна сульфидов, замещенных лимонитом. Контакты пироксенита в жилке с хромитовой рудой резкие, но в одном месте контакт нерезкий и сопровождается развитием зерен хромита, образующих грубые графические срастания с пироксеном.

Спектральный и химический анализы хромита

Имеются результаты спектрального анализа хромита, магнетита с ядрами хромита из перидотитов с вкрапленностью сульфидов и магнетита из рудного пласта Сопчи и четырех образцов магнетита из разных мест.

Анализ хромита отличается от анализов магнетита повышенным содержанием магнезии и глинозема. Присутствие кальция и натра может быть объяснено примесью плагиоклаза, обнаруженного под микроскопом во вмещающих горных породах, о чем говорилось выше. Магнетит с хромитовыми ядрами, описанный Э. Н. Елисеевым [1953], обнаруживает сходство с хромитом по высокому содержанию магнезии, хрома и глинозема. Магнетит из оливинитов близок по особенностям своего состава к сопчинскому магнетиту с хромитовыми ядрами. Анализы типичного магнетита отличаются от первых двух анализов магнетита в отношении содержания хрома, магнезии и алюминия. Чистый магнетит отличается заметно меньшей твердостью, судя по данным измерения микротвердости, по сравнению с магнетитом, содержащим хромитовые ядра. Хромитовые ядра в зональном магнетите из сульфидных вкрапленных руд Сопчи обладают значительно большей твердостью по сравнению с магнетитовыми каемками.

Среди химических анализов по Монче имеется один анализ хромита, который приведен ниже. К сожалению, отсутствует описание места взятия образца и анализированного образца хромита.

Химический анализ хромитовой жилки из штольни № 2 (?) на горе Сопче (в %): SiO_2—10,35, TiO_2—0,46, Al_2O_3—13,69, Fe_2O_3—1,46, FeO—13,62, MnO—0,04, MgO—17,40, CaO—0,47, Na_2O—0,51, K_2O—0,53, H_2O—1, P_2O_5—0,02, NiO—0,01, S—0,08, Cr_2O_3—42,35. Сумма 101,94.

Отсутствие данных по изучению анализированного образца затрудняет возможность ввести поправку на примеси за счет силикатных минералов. Из цифр анализа следует сделать поправку на щелочи и кальций, исключив их из анализа хромита и отнеся к небольшому количеству возможной примеси плагиоклаза. Увязав с соответствующими количествами кальция,

натра и калия необходимое количество глинозема и кремнезема, получаем примерно 9,20% плагиоклаза. Оставшееся количество кремнезема увязывается вместе с магнезией в виде талька в количестве 8,45%. После этого на долю хромита остается 82,35%.

После таких поправок можно вычислить химический состав хромита: MgO—17,71%, FeO—16,28, MnO—0,05, Al_2O_3—13,65%, Fe_2O_3—1,74%, Cr_2O_3—50,57%. Сумма 100%.

Химический анализ хромитовой руды близок к анализам типичных хромитовых руд. (Соколов, 1948). Анализ, пересчитанный на хромит, соответствует анализам хромшпинелидов.

О гнездовом оруденении южной террасы Нюда

Первое крупное гнездо сульфидов было обнаружено в штольне № 2 в 1934 г.

В дальнейшем при разведочных работах на южной террасе буровыми скважинами были несколько раз встречены гнезда и жилки сплошных сульфидов (скв. 37, 104, 266, 301, 302, 328).

Данные по скважинам заимствованы из каталога скважин, составленного Е. П. Русановой [1949]. В районе южной террасы горы Нюд участки гнездового и жильного оруденения (сульфидного и магнетитового) встречались довольно часто, причем некоторые из них, несмотря на пометровое опробование, отличались высоким содержанием никеля.

Наиболее подробно о структуре, минералогическом составе и соотношении сульфидных руд с вмещающими породами можно было составить представление по гнезду из штольни № 2 на южном склоне террасы.

Сульфидное гнездо в штольне № 2 на южной террасе Нюда

Штольня № 2 была задана на юго-западном склоне горы Нюд с целью изучения вкрапленных сульфидных руд и добычи образцов для технического испытания. На интервале 27—35 м от устья штольни горные работы проходили по крупному гнезду сплошных и вкрапленных сульфидных руд с магнетитом.

Для прослеживания сплошных сульфидных участков на этом же интервале были пройдены две рассечки, камера в правой юго-восточной стенке штольни и гезенк.

На рис. 65 и 66 изображены детальные планы сульфидного гнезда, на рис. 67 разрез и на рис. 68 блок-диаграмма гнезда штольни № 2.

Сульфидные гнезда, как уже указывалось, были встречены в интервале длиной около 8—10 м. При проходке штольни сначала попадались крупные скопления вкрапленных сульфидов и небольшие гнезда. По мере продвижения забоя вглубь штольни число участков сплошных сульфидов увеличивалось, увеличивались и размеры таких участков. С 28,8 м весь низ забоя на 1—1,2 м от почвы горной выработки оказался сложенным сплошными сульфидами. Нижний контакт гнезда в этом месте горизонтальный, а верхний слабо наклонен на юго-восток. Распределение сплошных сульфидов далее в штольне более сложное и в первичной документации у геологов Ивановой и Н. С. Зонтова отмечается, что сплошные сульфиды были встречены в виде отдельных крупных «шлиров», местами соединяющихся между собою. Вмещающими горными породами по тем же данным являлись лейкократовые нориты (позднее эти породы в монографии по Монче были названы лейкократовыми диоритами). На самом же деле сплошные сульфидные участки контактируют не только с норитами, но и с сэдеритами и с габбро-пегматитами. Так, на северо-западной стенке штольни № 2 сплошные сульфиды срезают круто залегающий ксенолит сэдеритов (см. рис. 66). Ксенолит сэдеритов имеет форму плиты, наклоненной к юго-востоку 145° под углом 80—85°, и имеет тектонический контакт с норитами и габбро-пегматитами. Нориты по близости сульфидных гнезд представлены лейкократовыми разновидностями с полосатой текстурой. Белые полоски, по данным Е. К. Козлова, обусловлены соссюритизацией норита. Сплошные сульфиды в этом месте, как видно на рисунках, дугообразно изгибаются и срезают край ксенолита сэдеритов. Положение верхнего контакта сплошных сульфидов с вмещающими породами изменяется от горизонтального до крутого (65°) по мере углубления в стенку штольни. При этом рудное тело круто погружается вниз и имеет продолжение ниже почвы выработки штольни.

На этой же стенке, выше гнезда сульфидов, располагаются габбро-пегматиты в виде округлых участков. Габбро-пегматит содержит кварц и по микроскопическому определению — микропегматит. На контакте со сплошными сульфидами в габбро-пегматите наблюдается крупная вкрапленность сульфидов и магнетита.

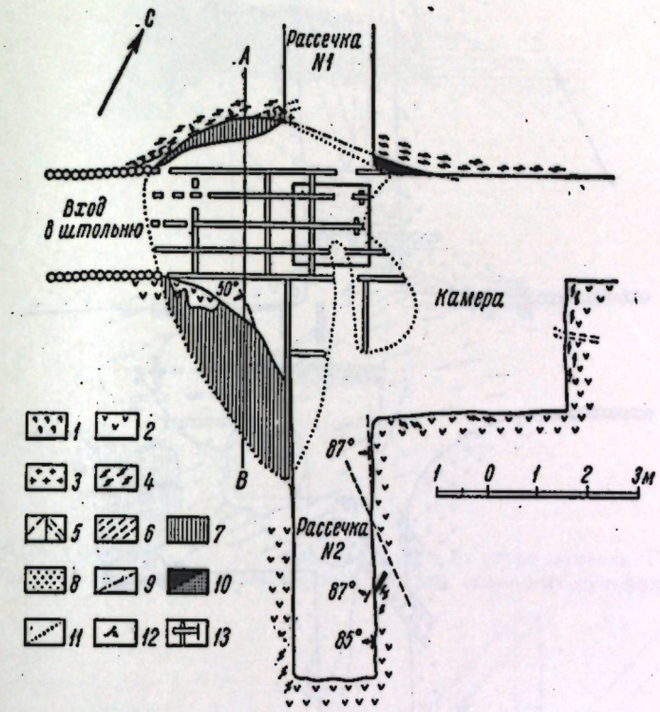


Рис. 65. План почвы горных выработок штольни № 2 на южной террасе Нюда:

1 — сэдериты; *2* — нориты (нормальные, меланократовые, лейкократовые, оливиновые); *3* — габбро-пегматиты; *4* — метаморфизованные, соссюритизированные нориты с белыми полосками; *5* — тектонические нарушения и тектонические зоны; *6*—трещины отдельности; *7*—сплошные сульфидные руды; *8* — вкрапленные сульфидные руды; *9* — контакты участков магнетитовой руды с вмещающими породами; *10*—магнетитовая руда; *11* — границы участков сплошных сульфидов (по данным первичной документации Н. С. Зонтова); *12* — наклоны поверхностей контактов, трещин отдельности; *13* — борозды опробования. Условные обозначения для рис. 66, 67, 68, 69 общие. Квадрат, обозначенный жирными линиями на пересечении штольни с поперечными выработками — гезенк.

На той же стенке, далее по штольне, сплошное сульфидное гнездо продолжается в виде вертикальной жилы. На контакте с вмещающими породами в сульфидах развивается магнетит. Мощность магнетитовой оторочки по падению и простиранию довольно выдержанная и достигает 10—15 см. У кровли выработки вертикальная жила делает изгиб и продолжается почти горизонтально на юго-запад (поперек штольни) на 6—8 м. При изгибе жилоподобного рудного тела его строение сохраняется, у контакта с вышерасположенными норитами на большей части площади кровли штольни и камеры прослеживается довольно выдержанная по мощности магнетитовая оторочка. Сохранившийся верхний контакт сплошного магнетита, а местами и сплошных сульфидов, с норитами четкий.

Параллельно верхнему контакту рудного тела во вмещающих горных породах наблюдается система пологих трещин, падающих на северо-восток 60° под углом 18—21°.

На стенках камеры сохранились вертикальные апофизы (затеки) магнетита и сульфидов, отходящие вниз от горизонтально расположенного в кровле выработок жилоподобного тела. Одна из апофиз расположена параллельно вертикальной жиле северо-западной (левой) стенки штольни и имеет простирание северо-восток 70—80°. Другая расположена перпендикулярно — северо-запад 320—330°.

Во вмещающих горных породах в штольне ясно выражены две системы вертикальных трещин, простирающихся параллельно апофизам рудного тела.

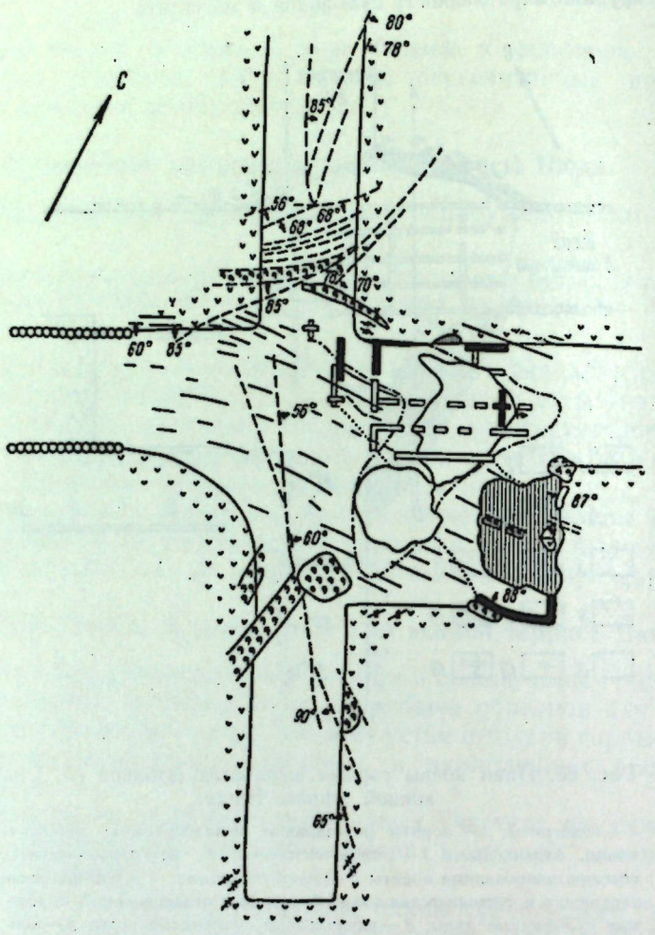


Рис. 66. План кровли горных выработок в штольне № 2.
Условные обозначения те же, что на рис. 65.

Кроме трещин отдельности, в горных породах наблюдаются трещины с зеркалами скольжения, зоны рассланцевания и сбросы. Из зон рассланцевания следует отметить зоны, находящиеся на контактах почти вертикального ксенолита сэдберитов с норитами и габбро-пегматитом в левой стенке штольни и на контакте сэдберитов с норитами в левой стенке рассечки № 1. В последнем случае в рассланцованных горных породах проходит жилка магнетита мощностью в полсантиметра (мощность зоны рассланцевания 1,5 см).

Из сбросов следует отметить ряд пересекающих сбросовых зон с крутыми углами падения в кровле и стенках рассечки № 1. Один из сбросов проходит через сплошные сульфиды, располагающиеся в нижней стенке правой части штольни. Сульфиды в этом месте разрушены и лимонитизированы.

Иные соотношения с сульфидами наблюдаются у сброса, обнаруженного на северо-восточной стенке камеры. Здесь сульфиды пересекают вертикально расположенную зону сброса и растекаются вдоль нее, одновременно обтекая ксенолит сэдберитов.

Общая форма рудного тела месторождения сложная. Судя по остаткам скоплений сплошных сульфидов и магнетита, а также по зарисовкам выработок в первичной документации, сложность формы рудного тела обусловлена приуроченностью отдельных

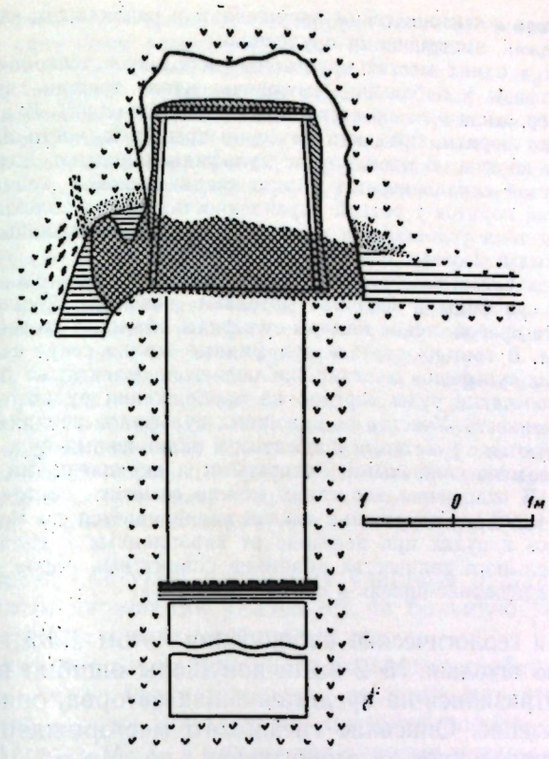


Рис. 67. Разрез по линии АВ (см. рис. 65) в 30 м от устья штольни. Перекрещенной штриховкой показан выработанный участок сплошных сульфидных руд.

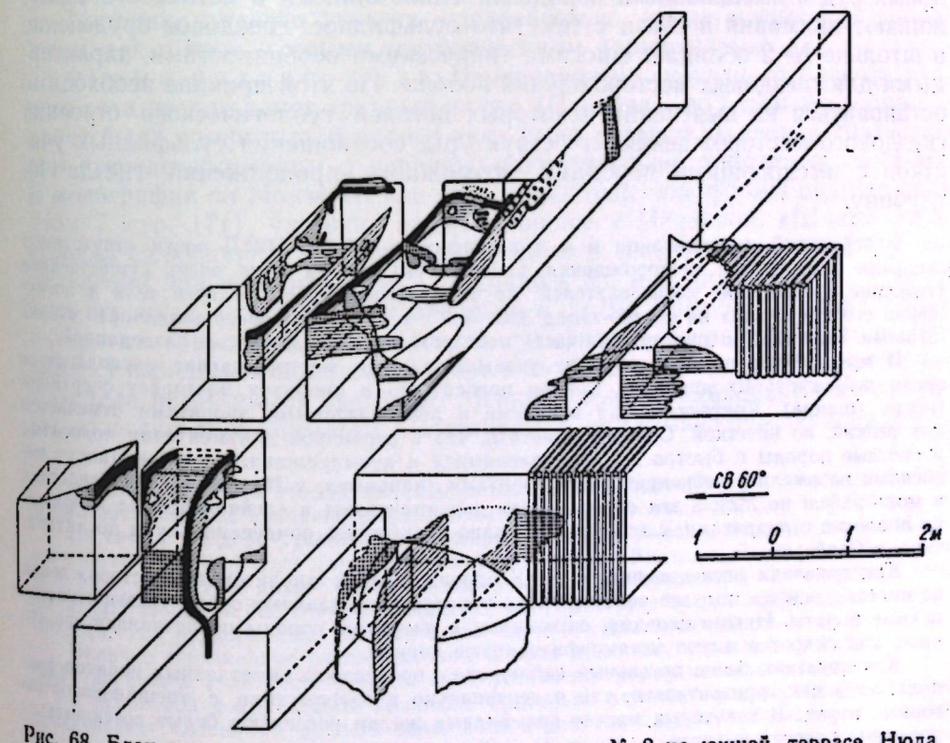


Рис. 68. Блок-диаграмма рудного гнезда в штольне № 2 на южной террасе Нюда. Параллельная штриховка — участки сплошных сульфидов, черное — магнетит, другие обозначения такие же, как на рис. 65.

участков рудного тела к тектоническим нарушениям и различными взаимоотношениями оруденения с породами, вмещающими оруденение.

Так, в норитах в одних местах оруденение использует тектонические нарушения, образуя жилы, апофизы и небольшие вытянутые вдоль трещин гнезда сульфидов и магнетита (например, жила в левой стенке и в кровле штольни). В других — сульфиды как бы пропитывают нориты, проникая по серии трещинок, часто параллельных одна другой, и замещая нориты. В этом случае сульфиды образуют полосатую руду участками с очень густой вкрапленностью, часто соединяющейся тончайшими жилками сульфидов, и участки норитов с редкой вкрапленностью среди сплошных сульфидов.

Форма рудного тела усложняется присутствием среди сплошных сульфидов участков мелкозернистых и плотных сэдберитов.

В одних случаях сплошные рудные участки делают изгибы около ксенолитов сэдберитов. В других сульфиды и магнетит обтекают довольно крупные глыбы пород. Так, в верхней части правой стенки камеры сульфиды обтекают со всех сторон ксенолит сэдберита и норита. В третьих случаях сульфидные жилки секут сэдбериты.

Среди сплошных сульфидов местами наблюдаются силикатные шарики.

Сплошные и полосатые руды нередко на продолжении рудного тела переходят в сульфидную вкрапленность. Участки из сплошных сульфидов соединяются прожилками и жилками и чередуются с участками полосатых и вкрапленных руд.

Рудное тело сложено сплошными, полосатыми и вкрапленными текстурными разновидностями руд. В отношении последних можно отметить постоянство содержания меди (около 0,15—0,20%). Содержание никеля увеличивается по мере увеличения содержания сульфидов в рудах при переходе от вкрапленных к сплошным. Наличие в сплошных рудах большого количества обломков силикатных пород объясняет относительно невысокое содержание никеля в пробах (до 3,5%).

Как показали геологические наблюдения летом 1952 г., в первичной документации по штольне № 2 были допущены ошибки и упущения, которые позднее отразились на представлениях авторов, описывавших гнездовое месторождение. Описание гнездового месторождения южной террасы Нюда, приведенное в монографии по Монче (1947), неверно истолковывает форму и структуру рудного тела и взаимоотношения гнездовых руд с вмещающими породами. Такие ошибки и неточности заслуживают внимания в связи с тем, что сульфидное гнездовое оруденение в штольне № 2 обладает многими типическими особенностями, характерными для гнездовых месторождений вообще. По этой причине необходимо остановиться на выяснении некоторых деталей геологического строения гнездового месторождения, его структуры, соотношения сульфидных участков с вмещающими породами, возможного продолжения гнезда на глубину.

В первичной документации и в монографии по Монче [1947] почти отсутствуют сведения о структуре месторождения. Следует указать на одно очень существенное упущение предыдущих исследователей: не был отмечен изгиб рудного тела и погружение его круто вниз на северо-запад 320—330° в левой (северо-западной) стенке штольни. По этой причине нижняя часть месторождения оказалась не разведанной.

В монографии по Монче-тундре указывается, что месторождение располагается среди лейкократовых диоритов, причем полосатость в диоритах повторяет очертания гнезда (шлира). Контакт между норитами и лейкократовыми диоритами отмечается как резкий, но нечеткий. Следует отметить, что в первичной документации полосатые и светлые породы с быстро выклинивающимися и невыдержанными по мощности полосками назывались лейкократовыми норитами (например, у Ивановой). Впоследствии в монографии по Монче эти породы были переименованы в «лейкократовые диориты» по аналогии с диоритами, с которыми связано сульфидное оруденение, судя по литературе, в Сэдбери.

Как показали исследования Е. К. Козлова, никаких диоритов на месторождении не имеется, осветленные же участки среди норитов представляют собою соссюритизированные нориты. Иными словами, отнесенные к диоритам породы представляют ни что иное, как гидротермально метаморфизованные нориты.

Как показали более детальные наблюдения, полосатость осветленных норитов располагается как горизонтально, так и вертикально в соответствии с трещиноватостью горных пород. В некоторых местах сульфидные жилки рассекают белые соссюритизированные полоски норитов.

В первичной документации по поводу трещинной тектоники указывается, что роза-диаграмма, построенная по данным измерений трещин, имеет два расплывчатых максимума, которым соответствуют трещины с простиранием северо-восток 40—70° и северо-запад 320—340° и один более резкий северо-восток 10—20°.

Но в первичной документации, составленной Ивановой, а также в монографии не отмечаются сбросы и другие тектонические нарушения в штольне № 2. На самом же деле участок горных пород, где проявляется оруденение (рассечка № 1, начало рассечки № 2, правая и левая стенки штольни и камера), является местом пересечения тектонических нарушений различных направлений и углов наклона. В этом же месте наблюдаются зоны рассланцевания, приуроченные к контактам норитов с ксенолитами сэдберитов.

В отношении трещиноватости горных пород следует отметить три системы трещин: 1 — простирание северо-восток 70—80° с падением на северо-запад под углом 82—90°; 2 — простирание северо-запад 330—340° с вертикальным падением; 3 — простирание северо-западное с падением к северо-востоку 60° под углом в 18—21°.

Контуры отдельных рудных участков, составляющих месторождение, параллельны то одной, то другой, то третьей системе трещин отдельности.

В конце левой стенки рассечки № 1 в первичной документации Н. С. Зонтов отмечает наличие горизонтально расположенного участка лимонитизированных горных пород. Эта полоса лимонитизированных и дробленных пород продолжается и в кровле рассечки № 1 и представляет зону сброса. В кровле этой же рассечки наблюдается несколько пересекающихся сбросовых трещин, одна из которых на своем продолжении рассекает сплошные сульфиды внизу в правой стенке штольни. Сбросы есть и в рассечке № 2. Все эти сбросы представляют послерудные нарушения.

Приуроченность контуров отдельных участков рудного тела к системам тектонических нарушений указывает на большую роль тектоники в образовании формы данного месторождения.

Срезание тектонически нарушенного ксенолита сэдберитов сплошными сульфидами (в левой стенке штольни), наличие магнетитовой жилки в рассланцованных горных породах на контакте норита с сэдберитами в левой стенке рассечки № 1, а также пересечение и растекание сульфидов по зоне вертикального сброса (северо-западная стенка камеры) свидетельствуют о существовании дорудных тектонических нарушений.

Тектоника рудного участка, следовательно, представлена как дорудными, так и послерудными тектоническими нарушениями.

Форма рудного тела. Первоначально считали, что форма рудного тела представляет «рудный шток» (Иванова), но затем это наименование было отвергнуто и рудное тело было названо шлиром в соответствии с представлениями о первично-магматическом генезисе оруденения. В монографии по Монче-тундре приводится описание формы рудного тела (том 7, стр. 171), частично заимствованное у Ивановой. «Шлир» представлял сплюснутую лепешку, удлиненную в северо-западном (350°) направлении при максимальных — ширине в 3,5 м и длине 8,75 м. Кровля тела неровная, подошва горизонтальна и слабо изогнута. Лейкократовые «диориты» сопровождаются богатой сульфидной вкрапленностью и мелкими сульфидными шлирами, которые по мере удаления от главного рудного тела встречаются все реже. Мелкие гнезда в лейкократовых диоритах залегают горизонтально и вытянуты в северо-западном направлении.

По поводу формы гнезда высказывается предположение о том, что сплюснутая форма возникла под влиянием давления вышележащих горных пород.

На самом же деле рудное тело в северо-западной, наиболее мощной части его, делает изгиб и погружается (продолжается) круто вниз. Внизу, в левой стенке штольни № 2, где рудное тело делает изгиб, видимая мощность погруженной части рудного тела составляет около 50 см. Второй контакт не был оконтурен. Истинная мощность погруженного вниз рудного тела, следовательно, не менее или около 50 см.

Наличие вертикально расположенных апофиз в стенках камеры, отходящих от горизонтального в этом месте рудного тела, усложняет форму месторождения.

В первичной документации Ивановой правильно отмечается, что рудный шлир не представляет сплошного рудного тела, хотя отдельные крупные скопления сплошных сульфидов местами соединяются между собою. Наличие мелких вытянутой формы скоплений сульфидов (гнезд), полосатых, вкрапленных руд и ксенолитов сэдберитов также усложняет форму рудного тела, но строгая пространственная приуроченность отдельных

участков рудного тела к зонам тектонических нарушений заставляет отвергнуть представление предыдущих исследователей о «давлении вышележащих горных пород, которое сплюснуло шлир».

Рудный участок представляет собой тело, которое на своем продолжении изгибается и усложняется отходящими под прямыми углами от главного рудного тела апофизами, переходами в полосатые и вкрапленные руды, а также содержит ксенолиты сэдберитов.

О содержании никеля и меди в гнезде можно судить по данным опробования. Нориты с вкрапленностью содержат от 0,1 до 0,64% никеля и от 0,06 до 0,29% меди. Сплошная сульфидная руда из гнезда содержит 3,24% никеля и 0,28% меди.

ГНЕЗДОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ВТОРОГО РУДНОГО УЧАСТКА ГОРЫ НЮД

По геологическому строению и составу горных пород второй рудный участок горы Нюд аналогичен южной террасе. В отношении оруденения оба участка также обладают большим сходством. Помимо сульфидной вкрапленности, скважинами и горными выработками на втором рудном участке подсечено большое число рудных сульфидных гнезд, прожилков и жилок.

За время разведки второго рудного участка было пробурено 26 скв., большая часть которых (14 скв.) подсекла сульфидные гнезда.

Большое число гнезд встречено было в горных выработках (не менее чем в 25 местах). Данные о гнездовом оруденении второго рудного участка заимствованы из первичной документации и зарисовок горных выработок, составленных геологами А. Сиволобчиком, Я. Х. Еселевым и другими.

Форма рудных тел. Форма рудных тел до конца не выяснена, практически ни одно из них не было выработано полностью горными выработками. Тем не менее можно составить вполне определенное мнение о форме и структуре рудных тел.

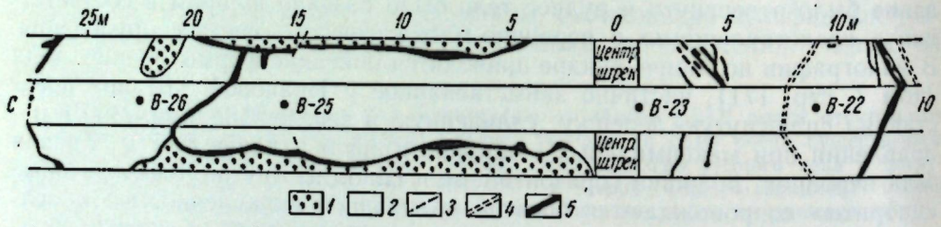


Рис. 69. Зарисовка стенок третьего грохотного штрека горизонта 215 второго рудного участка Нюда (по данным А. Сиволобчика, 1937). В-26, В-25, В-23 и В-22 — оси восстающих 26, 25, 23 и 22:

1 — сэдбериты; *2* — нориты; *3* — тектонические нарушения; *4* — тектонические зоны; *5* — сульфиды.

Вмещающими горными породами чаще являются нориты и оливиновые нориты, реже сульфидные гнезда приурочены к контактам норитов с ксенолитами пород кровли интрузии (сэдбериты). Лишь в очень редких случаях сульфидные гнезда располагаются внутри сэдберитов. Контакты сульфидных гнезд с сэдберитами в большинстве случаев резкие и ровные, в то время как в норитах у контакта с гнездами часто наблюдается сульфидная вкрапленность. Судя по описаниям геологов, нориты как бы «пропитаны» сульфидной вкрапленностью, причем интенсивность такого пропитывания убывает по мере удаления от гнезда. Кроме таких контактов, сопровождающихся интенсивной сульфидной вкрапленностью, существуют также и резкие контакты между гнездами и норитами.

Судя по данным первичной документации, рудные гнезда часто бывают приурочены к трещинам и зонам смятия (рис. 69 и 70). Когда скопления сульфидов образуют тела более крупных размеров, то система рудных тел прослеживается на довольно значительные расстояния. В этом случае появляется большое количество линзочек, жилок и прожилков, сопровождающих гнездовые тела. Такая особенность весьма типична вообще для гнездовых месторождений Мончи. Размеры гнезд достигают до 60 см в поперечнике.

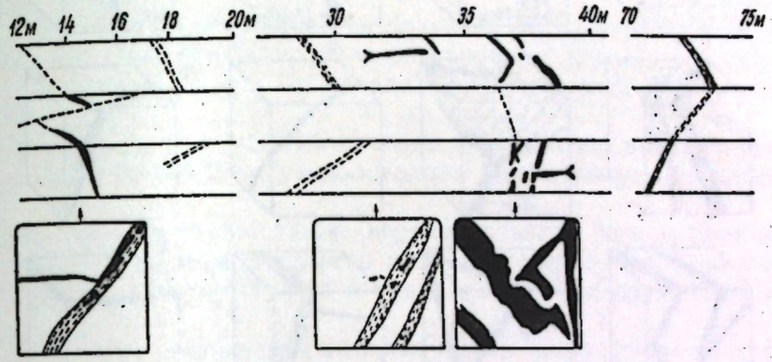


Рис. 70. Зарисовки стенок четвертого промежуточного штрека горизонта 200 второго рудного участка Нюда на интервалах 12—20 м, 27—50 м, 70—75 м и забоев на интервалах 14, 5, 31, 5 и 37 м. (По данным А. Сиволобчика, 1937). Условные обозначения такие же, как и на рис. 69.

Форма гнездовых скоплений сульфидов нередко усложняется апофизами, отходящими от рудного тела и нередко системой параллельных трещинок. Примером такой серии жилок может служить группа жилок сплошных сульфидов в четвертом промежуточном штреке на 37 метре от начала штрека с колеблющейся мощностью, достигающей 10 см. Неправильной формы жилки ветвятся и быстро выклиниваются, придерживаясь, однако, одного направления (северо-западного) трещиноватости в норитах.

Структура рудного поля гнездового месторождения второго рудного участка горы Нюд

Структурное изучение массива Нюд — Поаз было выполнено Т. Н. Ивановой [1953]. Поверхность полосатых структур течения выдерживается в верхней и нижней частях критического горизонта горы Нюд. Простирание полосатости северо-западное 330°, падение пологое на юго-запад под углом 12°, линейность наклонена к юго-западу 220—260° также под очень пологими углами.

На рис. 71 изображены зарисовки жилок и гнезд, по которым можно судить о пространственном расположении последних и положении их в отношении к структурному блоку тех участков вмещающих пород, где располагаются рудные тела. Подавляющее большинство рудных тел занимает секущее положение в отношении к первичным структурам течения. Соотношение между структурным блоком в горных породах, заключающих гнездовое и жильное сульфидное оруденение, и структурой рудных тел лишний раз подчеркивает приуроченность оруденения к вторичным — наложенным структурам. Рудные гнезда и рудные жилки наиболее часто имеют северо-западное простирание, т. е. занимают положение почти перпендикулярное первичной линейности норитов массива Нюд. Падение в большинстве случаев крутое в ту и другую сторону. Кроме северо-западного направления, жилки и гнезда имеют северо-восточные направления с

крутыми углами наклона, а также широтные, в редких случаях встречаются пластовые, совпадающие с первичной полосатостью.

Нередко на протяжении одной и той же горной выработки встречаются жилки, достигающие иногда более или менее значительной мощности и приуроченные к различным системам трещин.

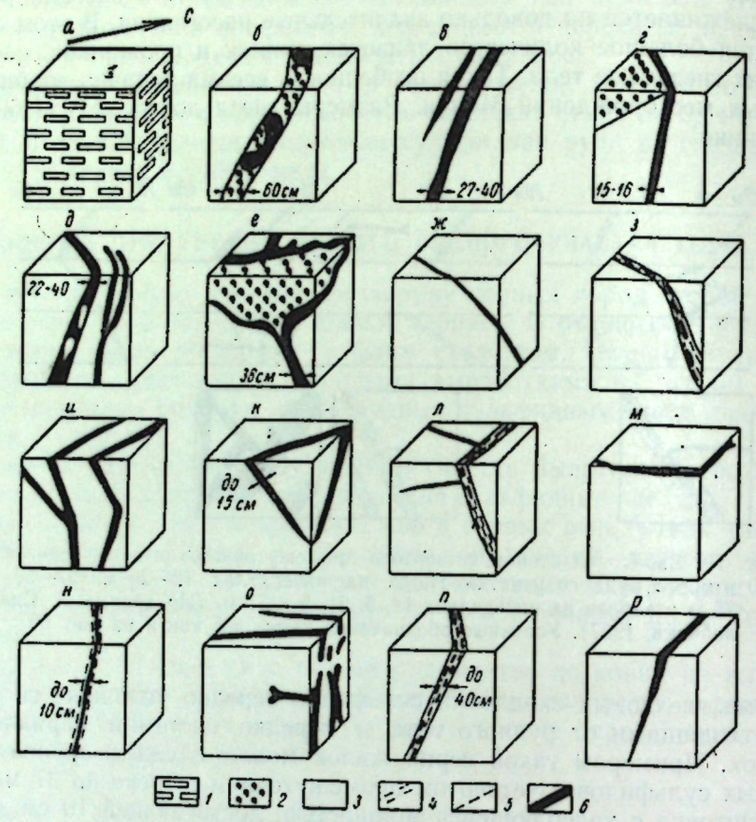


Рис. 71. Соотношения между рудными гнездами, жилами и первичными структурными элементами вмещающих горных пород на втором рудном участке Нюда:

а — блок-диаграмма для полосатых текстур течения — структурный блок. Положение структурного блока на остальных рисунках *б—р* выдерживается; *б—е* составлены по первичной документации для 1, 2 и 3 грохотных штреков и восстающего № 4 горизонта 215; *ж—р* составлены по первичной документации 4 и 5 промежуточных штреков и восстающего № 39 на горизонте 200. *1* — трахитоидность в пироксенитах; *2* — сэдбериты; *3* — пироксениты; *4* — тектонические зоны; *5* — тектонические нарушения; *6* — сульфиды.

В первичной документации нередко отмечается, что горные породы обладали трещиноватостью. Трещины отдельности имеют различное направление, зоны смятия чаще всего параллельны направлениям рудных жил и гнезд. Зоны смятия местами представляют довольно широкие трещины с тонкими прослойками интенсивно рассланцованного материала.

Трещины выполнены хлоритом, содержат тонкие корочки карбоната и иногда лимонитизированы. Зоны смятия нередко из норита продолжаются в ксенолиты сэдбериттов, где они обычно очень быстро выклиниваются.

Приуроченность участков сплошных сульфидов к трещинам и зонам смятия, а также наиболее распространенная жилообразная форма рудных гнезд («шлиров») говорят о большой роли тектоники в формировании гнездовых месторождений.

О роли дорудной тектоники в формировании гнездовых месторождений говорят детали строения этих месторождений:

а) нередкая приуроченность жил и гнезд к контактам разнородных пород. В частности, нередко сульфидные гнезда и жилы располагаются по контакту норитов с сэдберитами, причем в норитах около жил и гнезд отмечается обильное развитие сульфидной вкрапленности;

б) сульфидные гнезда и жилы нередко следуют за мелкими сдвигами, что отмечалось выше для сульфидного гнезда штольни № 2 на южной террасе горы Нюд.

О роли движения во время формирования гнездовых месторождений говорят:

1) ориентировка ксенолитов вмещающих пород параллельно зальбандам жил; что отмечено Сиволобчиком, например, для сульфидного гнезда, расположенного в 14,5 м от начала IV промежуточного штрека, горизонт 200;

2) оторванные кристаллики от вмещающих пород в сульфидных жилках переориентируются и располагаются параллельно зальбандам этих жил.

Пострудная тектоника также играла большую роль в формировании структуры месторождения второго рудного участка горы Нюд и привела к расчленению некоторых жил и гнезд, сложенных сплошными сульфидами.

Рудные бластомилониты (матовые руды) присутствуют в рудах второго рудного участка горы Нюд, что свидетельствует о роли движения в поздних этапах формирования месторождения, как это было отмечено В. А. Масленниковым для сплошных сульфидных руд Ниттис — Кумужьей [1953].

Минералогический состав гнездовых руд Нюда

Изучение руд южной террасы Нюда производилось В. И. Ездровой [1937], Г. М. Шешуковой [1939], Л. В. Радугиной и В. А. Ловчиновской [1936].

Во время наших исследований доступными для изучения оказались лишь материалы из сульфидного гнезда штольни № 2 на южной террасе Нюда.

Выделяются следующие разновидности руд в гнездовых месторождениях Нюда:

а) массивные сульфидные и магнетитовые руды;

б) массивные сульфидные и магнетитовые руды с включениями обломков горных пород и силикатных минералов;

в) густовкрапленные сульфидные и магнетитовые руды.

Во всех разновидностях руд среди сульфидов преобладающими минералами являются пирротин, пентландит, халькопирит. Качественно гнездовые руды не отличаются от сульфидной вкрапленности. Из других минералов среди рудных в гнездах встречаются магнетит, ильменит и хромит. Титаномагнетит образует иногда оболочки вокруг так называемых «силикатных шариков». Изредка встречаются вторичные сульфидные минералы, только в нескольких случаях встречен был виоларит, развивающийся по пентландиту.

Магнетитовые руды чаще располагаются участками в краевых частях сульфидного гнезда, не давая сплошной оболочки. Мощность магнетитовых зон не превышает 10 см. Реже магнетитовые руды образуют самостоятельные гнезда небольшого размера.

Магнетитовые руды имеют крупнозернистое строение. Для них характерна параллелепипедальная форма отдельности, так что при раскалывании магнетит разлетается на мелкие остроугольные обломки. Очень хрупок, сильно трещиноват. Микротрещинки

иногда выполнены хлоритом, карбонатом, сульфидами. В магнетитовых рудах, как и в сульфидных, имеются силикатные включения, представленные или отдельными минералами, или силикатными шариками. Степень изменения этих включений здесь более значительная.

На приполированных штуфах отчетливо видно, что магнетитовые выделения имеют зональную структуру, напоминающую коломорфную, которая выявляется макроскопически благодаря различной отражательной способности отдельных зон, а также самих зерен магнетита. При изучении густовкрапленных магнетитовых руд под микроскопом устанавливается, что они образовались путем замещения породообразующих минералов, моноклинного пироксена и плагиоклаза.

Под микроскопом устанавливается, что зональность обусловлена несходством размеров эмульсионных включений сульфидов, в изобилии встречающихся среди магнетитовых зерен. На рис. 72 показан контакт между двумя зонами, содержащими эмульсионную вкрапленность различной величины. Эмульсионные вкрапленники состоят из пирротина, пентландита и халькопирита.

Помимо эмульсионной вкрапленности, в сплошных магнетитовых рудах встречаются небольшие участки нерудных минералов, как и во вкрапленных.

Взаимоотношения магнетита с сульфидами довольно сложные. С одной стороны, зоны в магнетите, содержащие эмульсионную вкрапленность сульфидов различного размера, говорят о замещении сульфидов магнетитом. На это же может указывать и краевое положение магнетита в сульфидных гнездах.

С другой стороны, имеется ряд фактов, свидетельствующих о замещении магнетита сульфидами.

а) В контакте магнетитовой зоны с сульфидами магнетит представлен мелкими зернами в отличие от остальной части магнетитовой зоны, состоящей из различно ориентированных крупных кристаллов. На рис. 73 приведена микрофотография контакта магнетитовой зоны с сульфидной. Здесь отчетливо виден мелкозернистый характер магнетита. Участки, состоящие из групп подобных мелких зерен, встречаются в сульфидах и в удалении от контакта.

б) Вдоль плоскостей псевдоспайности магнетита располагаются тонкие вростки сульфидов, напоминающие эмульсию.

Таким образом, взаимоотношения между магнетитом и сульфидами не совсем ясны.

В густовкрапленных магнетитовых рудах, контактирующих обычно, с одной стороны, с массивными магнетитовыми рудами, а с другой с густовкрапленными сульфидными рудами также наблюдается замещение магнетита сульфидами вдоль базальной отдельности магнетита.

Включения обломков горных пород внутри сульфидных и магнетитовых руд (силикатные шарики)

В массивных сульфидных и магнетитовых рудах рудных гнезд встречаются обломки горных пород и минералов угловатой и округлой формы. Последние получили известность в качестве так называемых «силикатных шариков». Прежними исследователями (монография по Монче, 1947, Мурашев, 1946) придавалось большое значение силикатным шарикам при истолковании генезиса сульфидных медно-никелевых месторождений Мончи, поэтому остановимся несколько подробнее на характеристике силикатных шариков.

Обломки горных пород в шариках представлены гранофирами, габбро-пегматитами, норитами. На втором рудном участке, согласно указанию Г. М. Шешуковой, в шариках встречались, кроме того, оливиновые нориты. Из минералов чаще всего встречается плагиоклаз. На втором рудном участке Нюда Шешукова отмечает шарики, сложенные кварцем и карбонатом.

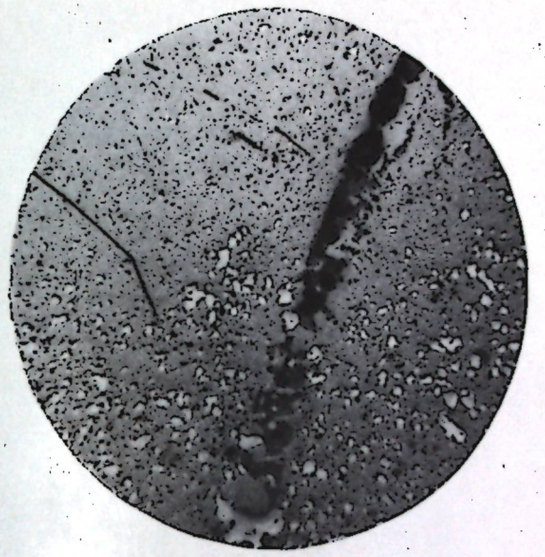


Рис. 72. Контакт двух зон магнетита с различным содержанием эмульсионных включений сульфидов. Отраженный свет (×90).

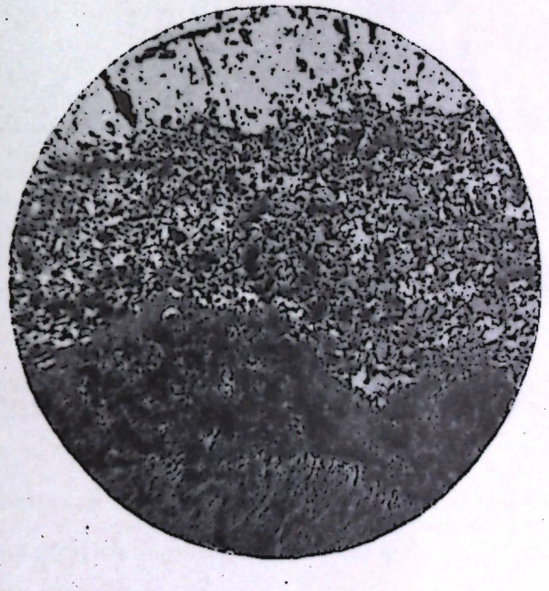


Рис. 73. Контакт сульфидной и магнетитовой руд. Видно мелкозернистое строение приконтактной зоны магнетита. Серое — магнетит, светлое — сульфиды. Отраженный свет (×90).



Рис. 74. Силикатные шарики (×2).

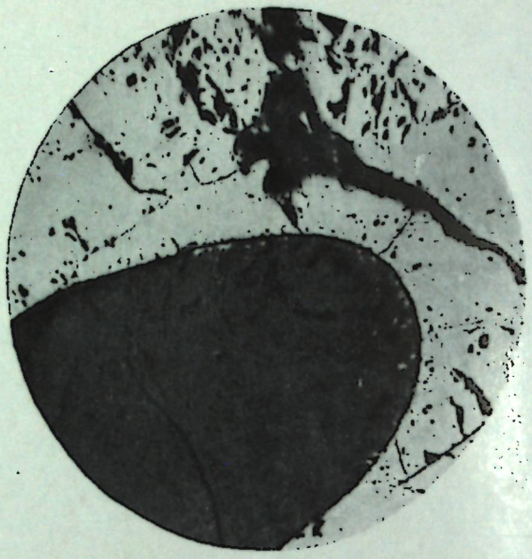


а

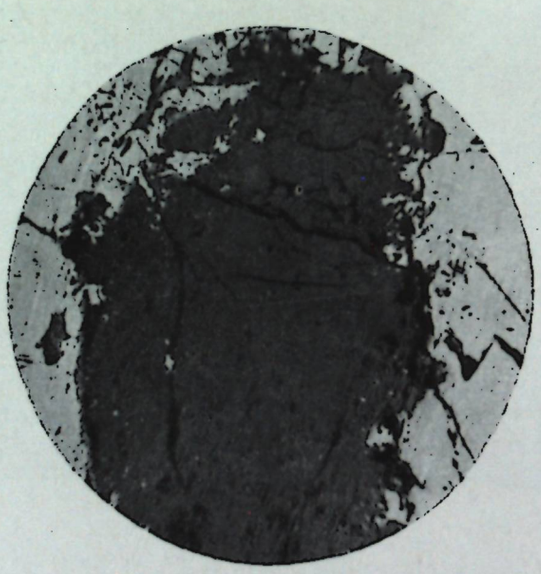


б

Рис. 75. Силикатный шарик, состоящий из микропегматита и крупных кристаллов плагиоклаза (а) и силикатный шарик, состоящий из радиально-лучистого плагиоклаза (б). Николи + (×10).



а



б

Рис. 76. Часть силикатного шарика, имеющего плавные контуры (а). В краевую часть проникают сульфиды. Часть силикатного шарика, сильно корродированного сульфидами (б). Отраженный свет (×30).

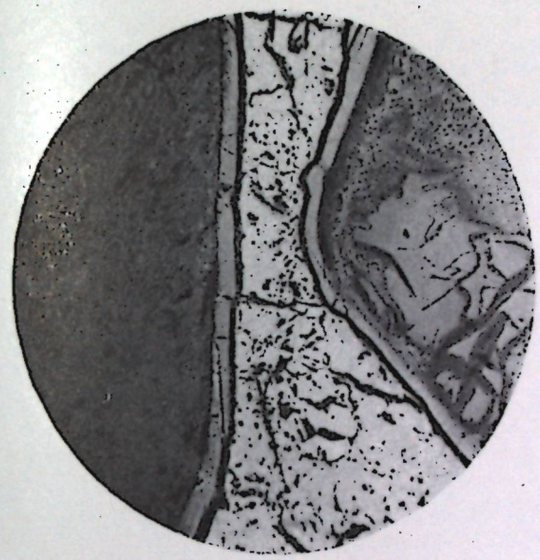


Рис. 77. Титаномагнетитовые оболочки вокруг силикатных шариков. Отраженный свет (×90).

На рис. 74 изображены силикатные шарики, вынутые из сульфидов. На рис. 75 изображены такие шарики в сульфидах и в магнетите, все они имеют округлую форму. Обломки кристаллов плагиоклаза в магнетитовой руде часто имеют угловатые очертания, такие же угловатые очертания имеются и у обломков горных пород.

Кристаллы плагиоклаза в шариках по составу отвечают лабрадору. Обломки горных пород, как правило, подвержены интенсивным гидротермальным изменениям, таким же, как и вмещающие горные породы около рудных гнезд. Обломки горных пород в шариках представляют обломки вмещающих пород и такие породы обычно обнаруживаются на соседних участках. Состав плагиоклаза в обломках горных пород колеблется от андезина до лабрадора (№ 35 и 55). В гранофирах плагиоклаз внутри больших кристаллов имеет состав № 39, а в краевой части кристаллов — № 12. Кроме плагиоклаза, в графическом срастании с кварцем встречается иногда ортоклаз с углом погасания $\perp(001)Nm=5°$.

Иногда по контакту силикатных шариков с сульфидами развивается амфибол грязно-зелено-желтого цвета и биотит. По контакту между зернами проникают окислы железа, окрашивающие бесцветные минералы в буроватый цвет. Встречаются зерна эпидота.

В силикатных шариках, состоящих из радиально-лучистого плагиоклаза и небольшого количества биотита (см. рис. 75) присутствует альбит № 1 до № 10, гаснущий волнисто. Ширина отдельных индивидов плагиоклаза измеряется сотыми долями миллиметра. Между волокнами плагиоклаза располагаются грязнобурые листочки биотита. В некоторых случаях встречаются соссюрит, хлорит, кварц, эпидот.

На рис. 75б видна кварцевая жилка, рассекающая силикатный шарик. Сульфидные прожилки также иногда проникают в эти шарики. Встречаются шарики, имеющие несколько центров радиально-лучистого плагиоклаза.

По данным Г. М. Шешуковой, округлые зерна голубовато-серого и белого кварца в рудах второго рудного участка местами достигают 1,5—2 см в диаметре. Иногда они имеют жилковидные формы. Под микроскопом в таких участках определяется обычный зернистый кварц, в промежутках между зернами которого встречаются иголочки и пластинки актинолита и хлорита.

Наблюдения в отраженном свете показали, что контуры силикатных шариков не всегда плавные. На рис. 76 приведена микрофотография части силикатного шарика, имеющего плавные контуры, и микрофотография силикатного шарика, сильно корродированного сульфидами.

Весьма интересным является факт наличия титаномагнетитовых оболочек около некоторых силикатных включений.

Просмотр аншлифов при больших увеличениях с иммерсией выявляет часто очень тонкую решетку ильменита в магнетите, т. е. оболочки в действительности представлены не магнетитом, а титаномагнетитом.

На рис. 77 показана часть такой оболочки при наблюдениях без анализатора. Необходимо отметить, что образование титаномагнетитовых оболочек наблюдается сравнительно часто.

Весьма интересны взаимоотношения этих оболочек с силикатными шариками, с одной стороны, и с сульфидами — с другой.

Контакт титаномагнетитовых оболочек с силикатами виден хорошо, так как разница в твердости силиката и титаномагнетита незначительная и выкрашивания не происходит. Контакт обычно волнистый, иногда плавный, а иногда зазубренный, неровный. В некоторых участках, между титаномагнетитовой оболочкой и силикатами, располагаются сульфиды, образующие тонкую вкрапленность в краевых частях силикатных шариков.

Граница титаномагнетитовой оболочки с сульфидами менее плавная и четкого контакта обычно не имеет в виду наличия глубокой впадины, образующейся при полировании. Это объясняется значительной разницей их твердости. Там, где контакт четкий, можно наблюдать замещение сульфидами оболочки титаномагнетита. В некоторых местах, по границе титаномагнетитовой оболочки с сульфидами, развивается магнетит, выделяющийся благодаря более светлой окраске по отношению к титаномагнетиту. Иногда в титаномагнетитовой оболочке встречаются прожилки сульфидов, состоящие из пирротина, пентландита и халькопирита.

Мощность оболочек колеблется от 0,1 до 0,5 мм. При больших увеличениях в титаномагнетите наблюдается эмульсионная вкрапленность сульфидов. В тех случаях, когда сульфиды замещают силикатный шарик, оболочка титаномагнетита остается в виде цепочки зерен титаномагнетита, окаймленных магнетитом, и при этом бывшие границы силикатного шарика легко узнаются по этим цепочкам мелких магнетитовых и титаномагнетитовых зерен.

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод, что прерывистые и сплошные титаномагнетитовые оболочки, окружающие иногда силикатные шарики, образовались до кристаллизации сульфидов.

Наличие силикатных шариков предшествующими исследователями объяснялось следующим образом (монография по Монче, 1947; Д. Ф. Мурашев, 1947). Обломки вмещающих горных пород переплавлялись в сульфидной магме и в виде капель силикатного расплава находились внутри сульфидного расплава. То обстоятельство, что среди шариков наблюдаются довольно часто гранофиры объяснялось тем, что эти породы обладают наиболее низкой температурой плавления.

Как уже было отмечено выше, шарики сложены не только гранофиром. В них наблюдаются те же породы, какие встречаются среди вмещающих горных пород. Наблюдения над контактами шариков с вмещающими сульфидами и магнетитовыми рудами, хорошо видимые под микроскопом, указывают на то, что контакты являются режущими по отношению к структуре горной породы в шариках (см. рис. 92 и др.). Это указывает на невозможность кристаллизации минералов в породах шариков из капель расплава. С другой стороны, допущение о переплавлении обломков противоречит представлению о рудной магме, остававшейся в жидком виде долгое время после того, как силикатные минералы выкристаллизовались.

Судя по широкому распространению тектонических нарушений на участках развития гнездовых руд, можно думать, что округлая форма шариков обусловлена тектоническими факторами и позднее лишь отчасти воздействием рудных растворов, которое проявилось в рудном метасоматозе и коррозионном воздействии рудных растворов на обломки.

На некоторых участках в штольне № 2 можно наблюдать, как удлиненные округлые обломки (шарики) силикатных пород располагаются своими удлиненными сторонами линейно-параллельно, что указывает на ориентирующее влияние подвижек в сульфидной массе, находившейся в пластическом состоянии.

О взаимоотношениях рудных гнезд с вмещающими горными породами

Почти все гнезда располагаются около зоны перехода от оливиновых норитов к породам критического горизонта и часто сопровождаются лейкократовыми норитами, содержащими в редких случаях кварц. Присутствие рудных гнезд в зонах рассланцованных горных пород указывает на то, что формирование гнезд происходило после того, как вмещающие породы подвергались деформациям с образованием зон рассланцевания и образования тектонических брекчий. В первичной документации горных выработок отмечается наличие вторичных изменений вдоль трещин, к которым нередко приурочено оруденение. Вторичные изменения происходят не только по трещинкам, но и заходят во вмещающие горные породы. Изменения выражаются в амфиболизации (актинолитовая роговая обманка), хлоритизации, карбонатизации, соссюритизации, местами в появлении граната и скаполита. Обломки вмещающих горных пород, как правило, подвержены интенсивным гидротермальным изменениям, что косвенно может служить указанием на температуру кристаллизации сульфидов — не выше температуры кристаллизации вторичных минералов в метаморфизованных обломках горных пород внутри сульфидов и магнетитовых руд.

В тех местах, где в измененных горных породах наблюдается интенсивная соссюритизация плагиоклаза, порода приобретает белый цвет. Осветленные участки имеют вид белых пятен. Местами измененные горные породы содержат большое количество роговой обманки, зеленого цвета с полихроизмом от сине-зеленого по Ng до светлозеленого по Np, $cNg = 18°$, $2V = -75—78°$. Судя по оптическим свойствам, это актинолит. Местами роговая обманка становится густо зеленой. В участках, обогащенных роговой обманкой, около рудных гнезд наблюдаются вкрапленность сульфидов и тонкие прожилки сульфидов, метасоматическое замещение роговой обманки сульфидами.

Там, где сульфидов в породах много, встречается гранат. Наличие типичных гидротермальных минералов — эпидота, соссюрита, карбоната, кварца, актинолита, биотита — свидетельствует об изменении этих пород под влиянием гидротерм. Среди лейкократовых норитов встречаются ксенолиты вулканогенных метаморфизованных осадочных пород, тонкозернистых пироксен-плагиоклазовых роговиков.

В некоторых участках рудные гнезда контактируют с норитами, в которых ромбический пироксен частично или полностью замещен актинолит-тремолитовой роговой обманкой, а последняя в свою очередь частично или полностью замещена сульфидами. Эти породы были описаны в главе о вкрапленных рудах Нюда как «рудные нориты».

Количественно-минералогическая характеристика гнездовых руд

В соответствии с разнообразием типов сульфидных руд, встречающихся в рудном гнезде, количество сульфидов колеблется от 10 до 98%. Встречаются небольшие участки, состоящие сплошь из сульфидов, а также встречаются и безрудные участки.

Как видно из табл. 10, руды гнезд являются в основном пирротиновыми рудами. Количество пентландита и халькопирита не превышает 10%.

Таблица 10

Содержание рудных минералов в гнездах (в объемных %)

№ аншлифов	Пирротин	Пентландит	Халькопирит	Виоларит	Магнетит	Сульфиды
39	92,1	0,2	5,5	2,2	—	24,7
47	89,6	7,4	3,0	—	—	52,3
45	94,3	5,4	0,3	—	—	65,1
9ж	94,3	0,4	3,6	1,5	0,2	12,5
43	91,9	7,8	0,3	—	—	95,1

Химическая характеристика гнездовых руд

Химическим изучением гнездовых руд занимался К. Ф. Белоглазов [1936] и Доливо-Добровольский [1938].

Согласно исследованиям К. Ф. Белоглазова, силикатный никель в гнездовых рудах отсутствует.

Содержание никеля и меди в гнездах приводится в табл. 11.

Таблица 11

Содержание никеля и меди в гнездах (в вес. %)

№ выработки	Интервал (в м от устья)	Ni	Cu	Ni : Cu	Характер оруденения
Штольня № 2	26,4	0,40	0,20	1,4 : 1	Окисленная зона с участком сульфидов
То же	27,5	2,21	0,19	11,6 : 1	Преобладание сплошных сульфидов
» »	27,6	1,04	0,31	3,3 : 1	То же
» »	28,8	0,45	0,14	3,2 : 1	Вкрапленные руды
» »	28,8	3,24	0,38	8,5 : 1	Массивные руды

На втором рудном участке сульфидные гнезда анализировались в большем количестве.

Здесь в сплошных сульфидах среднее содержание Ni, по данным 23 анализов, равно 3,21%; Cu — 0,37% (19 анал.), Co — 0,13% (23 ан.).

На южной трассе горы Нюд в трех анализах содержание кобальта получилось равным 0,06, 0,02, 0,01. К сожалению, эти анализы не привязаны к определенным типам руд гнезда.

Кроме перечисленных элементов, в гнездовых рудах в очень незначительных количествах встречаются цинк, свинец и благородные металлы.

Сравнительная характеристика вкрапленных и гнездовых руд

Гнездовые и вкрапленные руды пространственно тесно связаны друг с другом. В отличие от вкрапленных руд гнездовые руды приурочены только к критическому горизонту.

По минералогическому составу вкрапленные и гнездовые руды в общем также близки друг к другу. В них главными рудными минералами являются пирротин, пентландит, халькопирит. Отличие заключается в том, что в гнездовых рудах реже встречаются гипергенные минералы, развитые по пирротину и пентландиту, очень редок виоларит, не встречен пирит (при сравнении мы оставляем в стороне сульфидную вкрапленность в ксенолитах, которая резко отличается по составу от вкрапленности в сингенетичных породах массива).

В гнездовых рудах общее содержание пирротина больше, чем во вкрапленных рудах. В гнездовых рудах пирротина не бывает меньше 90%, а во вкрапленных рудах редко содержится пирротина больше 90%.

Во вкрапленных рудах халькопирит почти всегда преобладает над пентландитом.

В гнездовых рудах, наоборот, пентландит резко преобладает над халькопиритом.

Отношение никеля к кобальту в тех и других рудах приблизительно одинаково — от 1 : 20 до 1 : 30.

Во взаимоотношениях с вмещающими породами так же есть сходство и различие.

Сходство заключается в том, что как те, так и другие руды кристаллизовались позже силикатов, а рудоотложение тесно связано во времени с гидротермальными процессами. Отличие заключается в более интенсивном коррозионном влиянии сульфидов гнездовых руд на окружающие их породы (вплоть до полного замещения целых блоков), чем это имеет место во вкрапленных рудах, хотя и там сульфиды частично резорбируют породообразующие минералы, а иногда и целиком замещают их.

В гнездовых рудах резко проявляется пространственная связь оруденения с дорудными нарушениями, что во вкрапленном оруденении отчетливо выражено бывает очень редко.

ГНЕЗДОВЫЕ РУДЫ МАССИВА НИТТИС — КУМУЖЬЯ — ТРАВЯНАЯ

Геологическое положение

Как уже отмечалось при рассмотрении вкрапленных руд, в пределах нижних частей массива Ниттис — Кумужья — Травяная и в подстилающих породах многочисленные скважины подсекли массивные руды, состоящие целиком из сульфидов. Мощность интервалов массивных руд колеблется в широких пределах — от сантиметра до нескольких метров. Попытки проследить залегание отдельных рудных тел не увенчались успехом. Скважины, бурившиеся на расстоянии нескольких метров от

мест подсечения, уже не встречали этих тел (скв. 935 и 935-Г). Отсюда естественно предполагать, что они имеют небольшие размеры и по своему характеру являются гнездовыми рудами, вероятно, аналогичными сульфидным гнездам массива Нюд — Поаз. Изучение взаимоотношений участков сплошных сульфидов с вмещающими породами показало, что во всех случаях сульфиды приурочены к тектоническим нарушениям. В некоторых случаях форма тел жилоподобная и контакты их с вмещающими породами четкие. В других случаях один контакт четкий, а другой извилистый. В третьих случаях сульфидные гнезда представляют ветвистые, древовидные тела, где имеется один раздув, от которого отходят различной толщины прожилки. Особый интерес у разведчиков вызвали несколько гнезд, поскольку руда в них оказалась высокого качества, а мощность интервалов незначительная.

На рис. 78 изображена развертка керна из скважины. Контакт сульфидного гнезда, с одной стороны, резкий и более или менее ровный, с другой — неровный и сплошные сульфиды переходят во вкрапленные и жильные.

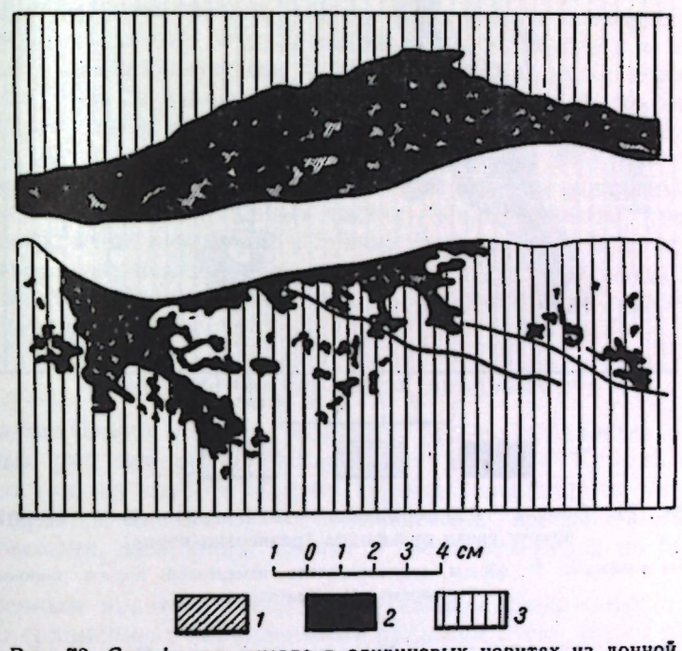


Рис. 78. Сульфидное гнездо в оливиновых норитах из донной залежи на горе Травяной (развертка керна):

1 — обломки силикатной породы; *2* — сульфиды; *3* — оливиновые нориты.

Нередко гнезда окружаются зоной или ободком гидротермально-измененных пород, что хорошо видно на рис. 79.

В 1949 г. скв. 799 было встречено гнездо на глубине 297,67—298,17 м 50 см Сульфидное тело здесь залегает среди габбро-норитов среднезернистого сложения, рядом с участками крупнозернистых пород. В верхней части гнездо контактирует с жилой кварц-полевошпатовой породы, содержащей в большом количестве микропегматит и пластинки биотита. Контакт кварц-полевошпатовой жилы с сульфидами и вмещающими породами резкий. Сульфиды дают в эту жилу короткие прожилки и содержат в себе многочисленные включения кварц-полевошпатовых пород с микропегматитом. Характерно, что эти включения имеют очень плавные контуры, т. е. облик «шариков», «бобинок» и т. д. Под микроскопом эти включения оказались совершенно аналогичными силикатным шарикам в гнездовых рудах южной террасы горы Нюд, только титаномагнетитовых оболочек вокруг них встречено не было. Нижний контакт сульфидов с габбро-норитами тоже четкий. Вблизи контакта в сульфидах встречаются обломки сильно измененных, катаклазированных вмещающих пород. Сульфиды проникают и в

боковые породы. Характер взаимоотношения с вмещающими породами не оставляет сомнения в приуроченности сульфидов к тектоническому нарушению. Каковы его размеры — неизвестно. Ясно одно, что нарушение возникло после кристаллизации жилы кварц-полевошпатовой породы с микропегматитом, которая вероятнее всего является регенерированной жилой. Следовательно, сульфиды кристаллизовались по крайней мере позднее кварц-полевошпатовой эвтектики. Другое сульфидное тело, также вызвавшее большой интерес, встречено скв. 935 на глубине 98,14—98,39 м. Это тело очень похоже на жилу. Верхний контакт сульфидов резкий, слабо извилистый и проходит под 60° к оси керна (скважина наклонная). Приконтактные изменения очень незначительные. Нижний контакт не сохранился. Видимая мощность сульфидного тела — 25 см. Сульфиды в основном представлены пирротином и пентландитом. Характерно, что зерна пентландита образуют оторочки около контактов с обломками пород. В сульфидах встречаются округлые обломки вмещающих пород. Под микроскопом мелкие обломки оказались кристаллами плагиоклаза.

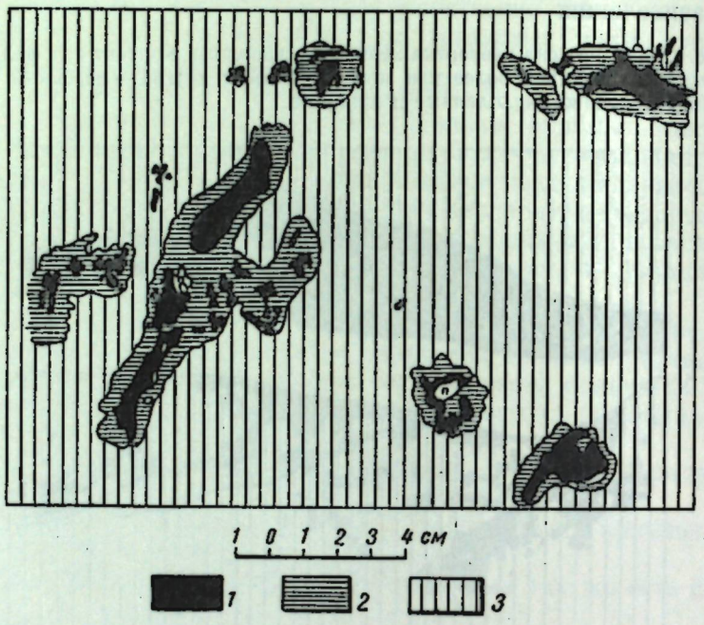


Рис. 79. Ободок гидротермально измененной горной породы вокруг гнезд сульфидов (развертка керна):

1 — сульфиды; *2* — ободок гидротермально измененной горной породы; *3* — нориты; П — пентландит.

Кристаллы плагиоклаза сильно разъедены сульфидами. При этом, если смотреть шлифы при большом увеличении, взаимоотношения сульфидов с плагиоклазом напоминают эвтектические срастания кварца с плагиоклазом. Однако при малом увеличении отчетливо устанавливается разъедающее действие сульфидных растворов.

В верхней части гнезда находится большой ксенолит пустой породы овальной формы с четкими ровными краями. Изменения в контакте едва уловимые.

В скв. 840 на глубине 166 м встречено небольшое, но интересное сульфидное тело. Сульфиды приурочены к трещине. Мощность сульфидного тела от 1 до 2,5 см. Контакты сульфидного тела с вмещающими породами на одних участках четкие, прямолинейные, на других расплывчатые; наблюдается постепенный переход во вкрапленные руды. Это тело находится на контакте кварцевых норитов с биотитовыми гнейсами.

Массивные сплошные сульфиды встречаются и в подстилающих массив гнейсах. Скважина 442, пробуренная еще до войны, пройдя по массиву 314 м, вошла в гнейсы, в которых на глубине 317—326,3 м встретила зону оруденелых гнейсов. Оруденение приурочено к тектоническому нарушению. В начале интервале сульфиды как бы пропитывают породу по многочисленным скрытым мелким трещинкам и сланцеватости, а также образуют утолщения в виде гнезд. С глубиной количество сульфидов постепенно увеличивается, гнезда сливаются, составляя до 1/3 всего состава породы. От глубины 320,18 м до глубины 320,38 м встречены массивные сульфидные руды с ксенолитами пустой породы. Ниже снова идут диорито-гнейсы, пропитанные сульфидами до глубины

326, 3 м. Аналогичные сульфидные руды типа инъекций были подсечены в гнейсах скв. 797 в 10 м от контакта на глубине 273—280 м. Такого же типа руды были встречены и скв. 799 на глубине 326,98—328,05 м. Все эти руды содержат никель от 0,5 до 1,8%. Характерной их особенностью является преимущественно пиритовый состав.

Пространственно все встречные гнезда отчетливо тяготеют к зоне придонных полевошпатовых пород с сульфидной вкрапленностью. Они встречаются или в ее пределах, или на небольших расстояниях от нее в перидотитах и в гнейсах (т. е. выше и ниже донной залежи). Попытки увязать сульфидные тела в какие-либо зоны пока не увенчались успехом. Правда, построения, сделанные А. А. Тригубовичем для горы Травяная, показывают, что крупные гнезда, приуроченные, вероятно, к более крупным, чем обычно тектоническим нарушениям, тяготеют к зонам, являющимся продолжением жил Кумужья. В частности, сульфидное тело в гнейсах по скв. 442 находится на продолжении жилы № 8. Судя по характеру залегания и взаимоотношениям с вмещающими породами, размер сульфидных гнезд небольшой. В большинстве случаев контакты не рассланцованные. Вероятнее всего сульфиды гнезда образовались заполнением рудными растворами небольших трещин разрыва и зон мелких подвижек. Из всего вышеизложенного видно, что сульфидные гнезда тяготеют к зоне пород с сульфидной вкрапленностью. Взаимоотношения их с вмещающими породами отличны от взаимоотношений жильных руд, поскольку контакты часто бывают не четкими и массивные сульфиды постепенно переходят во вкрапленные руды. Характерно, что при малой вероятности встречи скважинами небольших гнезд, последние встречаются сравнительно часто. Отсюда следует, что в придонных частях гнезда, вероятно, имеют широкое распространение и разведка горными выработками, а не скважинами может намного увеличить общее содержание в рудах полезных компонентов. При описании вкрапленных руд мы отмечали, что гнездовые руды моложе диабазовых даек.

Минералогический состав гнездовых руд

Минералогический состав гнездовых руд не отличается от состава вкрапленных руд донной залежи массива Ниттис — Кумужья — Травяная. Они состоят из пирротина, пентландита, халькопирита, пирита, кубанита, сфалерита, магнетита, титаномагнетита, ильменита. Полидимит, борнит, ковеллин, валлерит, хромит в гнездовых рудах не были встречены.

Характерным является значительно большее содержание в них пентландита по сравнению с вкрапленными рудами и очень низкое содержание халькопирита. Главную массу во вкрапленных рудах составляет пирротин. Правда, встречаются исключения, когда сульфидные прожилки или тела состоят преимущественно из халькопирита, как, например, в скв. 840 на глубине 161,7 м, в скв. 935 на глубине 96,86 м, т. е. намечается как бы два типа гнезд — существенно пирротиновые, распространенные чаще, и халькопиритовые — более редкие. Смешанного состава сульфидные гнезда не были встречены. Существенно пиритовые руды встречаются среди гнейсов.

Сравнительно часто среди гнездовых руд встречается магнетит, особенно в тех случаях, когда вмещающие породы слегка рассланцованы. Магнетит образует ободки вокруг силикатных обломков и кристаллов. При этом магнетит сильно разъедается позднее образованными сульфидами. Весьма характерно также частое развитие червеобразных прожилков пирита между зернами пирротина и по трещинкам. В скв. 800 был встречен сантиметровый прожилок сульфидов, идущий по контакту между жилкой диабаза и меланократовыми норитами. Контакты прожилка рас-

плывчатые и он постепенно переходит через сидеронитовые руды во вкрапленные. Характерно, что в этом случае хорошо ограненные зерна пирита встречаются в самом прожилке и отсутствуют в сидеронитовых рудах.

Судя по взаимоотношениям между минералами, порядок кристаллизации был следующий. Вначале кристаллизовались окисные минералы — магнетит, титаномагнетит, ильменит. Среди сульфидов наиболее ранними минералами является пирит, поскольку наблюдается его коррозия другими сульфидными минералами. Это верно по крайней мере к крупным кристаллам пирита, расположенным среди зерен пирротина. Несомненно, прожилковый пирит является более поздним, чем пирротин, и является пиритом второй генерации. Следующими по времени образования минералами, возрастные взаимоотношения между которыми неясны, являются пирротин и пентландит, представленный идиоморфными кристаллами. Халькопирит является более поздним минералом, поскольку часто наблюдались случаи коррозии халькопиритом других рудных минералов.

Некоторые химические особенности гнездовых руд

По своему химизму гнездовые руды отличаются от вкрапленных руд донной залежи. Прежде всего, в гнездовых рудах никель резко преобладает над медью (табл. 12).

Таблица 12

Содержание никеля и меди в гнездовых рудах горы Травяная

№ скв.	Интервалы (в м)	Мощность интервала (в см)	Содержание (в %)		Отношение никеля к меди
			Ni	Cu	
530	41,46— 41,68	22	3,95	0,110	36 : 1
836	18,20— 18,26	6	1,91	0,028	69 : 1
840	165,95—166,00	5	2,92	0,019	153 : 1
841	200,40—200,52	12	3,56	0,018	198 : 1
841	203,55—203,75	20	2,70	0,060	45 : 1
844	303,85—303,88	3	0,50	0,066	7,5 : 1
847	287,65—287,70	5	4,74	0,036	130 : 1
850	180,30—180,42	12	0,62	0,100	6,2 : 1
800	270,34—270,83	49	2,76	0,110	25 : 1
799	297,67—298,17	50	7,98	0,110	72 : 1
799	297,67—298,17	50	3,86	0,140	28 : 1
797*	272,53—273,45	92	1,77	0,350	5 : 1

* В гнейсах.

Процентное содержание главных элементов сульфидных руд приведено ниже (в вес. %) [1].

	S	Ni	Cu	Co	Fe
Скв. 799, гл. 297,67 — 298,17 = 50 см	15,87	7,78	0,11	0,19	33,66
Скв. 800, гл. 270,34 — 270,83 = 49 см	13,89	2,76	0,11	0,10	25,43

[1] По материалам Мончегорской ГРП.

Эти анализы подтверждают, что гнездовые руды намного беднее халькопиритом, чем вкрапленные. Показательно также незначительное содержание в рудах кобальта. Отношение никеля к кобальту в одном случае равно 41 : 1, а в другом — 27,6 : 1. Если сравнить гнездовые руды донной залежи с гнездовыми рудами критического горизонта горы Нюд, то в отношении минералогического состава и главных черт химизма имеется определенное сходство. Если обратиться к главе о вкрапленных рудах, то видно, что для гнездовых руд характерно низкое содержание меди и кобальта. Гнездовые руды этих двух месторождений по химизму и по особенностям минералогического состава ближе друг к другу, чем к вкрапленным рудам тех месторождений, среди которых они залегают.

Некоторые соображения о генезисе гнездовых руд

Генезис гнездовых руд до настоящего времени представляет не решенную проблему. Однако получены уже факты, которые позволяют сделать некоторые выводы генетического порядка.

Прежде всего бесспорна связь вкрапленного и гнездового оруденений. Помимо неоспоримого факта, что гнездовые руды тяготеют к месторождениям вкрапленных руд, имеются примеры постепенного перехода гнездовых руд в сидеронитовые и вкрапленные.

Разъедание сульфидами породообразующих минералов свидетельствует о значительной корродирующей способности рудных растворов, из которых кристаллизовались сульфиды.

Наличие в краевых частях гнезд хорошо развитых небольших кристаллов актинолита, талька и хлорита свидетельствует о близости времени их образования с сульфидами и на наличие в рудных растворах ионов гидроксила и углекислоты. Об этом же свидетельствуют гидротермальные изменения пород критического горизонта вблизи сульфидных гнезд.

Поскольку гнездовые руды тесно связаны с вкрапленными, можно считать, что гнездовые руды являются производными тех же рудных растворов, что и вкрапленные руды, тем более, что их физико-химические свойства одинаковы.

ЧАСТЬ VI

СУЛЬФИДНЫЕ ЖИЛЫ МАССИВА НИТТИС—КУМУЖЬЯ—ТРАВЯНАЯ

Глава 12

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ ИСТОРИИ ОТКРЫТИЯ, РАЗВЕДКИ И ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Летом 1933 г. на горах Травяной, Кумужьей и Ниттисе электроразведкой (методами интенсивности и естественного поля) были обнаружены аномалии, оси которых располагались вдоль длинной оси массива ультраосновных пород.

Проверка шурфами аномалии № 8 (северный склон горы Кумужьей) показала, что вызывается она никельсодержащей сульфидной жилой. Полученные результаты послужили основанием для проверки остальных аномалий на горе Кумужьей. На первом этапе эта проверка не принесла положительных результатов — выявленные жилы № 7, 8 и 12 оказались маломощными, в связи с чем интерес к рудам жильного типа значительно снизился. Только в 1936 г. на аномалии № 9 (южный склон горы Кумужьей) была обнаружена мощная жила.

Основной перелом в отношении к жильным рудам наступил в 1937 г., когда проверка аномалий на горе Ниттис привела к открытию крупных жил № 16 и 18. К концу 1938 г. были открыты и частично разведаны почти все известные сейчас жилы. Жильное месторождение Ниттис — Кумужья обрисовалось как самостоятельная рудная база строившегося комбината Североникель; была начата его разработка.

За истекшие годы на месторождении пройдено свыше 300 шурфов и канав, пробурено более 400 скважин с общей длиной, приближающейся к 100 км. Подземные горные работы получили развитие на 8 горизонтах (от +304 до +22 м), на которых протяженность только горизонтальных выработок превышает 60 км. Очистными работами рудные жилы отработаны на площади свыше 0,5 млн. м^2.

Все работы как разведочные, так и рудничные сопровождались систематизированной и непрерывной геологической документацией, продолжающейся и в настоящее время.

Сульфидные жилы Монче-тундры изучались рядом лиц. Работы проводились в основном в двух направлениях: во-первых, изучался вещественный состав руд, их химико-минералогическая характеристика и приводилось минераграфическое описание руд (Шешукова, 1939; Чирков, 1941; Алешунина, 1948; Шильников, 1950); во-вторых, выяснялась морфология, геологическое положение и особенности жил как геологических тел. Сюда относятся работы: а) П. В. Лялина [1947], который путем геометрических построений по данным погоризонтных планов и документации рудника дал картину пространственного распространения жил в массиве и описал особенности их морфологии; б) З. А. Образцовой [1950], доказавшей на основании структурного анализа строения массива, приуроченность жил к наложенным структурам.

Все предыдущие работы имеют описательный характер, почти не затрагивая вопроса о генезисе месторождения. Оно было отнесено к магматическому типу на основании соображений общего характера и аналогии с другими месторождениями (Котульский 1946, 1948; Мурашов, 1946).

С 1949 по 1952 г. изучение сульфидных жил проводилось В. А. Масленниковым (Кольский филиал АН СССР) под руководством Н. А. Елисеева. Результаты этой работы являются основным содержанием настоящего раздела монографии. В процессе работы автор пользовался также консультациями А. Г. Бетехтина как в Мончегорске и Кировске, так и в Москве, в минераграфической лаборатории ИГН АН СССР.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Описываемое месторождение расположено в восточных предгорьях Монче-тундры и представляет собой серию сульфидных жил, залегающих в первично расслоенном пологонаклонном массиве ультраосновных пород: пироксенитов (бронзититов), оливиновых пироксенитов, перидотитов. Массив этот, вытянутый в северо-восточном направлении и слагающий три возвышенности — Ниттис, Кумужью, Травяную, является западной ветвью сложно построенного никеленосного Мончегорского плутона.

Верхняя часть массива, вмещающего сульфидные жилы, эродирована, дно его имеет форму мульды, ось которой (совпадающая с осью массива) погружается на юго-запад под углом 5—10°. Подстилающие породы представлены комплексом архейских гнейсов. На юге массив контактирует с габбро главного хребта Монче-тундры, причем в зоне контакта располагаются корни ультраосновной интрузии.

Верхняя, сохранившаяся от эрозии, часть массива сложена бронзититами, ниже идет горизонт оливиновых бронзититов, затем располагается мощный горизонт перидотитов, содержащих прослои бронзититов, и, наконец, в нижней части массива — зона контаминированных полевошпатовых пород с горизонтом кварцевых оливиновых норитов у самой подошвы массива.

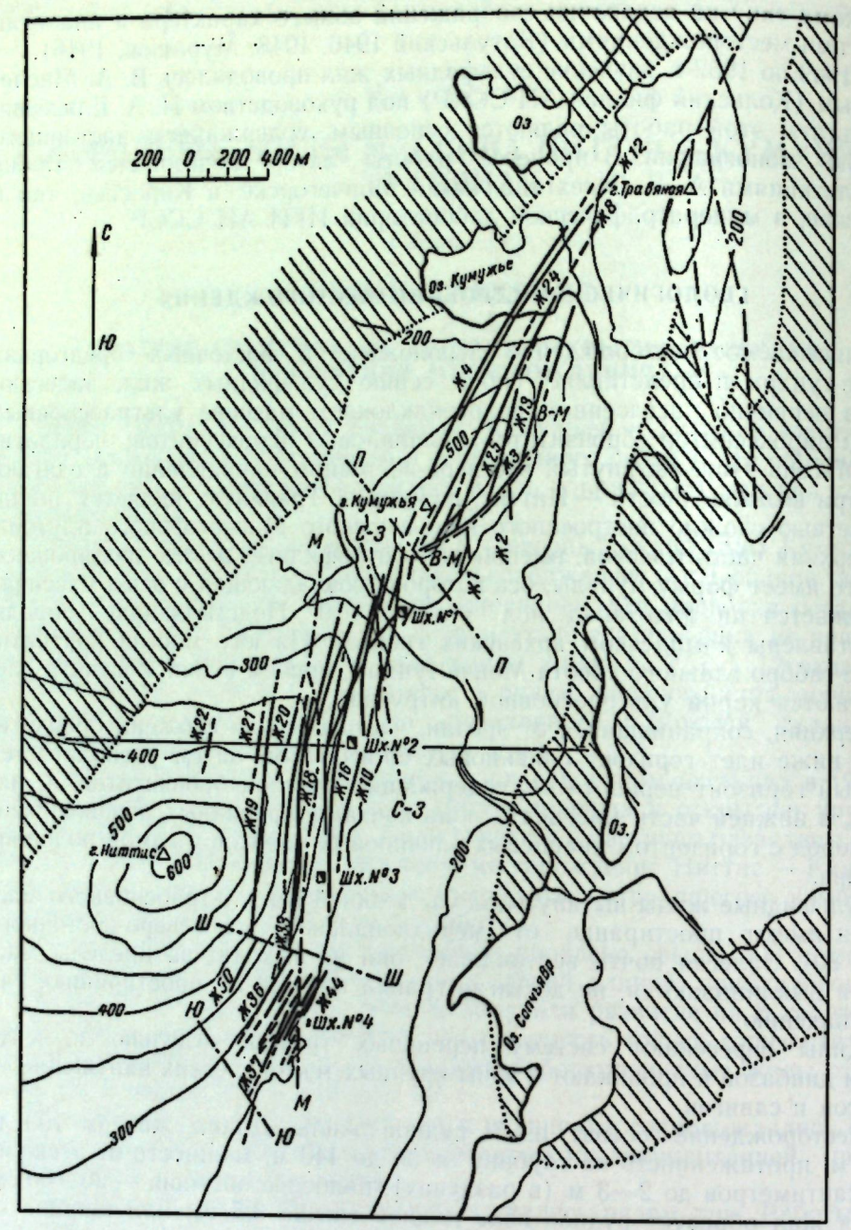
Сульфидные жилы вытянуты вдоль длинной оси ультраосновного массива и имеют простирание от меридионального до северо-восточного (рис. 80). Залегая почти вертикально, они не выходят за пределы массива и выклиниваются, не достигая границ его как по простиранию, так и по падению.

Жилы пересекают систему первичных трещин отдельности, секут дайки диабазов и проникают в зоны крупных тектонических нарушений — сбросов и сдвигов.

Месторождение состоит из 51 рудной жилы. Длина жил от 100 до 1400 м, протяженность на глубину от 30 до 440 м, мощность от нескольких сантиметров до 2—3 м (в раздувах), наиболее обычная — 20—60 см. Серия жил образует рудное поле длиной свыше 3,5 км при ширине от 200 до 250 м.

Рудное поле разделяется на три участка, которые составляют три группы жил: северную, центральную и южную. Границами между этими участками служат крупные тектонические нарушения типа сбросо-сдвигов, названные рудничными геологами Порфировым и Широтным сбросом (см. схему рудного поля — рис. 80).

Северную группу составляют жилы, расположенные севернее Порфирового сброса, пересекающего рудное поле с северо-запада на юго-восток (азимут падения 55°, угол 70°). В непосредственной близости к сбросу развита трещиноватость, необычная для массива: наблюдаются трещины с цилиндрической и сферической поверхностью. Рудные жилы не только не пересекают зону этой трещиноватости, но выклиниваются уже при приближении к ней.



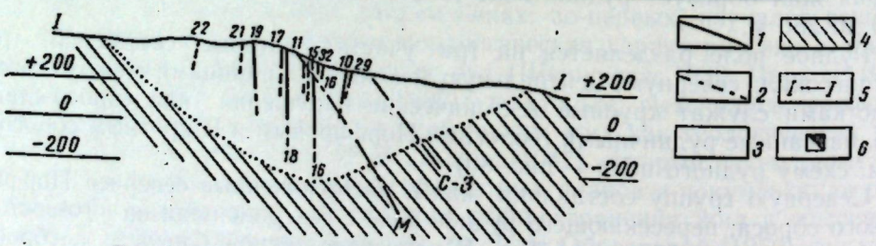


Рис. 80. Схема рудного поля (составил П. В. Лялин, 1951):

1—сульфидные жилы, занумерованные рудником; *2* — сбросы, сдвиги и сбросо-сдвиги: П—П — порфировый, СЗ—СЗ — северо-западный, ВМ—ВМ — восточно-магнетитовый, М—М — меридиональный, Ш—Ш — широтный, Ю—Ю — южная зона; *3* — ультраосновной массив; *4* — комплекс архейских гнейсов; *5* — линия разреза; *6* — стволы шахт рудника.

На площади участка, занимаемого жилами северной группы, в юго-восточной его части проходит Восточно-Магнетитовый сброс (азимут падения 315°, угол 35°), к зоне которого приурочена залегающая согласно с ней жила № 3.

Большинство промышленных жил группы расположено в висячем боку этого сброса. В лежачем боку известны многочисленные тонкие сульфидные прожилки и небольшие жилы магнетитового состава. В 1950 г. открыта жила № 51.

В северную группу входят 14 рудных жил. Для них характерна малая мощность (преимущественно до 10—15 см) при значительной длине (жила № 8 около 1000 м, жила № 12—1200 м). Простирание жил северо-восточное (от 5 до 20°).

Центральная группа жил находится между Порфировым и Широтным сбросами (см. рис. 80), отделяющими ее от жил южной группы. Участок рудного поля, занимаемый центральной группой, пересечен Меридиональным и Северо-Западным сбросами.

Жилы центральной группы имеют простирание, близкое к меридиональному, с незначительными отклонениями на северо-восток в местах примыкания к Меридиональному сбросу (жилы № 30, 31). Мощность жил, выдержанная на значительных участках и максимальная для месторождения, нередко составляет 60—80 см и даже более. В центральную группу входят 24 рудных жилы, причем только 5 из них (№ 20, 22, 23, 27 и 29) — мелкие, не разрабатывающиеся и представляющие пока только геологический интерес, как отдельные рудные тела.

Южную группу составляют жилы, расположенные южнее Широтного сброса. Южная граница пока не совсем ясна и в этом направлении проводятся поисково-разведочные работы. Северо-восточная часть участка пересечена Меридиональным сбросом; близ намечающейся южной границы проходит тектоническая зона, установленная буровыми скважинами и называемая «Южная зона смятия». В южную группу входят 15 пронумерованных жил.

При сопоставлении южной группы с соседней центральной группой намечается сходство в залегании крупных жил. В центральной группе с запада на восток располагаются жилы № 19, 18 и 16; в южной группе соответственно жилы № 50, 36 и 41, причем южные жилы смещены на восток относительно центральных примерно на 30 м. Соответствие в расположении жил свидетельствует об однообразии основных рудовмещающих структур всего поля в целом. Наряду с этим, в размещении жил Южной группы имеется и некоторое отличие: количество жил значительно больше, чем в центральной группе, из-за сравнительно большого числа тонких жил.

Основное отличие жил Южной группы от остальных участков рудного поля заключается в двух особенностях:

1) жилы южной группы по направлению к поверхности выклиниваются и до поверхности не доходят, т. е. являются «слепыми» жилами, причем контур выклинивания постепенно опускается в южном направлении;

2) по ряду жил наблюдается изменение сульфидного состава на силикатный (габбро-пегматит) с постепенным переходом. Эти изменения приурочены к южным частям жил. По разведочным данным граница между двумя составами проходит полого с погружением в южном направлении под углом порядка 15—20°.

Сульфидные руды, слагающие жилы, во всех трех участках рудного поля одинаковы. Повсюду они представлены сплошными рудными массами, состоящими преимущественно из пирротина, пентландита, магнетита и халькопирита. Верхние части жил у земной поверхности представ-

лены железными шляпами зоны окисления, сложенными главным образом лимонитом. Глубина распространения железной шляпы в значительной степени зависит от водоносности того или иного участка рудного поля и от мощности жилы и достигает местами 150 м (южный конец жилы № 19). Промышленного значения лимониты не имеют.

На границе железной шляпы и колчеданных руд, в зоне цементации, располагаются так называемые «сажистые руды», сложенные преимущественно марказитом, мельниковитом, ковеллином. Глубина распространения их обычно не велика: от нескольких сантиметров до 0,7—1 м. Сажистые руды отрабатываются совместно с сульфидными.

МОРФОЛОГИЯ СУЛЬФИДНЫХ ЖИЛ

Рудные жилы приурочены к трещинам, расположение, форма и раскрытие которых являются решающими факторами, обусловливающими распределение и форму жил. Меридиональные крутопадающие трещины, являющиеся главными рудовмещающими трещинами, распространены в массиве неравномерно, образуя трещиноватые зоны меридионального простирания, приуроченные к осевой части массива. Расстояния между соседними зонами колеблются в пределах от нескольких до 160 метров. Широтные крутопадающие и пологие трещины, как рудовмещающие, занимают весьма подчиненное положение, только как ответвления от меридиональных трещин.

Контакты. Контакты руды с вмещающими породами исключительно четкие. Изучение контактной поверхности при некотором увеличении (под лупой) показало, что при прямолинейности или слабой извилистости общего направления, поверхности могут быть разделены на два типа. В первом случае контакт в разрезе представлен весьма сильно изломанной линией, по которой сульфиды соприкасаются с боковыми породами. Во втором—линия контакта обычно ровная, но между рудой и боковыми породами находится тонкий (до 2 мм) слой вторичных минералов (хлорит, тальк), содержащий сульфиды.

В первом случае руда очень прочно соединена с породой и не может быть отделена от нее без того, чтобы на поверхности излома не осталось так называемой «примазки» толщиной 2—3 мм, иногда до 10 мм. Во втором случае руда легко отделяется от породы, поверхность которой местами покрыта тончайшей сульфидной пленкой.

Если контакт первого типа может рассматриваться как результат внедрения рудного вещества в трещину со свежей поверхностью разрыва, то второй тип возникает как результат пострудных перемещений, при которых неровности первого типа были сглажены и стерты, причем образовался слой глинки трения.

Обычные формы жил. Наиболее распространенной является плитообразная форма рудных жил с прямолинейной или слабо-волнистой линией контакта в плане и в разрезе. Прямолинейные контакты некоторых участков жил выдерживаются без существенных искривлений на десятки метров как по простиранию, так и по падению. В таких случаях мощность жилы колеблется очень незначительно, если не происходит уступообразного изменения ее (рис. 81), характерного именно для прямолинейных участков. При волнистой поверхности контакта мощность жилы подвержена более заметным колебаниям, но в сравнительно узких пределах.

Подчас искривления поверхности бывают значительными и в результате имевших место передвижек вдоль трещин жила приобретает линзообразную форму. Утолщения обычно находятся в свежих боковых породах, а пережимы заключены в породах несколько рассланцованных и из-

мененных. При частой волнистой поверхности и общей незначительной мощности жилы образуется четковидная форма. Пережимы представлены тонкими (0,5—2 мм) прожилками.

Наблюдается зависимость форм от общего направления простирания жил. При простирании, отличающемся от меридионального не более чем на 5—7°, жилы обычно имеют наиболее простые формы и выдержанную мощность, иногда порядка 0,3—1 м. При северо-восточном простирании

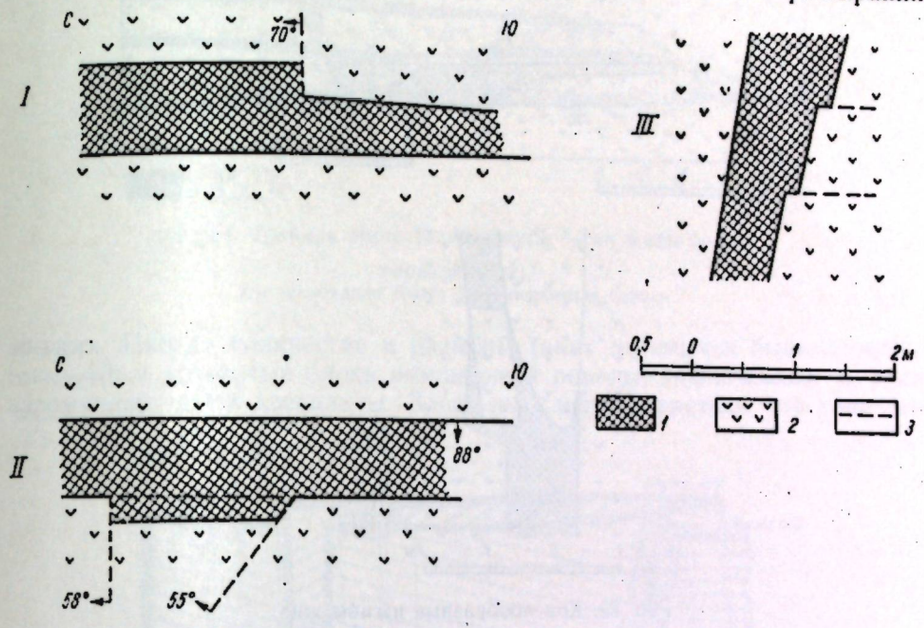


Рис. 81. Уступообразные изменения мощности сульфидных жил:
I — план участка жилы № 33, блок 2; *II* — план участка жилы № 18, блок 42; *III* — разрез по жиле № 16, блок 12.
1 — сульфидные жилы; *2* — вмещающие породы; *3* — трещины.

формы жил более прихотливые, мощность их в среднем меньше, чем на меридиональных участках. Такая закономерность характерна как для целых участков, так и для отдельных жил с меняющимся простиранием.

Коленообразные изгибы жил. Меридиональные трещиноватые зоны представляют собой группы из 3—5 и более параллельных трещин с расстояниями между соседними трещинами в одной группе от 0,1 до 1,5 м.

Рудное вещество выполняет одну из таких трещин, причем иногда жила делает коленообразный изгиб и переходит в соседнюю параллельную трещину. В местах изгиба образуются столбообразные утолщения, в некоторых случаях достигающие мощности порядка 2 м (рис. 82). Утолщения обычно имеют крутое склонение (75—85°) и иногда прослеживаются на глубину нескольких десятков метров в виде столбов.

Образование столбообразных утолщений вызывается подвижками вдоль рудовмещающих трещин. Установлена закономерность: породы западной стороны относительно восточной всегда смещены к северу, поэтому при прослеживании жилы с юга на север изгиб жилы всегда наблюдается на восток (и наоборот, при движении с севера на юг, жилы изгибаются к западу).

Разветвления жил. Незначительные отклонения в простирании соседних рудовмещающих трещин приводят к разветвлениям жил под острым углом до 15—20°. Образующиеся в таких случаях апофизы

бывают либо короткими, измеряющимися по длине несколькими метрами, либо иногда достигают очень значительных размеров и приобретают самостоятельное значение. Так, например, жила № 11 является гигантской апофизой жилы № 18, жила № 32 — апофизой жилы № 16 и т. д. В некоторых случаях наблюдается сближение и слияние апофизы и основной жилы (жилы №№ 33 и 16-бис) и между жилами оказывается заключенным линзообразный блок вмещающих пород.

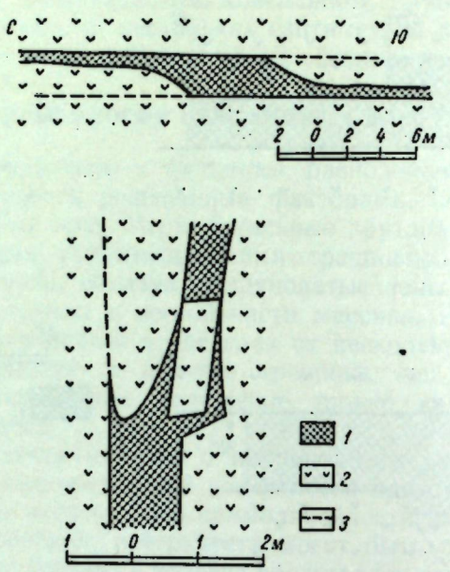


Рис. 82. Коленообразные изгибы жил:

План участка жилы № 16, горизонт 222, блок 14 (вверху); разрез по жиле № 16, горизонт 182, блок 26 (внизу).
1 — сульфидная жила; *2* — вмещающая порода; *3* — трещины.

«Двойные» жилы, образующиеся в результате выполнения двух соседних параллельных трещин, встречаются довольно часто. Раздвоению обычно предшествует плавное увеличение мощности одинарной жилы. Протяженность двойных жил достигает местами 40—50 м, после чего либо обе ветви снова сливаются в одну жилу, либо одна из ветвей выклинивается (рис. 83).

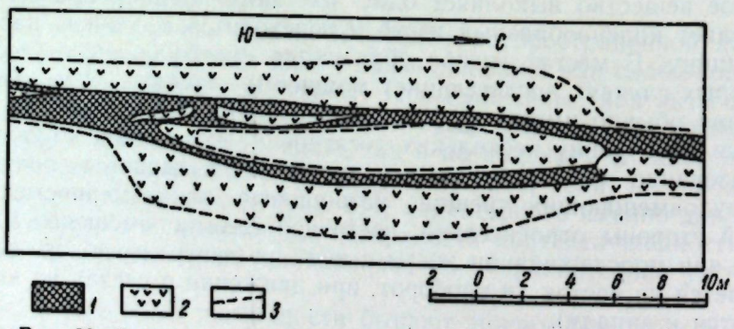


Рис. 83. Раздвоение жилы № 16, западное крыло, горизонт 182 (план):

1 — сульфидная жила; *2* — вмещающая порода; *3* — контур горной выработки

Известны также и «тройные» жилы, образующиеся при выполнении трех параллельных трещин (рис. 84).

Наличие в массиве широтных трещин, перпендикулярных основному направлению, приводит к образованию перемычек между параллельными

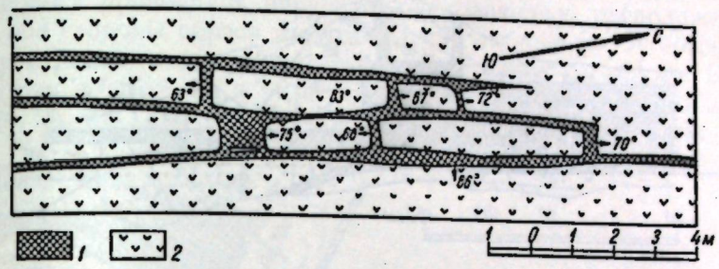


Рис. 84. Тройная жила (план южной части жилы № 26, горизонт 222):

1 — сульфидная жила; *2* — вмещающая порода.

жилами. Иногда количество и размеры таких перемычек бывают значительными и угловатые блоки вмещающей породы, заключенные в руде, напоминают собой ксенолиты. Здесь же следует отметить, что типичные

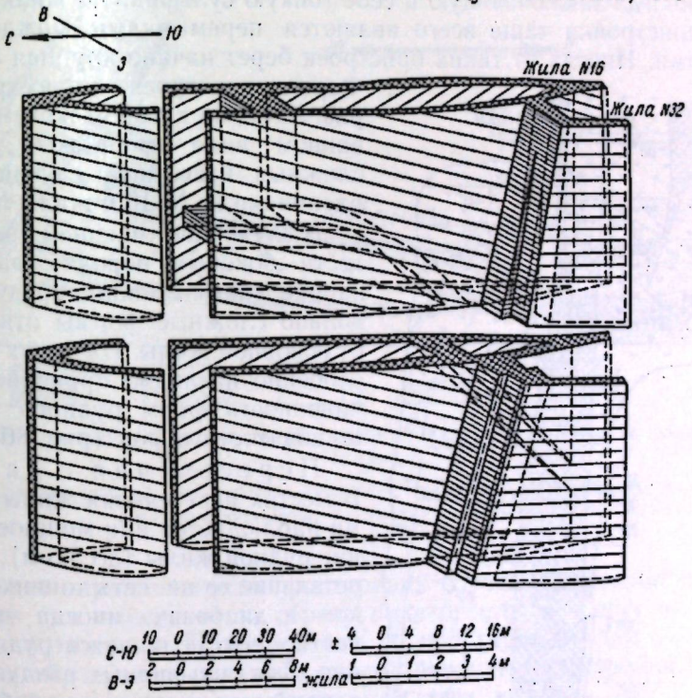


Рис. 85. Схема разветвления рудной жилы.

ксенолиты боковых пород среди сульфидной массы жил являются распространенным явлением. Особенно часто встречаются ксенолиты в жиле № 16.

В результате раскрытия широтных крутопадающих и пологих, почти горизонтальных, трещин наблюдаются почти перпендикулярные ответвления жил. Все ответвления такого рода, в отличие от апофиз, ответвляющихся под острым углом, называются рудничными геологами «пристройками». Короткие мощные крутопадающие пристройки называются «стол-

бами». Крутопадающие пристройки значительной длины (до 22 м) названы «поперечными жилами». Пологие пристройки именуются «плитами». Почти у всех пристроек наблюдается характерная особенность — они заканчиваются, упираясь в крутопадающую трещину меридионального про-

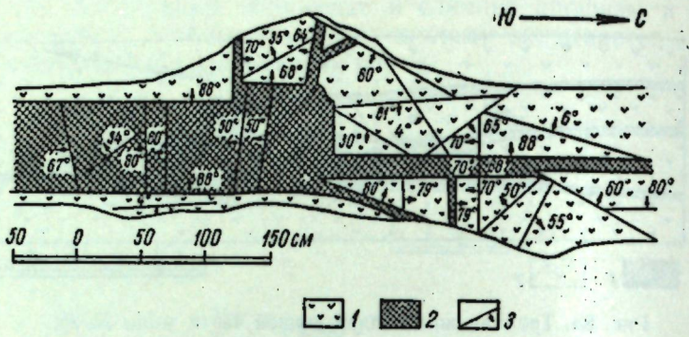


Рис. 86. Разветвление жилы № 18 на горизонте 142, блок 82 (план):

1 — вмещающая порода; *2* — сульфидная жила; *3* — трещины (по данным В. П. Зеньковича).

стирания, иногда заключающую в себе тонкую сульфидную жилку. Таким образом, пристройки чаще всего являются перемычками между соседними жилами. Иногда от таких пристроек берет начало крупная апофиза. Формы пристроек иллюстрируются рис. № 85, на котором в схематизированном виде изображен наиболее сложный известный случай разветвления жилы № 16 и жилы № 32.

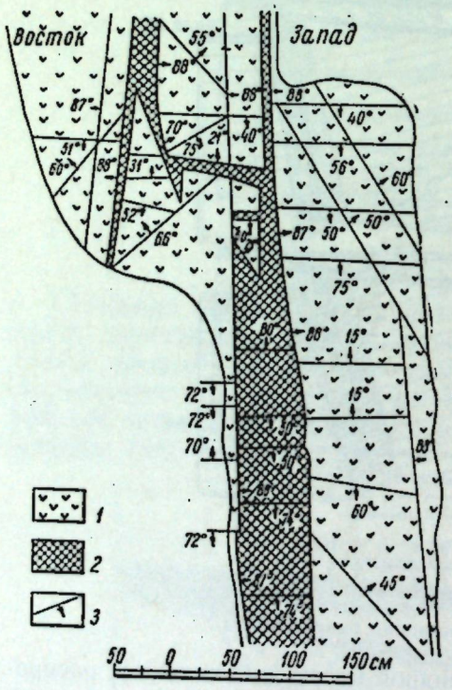


Рис. 87. Разветвление жилы № 16 на горизонте 142, блок 39 (разрез):

1 — вмещающая порода; *2* — сульфидная жила; *3* — трещины.

В случае повышенной трещиноватости боковых пород с различным направлением трещин образуются довольно сложные формы ответвлений от основной жилы. На таких участках особенно наглядно проявляется подчиненность форм рудного тела трещиноватости пород (рис. 86 и 87).

Пересечения с дайками. В местах пересечения жилы с дайками наблюдается или мощное утолщение рудной жилы (до 3,5 м), или разветвление ее на сеть тонких прожилков в диабазах, иногда настолько частых, что получается рудная брекчия. Для сульфидных раздувов очень характерны ксенолиты диабаза, около которых часто обособляется халькопирит.

Пересечения со сбросами. Рудные жилы пересекаются со сбросами под разными углами. При угле порядка 30° и больше в жиле у сброса наблюдаются утолщения и пережимы неправильной и невыдержанной формы, иногда разветвления. При меньших углах наблюдаются затеки сульфидов в зону сброса. В жилах лежачего бока наблюдаются пережимы до мощности 2—5 см, прослеживающиеся по простиранию на длину более 100 м, а по падению на 10—15 м вниз от сброса. В жилах висячего бока такие пережимы встречаются реже и распространяются на меньшую площадь.

При пересечении сброса и трещинной зоны под крутым углом, смещение по сбросу приводит к нарушению и изменению расположения трещин по обе стороны сброса. В этом случае отклонения от обычных жил не распространяются на значительные расстояния от сброса. Это чаще всего затеки, утолщения и разветвления, наблюдаемые на жилах № 16, 18, 19, 26, 36, 50. Типичные случаи таких форм показаны на рис. 88.

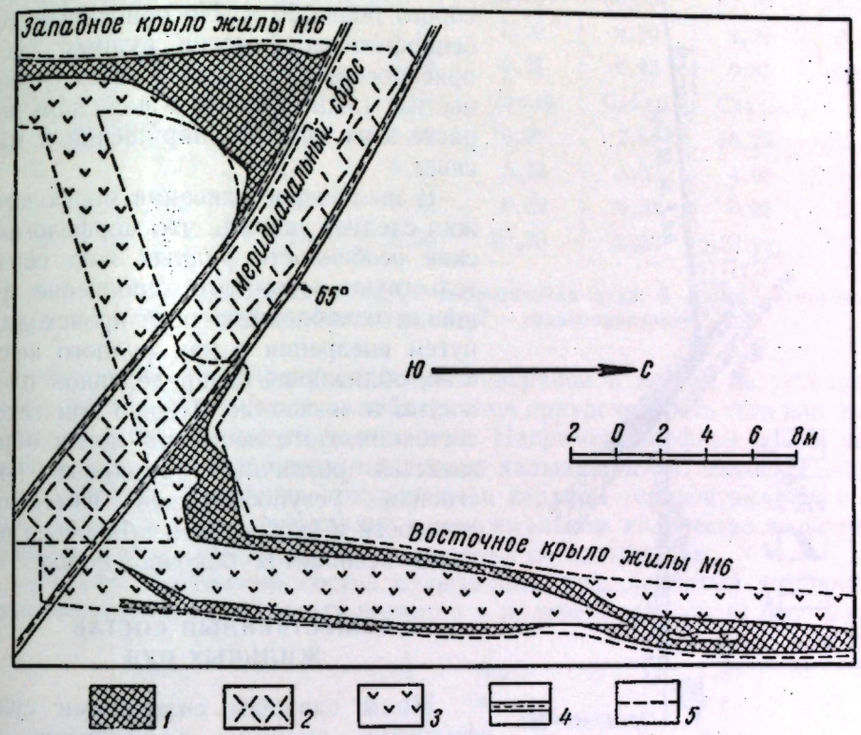


Рис. 88. Соотношение жилы № 16 с меридиональным сбросом на горизонте 182 (план):

1 — сульфидная жила; *2* — зона сброса; *3* — ненарушенные вмещающие породы; *4* — зоны сильного рассланцевания; *5* — контур горных выработок.

В случае параллельности простираний сброса и трещиноватой зоны, последняя при смещении по сбросу подвергается воздействию на значительном протяжении. При этом как по простиранию, так и по падению этой зоны образуются различно ориентированные пристройки в основной жиле. Особенно хорошо они были выражены у жилы № 16 (восточное крыло).

Известны сравнительно редкие случаи внедрения сульфидов в зоны сбросов и пересечения их. В сопряжении со сбросом жилы № 16 (восточное крыло, горизонт 102, шахта № 1) сульфиды образовали в зоне дробленых пород сброса неправильное линзообразное тело мощностью до 2 м и длиной по простиранию сброса свыше 12 м. При отработке жилы № 11 (западное крыло, горизонт 264, штольни № 3—4) было установлено, что эта жила непосредственно соединяется с мощным раздувом (до 3 м), заполняющим зону Меридионального сброса, причем сверху

к этому раздуву примыкает жила № 18 (восточное крыло). Таким образом, сульфидные жилы без перерыва пересекают сбросовую зону. Надо отметить, что это явление наблюдается только на участке, где положения жилы № 11 (западное крыло) в лежачем боку сброса пересекается с положением жилы № 18 (западное крыло), в висячем боку того же сброса, т. е. где рудовмещающие трещины оказались друг против друга в разных боках сбросовой зоны. Сказанное иллюстрируется разрезом (рис. 89), составленным по результатам очистных работ. Вниз по падению сброса раздув полностью отработать не удалось. Длина раздува по простиранию сброса более 50 м. По описанным особенностям морфологии рудных тел в присбросовых участках со всей очевидностью можно сказать о дорудном возрасте этих крупных нарушений в массиве.

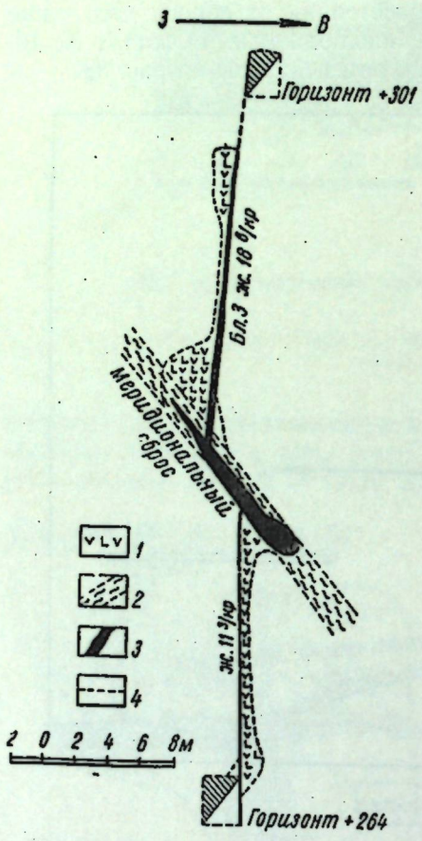


Рис. 89. Сопряжение жилы № 11, западное крыло и жилы № 18, восточное крыло (разрез):
1 — оливиновый пироксенит; *2* — зона сброса; *3* — сульфиды; *4* — контур горных выработок (по данным А. А. Тригубовича).

В заключение описания морфологии жил следует указать, что морфологические особенности рудных жил свидетельствуют о том, что заполнение трещин и ослабленных зон происходило путем внедрения в них рудного вещества, обладающего определенной плотностью и вязкостью. Только при таком состоянии этого вещества могли образоваться различные тупиковые пристройки, уступообразные изменения мощности и может быть объяснено наличие ксенолитов боковых пород.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЖИЛЬНЫХ РУД

Жилы сложены сплошными сульфидными рудами, состоящими на 70—80% из пирротина, 5—15% пентландита, 7—12% халькопирита, 8—10% магнетита и 0—3% пирита. Остальные минералы присутствуют в резко подчиненных количествах и макроскопически не различаются.

В табл. 13 представлены результаты химических анализов жильных руд, выполненных Кольской базой АН СССР в 1939—1940 гг. (Чирков, 1941) [1].

И. Н. Чирков замечает, что деление жильных руд на отдельные разновидности — магнетитовые, пирротиновые, халькопиритовые — основано на преобладании того или иного минерала в руде при подчиненном содержании остальных минералов. В общем же руды однородны, повсюду они сложены четырьмя главными минералами и нет таких жил, в которых отсутствовал хотя бы один из составляющих этой тесной минералогической ассоциации.

[1] Данные спектральных анализов руд и отдельных минералов собраны в табл. 16 (между стр. 172 и 173).

Таблица 13

Химический состав жильных руд Монче-тундры (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	0,50	0,35	0,13	0,12	0,25	0,10	0,13
TiO_2	0,05	Следы	0,01	0,02	Следы	Следы	0,03
Al_2O_3	0,61	0,50	0,62	0,50	0,62	0,81	0,58
$Fe_{общ}$	61,30	53,75	53,75	54,75	53,65	47,70	38,24
MgO	0,53	0,32	0,20	0,22	0,30	0,22	0,30
CaO	0,60	0,25	0,35	0,27	0,42	0,37	0,46
MnO	0,11	0,016	0,01	Следы	Следы	Следы	—
Cu	1,43	0,53	1,50	0,90	2,65	10,25	22,15
Ni	2,74	6,73	5,45	5,23	5,32	4,08	1,63
Co	0,20	0,35	0,22	0,32	0,33	0,35	0,23
S	9,00	22,50	25,50	22,50	26,50	23,00	29,25

Анализ I — магнетитовая руда; 2, 3, 4 — пирротиновая руда; 5 — пентландито-пирротино-халькопиритовая руда; 6—7 — халькопиритовая руда.

Закономерность в распределении минералов в жилах не устанавливается, хотя довольно часто и наблюдается приуроченность того или иного минерала к определенным частям жил. Например, апофизы жил и пережимы в них сложены преимущественно халькопиритом; наиболее обильные выделения магнетита приурочены к верхним горизонтам жил и местами к зальбандам; пентландит в максимальном количестве выделяется в раздувах жил, иногда образует оторочки по зальбандам.

Средний химический состав сульфидных руд, принятый комбинатом Североникель для проектных расчетов и подсчета запасов (в вес. %):

SiO_2	1,79	MgO	1,25
TiO_2	0,11	Ni	5,1
Al_2O_3	2,78	Cu	2,6
$Fe_{общ}$	52,15	Co	0,18
CaO	0,32	S	31,92
		Прочие	1,8
		Сумма	100,00*

* Вызывает недоумение отсутствие кислорода, связанного в магнетите, который является постоянной составной частью руды, и, кроме того, завышенное содержание Al_2O_3, присутствующей во вмещающих породах в пределах от 3,5 до 4%.

Полезные компоненты сосредоточены в трех минералах:
Ni — в пентландите и частично в пирротине;
Cu — в халькопирите;
Co — в пентландите.

Характерной особенностью руд является постоянство среднего содержания полезных компонентов в добываемой рудной массе (в %): Ni — 4—6; Cu — 1,5—3; Co — около 0,2, причем соотношение кобальта к никелю обычно составляет 1 : 25.

Для выявления закономерностей в распределении полезных компонентов в руде геологическим отделом комбината «Североникель» была проведена статистическая обработка данных анализов 216 проб из жил № 16, 18, 19. Пробы анализировались на три компонента — Ni, Cu, S. Результаты сгруппированы по дробным интервалам с одновременным выведением средних содержаний для каждой из таких дробных групп. Графически это представлено на диаграмме (рис. 90).

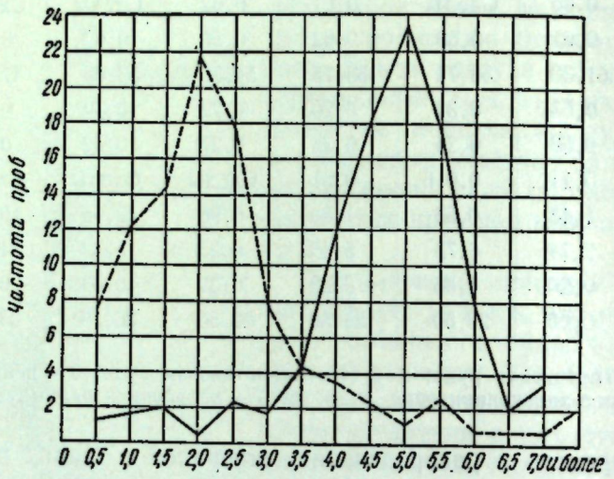


Рис. 90. Диаграмма распределения содержания Ni и Cu в жильной руде. По оси абсцисс — содержание Ni и Cu (в весовых %); по оси ординат — число проб. Сплошная линия — Ni, пунктирная — Cu.

Более отчетливо характер распределения никеля и меди в рудах вырисовывается при обработке данных опробования методом вариационной статистики. Как показали эти материалы («Пояснительная записка к подсчету запасов», 1947 г.), для никеля по жиле № 18 при среднем его содержании 4,98% вариационный коэффициент составляет 13,8; для меди при среднем содержании 2,23% вариационный коэффициент составляет 95,7. Таким образом, распределение Ni в жиле является равномерным (Советская геология сб. № 20, 1947), а распределение меди — весьма неравномерным. Тем не менее между Ni и Cu существует довольно постоянное соотношение, выражающееся в грубом приближении как 2 : 1.

В распределении содержания Ni и Cu по простиранию и падению жил какой-либо закономерности не наблюдается; повсюду они выдерживаются более или менее одинаковыми, как показывают результаты опробования, проводимого рудником.

Следует отметить значительные противоречия в оценке средних содержаний серы в руде. Анализы Кольской базы АН СССР (1938—1940 гг.) дают среднее содержание серы около 23—25% до 29%; валовые анализы 8 проб руды, проведенные Н. С. Зонтовым в 1939 году и послужившие основанием для подсчета запасов, дают около 32% S в руде; анализы Ленинградского горного института, проведенные со специальной целью при выполнении тематической работы, показывают 35—36% S. Причины таких расхождений до последнего времени оставались неясными и только проведенное нами в 1949—1950 гг. изучение так называемых «матовых руд» позволило разобраться в них. Подробнее об этом сказано ниже.

За годы эксплуатации месторождения в фондах рудника накопился огромный материал по опробованию жил, проводимому геологической

службой рудника. Систематическому опробованию подвергаются все жилы без исключения. Бороздовые пробы берутся по всей мощности жил в кровле штреков через каждые 10 м по простиранию жилы; расстояние между штреками по падению жил — 40 м. Пробы анализируются на три компонента: Ni, Cu, Co.

Нами проведена выборка анализов по жилам № 18 и 19. Первая из них характеризуется выдержанной, сравнительно большой мощностью и постоянным содержанием Ni, Cu, Co. Вторая, наоборот, по наблюдениям рудничных геологов, отличается невыдержанной мощностью и непостоянным содержанием полезных элементов в руде.

Из обеих жил выбрано 1145 анализов, из которых 563 по жиле № 18 и 582 по жиле № 19; вместе с ними выписаны и мощности жил. По этим данным построены графики, состоящие из трех кривых, отражающих колебания содержаний Ni и Cu и мощности жил. Графики составлены по профилям, длиной более километра по простиранию жил, отстоящим друг от друга по падению на 40 м. На рис. 91 представлен профиль, на котором наглядно видно распределение Ni и Cu в жиле № 19 и колебания мощности её. Достаточно отчетливо выступает отсутствие прямой зависимости между мощностью жилы и содержанием полезных компонентов в руде, а также общий характер распределения Ni и Cu в руде. Остальные составленные графики совершенно аналогичны приведенному (Масленников, 1952).

Некоторые из бороздовых проб по различным жилам анализируются на 5 компонентов: Ni, Cu, Co Fe, S. За послевоенные годы выполнено 89 таких анализов. По данным этих анализов составлена диаграмма (рис. 92), позволяющая наглядно представить себе вещественный состав руд. Диаграмма построена следующим образом: для каждой отдельной пробы от основания диаграммы по вертикали последовательно, в одном масштабе, откладываются содержания Fe, S и других компонентов. Анализы расположены в порядке убывающего содержания в пробе суммы Ni+Co; отчетливо видно, что по мере понижения содержания Ni, содержание Cu повышается и становится менее рав-

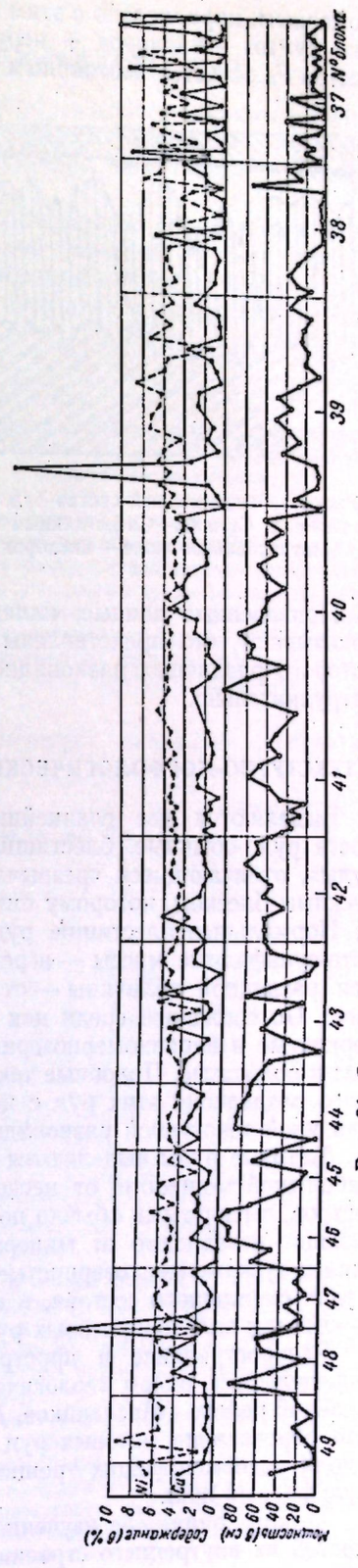


Рис. 91. Содержание Ni и Cu в жиле № 19 и колебания мощности жилы

номерным, параллельно с этим содержание серы уменьшается, а содержание суммы — кислород + нерудные минералы — увеличивается; количество Fe остается постоянным.

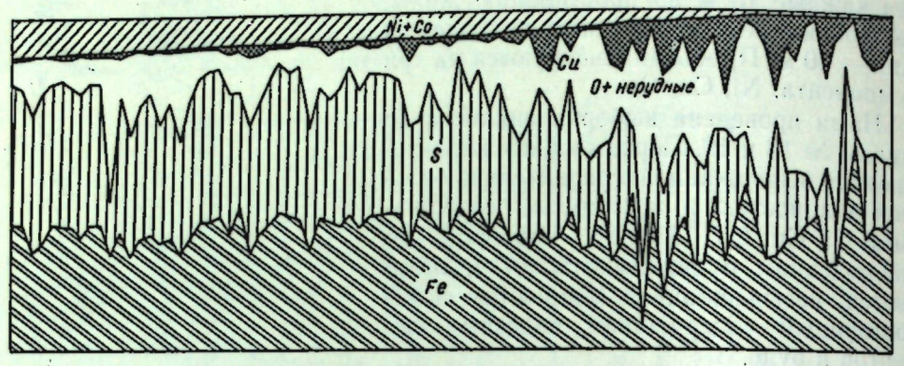


Рис. 92. Вещественный состав руд. По оси ординат — весовое процентное содержание Fe, S, Cu и Ni+Co по данным химического анализа для каждой пробы. Незаштрихованное поле — кислород магнетита + окислы нерудных минералов.

Приведенные данные, иллюстрирующие вещественный состав руд, показывают, что представлены руды одним типом, выделение внутри которого различных разновидностей (по химическому составу) весьма затруднительно.

ТЕКСТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ СУЛЬФИДНЫХ РУД

Выделяются две главнейшие текстурно-морфологические разновидности руд: обычные, блестящие зернистые и так называемые «матовые руды», отличающиеся чрезвычайной мелкозернистостью и своеобразным тусклым блеском, которому они и обязаны своим названием.

Нормальные блестящие руды представляют собой сплошные магнетито-сульфидные массы — агрегаты плотно сросшихся друг с другом зерен различной величины — от долей миллиметра до 2—3 см в поперечнике. По сложению среди них различаются разновидности равномернозернистые и неравномернозернистые (порфировидные), а также массивные и полосатые. Подобные текстурные различия намечают пути дальнейшего разделения этих руд с целью выяснения условий образования той или иной текстурной разновидности. Это задача будущего исследования.

Матовые руды выделяются среди блестящих руд отдельными зонами небольшой мощности, от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, вытянутыми обычно по простиранию жил. Развитие этих зон происходит независимо от минералогического состава руд, выполняющих жилы; тусклые мелкозернистые разновидности наблюдаются и в обычных рудах смешанного состава, и в существенно магнетитовых, и в пирротиновых, и в халькопиритовых рудах.

Распространение и пространственное положение зон матовых руд определяются рядом геологических данных, которые рассмотрены в отдельной работе (Маслеников, 1953). Проведенные исследования выявили, что образование матовых руд связано с тектоническими подвижками, вдоль рудовмещающих трещин в самые поздние этапы формирования сульфидных жил.

Микроскопическое изучение матовых руд выявило целый ряд особенностей их внутреннего строения, которые будут освещены ниже.

Глава 13

ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ СУЛЬФИДНЫХ РУД

Главными минералами, слагающими руды, являются пирротин, пентландит, халькопирит и магнетит. К второстепенным минералам относятся: ильменит, кубанит, валлериит, сфалерит, галенит, платиновый минерал, борнит, пирит, виоларит, мельниковит.

Ниже приводится описание отдельных минералов в порядке их последовательного выделения — от ранних к более поздним, причем определяется это временем появления первой генерации данного минерала; наличие последующих генераций несколько нарушает порядок изложения, что является совершенно неизбежным.

Магнетит — $FeO \cdot Fe_2O_3$

Магнетит является одним из главным минералов, слагающих руды и присутствует повсеместно во всех жилах. Среднее содержание его около 8—10% объема рудной массы, однако наблюдаются участки, обогащенные и обедненные магнетитом.

Различаются несколько разновидностей магнетита, среди которых устанавливаются по крайней мере пять генераций, различающихся по времени выделения.

1. Магнетит первой генерации составляет главную массу выделений его в жилах. Это крупные порфировидные, до 2—2,5 см в поперечнике, октаэдрические кристаллы, образованные ранее сульфидов и либо равномерно рассеянные среди последних, либо образующие оторочки вдоль зальбандов жил. В некоторых из этих кристаллов наблюдаются закономерно расположенные мельчайшие пластинки ильменита, являющегося продуктом распада твердого раствора. Однако большинство зерен не содержит включений ильменита. Возрастных соотношений между той и другой разновидностью не установлено.

В табл. 14 представлены данные химических анализов магнетита, приведенные в отчете И. Н. Чиркова [1941].

Таблица 14

Химический состав магнетита (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	Компоненты	1	2	3
SiO_2 . . .	0,54	0,24	0,24	Fe_2O_3 . . .	68,14	68,28	67,25
TiO_2 . .	0,04	0,07	—	Cr_2O_3 . . .	0,35	0,20	—
Al_2O_3 . . .	0,23	0,15	—	Co	0,0	0,0	0,005
MnO . . .	0,02	0,02	0,72	Ni	0,05	0,04	0,08
V_2O_5 . . .	0,01	0,01	—	Cu . . .	0,0	0,0	—
CaO . . .	0,0	0,0	—	S	0,0	0,0	0,07
MgO . . .	0,02	0,41	—	H_2O . . .	0,07	0,08	—
FeO	30,54	30,62	31,21	Сумма	100,01	100,12	99,575

Анализы выполнены в химической лаборатории Кольской базы АН СССР аналитиками Е. Н. Захаровым и Р. С. Молчановой. При просмотре под микроскопом полированных шлифов из отобранного материала в образцах 1 и 2 каких-либо включений не обнаружено. Спектральный анализ показал слабые линии серебра, цинка и свинца. В образце 3 при просмотре аншлифов в зернах магнетита установлены вростки ильменита, чем и объясняется повышенное содержание TiO_2.

Крупные кристаллы магнетита первой генерации часто пересекаются жилками сульфидов (пирротина, пентландита, халькопирита) и, кроме того, частично замещаются сульфидами, благодаря чему форма зерен магнетита обычно неправильная. В наиболее сохранившихся кристаллах острые углы их сглажены, округлены. В зернах, содержащих ильменит, наблюдается процесс избирательного растворения магнетита с сохранением решетки пластинок ильменита, располагающихся уже в сульфиде, занимающем место магнетита. В тех случаях, когда ильменит присутствует в виде чрезвы-

чайно мелких пластиночек, последние также растворяются, но тогда здесь же, на месте растворенного кристалла магнетита, выпадают округлые, каплеобразные зерна ильменита, подвергшегося, таким образом, переотложению. Иллюстрирующий это пример представлен на рис. 93.

Наблюдаемые факты растворения магнетита свидетельствуют о том, что кристаллы его были образованы до кристаллизации сульфидов и существовали в то время, когда сульфидные массы были еще жидкими.

Встречается еще другая разновидность раннего магнетита, также образованного до кристаллизации сульфидов. Представлена она мельчайшими округлыми зернышками, включенными в зерна пирротина и выделившимися в зальбандах некоторых сульфидных жил, у самой границы с вмещающими породами. Здесь же обычно присутствуют и нерудные минералы, в том числе карбонат и антофиллит (последний в виде идиоморфных кристаллов характерной игольчатой формы, с типичным ромбовидным поперечным сечением), тоже включенные в пирротин (рис. 94).

Подобные выделения магнетита часто встречаются и в приконтактных зонах измененных боковых пород, где они образуются при разложении оливина в процессе околорудного метаморфизма, о чем подробнее изложено ниже, при описании околожильных изменений.

Аналогичная форма выделений магнетита в том и другом случае, приуроченность их к контактам жил и сопровождаемость одними и теми же нерудными минералами — продуктами метаморфических реакций — дает основание считать выделения эти одновозрастными. То обстоятельство, что зерна магнетита включены в пирротин (так же, как и идиоморфные кристаллы антофиллита) свидетельствуют об образовании их до кристаллизации последнего.

И. Н. Чирков [1941] указывает еще на одну разновидность раннего магнетита, которая представлена пачками крупных сросшихся пластин, расположенных в форме полусферы; между пластинами находятся выделения сульфидов, главным образом пирротина. Природа этих образований не установлена; форма их говорит за коллоидное происхождение.

2. Ко второй генерации принадлежат довольно широко распространенные в жилах мелкие идиоморфные кристаллы магнетита, рассеянные в сульфидах, преимущественно в пирротине. Размеры их колеблются от 0,5 до 1 мм в поперечнике. Являясь более ранними, чем пирротин, они кристаллизовались после крупных корродированных зерен магнетита и произошли, повидимому, за счет растворенного материала последних. Частичное растворение раннего магнетита повышало концентрацию окислов железа в рудообразующем растворе, чем и обусловлено выделение этих мелких идиоморфных кристаллов магнетита.

3. Магнетит третьей генерации представлен тонкозернистыми выделениями, содержащими многочисленные точечные включения халькопирита; обе эти особенности отличают его от всех других генераций. Развит он преимущественно в верхних частях жил, где образует оторочки вдоль зальбандов или целиком слагает маломощные окончания жил; в меньших количествах встречается, однако, и в нижних участках.

А. Г. Бетехтиным установлено, что этот магнетит развивается за счет пирротина путем метасоматического замещения последнего благодаря изменению режима серы и кислорода в процессе формирования руды (Бетехтин 1949, 1951).

А. Е. Алешунина отмечала, что мелкозернистый магнетит, образованный за счет пирротина, пересекается сульфидными прожилками и, кроме того, растворяется и замещается сульфидами (Алешунина, 1948).

Наблюдения последних лет подтвердили такие соотношения и дополнили их некоторыми деталями.

Во-первых, жилки, пересекающие выделения магнетита третьей генерации, сложены преимущественно халькопиритом, лишь с очень незначительными количествами пирротина и кубанита, которые представляют собой продукты распада твердого раствора.

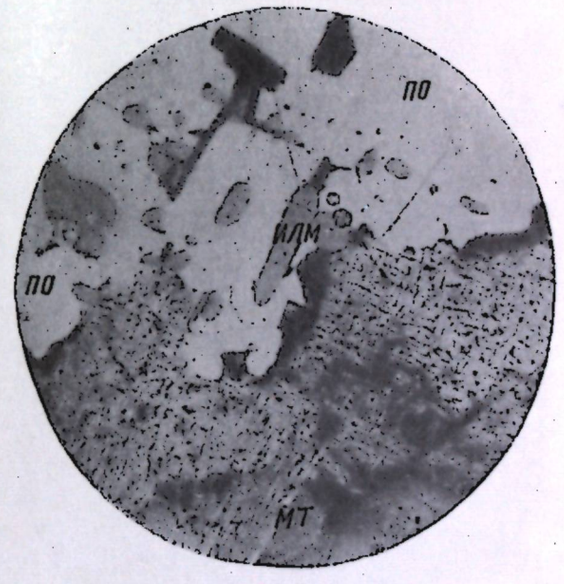
Во-вторых, при частичном растворении тонкозернистого магнетита происходит замещение его только халькопиритом, кристаллизующимся в изучаемых жилах после пентландита и пирротина и дольше, чем они, остающимся в жидком состоянии.

В-третьих, в непосредственной близости от частично растворенных выделений тонкозернистого магнетита в окружающем его халькопирите обычно выделяются мелкие идиоморфные кристаллики магнетита, более позднего образования, чем замещаемый магнетит, но более раннего, чем халькопирит (рис. 95). Образование их происходит, повидимому, за счет растворенного магнетита, повышающего концентрацию окислов железа в халькопиритовом растворе. Подобные кристаллики встречаются также и в халькопиритовых прожилках, секущих тонкозернистый магнетит.

Таким образом, магнетит третьей генерации образуется после кристаллизации пирротина путем метасоматического замещения последнего, но до кристаллизации остаточного халькопиритового раствора, ибо частично растворяется и замещается халькопиритом.



а



б

Рис. 93. Замещение магнетита (мт) пирротином (по); содержащийся в магнетите ильменит (илм) переотлагается в виде мелких округлых зерен (жила № 38, горизонт 142, шахта 4; ×134). На нижнем снимке то же (×320); видна решетка ильменита, растворяемого пирротином, черное — нерудные минералы.

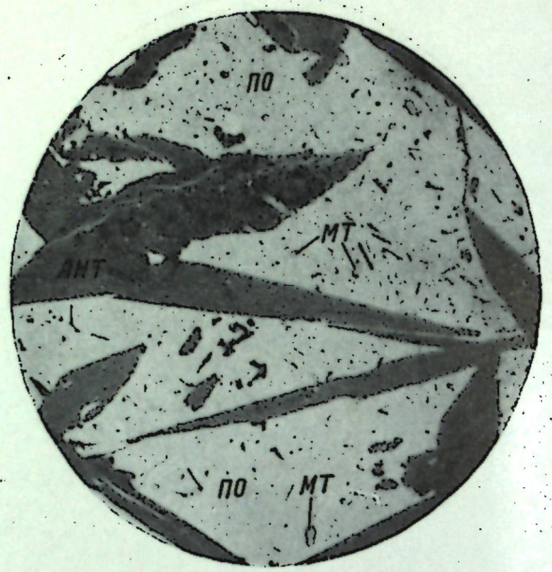


Рис. 94. В пирротине (по) идиоморфные кристаллы антофиллита (ант) и мелкие округлые зерна магнетита (мт) (жила № 51, горизонт 182; × 134).

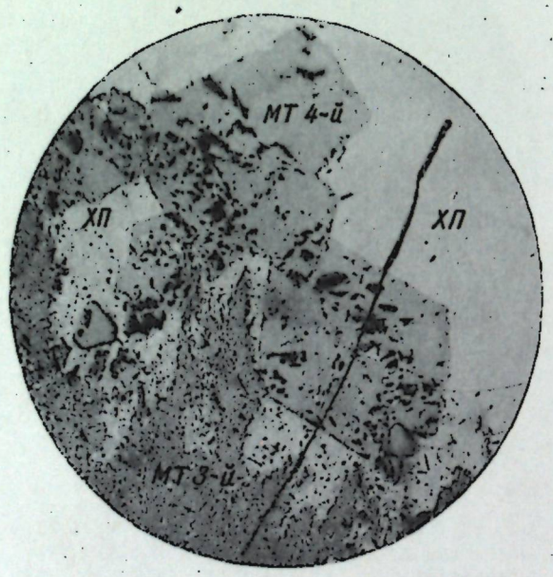


Рис. 95. Тонкозернистый магнетит третьей генерации (мт 3-й) и идиоморфные кристаллики магнетита четвертой генерации (мт 4-й) в халькопирите (хп) (жила № 36, горизонт 142, шахта 4; × 60).

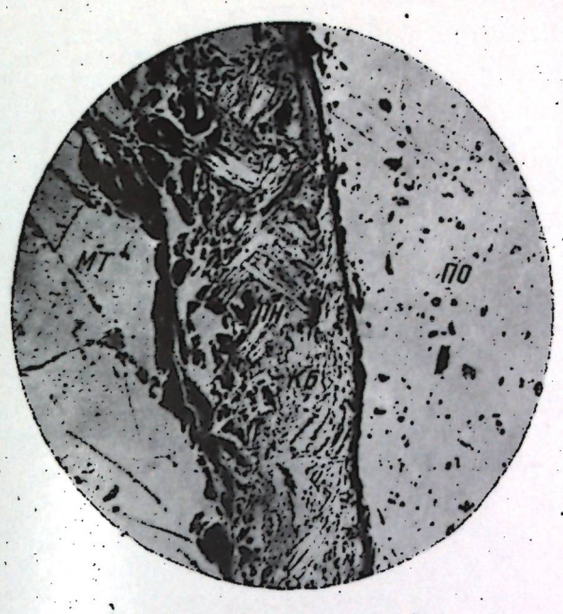


Рис. 96. Замещение магнетита (мт) мелкопластинчатым пирротином (по) и кубанитом (кб) квершлаг на жилу 36, горизонт 142, шахта 4; × 134).

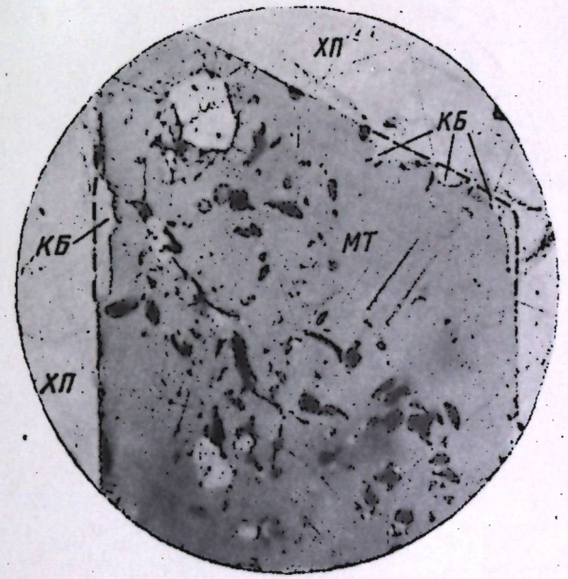


Рис. 97. Замещение магнетита (мт) кубанитом (кб) с сохранением четкой первоначальной границы кристалла магнетита; хп — халькопирит (жила № 38, горизонт 142, шахта 4; ×200).

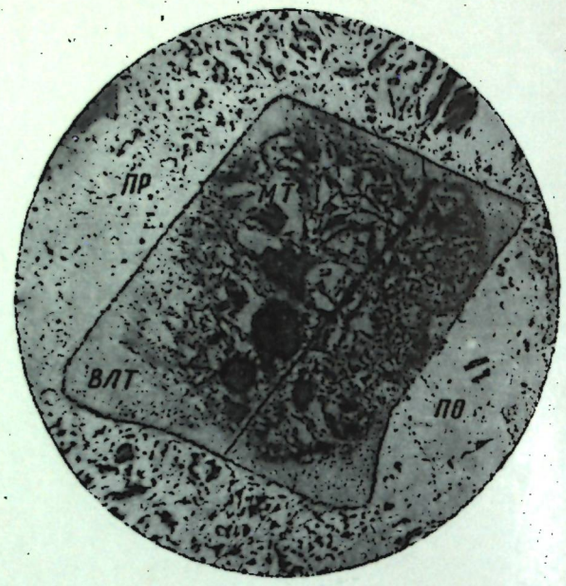


Рис. 98. Замещение магнетита (мт) валлеринитом (влт); по — пирротин; пр — пирит (жила № 51, горизонт 182; ×60).

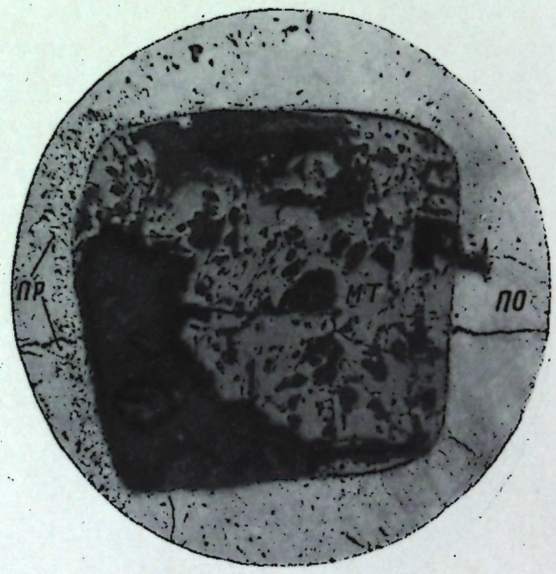


Рис. 99. Замещение кристалла магнетита (мт) мельниковитом (черное). В окружающем пирротине (по) образуется кайма из мелких зерен пирита (пр) (жила № 3, горизонт 182; × 60).

4. Магнетит четвертой генерации представлен мелкими идиоморфными кристалликами, включенными в халькопирит и образованными вблизи выделений тонкозернистого магнетита третьей генерации, которые подвергаются частичному растворению и замещению халькопиритом (рис. 95).

Важной особенностью магнетита всех генераций является метасоматическое замещение его сульфидами: пирротином, кубанитом, валлеринитом. Замещению подвергаются как крупные, частично растворенные зерна с неправильными контурами, так и мелкие идиоморфные кристаллы и скопления тонкозернистого магнетита, развитого по пирротину. Процесс идет от краев зерен к центру и развивается неравномерно: иногда наблюдаются узкие каемки замещения лишь краевых частей зерен, иногда замещение захватывает значительную часть зерен, местами же наблюдается полное замещение преимущественно мелких зерен магнетита, который сохраняется лишь реликтами, либо вообще исчезает нацело.

При наличии в магнетите пластинок ильменита последний частично сохраняется в виде решетки, включенной в новообразованные сульфиды (избирательное замещение), а частично переотлагается в виде округлых зерен по границе замещаемых зерен магнетита.

Очень характерно, что во всех наблюдаемых случаях метасоматического замещения первоначальная граница зерен магнетита сохраняется четкой и резкой.

На рис. 96 представлена каемка замещения порфировидного кристалла магнетита пирротином и кубанитом. Мелкие пластиночки пирротина весьма типичны для подобных каемок и наблюдаются в ряде жил.

На рис. 97 представлены примеры замещения магнетита кубанитом.

На рис. 98 идиоморфный кристалл магнетита замещается с краев мелкочешуйчатым валлеринитом. Часто валлерит развивается совместно с пирротином, при этом оба сульфида находятся в тонком срастании, а иногда пирротин образует пачечки очень мелких пластинок, аналогичных тем, которые показаны на рис. 96. Кое-где вместе с пирротином и валлеринитом наблюдаются мельчайшие зернышки пентландита, образующегося совместно с ними в очень небольших количествах.

Местами наблюдается образование кубанита и валлерита в пирротине вокруг замещаемых зерен магнетита. В случае, когда последние граничат с халькопиритом, то в халькопирите так же образуется кайма, причем всегда из двух минералов: в непосредственном контакте с магнетитовым зерном выделяется каемка или цепочка зерен пентландита, а за ней, в сторону халькопирита — каемка валлерита. Таким образом, на стыке магнетита с халькопиритом, процесс замещения идет от границы между ними в обе стороны, с образованием как каемки замещения в магнетите, так и сложной «двойной» каемки замещения в халькопирите. Это обстоятельство, так же как и факт сохранения четкой первоначальной границы замещаемых зерен магнетита, свидетельствует о том, что процесс замещения начинался на границе двух твердых фаз и происходил, таким образом, после кристаллизации окружающих магнетит сульфидов, включая халькопирит. Обусловлен он, повидимому, проникновением растворов по границам между зернами. Растворы содержали Cu, S и, вероятно, Ni, о чем свидетельствует сам факт развития по магнетиту сульфидов железа и меди с образованием здесь же пентландита.

Изменения магнетита этим не исчерпываются. Вблизи зон тектонических подвижек, выраженных зеркалами скольжения, вдоль которых образуются матовые руды, магнетит подвергается дроблению.

Под микроскопом такие участки руд характеризуются катакластической структурой с отчетливо выраженной полосатостью, параллельной зеркалам скольжения.

Иногда около крупных окатанных зерен магнетита, «обтекаемых» мелкозернистой катаклазированной массой, наблюдаются выделения халькопирита подобно «теням давления» (Масленников, 1953).

Вторая особенность магнетита матовых руд состоит в том, что он замещается черной колломорфной массой—мельниковитом, причем замещение наблюдается местами частичное, а местами почти полное. Иллюстрирующий это пример показан на рис. 99. Развитие мельниковита по магнетиту отмечал в свое время еще И. Н. Чирков.

5. Магнетит пятой генерации представлен мелкими зернами и идиоморфными кристалликами, выделяющимися в карбонатно-серпентиновых жилках, секущих руду. Эти пострудные жилочки связаны своим происхождением с гидротермальными процессами, протекавшими в измененных боковых породах. Встречаются они в различных участках месторождения и отмечались И. Н. Чирковым и А. Е. Алешуниной.

Ильменит — $FeO \cdot TiO_2$

Ильменит присутствует в жилах в ничтожном количестве и находится в тесной ассоциации с магнетитом двух ранних генераций, будучи включенным в него в виде закономерно-ориентированных пластинок, образовавшихся в результате распада твердого раствора.

Наблюдаются два типа пластинок ильменита:

а) микроскопически мелкие, образующие решетку, видимую под микроскопом только при больших увеличениях;

б) более крупные (достигающие 0,1 мм в длину), выделяющиеся в небольшом количестве, обычно 2—3 пластинки в крупном кристалле магнетита.

При растворении и замещении магнетита сульфидами пластинки ильменита, как более устойчивые, сохраняются в виде решетки, включенной уже в сульфиды. Вместе с этим происходит и частичное растворение его, причем он сразу же переотлагается в виде цепочек мелких округлых зерен.

Пентландит — $(Fe, Ni)_9S_8$

Пентландит содержится в рудах в среднем от 5 до 15%.

По времени выделения наблюдается несколько генераций пентландита.

1. Пентландит первой генерации представлен крупными порфировидными зернами до 1—1,5 см в поперечнике, идиоморфными по отношению к пирротину.

Порфировидные вкрапленники пентландита обычно равномерно рассеяны в пирротиновой массе или образуют оторочки по зальбандам жил и вокруг ксенолитов вмещающих пород. Наиболее крупные выделения пентландита, достигающие 3—4 см в поперечнике, встречаются в раздувах сульфидных жил, где они иногда слагают участки, резко обогащенные пентландитом.

Пентландит этой генерации из различных жил анализировался в химической лаборатории Кольской базы АН СССР (Чирков, 1941).

В табл. 15 приведены анализы рудных минералов, в том числе и пентландита (анализы 1—9).

Как видно из таблицы, пентландиты из разных типов руд и из разных жил не отличаются друг от друга.

Пересчет на молекулярные количества дает формулу, близкую к $(Fe, Ni)_9S_8$.

Удельный вес пентландита — 5,1 (определено в химической лаборатории Кольской базы АН З. М. Гилевой).

Отражательная способность полированной поверхности, измеренная И. Н. Чирковым в ИГН АН СССР при помощи фотоэлемента, в среднем 51,46% (по Шнейдерхену — 51%).

Крупные кристаллы пентландита пересекаются иногда трещинами, выполненными пирротином и халькопиритом. Кроме того, местами наблюдается частичное растворение их и замещение пирротином.

Кроме порфировидных вкрапленников, пентландит часто выделяется совместно с пирротином в виде приблизительно одинаковых по размеру зерен. В этом случае трудно судить, какой из двух минералов образуется первым; вероятнее всего они почти одновременны.

И. Н. Чирков указывает на развитие цепочек зерен пентландита на границах пирротиновых масс с халькопиритовыми. Им же отмечается, что иногда в зернах пентландита наблюдались мелкие зерна пирротина, являющиеся, повидимому, продуктом распада твердого раствора. В одном образце в крупных кристаллах пентландита были встречены тонкие пластинки халькопирита, располагающиеся вдоль плоскостей спайности пентландита и образовавшиеся тоже, очевидно, в результате распада твердого раствора.

Для жильных сульфидных руд Монче-тундры очень характерны явления катаклаза и перекристаллизации. Выше отмечалась катаклазированность магнетита в зоне матовых руд вблизи зеркал скольжения; как будет видно ниже, пирротин и халькопирит в этих зонах также подвергаются динамическим воздействиям, что приводит, в частности, к возникновению полосатых текстур. Зерна пентландита в матовых рудах тоже несут следы этих воздействий; они меняют форму, становятся уплощенными, линзообразными, причем линзочки ориентированы параллельно общей полосатости руды.

Вблизи зон тектонических подвижек, выраженных зеркалами скольжения, пентландит замещается виоларитом[1]. Наблюдаются все стадии развития этого процесса: начало, когда виоларит развивается лишь по трещинам в пентландите; дальнейшее замещение, когда пентландит сохраняется небольшими реликтовыми участками в центральной части зерен и, наконец, полное замещение пентландита виоларитом.

Очень редко устанавливается развитие по пентландиту валлерита мелкими чешуйками.

[1] И. Н. Чирков [1941], А. Е. Алешунина [1948] и В. А. Масленикова [1952] принимали этот минерал за бравоит; однако А. Д. Генкин на основании рентгенометрических данных установил принадлежность его к виоларите [А. Д. Генкин, 1950].

Таблица 15

Химический состав рудных минералов (сульфидов) (в вес. %)

Элементы	Пентландит									Пирротин					Халькопирит					Кубанит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Fe	30,74	31,29	30,90	31,47	31,28	31,25	31,69	31,52	31,14	61,15	61,06	60,46	60,22	60,72	60,82	31,04	31,86	31,02	31,91	31,73	42,22
Ni	35,52	25,13	34,29	33,45	34,45	34,26	34,69	34,92	34,71	0,28	0,26	0,25	0,21	0,29	0,25	0,04	0,09	0,07	0,05	0,05	0,47
Co	1,60	1,09	2,08	2,19	1,73	1,19	1,36	1,90	1,90	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,10
Cu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	34,24	34,20	34,42	34,45	34,35	18,52
S	31,89	32,39	32,73	32,70	32,47	31,96	32,27	32,17	32,30	38,57	38,68	39,29	39,57	38,99	38,93	34,60	33,88	34,61	33,65	33,85	38,69
Сумма	99,75	99,90	100,00	99,81	99,93	98,66	100,01	100,51	100,05	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,93	100,02	100,12	100,06	99,98	100,00

Анализы 1—9 пентландит из сульфидных жил (1, 2 и 3 — образцы из жилы № 18, горизонт 222; 4 — из жилы № 11, гор. 264; 5 и 6 — из жилы № 16, гор. 222 и 264; 7 — из жилы № 15, гор. 264; 8 и 9 — из жилы № 9, гор. 222 и 182). Анализ 21 — кубанит из сульфидных жил.

Анализы 10—15 — пирротин из сульфидных жил. Анализы 16 — 20 — халькопирит из сульфидных жил. Анализы выполнены химиками Кольской базы АН СССР М. Т. Делух, З. М. Гилевой, Н. И. Соколовой, Е. И. Захаровой и И. Н. Чирковым (И. Н. Чирков, 1941).

2. Пентландит второй генерации выделяется в виде петель, жилочек и цепочек мелких зерен в промежутках между более крупными зернами пирротина; наблюдается он почти в любом образце пирротиновых руд.

И. Н. Чирков образование этой разновидности пентландита объясняет распадом твердого раствора.

3. Пентландит третьей генерации представлен мельчайшими, закономерно ориентированными включениями в пирротине, имеющими форму клинышков или язычков пламени. Располагаются они параллельно отдельности (0001) пирротина. Обычно пламеневидные включения пентландита отходят от мелких трещинок в пирротине, от жилочек халькопирита или краев зерен пирротина. Количество этих включений непостоянно и варьирует в широких пределах. По общепринятым представлениям они являются результатом распада твердого раствора.

4. Очень небольшое количество пентландита образуется при метасоматическом замещении магнетита сульфидами, причем выделяется он обычно вокруг зерен магнетита, совместно с валлеритом, развиваясь по халькопириту в местах соприкосновения последнего с магнетитом. Очевидно, растворы, воздействовавшие на магнетит, содержали, кроме S и Cu, также небольшое количество Ni, которому и обязан своим происхождением возникающий при этом пентландит.

5. Пентландит последней, поздней генерации выделяется совместно с пиритом и пирротином по пористым трещинам, сопряженным с зонами тектонических подвижек (выраженных зеркалами скольжения), вдоль которых развиваются матовые руды.

Пирротин — $Fe_{10}S_{11}$

Пирротин по количеству преобладает над всеми минералами, слагающими жилы; среднее содержание его в руде составляет 70—80%. Однако в различных участках жил содержание его колеблется в более широких пределах: иногда он образует мономинеральные массы, а иногда присутствует в подчиненном количестве по отношению к магнетиту и халькопириту.

Устанавливается несколько генераций пирротина.

1. Первая генерация — главная масса пирротина, сложенная более или менее равномернозернистыми агрегатами различно ориентированных зерен, размеры которых колеблются от долей до нескольких миллиметров. Средняя величина зерен равна приблизительно 0,5—1 мм. Иногда встречаются скопления и более крупных зерен, достигающих 6—7 мм и даже 1 см в поперечнике.

Средняя величина молекулярных отношений железа в сере равна 1 : 1,11. Следовательно, химическая формула пирротина сульфидных жил Монче-тундры — $Fe_{10}S_{11}$.

Результаты анализов показывают, что пирротин довольно однороден по составу. Характерно выдержанное содержание в нем никеля, равное в среднем 0,25%.

По форме зерен выделяются два типа скоплений.

а. Агрегаты округлых зерен пирротина, часто вместе с такими же по очертаниям зернами пентландита или халькопирита. По внутреннему строению эти зерна однородны и лишь иногда в них устанавливаются признаки оригинального двойникового строения, совершенно аналогичные тем, которые впервые были описаны А. Д. Генкиным в пирротине из руд Норильского месторождения (Генкин, 1952). При наблюдении под микроскопом в скрещенных николях видно, что в крупном зерне пирротина заключены закономерно ориентированные линзочки и пластинки, обладающие иной оптической ориентировкой и несколько меньшим относительным рельефом. Все пластинки, находящиеся в пределах одного зерна пирротина (их бывает от 2—3 до 7—8), угасают одновременно. Обычно они располагаются параллельно друг другу и под углом в 45°. Иногда наблюдаются системы пластинок, располагающихся перпендикулярно друг к другу и угасающих также одновременно; иногда они располагаются под различными углами и угасают в этом случае разновременно (косые разрезы).

В пирротине присутствуют закономерно ориентированные мелкие вростки пентландита в виде клинышков или, как их называют, «пламеневидных язычков». Как уже отмечалось выше, они отходят от трещинок, жилочек халькопирита и от краев зерен, располагаясь всегда параллельно базальной отдельности пирротина.

б. Выделения пирротина второго типа представлены агрегатами удлиненных зерен, линзочек и полосок различной величины, как правило, тонко сдвойникованных.

При этом вытянутые зерна и двойниковые полоски располагаются в одном направлении, что создает отчетливо выраженную полосатую структуру руды. Полосатость обычно совпадает с направлением простирания жилы, но иногда располагается под углом к зальбандам. В этом случае устанавливается приуроченность участков руды такого строения к зонам тектонических подвижек, в частности к зеркалам скольжения; морфологически они являются типичными матовыми рудами. Для самих пирротиновых выделений характерна изогнутость и смятие как зерен, так и двойниковых индивидов, свидетельствующая о том, что рудная масса уже после затвердевания подвергалась деформациям.

Кроме двойникования, пирротин в зонах матовых руд подвергается также и катаклазу. Иногда устанавливается определенная закономерность в расположении мелких трещинок. Например, можно видеть, как крупные кристаллы пирротина (3 мм длиной) пересекаются системой пористых трещин. Расположены эти кристаллы в более мелкозернистой массе, которая обнаруживает типичную для матовых руд полосатую структуру (Масленников, 1953). Иногда наблюдается «обтекание» мелкозернистой массой более крупных кристаллов — порфирокласт не только пирротина, но и магнетита и пентландита.

Возрастные соотношения пирротина с пентландитом и халькопиритом следующие.

Пирротин образуется позже порфировидных вкрапленников пентландита, идиоморфных по отношению к нему, но раньше пентландита второй генерации, занимающего межзерновые пространства пирротиновых выделений.

Халькопирит кристаллизуется после выделения главной массы пирротина (первой генерации), пересекает его жилками и располагается в промежутках между зернами его. При этом халькопирит частично замещает пирротин.

2. Пирротин второй генерации образует мелкие лентообразные прожилки, секущие отдельные зерна халькопирита. Сложены они чрезвычайно мелкими удлиненными зернышками пирротина, ориентированными перпендикулярно контактам прожилка, т. е. поперек него. Иногда ленты мелкозернистого пирротина окружают зерна халькопирита, образуя петельчатые структуры, причем в этом случае они местами становятся прерывистыми и представляют собой цепочки мелких зерен.

Характерно, что подобные выделения пирротина поздней генерации не выходят за пределы агрегатов халькопирита и в пирротине ранней генерации не встречаются.

По мнению И. Н. Чиркова, этот поздний пирротин является продуктом распада твердого раствора пирротина в халькопирите.

3. Небольшое количество пирротина, еще более поздней генерации, образуется совместно с кубанитом или валлеритом при метасоматическом замещении магнетита Это продукт реакции между выкристаллизовавшимися минералами, слагающими руду, и остаточными растворами, проникшими по границам между зернами.

4. Наконец, пирротин последней генерации выделяется совместно с пиритом, пентландитом, халькопиритом в мелких пористых трещинах, отходящих от зеркал скольжения, являющихся результатом послерудных тектонических подвижек.

Пирротин подвергается изменению и замещению.

В нижних и средних частях рудных жил наблюдается развитие по нему пирита, особенно в участках, подвергающихся тектоническим воздействиям — в агрегатах удлиненных деформированных и сдвойникованных зерен, приуроченных к зеркалам скольжения, т. е. в зонах матовых руд. Подробнее об этом сказано при описании пирита.

В верхних окончаниях жил пирротин очень часто, как установлено впервые А. Г. Бетехтиным [1951], замещается почти нацело поздним мелкозернистым магнетитом. В нижних частях жил этот процесс имеет локальное развитие; только в отдельных участках пирротин частично замещен магнетитом.

Халькопирит — $Cu_2S \cdot Fe_2S_3$

Халькопирит, так же как и описанные выше три минерала, присутствует повсеместно во всех жилах, составляя в среднем 7—12% объема рудной массы. Однако довольно часто встречаются участки, обогащенные халькопиритом, который становится преобладающим над всеми остальными минералами. Такие существенно халькопиритовые руды слагают главным образом пережимы жил, апофизы от них и чаще наблюдаются вблизи окончаний выклинивающихся жил, слагая тонкие прожилки.

Состав халькопирита сульфидных жил Монче-тундры отвечает нормальному халькопириту (см. табл. 15).

Отражательная способность полированных поверхностей халькопирита, измеренная И. Н. Чирковым, равна 41%, т. е. отвечает данным Шнейдерхена.

Выделяясь после магнетита, пентландита и пирротина, халькопирит выполняет промежутки между зернами этих минералов, образует прожилки и втеки по трещинкам в них, иногда частично замещая их (особенно магнетит и пирротин). Очень часто среди халькопирита наблюдаются мелкие зерна пирротина, представляющие собой незамещенные остатки более крупных зерен, о чем свидетельствует одинаковая оптическая ориентировка их.

Выделяется халькопирит агрегатами ксеноморфных зерен, которые, как правило, имеют сложное двойниковое строение, выявляемое структурным травлением. Размер зерен самый различный: от 1 см в поперечнике в сплошных халькопиритовых массах из апофиз жил до нескольких сотых миллиметра в тонких срастаниях с пирротином или кубанитом.

Как указывает И. Н. Чирков, иногда выявляется необычная структура халькопирита, напоминающая так называемый «треугольный тип решетки».

К халькопириту приурочены выделения сфалерита, галенита, платинового минерала и борнита, обычно включенных в зерна халькопирита.

Очень характерно выделение из халькопирита кубанита, валлерита и пирротина второй генерации, образующихся в результате распада твердых растворов.

В порфировидных выделениях пентландита наблюдались мельчайшие пластиночки халькопирита, располагающиеся вдоль плоскостей спайности пентландита. Происхождение таких включений неясно — возможно они возникают в результате распада твердого раствора, тогда слагающий их халькопирит относится к другой генерации, более поздней, чем главная масса его.

Поздние выделения халькопирита устанавливаются совместно с пентландитом, пирротином и пиритом в мелких пристых трещинах, отходящих от зеркал скольжения, которые сопровождаются зонами матовых руд.

В зонах, подвергшихся тектоническим воздействиям вблизи зеркал скольжения, халькопирит подвергается своеобразному двойникованию: в нем образуются параллельные трансляционные «двойники давления». Кроме того, в зонах матовых руд он часто трещиноват.

Кубанит — $CuFe_2S_3$ или $CuS \cdot 2FeS \cdot Fe_2S_3$.

Кубанит довольно широко распространен и встречается во всех жилах. Однако по размерам выделения его в большинстве случаев очень малы и поэтому даже в сумме составляют ничтожную долю объема рудной массы.

Парагенетически кубанит тесно связан с халькопиритом, постоянно включен в него и только в незначительных количествах метасоматически развивается по магнетиту.

Как и для других минералов, для кубанита устанавливается несколько генераций.

1. Наиболее часто встречается в виде правильных табличек, закономерно ориентированных в зернах халькопирита и представляющих собой продукт распада твердого раствора. Размеры пластинок варьируют от 0,05 до 0,3 мм, редко до 0,5 мм. Характерно, что выделяется кубанит только в рудах смешанного состава, содержащих сравнительно небольшое количество халькопирита; те же участки жил и апофизы, которые сложены почти чистым халькопиритом, лишены кубанита.

И. Н. Чирков отмечает, что им наблюдались сплошные, почти мономинеральные скопления кубанита, состоящие из коротких пластинок и табличек, среди которых в подчиненных количествах присутствовал халькопирит, также в виде пластинок, включенных в кубанит или располагающихся между выделениями кубанита. Повидимому, здесь халькопирит выпадал в результате распада твердого раствора.

Кроме того, в сплошных кубанитовых агрегатах наблюдалось также выделение пирротина в виде тонких прожилков, располагающихся между зернами кубанита и напоминающие собой петельчатые структуры распада твердого раствора.

Анализ кубанита приведен в табл. 15.

Состав кубанита Монче-тундры несколько отличается от состава обычных кубанитов меньшим содержанием меди и большим содержанием железа и серы. Причины таких расхождений остаются неясными.

2. Кубанит второй генерации развивается по магнетиту, метасоматически замещая его иногда совместно с пирротином. На микрофотографиях 96, 97 представлены иллюстрирующие это примеры.

3. Кубанит третьей генерации наблюдается в «матовых» рудах, характеризующихся явлениями динамометаморфизма и перекристаллизации. Обычно он образует чрезвычайно тонкозернистые срастания с халькопиритом; оба минерала выделяются округлыми зернами, измеряемыми сотыми долями миллиметров и присутствуют приблизительно в равных количествах.

Кроме того, в матовых рудах постоянно наблюдаются пластинки кубанита, по морфологии аналогичные кубаниту первой генерации, но приуроченные к мелким трещинкам в халькопирите. Трещиноватость последнего, как отмечалось выше, распространенное явление и свидетельствует о том, что халькопирит, как и все другие минералы, претерпел динамические напряжения. Около этих многочисленных трещинок и выделяются мелкие, различно ориентированные пластинки кубанита.

Наконец, по наблюдениям во многих жилах (№ 3, 9, 16, 18 и др.) устанавливается, что зоны матовых руд сопровождаются выделениями кубанита в прилежащих к ним участках руд, не затронутых катаклазом. В этом случае кубанит также выпадает в халькопирите в виде закономерно ориентированных пластинок с образованием структур распада твердых растворов и не отличается от кубанита первой генерации ничем, кроме пространственной приуроченности к границам зон матовых руд.

Как известно, выпадение кубанита из твердого халькопиритового раствора определяется двумя обстоятельствами:

во-первых, температурой, которая, повидимому, не выдерживается постоянной и для различных условий — различна. По данным Г. Шварца, выпадение кубанита происходит при 450°, по данным Борхерта — при 235°;

во-вторых, насыщенностью твердых растворов серой, важность чего подчеркивают Мервин и Ломбард (Mervin and Lombard, 1937). Из их экспериментов следует, что на линии твердых растворов между халькопиритом и кубанитом (пирротином) распад начинается тем скорее, чем больше среда насыщена серой. Из этого обстоятельства еще И. Н. Чирков в свое время делал вывод, что малое количество кубанита в рудах Монче-тундры свидетельствует о недосыщенности халькопиритовых твердых растворов серой в момент их кристаллизации.

Оба эти положения применимы и для рассматриваемого случая выделения кубанита:

1) образование матовых руд обусловлено динамическими напряжениями, которые проявились в катаклазе и перетирании рудных минералов и которые неизбежно должны были повысить температуру в зонах подвижек (благодаря трению). Как известно, вообще при тектонических движениях могут развиваться очень высокие температуры (например, при образовании псевдотахилитов плавятся силикаты), так что достижение уровня 450°, а тем более 235° — вполне возможно;

2) образование матовых руд связано с изменением режима серы, именно в сторону повышения концентрации ее, о чем свидетельствует развитие дисульфидов по моносульфидам первичных руд (и мельниковита по магнетиту). Повышение концентрации серы в окружающей среде так же, как повышение температуры, является условием, способствующим выпадению кубанита.

Валлерит — $Cu_2Fe_4S_7$ или $Cu_2S \cdot 2Fe_2S_3$

Валлерит присутствует в рудах в очень малом количестве, но в виде мельчайших выделений встречается довольно часто и распространен во всех жилах месторождения.

Благодаря характерным оптическим свойствам — чрезвычайно сильному двуотражению и очень сильной анизотропии — валлерит легко диагностируется в полированных шлифах.

Средняя величина отражательной способности минерала, по измерению И. Н. Чиркова, равна 39,8%.

Устанавливается две генерации валлерита.

1. Валлерит первой генерации образуется в виде тонких пластинок, частично имеющих в сечении шлифа характерные плетьевидные или зигзагообразные формы. Выделяются они в зернах халькопирита, причем обычно наблюдается несколько пластинок, располагающихся параллельно и часто кулисообразно. В скрещенных николях все пластинки, расположенные в пределах одного зерна халькопирита, погасают одновременно, что, наряду с приуроченностью их к определенным кристаллографическим направлениям, позволяет предполагать, что они образовались в результате распада твердого раствора.

Такое же происхождение имеют, очевидно, короткие и широкие пластинки валлерита, тесно ассоциирующиеся с пластинками кубанита первой генерации. Иногда наблюдаются параллельные срастания чередующихся одинаково ориентированных пластинок обоих минералов.

Пластинки валлерита иногда выпадают около зерен магнетита, частично растворенных и замещенных халькопиритом, местами даже непосредственно в кавернах растворения. Наблюдаются также они и в халькопиритовых жилках, секущих магнетит.

2. Образование валлерита второй генерации связано с процессами метасоматического замещения магнетита сульфидами. Валлерит развивается по магнетиту иногда совместно с пирротином, образуя вместе с ним мелкочешуйчатые агрегаты. Чешуйки валлерита, в отдельности различаемые под микроскопом только при самых больших увеличениях, ориентированы беспорядочно и обычно расположены тоже в очень мелких неправильных зернышках пирротина.

Валлерит развивается также от границ замещаемых зерен магнетита в сторону окружающих его сульфидов. При этом он никогда не образуется на стыке магнетита и пирротина, а только там, где с магнетитом граничит пентландит или халькопирит. Характерно, что во втором случае образуется двойная зона: по границе с магнетитом выделяется каемка пентландита, а валлерит располагается между пентландитом и халькопиритом.

Иногда валлерит, образующийся вокруг замещаемых зерен магнетита, выделяется в виде довольно крупных пластинок (до 0,7 мм по длине).

К этой же генерации валлерита относятся, повидимому, мелкие чешуйки и пластиночки его, выделяющиеся в пентландите. Встречаются зерна пентландита до 2—3 мм в поперечнике, сплошь испещренные мелкими врастками валлерита, причем наибольшее количество их приурочено к трещинкам спайности пентландита. Погасание и просветление валлеритовых врастков при скрещенных николях происходит по всему зерну пентландита одновременно.

Сфалерит — ZnS

Сфалерит встречен И. Н. Чирковым в двух разновидностях: а) в виде мелких зерен в халькопирите (в промежутках между зернами магнетита и пирротина), выделившихся, повидимому, как самостоятельный минерал из жидкой сульфидной фазы; б) в виде мельчайших (тысячные доли миллиметра) включений в халькопирите, являющихся, повидимому, продуктом распада твердого раствора.

Спектральные анализы руд показали следы цинка в некоторых халькопиритовых рудах (не во всех — см. табл. 16).

Галенит — PbS

Галенит встречен так же И. Н. Чирковым. Обнаружен в виде мелких ксеноморфных зерен среди более крупных зерен халькопирита и пирротина, всего лишь в одном шлифе из руды жилы № 18. Диагностическое травление дало положительные реакции с HNO_3, HCl и $FeCl_3$, отрицательная реакция с KCN.

Спектральные анализы как руд, так и минералов, показали отсутствие линий свинца (табл. 16).

Неизвестный платиновый минерал встречается чаще, чем сфалерит и галенит. Наблюдается в виде мелких, округлых по форме включений, главным образом в халькопирите, хотя И. Н. Чирков отмечал наличие его и в пирротине и пентландите.

Минерал белого цвета, с высокой отражательной способностью. Твердость средняя, спайность отсутствует.

Диагностическое травление дало положительную реакцию с HNO_3, другие общепринятые реагенты на него не действуют.

Весьма малые размеры зерен не дают возможности выделить их и более точно определить состав минерала. Минералогическое изучение платинового минерала требует проведения специальных исследований.

Большие работы по изучению и разработке технологии извлечения платиноидов выполнены коллективом Ленинградского горного института (Белоглазов и др. под. ред. Грейвера, 1943 и последующие годы).

Борнит — Cu_5FeS_4 или $5Cu_2S \cdot Fe_2S_3$

Борнит был обнаружен в двух случаях: а) в южной части жилы № 38, в рудах смешанного состава, мельчайшими зернами среди халькопирита; б) в верхних частях сульфидных жил, в тех участках, где развиты явления замещения пирротина магнетитом, как показали исследования А. Г. Бетехтина [1951], развивается также некоторое количество борнита.

Пирит — FeS_2

Пирит в некоторых участках жил составляет до 2—3% объема рудной массы.

Образуется пирит позднее всех вышеперечисленных минералов в зонах матовых руд или в непосредственной близости к ним, причем наблюдается два типа выделений его.

а. Главная масса пирита представлена вторичными образованиями по пирротину, развивающимися после окончания кристаллизации руд под влиянием последующих наложенных процессов. Мелкие округлые зерна величиной от тысячных до десятых долей миллиметра располагаются цепочками вдоль трещинок в пирротине, между зернами пирротина и вдоль границ отдельных двойниковых полосок пирротина (рис. 100). Еще И. Н. Чирковым отмечалось выделение цепочек мелких зерен пирита по границам между изогнутыми двойниковыми полосками пирротина. Часто мелкозернистые перекристаллизованные агрегаты пирротина довольно густо пронизаны мелкими зернами пирита, выделяющимися в виде «сыпи». При этом содержание пирита неравномерное: наблюдаются участки более насыщенные и менее насыщенные ими.

б. Выделения пирита второго типа представлены сравнительно крупными (до 0,8 мм) идиоморфными зернами, выделяющимися совместно с пентландитом и пирротином в пористых трещинах, отходящих от зеркал скольжения в зонах матовых руд (рис. 101). Образование этих трещин связано с тектоническими подвижками, приведшими к возникновению зеркал скольжения; выполнение их сульфидами происходило при участии растворов, циркулирующих по нарушенным зонам. Воздействие этих растворов на руды проявилось в развитии пирита по пирротину, виоларита по пентландиту, мельниковита по магнетиту; при этом, очевидно, происходило частичное растворение сульфидов и переотложение их в полостях пористых трещин.

Виоларит $FeNi_2S_4$ или $FeS \cdot Ni_2S_3$

Виоларит встречается в очень незначительных количествах в зонах матовых руд, где он развивается как более поздний минерал по пентландиту. Наблюдаются все стадии замещения: начало, когда виоларит образуется лишь по трещинкам спайности

алов сульф

Пентла
18
—
—
Очень слабая
Следы
Средняя
—
—
—
—
Средняя
—
—
—
Средняя
Очень слабая
—
—
—
—

Н. Н. Кол

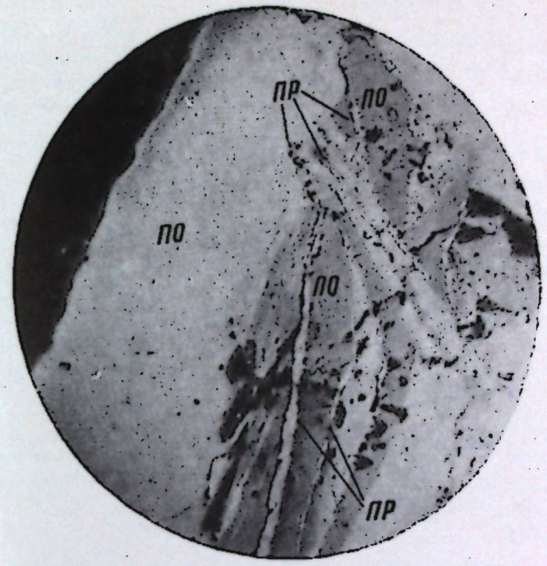


Рис. 100. Развитие пирита (пр) вдоль границ двойниковых полосок пирротина (по) (жила № 36, горизонт 142; ×200).



Рис. 101. Сульфидная жилка в пористой трещине, секущей матовый катаклазированный магнетит; пр — пирит; по — пирротин; темносерое — нерудный минерал (жила № 50, горизонт 222; ×88).

в пентландите узкими каемками; дальнейшее развитие процесса, с сохранением небольших реликтовых участков пентландита в центральных частях зерен, и, наконец, — полное замещение пентландита виоларитом.

В полированных шлифах под микроскопом виоларит имеет серовато-белый цвет с сиреневым оттенком. Более отчетливый сиреневый оттенок заметен в тех случаях, когда в виоларите присутствуют остатки незамещенного пентландита. Отражательная способность виоларита заметно ниже, чем у пентландита. Характерна своеобразная полигонально-зональная структура псевдоморфоз виоларита по пентландиту, возникающая благодаря различной интенсивности окраски виоларита от трещин спайности к центральным участкам.

Нужно заметить, что диагностика минералов, развивающихся по пентландиту (виоларит, полидимит, ваэсит, бравоит), без тщательного химического и рентгеновского анализов весьма затруднительна и основываясь только на физических свойствах и поведении этих минералов при травлении нельзя с полной достоверностью сказать, с какими из этих минералов мы имеем дело. Поэтому и в литературе часто встречаются ошибочные определения и разнобой во мнениях. Подобное произошло и в Монче-тундре. И. Н. Чирков, описывая вторичный минерал по пентландиту, определил его как бравоит, что и было принято всеми последующими исследователями, не проводившими более детального изучения этого минерала. И только позднее, в 1950 г. А. Д. Генкин на основании данных рентгеновского анализа доказал, что это виоларит.

Мельниковит — FeS_2

В матовых рудах довольно часто магнетит замещается минералом черного или темнобурого цвета, который принимался И. Н. Чирковым за мельниковит. К сожалению, не удалось встретить сколько-нибудь значительных скоплений этого минерала, чтобы можно было его выделить в чистом виде для рентгеновского, спектрального или химического анализов. Поэтому отнесение его к мельниковиту в некоторой степени условно.

Как правило, замещение магнетита мельниковитом не идет до конца и в измененном зерне почти всегда сохраняются реликтовые участки магнетита (см. рис. 99).

Результаты спектральных анализов магнетита и других минералов рассматриваемых руд представлены в табл. 16.

Глава 14

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

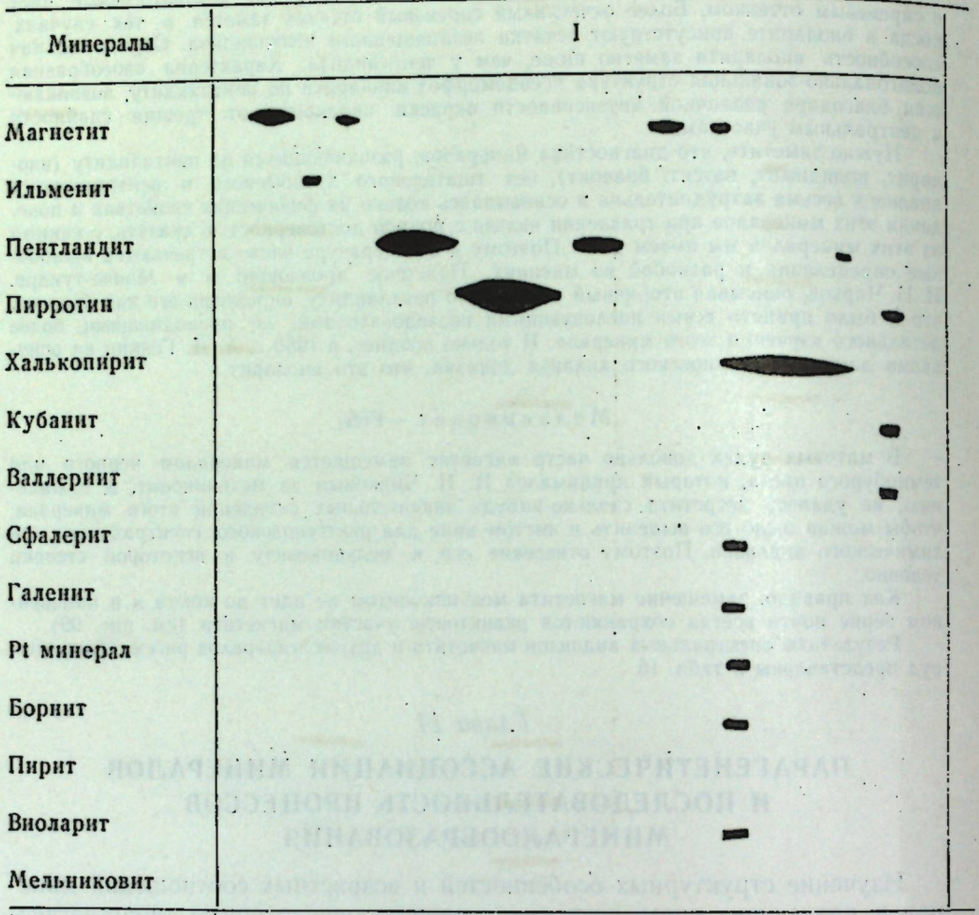
Изучение структурных особенностей и возрастных соотношений минералов, слагающих руды, позволяет выделить определенные парагенетические ассоциации их, т. е. такие группы минералов, которые возникали совместно на определенных стадиях процесса рудообразования. Последовательность смены этих парагенетических групп минералов во времени и в пространстве и отражает историю процесса формирования руды.

В табл. 17 графически изображены возрастные соотношения между слагающими руды минералами и выделены парагенетические ассоциации их, возникшие на определенных стадиях минералообразования.

Первую по времени выделения, наиболее распространенную и главную по объему парагенетическую ассоциацию минералов составляют тесно связанные друг с другом магнетит двух ранних генераций, пентландит трех генераций, пирротин двух генераций и халькопирит. Они сопровождаются второстепенными по распространенности минералами — ильменитом, кубанитом, валлеритом, а также группой минералов — сфалеритом, галенитом, платиновым минералом и борнитом, присутствующих в ничтожных количествах.

Вся эта ассоциация минералов образуется в результате сложного процесса кристаллизации из жидкой сульфидной фазы, причем сложность этого процесса обусловлена имевшими место явлениями растворения выделившихся кристаллов оставшейся жидкой фазой, выделением нескольких генераций одних и тех же минералов, распадом твердых растворов.

Возрастные соотношения между рудными минералами



Краткая характеристика последовательных

Последовательная кристаллизация минералов, усложненная:

а) частичным растворением выделившихся кристаллов жидкой фазой (с замещением магнетита сульфидами, пентландита пирротином, пирротина халькопиритом);

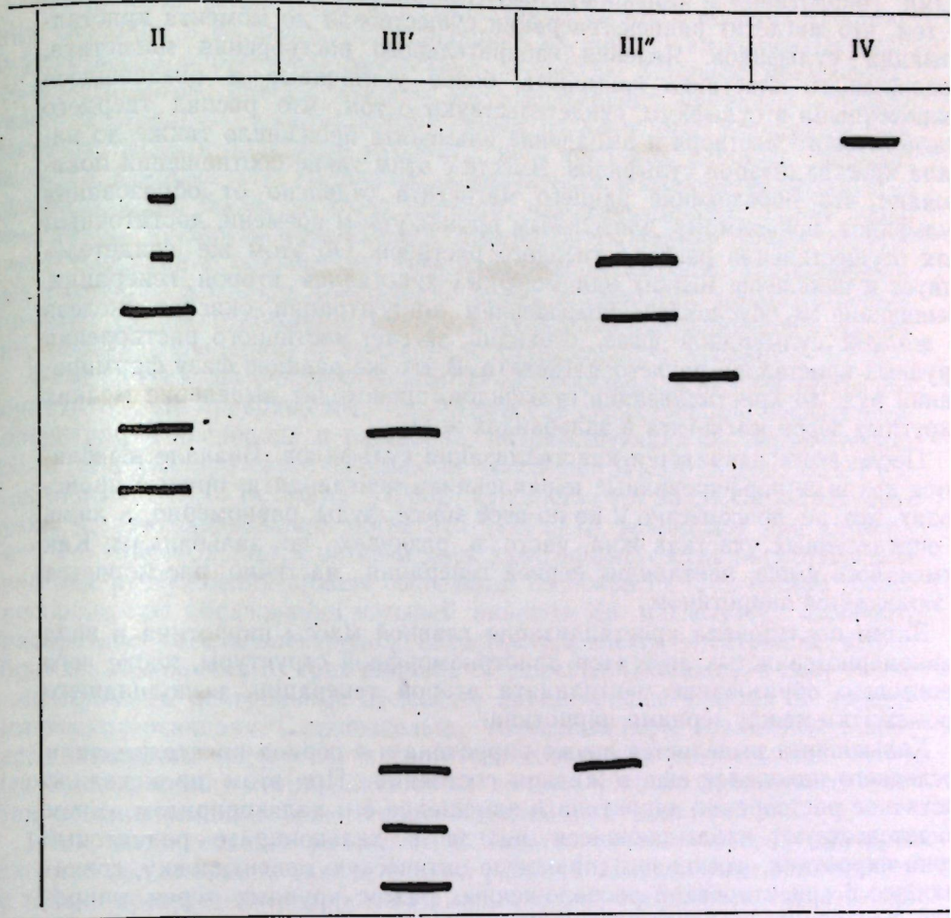
б) наличием двух и более генераций главных минералов;

в) распадом твердых растворов (выпадение ильменита в магнетите, пентландита в пирротине; кубанита, валлериита и пирротина в халькопирите);

г) замещением пирротина магнетитом (до окончания кристаллизации халькопирита), особенно интенсивным в верхних частях жил, где оно сопровождается развитием виоларита по пентландиту

Таблица 17

и последовательные стадии рудообразования



стадий минералообразования

Метасоматическое замещение магнетита сульфидами. Проникновение растворов между зернами; приблизительно одновременное возникновение новообразований; переотложение ильменита

Развитие дисульфидов по моносульфидам, замещение магнетита мельниковитом и выпадение кубанита вблизи зон тектонических подвижек. Реакции окисления

Выполнение пористых трещин, сопряженных с теми же зонами тектонических подвижек. Характерная высокая концентрация S (пирит)

Выделение магнетита в мелких карбонатных жилках, секущих породу

При кристаллизации руд самым первым минералом выделяется магнетит в виде крупных октаэдрических кристаллов. Замещение их сульфидами (пирротином и халькопиритом) совершенно определенно говорит о том, что магнетит ранней генерации существовал до момента кристаллизации сульфидов. Явления избирательного растворения магнетита, содержащего пластинки ильменита, более устойчивые и оказавшиеся включенными в сульфиды, свидетельствуют о том, что распад твердого магнетитового раствора и выпадение ильменита произошло также до начала кристаллизации сульфидов. Вместе с этим такие соотношения показывают, что образование раннего магнетита отделено от образования сульфидов, повидимому, длительным промежутком времени, достаточным для осуществления распада твердого раствора. Об этом же свидетельствует и появление мелких идиоморфных кристаллов второй генерации. Выпадение их обусловлено повышением концентрации окислов железа в жидкой сульфидной фазе, очевидно, за счет частичного растворения крупных кристаллов раннего магнетита. В эту же раннюю фазу формирования руд, до кристаллизации сульфидов, происходит выделение мелких округлых зерен магнетита в зальбандах жил.

После этого начинается кристаллизация сульфидов. Вначале выделяются крупные порфировидные вкрапленники пентландита, причем происходит это не повсеместно и не по всей массе руды равномерно, а лишь в определенных участках жил, часто в раздувах, по зальбандам. Как отмечалось выше, пентландит первой генерации, частично растворяется и замещается пирротином.

Затем последовала кристаллизация главной массы пирротина в виде равномернозернистых агрегатов аллотриоморфной структуры, после чего произошло образование пентландита второй генерации, выполнившего промежутки между зёрнами пирротина.

Халькопирит выделяется позже пирротина и в период кристаллизации последнего находился еще в жидком состоянии. При этом происходило частичное растворение пирротина и замещение его халькопиритом, о чем свидетельствуют наблюдающиеся иногда в халькопирите реликтовые зерна пирротина, имеющие одинаковую оптическую ориентировку, совпадающую с ориентировкой расположенных рядом крупных зерен пирротина. Кроме того, халькопирит повсеместно пересекает пирротин мелкими жилочками и располагается в промежутках между зернами его, образуя гипидиоморфнозернистые структуры.

Кристаллизация халькопирита началась после выпадения пентландита второй генерации, так как он пересекает эти выделения.

Пентландит третьей генерации, являющийся продуктом распада твердого раствора в пирротине, выделялся после начала кристаллизации халькопирита, ибо очень часто клинышки и язычки пентландита отходят от халькопиритовых жилочек, пересекающих зерна пирротина.

Одновременно с кристаллизацией халькопирита, но до окончаний ее, происходило выпадение акцессорных минералов, большей частью располагающихся в халькопирите и приуроченных к нему.

После кристаллизации халькопирита, при дальнейшем понижении температуры, в нем происходит распад твердого раствора и выделение пирротина третьей генерации, кубанита и валлерита. На этом завершается первый этап формирования руды — кристаллизация минералов из жидкой фазы, в результате чего жилы полностью выполняются рудой.

Этот процесс кристаллизации руды местами сильно усложняется появлением метасоматического магнетита третьей генерации, что влечет за собой частичное или местами полное исчезновение пирротина и возникновение новых, иных парагенетических ассоциаций минералов, различных для верхних и нижних участков жил.

Как впервые установлено А. Г. Бетехтиным [1951], в верхних участках жил, особенно в маломощных окончаниях их, нацело выполненных преимущественно пирротином, последний полностью замещен мелкозернистым магнетитом; присутствующий здесь пентландит претерпел превращение в виоларит; в халькопирите более позднем, чем мелкозернистый магнетит, выпали пластинки кубанита, как продукта распада твердого раствора, и, кроме того, выделилось незначительное количество борнита — сульфида меди, более богатого железом, чем халькопирит. Таким образом, вместо прежнего парагенезиса минералов (магнетит первой генерации + пирротин + пентландит) под влиянием остаточных халькопиритовых растворов возникла совершенно новая ассоциация: мелкозернистый магнетит (в массе которого остался включенным сохранившийся магнетит первой генерации) + виоларит + халькопирит + кубанит + борнит.

Факт замещения окислом железа (Fe_3O_4) сульфида железа (FeS) говорит о том, что превращение это обусловлено существенным повышением концентрации кислорода в растворах, воздействующих на пирротиновые массы. Процесс протекает по реакции окисления $3FeS+2SO_2=Fe_3O_4+5S$. Как отмечает А. Г. Бетехтин [1953], сущность ее заключается в следующем: при образовании магнетита ($FeFe_2O_4$) возникают два катиона Fe^{3+}, что сопровождается потерей двух электронов (состав пирротина для простоты рассуждений принят состоящим из ионов Fe^{+2}) *, четыре атома кислорода при образовании четырех анионов (в магнетите), наоборот, приобретают восемь электронов; недостающие шесть электронов, таким образом, отбираются от трех анионов S^{2-}, превращающихся, в силу этого, в электрически нейтральные атомы, не принимающие участия в ионных химических реакциях. Следовательно, атомарная сера, возникшая в процессе замещения пирротина магнетитом, химически недеятельна, легко выносится и может мигрировать очень далеко, пока не подвергнется восстановлению или окислению с превращением в тот или иной ион.

Итак, возникновение разбираемой парагенетической ассоциации происходило под влиянием окислительных реакций. Именно этим объясняется не только превращение пирротина в кислородное соединение магнетит, но и образование более бедных железом сульфидов — виоларита и борнита, ибо, как уже отмечалось, никель и медь обладают большим сродством с серой и сульфидами железа. В соответствии с этим можно сделать и другой вывод: окисление, выражающееся в образовании кислородных соединений, обусловило повышение температуры, о чем свидетельствует наличие относительно высокотемпературного кубанита среди халькопирита.

На нижних горизонтах жил процесс замещения пирротина магнетитом протекает с гораздо меньшей интенсивностью и образование мелкозернистого магнетита происходит локально, лишь в отдельных пунктах; при этом преобладающая масса пирротина сохраняется. В участках, где присутствует большое количество остаточных халькопиритовых растворов, последние затем начинают растворять новообразованный мелкозернистый магнетит, что сопровождается переотложением его здесь же, в виде мелких идиоморфных кристаллов (четвертая генерация магнетита). В кристаллизующемся после этого халькопирите, так же как и в первом случае, т. е. в верхних участках жил, выпадает кубанит; однако борнит образуется в гораздо меньшем количестве, а образование виоларита не устанавливается. Таким образом, возникает новая, сложная ассоциация

* В действительности очень незначительная часть железа в пирротине присутствует в трехвалентном состоянии.

минералов: сохранившийся магнетит ранних генераций + сохранившийся пирротин + пентландит + мелкозернистый магнетит третьей генерации + магнетит четвертой генерации + халькопирит + борнит + кубанит.

Перечисленные минеральные ассоциации иллюстрируют собой фациальные изменения состава магнетито-сульфидных руд, возникающие в процессе их кристаллизации.

Последующие процессы минералообразования накладываются на эти ранние парагенетические ассоциации, а возникающие в результате их новые парагенетические группы минералов являются более поздними и развиваются преимущественно путем замещения ранних минералов или в меньшей степени — в секущих их жилках.

Среди последующих парагенетических групп в первую очередь выделяется группа минералов, которая развивается при метасоматическом замещении магнетита сульфидами и знаменует собой фазу минералообразования, протекавшую после кристаллизации руд в результате метасоматических реакций. Представлена она кубанитом, валлеритом, пирротином и пентландитом, замещающими магнетит — очень близкими по времени образования, практически одновременными. Все эти минералы обязаны своим происхождением реакции взаимодействия между магнетитом и растворами, содержащими в своем составе Cu, S и проникавшими по границам между зернами. Нет данных, которые позволили бы более подробно охарактеризовать этот остаточный раствор.

Источником Ni, необходимого для построения образующего при этих реакциях пентландита, также был очевидно раствор.

Минералообразование, начинаясь по границе между зернами магнетита и окружающими его сульфидами, шло преимущественно в сторону магнетита, развиваясь постепенно от краев зерен к центру. При этом содержащийся в магнетите ильменит оказывался более устойчивым и сохранялся в виде решетки мелких пластинок, расположенных в новообразованных сульфидах.

Такие соотношения иллюстрируют типичный процесс избирательного замещения. Однако при дальнейшем замещении магнетита частичному растворению подвергался и ильменит, но он не выносился, а переотлагался здесь же в виде цепочек мелких округлых зерен, обрисовывающих первоначальную границу замещаемого кристалла магнетита. Переотложенный ильменит является пятым членом рассматриваемой парагенетической ассоциации.

Метасоматический процесс распространялся частично и в сторону окружающих магнетит сульфидов, причем образовались каемки новообразованных валлерита и пентландита вокруг зерен магнетита.

Следующая парагенетическая ассоциация минералов связана с образованием так называемых «матовых руд». Последние, как было видно выше, представляют собой образования, в которых устанавливаются явления деформации и раздробления минералов, с одной стороны, и перекристаллизации и появления новообразований, с другой стороны, т. е. являются своеобразными рудными бластомилонитами.

Парагенезис минералов матовых руд резко отличается от парагенезиса минералов первичных «блестящих руд», причем бросается в глаза отчетливо выраженная закономерность — более высокое содержание серы в новообразованных продуктах. Последние представлены пиритом, виоларитом, кубанитом, мельниковитом. Появление всех этих минералов свидетельствует об изменении режима серы в сторону повышения ее концентрации. Возникновению новой парагенетической группы минералов способствовало два фактора — тектонические движения и привнос вещества.

Тектонические подвижки проявились в образовании зеркал скольжения, которые сопровождаются, во-первых, катаклазом и деформацией минералов в зонах, прилегающих к плоскостям подвижек, во-вторых, образованием серий мелких перистых трещин, отходящих от зеркал скольжения.

Привнос серы осуществлялся растворами, поступавшими по трещинкам нарушенных зон. Растворы воздействовали на первичные минералы; протекали химические реакции, в результате которых образовывались минералы матовых руд. Наиболее широко развитым процессом при этом являлось развитие пирита по пирротину.

В состав пирита сера входит в виде спаренного иона S_2^{2-}. По кристаллохимическим данным этот комплексный анион состоит из спаренных друг с другом ионов S^{2-}, с общей для обоих ионов наружной электронной оболочкой (Бетехтин, 1953). Поскольку заряд такого комплексного аниона равен двум, то, следовательно, на каждый атом серы приходится в нем один отрицательный заряд. Таким образом, ионы при соединении благодаря возникновению ковалентной связи теряют по одному электрону, что свидетельствует об окислении ионов S^{2-}.

В соответствии с потерей наружного электрона уменьшается и размер ионного радиуса, причем объем спаренного иона S_2^{2-} по сравнению с объемом простого иона S^{2-}, как показал Н. В. Белов, увеличивается очень не намного.

Таким образом, развитие пирита по пирротину свидетельствует не только о повышении концентрации ионов серы, но также и о наступлении более окислительных условий по сравнению с условиями, существующими во время образования пирротина.

Замещение пентландита виоларитом, обусловленное привносом серы, представляет собой довольно сложный процесс. Как указывает А. Г. Бетехтин (1951), при превращении (Fe, Ni) S в соединение $FeNi_2S_4$ или $FeS \cdot Ni_2S_3$ происходит уменьшение содержания железа и переход никеля в трехвалентное состояние (Ni, так же как и Cu, обладает бо́льшим сродством с серой, чем Fe). Следовательно, развитие виоларита происходит в результате реакции окисления, т. е. в полном соответствии с условиями образования пирита.

Выпадение кубанита не сопровождается изменением валентности ионов. Как известно, кубанит по составу представляет собой смесь халькопирита и пирротина (развернутая формула его $Cu_2S \cdot 2FeS \cdot Fe_2S_3$) и при выпадении его происходит перегруппировка окислов без их изменения. Условия, вызывающие эту перегруппировку, в частности значение режима серы и температуры, разобраны выше при описании кубанита.

Процесс замещения магнетита мельниковитом свидетельствует о привносе серы в форме комплексных ионов S_2^{2-} присутствующих в пирите.

Одновременно с возникновением охарактеризованной парагенетической ассоциации минералов развивается и другая парагенетическая ассоциация, представленная пиритом, пентландитом, пирротином и халькопиритом, которые выделяются в перистых трещинах, непосредственно связанных с зонами матовых руд. Выполнение этих трещин происходит в результате циркуляции по зонам нарушения тех же растворов, отличающихся повышенной концентрацией серы (о чем свидетельствует выпадение крупных зерен пирита) и в более окислительных условиях (часть ионов S^{2-} переходит в ионы S_2^{2-}).

Таким образом, обе последние парагенетические группы образуются одновременно и в одинаковых химических условиях, но только минералы одной группы развиваются метасоматическим путем непосредственно

в тех пунктах, где протекает реакция, а минералы другой — возникают благодаря переотложению веществ, частично растворенных в реагирующих растворах.

В заключение осталось отметить, что последним этапом отложения рудных минералов является выделение мелких идиоморфных кристалликов магнетита в карбонатно-серпентиновых жилках, секущих руду. Магнетит, повидимому, образовался за счет разложения оливина в зонах околорудных изменений боковых пород (подробно это будет разобрано при описании последних) и, подвергаясь частичному изменению, выносился и переотлагался.

Глава 15

ОКОЛОРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ СУЛЬФИДНЫЕ ЖИЛЫ

В литературе и рукописных работах о сульфидных жилах Мончетундры в качестве характерной особенности месторождения отмечается почти полное отсутствие околорудных изменений вмещающих пород, связанных с рудоотложением (Чирков, 1941; Котульский, 1948; Лялин 1951 и др.). Однако в настоящее время, когда пройдено огромное количество подземных горных выработок и месторождение прекрасно вскрыто, наличие их доказывается накопившимся обширным фактическим материалом.

Наблюдениями в подземных горных выработках рудника установлено, что все без исключения сульфидные жилы в той или иной степени сопровождаются в приконтактных зонах изменением вмещающих пород. Чаще всего изменение заключается в отальковании и карбонатизации пироксенитов и перидотитов, что макроскопически выражено осветлением этих обычно темных пород. Иногда благодаря большому количеству окислов железа, которые освобождаются в измененных зонах и выпадают здесь же в виде мельчайших точечных выделений, измененные породы приобретают буровато-коричневую окраску. Наконец, довольно часто наблюдается развитие хлорита в заметных количествах приуроченное обычно к рассланцованным участкам, как правило, пронизанным сетью мелких сульфидных прожилков. Хлоритизированные породы отличаются зеленым цветом и сланцеватой структурой.

Мощность измененных зон не постоянна и варьирует в очень широких пределах; строение их характеризуется некоторыми особенностями, о которых более подробно будет сказано ниже.

В качестве иллюстрации можно привести зарисовку участка жилы № 16-бис (рис. 102). Из рисунка видно, что зона «сплошного» осветления на некотором расстоянии от контакта жилы сменяется сетью переплетающихся жилок, между которыми сохраняются участки темной неизмененной породы. Метасоматический характер этих зон и самих жилочек хорошо виден, например, на одном из участков жилы 16 (рис. 103). Здесь в осветленных участках сохраняются очертания удлиненных кристаллов пироксена, ориентировка которых совершенно не меняется по сравнению с ориентировкой кристаллов в неизмененной породе. Отсутствует макроскопически заметная трещиноватость породы.

По мере удаления от сульфидной жилы количество и мощность светлых жилочек уменьшается.

В непосредственном контакте с рудой зоны сплошного изменения может и не быть; иногда изменение породы выражается только образованием более или менее густой сети маломощных переплетающихся жило-

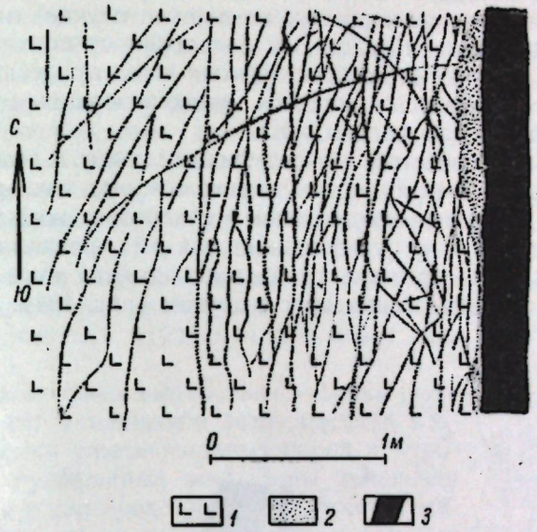


Рис. 102. Околожильные изменения боковых пород (зарисовка участка кровли штрека по жиле № 16-бис, горизонт 222, у южного выхода на штрек по жиле № 16):

1 — перидотит; *2* — измененный перидотит; *3* — сульфидная жила.

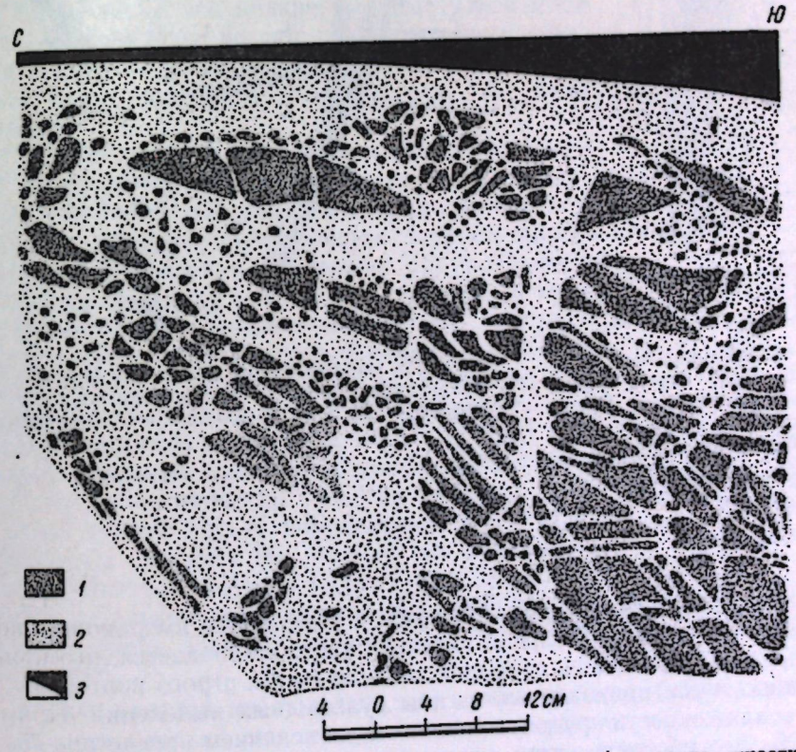


Рис. 103. Околожильные изменения боковых пород (зарисовка участка кровли штрека по жиле № 16, горизонт 142, между шахтами 2 и 3):

1 — пироксенит; *2* — измененный пироксенит; *3* — сульфидная жила.

чек. Более того, иногда в экзоконтактовой зоне отчетливо выраженного изменения вообще не наблюдается, но в этом случае гидротермальные жилки обнаруживаются в некотором отдалении от контакта — в 10, 20, 50, 80 см и даже более. Часто наблюдаются зоны, представленные серией грубо-параллельных светлых жилочек, располагающихся обычно параллельно простиранию сульфидных жил.

Уже давно было известно, что сульфидные жилы выклиниваясь, переходят в пучок тальково-карбонатных жилок, которые, таким образом, являются их непосредственным продолжением (например, жилы № 12, 9 и др.).

В промежутках между сульфидными линзами, располагающимися на одной рудовмещающей трещине, также наблюдаются зоны изменения, которые соединяют рудные линзы друг с другом (рис. 104).

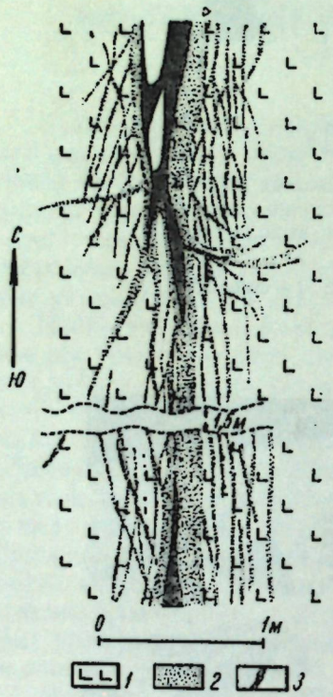


Рис. 104. Околожильные изменения боковых пород (зарисовка участка кровли штрека по жиле № 18, горизонт 182, у восстающего 53):

1 — перидотит; *2* — измененный перидотит; *3* — сульфидная жила.

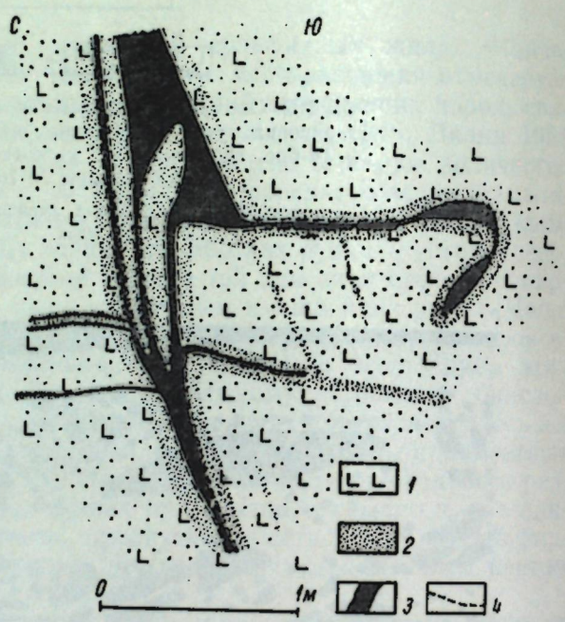


Рис. 105. Околожильные изменения боковых пород (зарисовка участка стенки штрека по жиле № 16, горизонт 142, в 15 м к югу от квершлага на шахту 1):

1 — перидотит; *2* — измененный перидотит; *3* — сульфиды; *4* — хлорит.

Соотношение между рудоотложением и изменением вмещающих пород характеризуются замечательной деталью: часто наблюдается, что приконтактовые зоны изменения, сопровождающие жилы, строго повторяют конфигурацию и все прихотливые изгибы сульфидных выделений. Примеры такой сопряженности рудоотложения с изменением представлены на рис. 105. Это обстоятельство очень важно. В случае совпадения параллельных сульфидных жил и зон изменения боковых пород генетической связи между ними может и не быть — рудоотложение и изменение могут

быть разделены во времени, лишь случайно совпадая пространственно. Если же зоны изменения, приуроченные к рудам, меняют свое направление, следуя за изгибами рудных жил и строго повторяют конфигурацию рудных выделений, то это говорит за тесную взаимозависимость между ними.

Наличие околорудных изменений боковых пород, связанных с сульфидными жилами, хорошо иллюстрируется на материале разведочных буровых скважин. Например, на рис. 106 представлен участок керна скв. № 731; видно, что магнетито-сульфидная жилка сопровождается зонами приконтактовых изменений вмещающих пироксенитов. Подобная же картина наблюдается в керне скв. № 741 и др.

В подземных горных выработках рудника устанавливается, что в масштабе всего массива вторичные изменения ультраосновных пород приурочены к серии сульфидных жил. Зоны изменения располагаются в непосредственной близости к жилам, сопутствуя им, и не встречаются там, где сульфидные жилы отсутствуют. Последнее обстоятельство доказывается разведочными квершлагами, пройденными за пределами рудного поля на запад (протяженностью 300 м) и на восток (протяженностью 200 м). Квершлаги прошли по совершенно неизмененным породам, но в 3—4 пунктах, где подсекались мелкие, сантиметровой мощности, сульфидные жилки, последние сопровождались приконтактовыми зонками изменения шириной до полутора сантиметров и даже меньше.

Светлые метасоматические тальково-карбонатные жилки отчетливо наблюдаются и в естественных обнажениях. На дневной поверхности подтверждается уже отмеченная общая закономерность в их распространении, а именно: приуроченность к тем участкам ультраосновного массива, в которых залегают сульфидные жилы. На северном склоне Ниттиса и на Кумужьей вараке они обычно располагаются зонами, грубопараллельными простиранию сульфидных жил, и реже образуют сеть переплетающихся жилок. На горе Травяной вторичные изменения пироксенитов и перидотитов наиболее интенсивны; весь массив пронизан чрезвычайно густой сетью переплетающихся гидротермальных жилок. На южном же и западном склонах Ниттиса, где сульфидных жил нет, отсутствуют и тальково-карбонатные жилочки. На это обстоятельство указывала еще З. А. Образцова [1950].

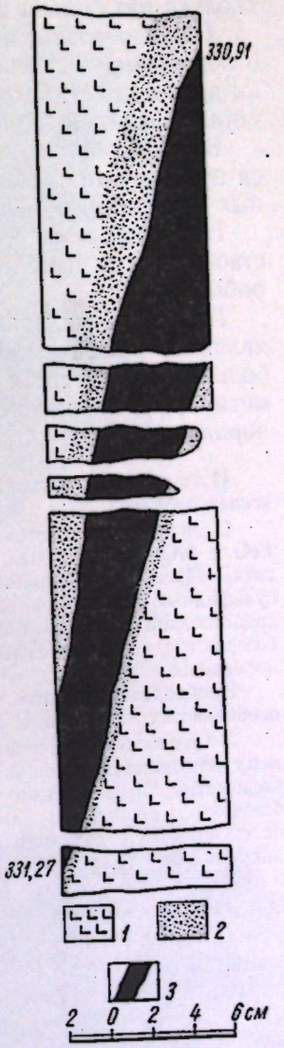


Рис. 106. Околожильные изменения боковых пород (зарисовка керна скв. 731):

1 — пироксенит; *2* — измененный пироксенит; *3* — магнетито-сульфидная жила. Глубина в метрах.

В ряде пунктов наблюдается, что изменения пород более интенсивны около сравнительно маломощных жил, залегающих в рассланцованных зонах, и слабее выражены около мощных жил, располагающихся в неизмененных массивных породах. Объяснить это можно большей проницаемостью трещиноватых рассланцованных зон, которые представляли более

удобные пути для растворов, чем монолитные глыбы ненарушенных пород, пропитывание которых растворами было затруднено.

Сопоставление мощности сульфидных жил и суммарной мощности сопровождающих их зон изменения показывает, что часто вторая в несколько раз больше первой.

Таким образом, на связь вторичных изменений боковых пород с рудоотложением указывает, прежде всего, пространственная приуроченность их друг к другу. Выражается она как в масштабе всего массива, так и в деталях соотношений между жилами и зонами изменения.

Вторым обстоятельством, свидетельствующим о той же связи, является присутствие сульфидов в измененных породах и в тальково-карбонатных жилках (что было известно уже давно).

Наконец третье — нахождение в сульфидных жилах минералов, заимствованных из измененных пород. На этом необходимо остановиться подробнее.

Главными минералами, слагающими горные породы месторождения, являются ромбический пироксен (бронзит) и оливин, иногда к ним в небольших количествах добавляется плагиоклаз. В процессе околорудного метаморфизма изменению подвергаются все три первичных минерала породы.

Плагиоклаз замещается бесцветным хлоритом (по определению предыдущих исследователей).

Оливин замещается тальком и карбонатом с освобождением некоторых количеств FeO и SiO_2, выпадающих в виде свободных окислов (мелкие зерна кварца и магнетита). Процесс развивается неравномерно: в менее измененных породах, вдали от сульфидных жил, вторичные минералы развиваются по трещинкам в оливине; в непосредственной близости к сульфидным выделениям, где породы изменены сильнее, наблюдаются псевдоморфозы талька и карбоната по оливину, без сохранения реликтов последнего.

Необходимо отметить, что серпентин по оливину нигде не образуется и это является особенностью процесса, к которой еще вернемся ниже.

Пироксен претерпевает более сложные превращения. На первых стадиях по нему развивается ромбический амфибол — антофиллит, с освобождением некоторого количества Mg и Fe, которые связываются в карбонат, выделяющийся здесь же. Наблюдаются все стадии замещения пироксена антофиллитом, вплоть до образования псевдоморфоз с сохранением первичной структуры породы. Но чаще структура не сохраняется, так как антофиллит сразу же перекристаллизовывается и переотлагается в виде удлиненных зерен или игол, затушевывая первоначальную структуру.

При дальнейшем развитии процесса метаморфизма антофиллит сам замещается тальком и карбонатом, являясь таким образом, промежуточным продуктом. Порода превращается в тонкозернистый тальково-карбонатный агрегат, в котором разбросаны иглы антофиллита, подчас также частично или полностью замещенные тальком. Но процесс замещения антофиллита не идет до конца и везде в измененных зонах он в большем или меньшем количестве присутствует, являясь типоморфным минералом.

Очень важным обстоятельством является тот факт, что антофиллит выделяется также и в сульфидных жилах, располагаясь в них кристаллами или лучистыми и волокнистыми агрегатами среди сплошных рудных масс. Наблюдается это, например, в жилах № 3,14 и др. (рис. 107). При этом кристаллы антофиллита обладают идиоморфными ограничениями с типичным ромбовидным поперечным сечением (рис. 94), а рудные минералы кристаллизуются позднее, пересекая их и проникая в них по секущим трещинкам и по трещинкам спайности. Случаи пересечения антофиллита рудными минералами очень часто наблюдаются в контактах жил (рис. 108).

Кроме кристаллов неизмененного антофиллита, в некоторых жилах (например, в жиле № 36) среди сульфидов иногда встречаются тальково-кар-



Рис. 107. Кристалл антофиллита (Ант) в сплошных сульфидах (натуральная величина).

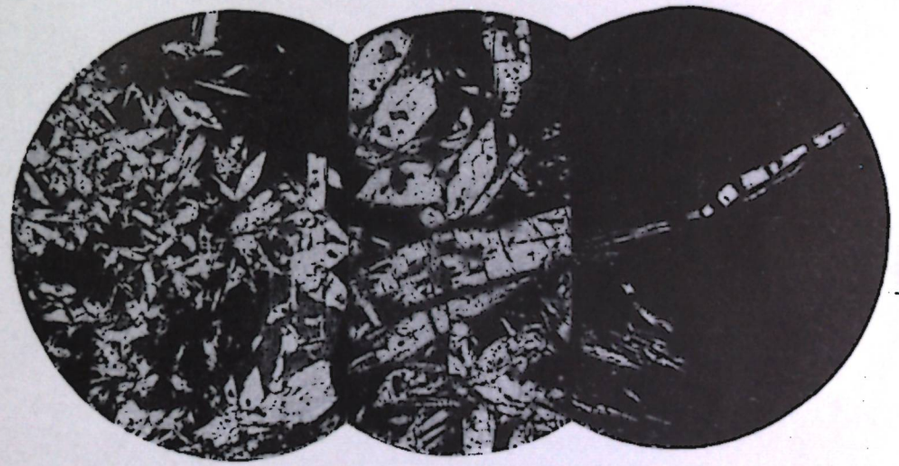


Рис. 108. Антофиллит в сплошных сульфидах: видны идиоморфные ограничения кристаллов антофиллита и пересечение их рудными минералами (×30).



Рис. 109. Измененная порода в контакте сульфидной жилы № 3 (горизонт 182). В центре снимка — крупное зерно карбоната пересекается рудными минералами (×120).

бонатные выделения, повидимому, являющиеся псевдоморфозами по антофиллиту.

Таким образом, время образования антофиллита контролируется определенными условиями метаморфизма и приурочено к начальной стадии процесса. Нахождение антофиллита в сульфидных массах указывает на генетическую связь и одновозрастность рудоотложения и околожильного метаморфизма, причем кристаллизация сульфидов происходила несколько позднее образования антофиллита.

Помимо антофиллита, талька, карбоната, кварца и магнетита, в измененных породах присутствует еще хлорит, составляющий обычно 3—5% породы. В гораздо большем количестве (до 15—20%) он развивается в рассланцованных участках пород, густо пронизанных мелкими сульфидными прожилками.

Для выявления связи между рудообразованием и процессами околожильного изменения боковых пород большое значение имеет установление возрастных соотношений между рудными минералами и продуктами околорудного метаморфизма. Для антофиллита эти соотношения были только что охарактеризованы. Несколько выше, при описании рудных минералов, отмечалось, что точечные выделения магнетита вдоль зальбандов некоторых жил, связанные своим происхождением с разложением оливина приконтактных зон, образовались до кристаллизации сульфидов, включающих эти выделения (см. рис. 94).

Соотношения между рудными минералами и карбонатом устанавливаются по наблюдениям в контактах жил. Под микроскопом видно, что зерна карбоната пересекаются сульфидами, проникающими в них по трещинкам (рис. 109). Иногда зерна карбоната расположены среди сульфидов, причем последние частично замещают карбонат. Подобные соотношения говорят о том, что карбонат, так же как антофиллит и магнетит, был образован до кристаллизации сульфидов.

Наконец, среди сульфидных масс иногда встречаются выделения хлорита в виде отдельных идиоморфных чешуек, включенных в сульфиды. Соотношения хлорита с сульфидами устанавливаются и в случаях, когда в жиле заключен обломок хлоритизированной породы в виде ксенолита, который пересекается сульфидными прожилками, что опять-таки говорит о более раннем образовании хлорита.

Таким образом, возрастные соотношения между сульфидами и антофиллитом, карбонатом, хлоритом и магнетитом, возникшим за счет разложения оливина, свидетельствуют о том, что все эти минералы, образованные в процессе околорудного метаморфизма, являются более ранними, чем сульфиды. Следовательно, процессы метаморфизма несколько предшествовали кристаллизации сульфидов, т. е. рудоотложению.

Химизм метаморфических процессов. Были выделены и проанализированы минералы, образующиеся в результате изменения — антофиллит, карбонат, тальк, хлорит. Данные анализов приведены в табл. 2.

Антофиллит (анализ 92) оказался существенно магнезиальным (на 6 молекул магнезиальных приходится одна молекула железистая) с весьма незначительной примесью антолита (примерно 3%) и жедрита (3%); оставшаяся в избытке вода (1,5%) представляет собой, повидимому, цеолитовую воду, которая может содержаться в антофиллите в количестве до 6% (Вернадский и Курбатов, 1938).

Небольшие количества S и Fe_2O_3 обусловлены наличием пирротина и магнетита, которые в виде механической примеси присутствовали в анализируемом материале. Включения рудных минералов в антофиллите настолько малы по размерам, что отобрать под бинокулярной лупой абсолютно чистый силикат не было возможности.

Измерение показателей преломления антофиллита в иммерсионных жидкостях дало следующие результаты:

Ng=1,651 (жила № 14, гор. 142); Nm=1,640; Np=1,636.

Угол оптических осей антофиллита, измеренный по двум выходам оптических осей=+82°; c=Ng; Ng—Np=0,015.

Анализ антофиллита из вмещающей породы дал аналогичные результаты (табл. 2, анализ 93).

Избыток кремнекислоты объясняется, повидимому, наличием в анализированном материале механической примеси кварца, который присутствует в измененной породе в виде чрезвычайно мелких зерен.

Удельный вес антофиллита из этого образца, определенный при помощи пикнометра, равен 3,026 (определено в химической лаборатории Кольского филиала АН СССР А. М. Бондаревой).

Часть антофиллита из участков измененных пород относится к клино-ромбической модификации и имеет угол cNg=11—12°, редко до 14°.

Карбонат (табл. 2, анализ 95) существенно магнезиальный, с небольшим количеством Fe (около 5% $FeCO_3$) и совершенно ничтожным содержанием Ca и Mn. Относится к брейнериту. Показатели преломления, определенные в иммерсионных жидкостях следующие: Nm=1,717; Np=1,514.

В контакте жилы № 50 (на горизонте 182 у апофизы в зону Широтного сброса) обнаружены крупные, до 4—5 см в поперечнике, выделения карбоната необычного черного цвета. Макроскопически он выглядит совершенно однородным. При просмотре его под микроскопом выяснилось, что черный цвет обусловлен наличием мельчайших точечных выделений рудных минералов, которые располагаются вдоль трещинок спайности и по густой сети переплетающихся мелких трещинок.

Часто при этом карбонат обладает мозаичным погасанием. Такие соотношения еще раз иллюстрируют отмеченную выше закономерность: более позднюю кристаллизацию рудных минералов по отношению к минералам, образованным в процессе околорудного метаморфизма боковых пород.

Как видно из табл. 2 (анализ 96), по составу это несколько более железистый брейнерит, чем предыдущий. Кроме рудных минералов — магнетита, пирротина и халькопирита — в виде механической примеси в анализированном образце присутствуют также хлорит и кварц, устанавливаемые и микроскопически.

Тальк (табл. 2, анализ 94) содержит весьма незначительное количество Fe и совершенно ничтожные количества Ni и щелочей. Количество механических примесей — магнетита, карбоната и хлорита — также очень невелико. Оптические свойства проанализированного талька обычны.

Хлорит (табл. 2, анализ 98) макроскопически зеленого цвета, мелкочешуйчатый. Как видно из результатов анализа, химический состав хлорита сложный, характеризуется преобладающим содержанием магнезиальной, богатой алюминием амезитовой молекулы и чисто магнезиальной антигоритовой молекулы; содержание железистой ферроантигоритовой молекулы невелико. Присутствие механических примесей — пирротина, карбоната и кварца — обусловлено, как всегда, невозможностью отобрать под бинокулярной лупой абсолютно чистый материал. По химическому составу анализированный хлорит относится к антигориту.

Оптические свойства следующие: отчетливый плеохроизм от зеленого по Ng=Nm до зеленовато-желтого, почти бесцветного по Np; двухосный отрицательный, 2V очень мал, в разрезе ⊥ острой биссектрисе крест почти не расходится на гиперболы; показатели преломления, определенные в иммерсионном препарате Nm=1,537 < Ng.

Кроме конечных продуктов метаморфических реакций, были выделены и проанализированы и их исходные продукты — оливин и пироксен. Химический состав оливина представлен в табл. 2, анализ 89.

Кроме механических примесей (магнетит и совершенно ничтожное количество сульфидов, не вошедших даже в расчет), оливин содержит примесь алюмосиликата. Присутствие последнего во многих оливинах устанавливается по данным Дольтера. На это же указывают и другие авторы (Вернадский и Курбатов, 1938).

Интересно почти полное отсутствие Ni в анализированном образце.

Чистый ортосиликат, составляющий 91% анализируемого материала, имеет состав $8Mg_2SiO_4 \cdot Fe_2SiO_4$, или 84% форстеритовой и 16% фаялитовой молекул.

Оптические свойства: 2V=−86°; показатели преломления, определенные в иммерсии, следующие: Ng=1,698; Nm=1,678; Np=1,660; Ng−Np=0,038.

Удельный вес минерала, определенный при помощи пикрометра, равен 3,350 (определение В. Г. Загинайченко).

Химический состав пироксена представлен в табл. 2, анализ 91.

Присутствие небольшого количества Al устанавливается во многих анализированных пироксенах (Дольтер, 1926; Вернадский и Курбатов, 1938). При этом часть алюминия, входящего в кристаллическую решетку пироксена, очевидно, замещает Si в кремнекислородных цепочках (Хесс, 1941, 1949; Бетехтин, 1950).

В нашем минерале чистый метасиликат, составляющий 90% всего вещества, имеет состав $8MgSiO_3\,FeSiO_3$. Относится к бронзиту.

Оптические свойства анализированного бронзита: 2V=±90°; показатели преломления, определенные в иммерсионных жидкостях Ng=1,690; Nm=1,686; Np=1,678; Ng—Np=0,012.

Наконец, были проанализированы измененные и неизмененные породы, причем образцы брались парами: свежая и измененная порода в непосредственной близости друг к другу, чтобы иметь возможность сопоставить результаты анализов для выяснения баланса перераспределения элементов в процессе изменения. Результаты анализов представлены в табл. 2 (анализы 22, 25, 12 и 15).

Первая пара — анализы оливинсодержащего пироксенита (горизонт 142, обр. 230-а и 230-б около жилы № 18). Свежий оливинсодержащий пироксенит (анализ 22), как показывает пересчет, содержит (в вес. %):

бронзита	84,2
оливина	6,2
плагиоклаза № 66	3,3
магнетита	1,1
талька	4,5
карбоната	0,7
	100,0

Полученное процентное содержание различных минералов соответствует составу, наблюдающемуся под микроскопом. Бронзит — основной слагающий породу минерал, образует идиоморфные зерна, свежие, неизмененные. Оливин присутствует в резко подчиненном количестве. Плагиоклаз выделяется в интерстициях между кристаллами пироксена и оливина. Тальк развивается каемками на стыках между зернами оливина и пироксена или плагиоклаза. Магнетит рассеян в породе равномерно очень мелкими зернами.

В табл. 2, анализ 25 приведены результаты анализа того же пироксенита, подвергшегося вторичному изменению в приконтактовой зоне жилы № 18. Под микроскопом устанавливается, что все первичные минералы полностью разложены и порода представлена чрезвычайно мелкозернистым агрегатом вторичных продуктов; содержание последних, устанавливаемое как под микроскопом, так и пересчетом анализа, следующее (в вес. %):

антофиллита	43,5
талька	32,5
карбоната	20,0
хлорита	4,0
	100,0

Тальк, карбонат и хлорит образуют чрезвычайно тонкозернистую основную массу, на фоне которой выделяются мелкие, различно ориентированные иголочки антофиллита. Интересно, что в тальково-карбонатных псевдоморфозах по оливину также наблюдаются иголочки антофиллита.

Вторая пара анализов характеризует свежий и измененный перидотит (табл. 2, анализы 12 и 15). В сложении свежей породы принимают участие те же минералы, но в других количественных соотношениях, что видно из следующих данных (в вес. %):

оливина	83,0
магнетита	1,5
плагиоклаза	3,5
талька	3,0
бронзита	9,0
	100,0

Измененная порода (табл. 2, анализ 15) содержит (в вес. %):

карбоната	44,8
антофиллита	33,5
талька	15,2
хлорита	4,1
магнетита	1,5
кварца	0,9
	100,0

Вычисленный состав соответствует составу, наблюдающемуся под микроскопом. В измененном пироксените преобладает антофиллит и тальк, а в перидотите более обильным является карбонат.

Из сопоставления результатов анализов, наглядно представленных вариационной диаграммой — рис. 110 видно, что при изменении породы

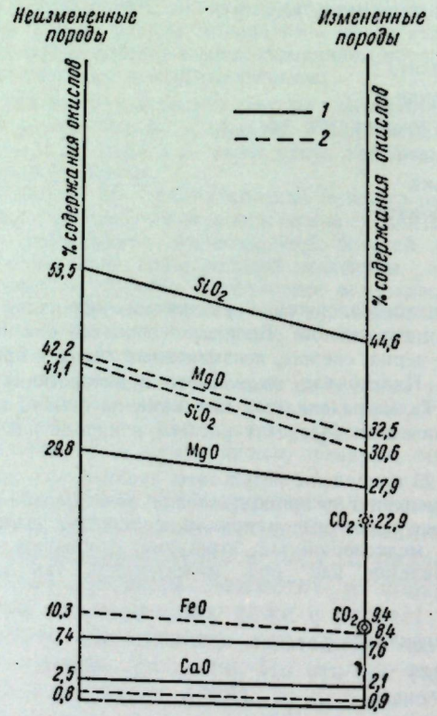


Рис. 110. Вариационная диаграмма составов неизмененных и измененных пород:
1 — пироксенит; *2* — перидотит.

происходит привнос CO_2 и вынос SiO_2 и MgO. Количества FeO и CaO остаются почти неизменными.

Химические реакции происходящих минеральных превращений сами по себе довольно просты и могут быть представлены следующими уравнениями:

$$8\,[\underset{\text{пироксен}}{(Mg, Fe)\,O \cdot SiO_2}] + H_2CO_3 \longrightarrow 7\,\underset{\text{антофиллит}}{(Mg, Fe)\,O \cdot 8\,SiO_2 \cdot H_2O} + \underset{\text{брейнерит}}{(Mg, Fe)\,CO_3}$$

$$7\,\underset{\text{антофиллит}}{(Mg, Fe)\,O \cdot 8\,SiO_2 \cdot H_2O} + H_2CO_3 \longrightarrow 2\,[3\,\underset{\text{тальк}}{(Mg, Fe)\,O \cdot 4\,SiO_2 \cdot H_2O}] + \underset{\text{брейнерит}}{(Mg, Fe)\,CO_3}$$

$$5\,[2\,\underset{\text{оливин}}{(Mg, Fe)\,O \cdot SiO_2}] + H_2CO_3 + 5CO_2 \longrightarrow 3\,\underset{\text{тальк}}{(Mg, Fe)\,O \cdot 4\,SiO_2 \cdot H_2O} + 6\,\underset{\text{брейнерит}}{(Mg, Fe)\,CO_3} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2} + FeO \downarrow \underset{\text{магнетит}}{FeO \cdot Fe_2O_3}$$

Условия осуществления этих реакций — слабо кислая среда (H_2CO_3) с последующей нейтрализацией, о чем свидетельствуют большие количества карбоната.

Верхний температурный предел разбираемых метаморфических превращений определяется температурой диссоциации карбоната, температурой образования талька, хлорита. Кроме того, здесь важна одна любопытная особенность антофиллита; наблюдающееся иногда отклонение от ромбической сингонии (наряду с прямым погасанием — косое, до 12—14°). На эту особенность антофиллита вообще уже давно указывали В. В. Никитин и В. Н. Лодочников. Между прочим, этим, повидимому, объясняется, что в Монче-тундре антофиллит прежде не указывался совершенно или о нем упоминали вскользь, отмечая преимущественное развитие амфиболов тремолит-актинолитового ряда. Между тем, образование тремолита и актинолита в этих условиях трудно себе представить, так как кальций в породах содержится в ничтожных количествах и привноса его не устанавливается.

Главное заключается в том, что устойчивость ромбической модификации имеет вполне определенные температурные пределы. Переход ее в клино-ромбическую модификацию происходит при нагревании до 400° (Бетехтин, 1950). Отсюда следует, что ромбический антофиллит устойчив лишь при низких температурах, т. е. ниже 400°. Интересно, что антофиллит в сульфидных жилах только ромбический, клино-ромбической же является некоторая часть антофиллита в измененных боковых породах.

Неустойчивость антофиллита при высоких температурах иллюстрируется также экспериментальной работой Н. Л. Боуэна о системе $MgO—SiO_2—H_2O$ (Боуэн и Таттл, 1949). Однако гораздо большее значение эта работа имеет в другом отношении. Боуэн доказал невозможность существования антофиллита в виде устойчивой фазы при свободном доступе воды, при избытке ее. Как только количество воды начинает превышать над количеством, содержащимся в антофиллите, последний начинает разрушаться и переходить в более богатый водой тальк. Это обстоятельство чрезвычайно важно, так как определяет водный режим разбираемого нами процесса околорудного метаморфизма. В наших измененных зонах превращение антофиллита в тальк не идет до конца, повсюду он в больших или меньших количествах сохраняется. А это говорит о том, что в момент метаморфизма пород воды было недостаточно для полной трансформации антофиллита, доступ ее был ограничен.

Об этом же свидетельствует и другое обстоятельство. Вспомним, что оливин замещается тальком и брейнеритом, а серпентин не образуется.

Если сравнить условия образования того и другого, то выяснится, что серпентин образуется при наличии больших количеств воды и при меньшей концентрации CO_2, а тальк и брейнерит — при меньших количествах воды, но при значительно большей концентрации CO_2 (Бетехтин, 1950). Таким образом, отсутствие серпентина в описываемых зонах изменения закономерно; при данных условиях метаморфизма он не мог образовываться.

Все изложенное можно кратко резюмировать следующим образом. Околожильные изменения боковых пород в изучаемом месторождении — имеют место. Генетическая связь их с рудоотложением доказывается пространственной приуроченностью друг к другу, наличием сульфидов в измененных зонах, наличием в жилах минералов, заимствованных из измененных пород — антофиллита, карбоната, хлорита. Измененные породы характеризуются комплексом новообразованных минералов, которые указывают на определенные условия метаморфизма, а именно:

1) сравнительно низкую температуру (приблизительно от 400° с постепенным понижением);

2) кислую среду с последующей нейтрализацией;

3) ограниченный доступ воды, участвующей в процессе метаморфизма.

ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕЖДУ ИЗМЕНЕНИЕМ БОКОВЫХ ПОРОД И РУДООТЛОЖЕНИЕМ

Как указывалось выше, довольно часто в сульфидных жилах, преимущественно в эндоконтактных зонах, присутствуют идиоморфные кристаллы антофиллита, причем окружающие их сульфиды пересекают их и проникают в них жилками по трещинам. Такие соотношения свидетельствуют о более поздней кристаллизации сульфидов, т. е. совершенно определенно указывают на то, что кристаллы антофиллита были образованы и существовали в то время, когда сульфидные массы оставались еще жидкими. Но антофиллит образовался в боковых породах в процессе околорудного метаморфизма и в растворенном виде был заимствован жильной массой из приконтактных зон. Следовательно, гидротермальные изменения вмещающих пород происходили до кристаллизации сульфидов, в период, когда рудообразующие массы, выполняющие жилы, были в состоянии жидкой фазы (рудообразующий раствор).

Об этом же свидетельствуют и возрастные соотношения сульфидов с другими минералами, образованными в процессе околорудного метаморфизма,—с карбонатом, хлоритом, магнетитом. Соотношения эти, как было показано выше, свидетельствуют о более поздней кристаллизации сульфидов. Это подтверждает уже сделанный вывод о том, что в период метаморфических реакций, протекавших во вмещающих породах, рудообразующие массы были жидкими и сульфиды еще не кристаллизировались.

Сам факт наличия антофиллита, магнетита, хлорита и карбоната в жилах свидетельствует о том, что между рудообразующим раствором, выполнявшим полости жил и, вмещающими породами, претерпевающими изменения, происходило взаимодействие: из рудообразующего раствора в породу поступали углекислые водные растворы, воздействовавшие на слагающие породу минералы и изменяющие их; наряду с этим, продукты, образующиеся в результате метаморфических реакций, частично выносились в жилы — в рудообразующий раствор. Установление такого взаимообмена веществами является очень важным обстоятельством, более глубоко вскрывающим взаимосвязь между процессами рудоотложения и околожильными изменениями.

Как показано выше, в процессе метаморфизма происходит изменение химической обстановки, в которой протекают реакции. В результате воз-

действия угольной кислоты на орто- и метасиликаты, ионы CO_3^{2-} связываются с катионами щелочноземельных металлов, главным образом Mg^{2+}, образуя нейтральные соли, что приводит к понижению кислотности среды, т. е. к понижению концентрации растворенной CO_2. Обильное выделение основных карбонатов свидетельствует о постепенной нейтрализации растворов.

Понижение концентрации CO_2 в реагирующих растворах (пропитывающих породы) вызывает приток к ним новых порций CO_2 — диффузию ее из питающего рудообразующего раствора, ибо при возникновении разности концентраций, последние стремятся к выравниванию. Благодаря такому выравниванию концентраций CO_2, постепенная нейтрализация растворов, пропитывающих экзоконтактные зоны вмещающих пород, неизбежно приведет к нейтрализации и связанных с ними растворов, выполняющих жилы.

Этот процесс изменения химического состояния растворов, общий для всего объема растворов, присутствующих в жилах и в измененных зонах боковых пород, хорошо объясняется и с точки зрения дифференциальной подвижности компонентов. Как установлено на многих примерах, CO_2 наряду с водой является вполне подвижным компонентом (по терминологии Д. С. Коржинского), т. е. диффузия ее происходит настолько быстро, что выравнивание концентраций практически идет одновременно с реакцией. При избытке CO_2, концентрация ее в реагирующих растворах остается постоянной, но если количество ее исчерпаемо, то по мере связывания ионов CO_3^{2-} в нейтральные соли, постепенное понижение концентрации CO_2 и нейтрализация растворов будет происходить одновременно во всей системе, т. е. во всем объеме растворов, связанных с протекавшими реакциями.

Наряду с диффузией вещества из жил в приконтактовые зоны боковых пород происходит, как мы видели, вынос веществ из приконтактовых зон в жилы. При обильном выпадении карбоната в измененных породах происходит также выпадение некоторого количества его и в жилах среди сульфидов.

Перейдем к рассмотрению явлений, которые происходят в рудообразующем растворе (в жидкой сульфидной фазе) при изменении химического состояния его от кислого до нейтрального.

Как известно, образование сернистых соединений обусловлено химическим действием сероводорода. Чтобы представить себе какие процессы при этом могут происходить, необходимо остановиться на свойствах сероводорода. Нужные сведения по этому вопросу приведены в последней работе А. Г. Бетехтина [1953].

Критическая температура H_2O равна 100°; критическое давление 89 атм. Следовательно, в земных условиях при высоких температурах сероводород может находиться только в состоянии газа, а при температурах ниже 100° — также в виде жидкости.

При температурах выше 400° в условиях атмосферного давления начинается термическая диссоциация H_2S с образованием нейтральных молекул газов H_2 и S_2, причем вначале диссоциирует очень незначительная часть молекул сероводорода (при 750° — 5,5%, при 1065°—24,7% и т. д.), а полное разложение его наступает при температуре выше 1500°.

В условиях гидротермальных растворов, т. е. при температурах от 400° и ниже, и умеренных давлениях сероводород должен находиться практически в состоянии недиссоциированных молекул газа H_2S. Как все газы, он обладает способностью растворяться в воде, причем с понижением температуры растворимость его возрастает. Однако сама по себе молекула H_2S, как электрически нейтральная, так же как и молекула

H_2O, не принимает участия в реакциях, которые осуществляются в растворах между ионами, образующимися в процессе электролитической диссоциации растворенных веществ.

В водном растворе H_2S ведет себя как слабая кислота. Диссоциация его протекает в две стадии: вначале с образованием ионов H^{1+} и HS^{1-}, а затем ион HS^{1-} диссоциирует на ион H^{1+} и S^{2-}, что можно представить уравнениями:

$$H_2S \rightleftarrows H^{1+} + HS^{1-} \quad \text{и} \quad HS^{1-} \rightleftarrows H^{1+} + S^{2-}$$

Константы диссоциации (при температуре 25°) выразятся следующим образом:

$$\frac{[H^+][HS^-]}{[H_2S]} = K_1 = 8{,}4 \cdot 10^{-8} \qquad (1)$$

$$\frac{[H^+][S^{2-}]}{[HS]} = K_2 = 1{,}2 \cdot 10^{-15}. \qquad (2)$$

Квадратными скобками изображаются концентрации веществ в молях на литр; K_1 и K_2 — константы равновесия.

Чрезвычайно малая величина значения второй константы диссоциации H_2 указывает на очень низкую концентрацию ионов в чистой воде.

Из уравнений (1) и (2) нетрудно вывести, что

$$[S^{2-}] = K_1 \cdot K_2 \frac{[H_2S]}{[H^+]^2}. \qquad (3)$$

Отсюда, прежде всего, легко видеть, что концентрация ионов S^{2-} прямо пропорциональна концентрации растворенного H_2S, что вполне естественно: чем больше растворено сероводорода в воде, тем большая концентрация ионов S^{2-} имеется в растворе.

Поскольку растворимость H_2S возрастает по мере понижения температуры, то, следовательно, в гидротермальных растворах все более и более благоприятные условия для химических реакций анионов S^{2-} с катионами тяжелых металлов — возникает по мере их охлаждения.

Кроме того, из уравнения (3) вытекает, что концентрация анионов серы S^{2-} обратно пропорциональна квадрату концентрации водородных ионов. Последнее означает, что даже в слабокислых растворах (т. е. в присутствии очень небольшого содержания более сильной кислоты) концентрация ионов S^{2-} сильно уменьшается. В щелочных же растворах, обогащенных ионами OH^{1-}, равновесие $2H^{1+} + S^{2-} \rightleftarrows H_2S$ сдвигается справа налево благодаря удалению водородных ионов в виде недиссоциированной H_2O.

Таким образом, в щелочных растворах степень диссоциации H_2S, а вместе с тем и концентрация ионов S^{2-} весьма значительно увеличивается и, следовательно, создаются необходимые условия для образования сульфидов тяжелых металлов, выпадающих в осадок.

Если первичным продуктом ионной реакции является золь гидросульфида, т. е. соединение металла с HS^{1-}, то осадок сульфида фактически получается из него как вторичный продукт с потерей H_2S при электролитической коагуляции (Бетехтин, 1953).

Возвратимся к сульфидным жилам Монче-тундры. Изучение этого конкретного примера природных образований выявило, что до кристаллизации сульфидов в рудообразующем растворе, кроме H_2S, присутствовала также CO_2, тоже растворенная в воде и образующая кислоту H_2CO_3. Кроме того, установлено, что угольная кислота вступала в реакцию до

начала кристаллизации сульфидов, выпадение которых происходило после того, как ионы CO_3^{2-} были связаны в нейтральные соли, что привело к нейтрализации реагирующих растворов, пропитывающих боковые породы.

Критическая температура CO_2=31°, критическое давление 73 атм. Следовательно, в условиях рассматриваемых гидротермальных растворов CO_2 должна находиться в виде газа. Однако, как экспериментально доказано, растворимость CO_2 в воде отличается от растворимости H_2S.

В табл. 18 представлены показатели растворимости того и другого газа при различных температурах.

Таблица 18

Растворимость газов CO_2 и H_2S в воде

Температура (в °С)	CO_2		H_2S	
	α	q	α	q
0	1,713	0,3346	4,670	0,7066
+18	0,928	0,1789	2,717	0,4056
+40	0,530	0,0973	1,660	0,2361
+60	0,359	0,0576	1,190	0,1418

Коэффициент абсорбции α — объем газа, приведенный к 0° и давлению 760 мм, поглощаемый единицей объема воды при внутреннем давлении самого газа около 760 мм.

Величина q — вес газа в граммах, растворенного в 100 граммах воды, при давлении 760 мм (Ланге, 1946). Сопоставление цифр показывает, что растворимость CO_2 значительно меньше растворимости H_2S при тех же условиях.

Электролитическая диссоциация H_2CO_3 протекает в две стадии:

$$H_2CO_3 \rightleftarrows H^{1+} + HCO_3^{1-}$$

и

$$HCO_3^{1-} \rightleftarrows H^{1+} + CO_3^{2-}$$

Константы диссоциации при 25° — $K_1 = 4{,}3 \cdot 10^{-7}$; $K_2 = 5{,}6 \cdot 10^{-11}$.

Сравнение величин констант диссоциации для сероводорода и угольной кислоты показывает, что угольная кислота диссоциирует гораздо интенсивнее, являясь, таким образом, более сильной.

Приведенные данные помогают уяснить в первом приближении соотношения между сероводородом и углекислым газом, совместно присутствующими в водном растворе.

Угольная кислота благодаря большей степени диссоциации значительно понизит диссоциированность H_2S, а следовательно, и концентрацию анионов S^{2-} в растворе. Большая растворимость сероводорода обусловит лишь присутствие в растворе сравнительно большого количества нейтральных молекул H_2S. Таким образом, в присутствии CO_2 создаются условия, неблагоприятные для образования сульфидов. Последние, как мы видели, кристаллизуются после удаления CO_2, когда происходит резкое повышение концентрации ионов S^{2-}, что оказывается вполне естественным.

Вовлечение в реакцию анионов зависит от характера соприкасающихся с ними катионов, так как способность их к соединению друг с другом для разных ионов различна. Известно, что анионы HCO_3^{1-} и CO_3^{2-} очень охотно соединяются с катионами Mg^{2+} и Ca^{2+} и труднее с Fe^{2+}

(железистые карбонаты более растворимы и менее устойчивы; они легко разлагаются с образованием окислов железа). Вместе с этим анион S^{2-} не дает соединений с Mg^{2+} и Ca^{2+}, но зато чрезвычайно легко реагирует с Fe^{2+}. Это обстоятельство подчеркивает насколько важное значение для локализации руд имеет состав вмещающих пород, ибо только тогда, когда рудообразующие растворы соприкасаются с породами определенного химического состава возникают реакции взаимодействия между ними, приводящие к изменению химического состояния растворов, что, в свою очередь, вызывает выпадение рудных минералов.

Процессы эндогенного минералообразования в рассматриваемом месторождении не заканчиваются процессами формирования руд. В месторождении известны еще послерудные гидротермальные жилки, пересекающие сформированные сульфидные руды, включая матовые разновидности их. Эти поздние жилки очень невелики по размерам: протяженность их измеряется обычно сантиметрами, мощность, как правило, составляет 1—3 мм. Встречаются они чаще группами или сериями, располагаясь приблизительно параллельно и образуя зоны, секущие сульфидные жилы (например, жилу № 9 в северном штреке горизонта 142, жилу № 12 на гор. 182 и в других местах). Наличие этих послерудных жилочек вскользь отмечалось в свое время И. Н. Чирковым и А. Е. Алешуниной.

Минералогический состав поздних жилок очень своеобразен и представлен комплексом минералов, в который входят: хлорит, карбонат, серпентин, магнетит, сепиолит, гизингерит. Наиболее распространенными из них являются четыре первых минерала, причем количественные соотношения между ними различны. В некоторых жилках или на некоторых участках отдельных жилок преобладающим является хлорит — светлого желтовато-зеленого цвета, со слабым полихроизмом и темной аномальной интерференционной окраской. В других жилках преобладает карбонат, в третьих — серпентин, хотя чаще они присутствуют совместно, приблизительно в равных количествах. Серпентин — бесцветный или слегка буроватый, образует весьма типичные тонкослоистые натечные выделения, пример которых представлен на микрофотографии — рис. 111. Магнетит присутствует в виде мелких идиоморфных кристалликов, расположенных в центральных частях жилок.

В некоторых жилках встречаются тонкочешуйчатые выделения бесцветного минерала с низким показателем преломления и двупреломлением, как у кварца. Предположительно этот минерал определен как сепиолит.

Кроме того, среди серпентина были встречены выделения бурого изотропного минерала, который по определению И. Н. Чиркова является гизингеритом с показателем преломления 1,670.

Послерудные жилки знаменуют последние проявления гидротермальной деятельности, обусловленные циркуляцией почти холодных, сильно разбавленных водных растворов. На рис. 112 представлены парагенезисы минералов, образованных в процессе околорудного метаморфизма за счет разложения оливина и пироксена, и парагенезис минералов послерудных жилок (исключая в том и другом случае хлорит и магнетит). Из графика отчетливо видно, что в остаточных послерудных растворах соотношение между CO_2 и H_2O изменилось в сторону понижения концентрации CO_2 и увеличения количества H_2O.

Таким образом, растворы, пропитывающие измененные вмещающие породы, не сразу освобождаются от растворенных в них минеральных компонентов — продуктов метаморфических реакций, и не сразу удаляются, а удерживаются в пределах месторождения на некоторое время после выпадения сульфидов в жилах. Повидимому, кристаллизация суль-

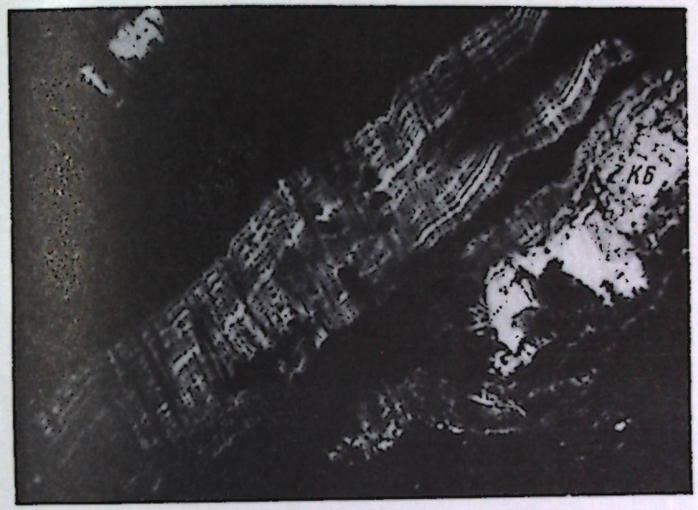


Рис. 111. Послерудные карбонатно-серпентиновые жилки. Серпентин образует натечные тонкополосчатые выделения по зальбандам жилок; карбонат — КБ (шлиф из жилы № 12, горизонт 182; ×64).

фидов освобождает дополнительное количество воды, присутствовавшей в рудообразующем растворе, благодаря чему состав смешанных, в полном смысле слова остаточных растворов меняется, меняются и концентрация и соотношения растворенных в них веществ, что находит свое выражение в изменении состава вновь образующейся минеральной ассоциации.

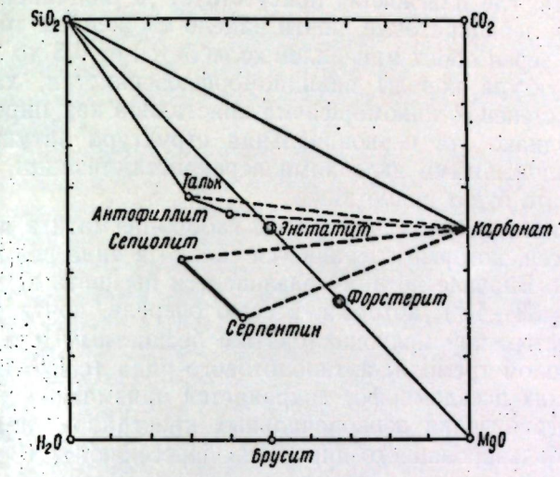


Рис. 112. Парагенезисы вторичных минералов измененных пород (тонкие линии) и послерудных гидротермальных жилок (жирные линии). В кружках — первичные минералы горных пород.

В общем процессе формирования месторождения выделяется три последовательных этапа минералообразования, каждому из которых соответствуют свои парагенетические ассоциации минералов. Первый этап дорудного минералообразования знаменуется появлением группы минералов, обязанных своим происхождением процессам околожильного метаморфизма. В состав этой первой парагенетической ассоциации минералов входят: тальк, антофиллит, брейнерит, кварц, магнетит, хлорит. Второй этап — собственно рудообразование, характеризующееся несколькими последовательными стадиями образования различных парагенетических ассоциаций рудных минералов, которые были подробно охарактеризованы выше. Третий этап — образование послерудных гидротермальных жилок, выполненных группой минералов, образующих свою, качественно новую парагенетическую ассоциацию: хлорит, серпентин, карбонат, магнетит, сепиолит (?), гизингерит. В заключение следует еще раз подчеркнуть, что все три этапа тесно взаимосвязаны и отражают развитие и эволюцию единого процесса формирования месторождения.

Глава 16

ЗОНАЛЬНОСТЬ В СТРОЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В южном конце рудного поля подземными горными выработками в 1947 г. впервые были вскрыты сульфидные жилы, содержащие в своем составе плагиоклаз, роговую обманку, биотит, апатит. Работы последних лет показали, что в направлении на юг, по простиранию жил, количество силикатов в них возрастает и сульфидные жилы переходят в своеобразные габбро-пегматитовые жилы. Для последних характерна крупнозернистая структура; состав породы: плагиоклаз, ромбический и моноклинный пи-

роксен, замещающийся амфиболом, роговая обманка, биотит и гидробиотит, гранат, апатит, рудные минералы (те же что и в сульфидных жилах).

Преобладающими минералами габбро-пегматитов являются плагиоклаз и амфиболизированный пироксен. Количественные соотношения между ними различные, благодаря чему выделяются участки меланократового пегматита, где плагиоклаз присутствует в подчиненных количествах, и участки лейкократовые, почти нацело сложенные только плагиоклазом. Размер зерен обоих минералов колеблется от 0,5 до 3—4 см в поперечнике. Структура породы панидиоморфнозернистая, характеризующаяся высокой степенью идиоморфизма кристаллов как пироксена, так и плагиоклаза. Однако эта первоначальная структура затушевывается и усложняется наложенными явлениями перекристаллизации, изменения и катаклаза, как это будет видно ниже.

Первичным темноцветным минералом габбро-пегматита является ромбический пироксен, который сохраняется только в виде реликтов и почти нацело замещен. Вначале по нему развивается бесцветный моноклинный пироксен (cNg=38—40°), который, в свою очередь, почти нацело замещается волокнистым или мелкошестоватым бесцветным или слегка зеленоватым амфиболом тремолит-актинолитового ряда (cNg=20—24°). При образовании таких псевдоморфоз сохраняется призматическая форма и идиоморфные ограничения первоначальных кристаллов пироксена.

Зерна амфиболизированного пироксена пересекаются трещинками, по которым проникают рудные минералы, преимущественно халькопирит. В случаях, когда рудные минералы присутствуют в габбро-пегматите в значительном количестве, за счет бесцветного амфибола местами образуется каемка резкополихроирующего амфибола, имеющего по Ng синевато-зеленую окраску, а по Np — травянозеленую. Угол cNg — непостоянный и варьирует от 4—6 до 16—18° (повидимому, субщелочная роговая обманка). Здесь же иногда образуется небольшое количество биотита.

Кроме вторичных амфиболов, в габбро-пегматите, особенно в меланократовых его участках, присутствует и первичный амфибол, по оптическим свойствам приближающийся к обыкновенной роговой обманке, полихроирующий в светлых тонах: по Ng — синевато-зеленых, по Np — желтовато-зеленых; cNg=17°. Шестоватые зерна роговой обманки пересекаются рудными минералами.

Плагиоклаз обладает полисинтетически-двойниковым строением. Состав его варьирует от № 60 до 45; иногда наблюдается зональное строение кристаллов: в центре № 60—65, в краях — № 50—45. Цвет в проходящем свете, как правило, бурый; обычно плагиоклаз замутнен и изменен — пронизан мельчайшими, но обильными выделениями минералов эпидот-цоизитовой группы и кальцита.

Довольно часто кристаллы плагиоклаза трещиноваты; в случае присутствия в габбро-пегматите рудных минералов, последние (преимущественно халькопирит) проникают по трещинам и цементируют обломки плагиоклазовых зерен. Характерно, что явления разъедания и замещения плагиоклаза рудным веществом развиты сравнительно слабо, тогда как процессы изменения его, связанные с проникновением сульфидов внутрь кристаллов плагиоклаза, распространены широко и выражены отчетливо и разнообразно. Заключаются они прежде всего в осветлении плагиоклаза вдоль трещин и в освобождении его от точечных выделений эпидота, цоизита и карбоната. Это сопровождается понижением основности осветленных чистых участков, состав которых отвечает № 32—35.

Очень характерно выделение по трещинкам скаполита, развивающегося по плагиоклазу и замещающего его, причем здесь же по трещинкам иногда выпадает небольшое количество кальцита. Часто скаполит образует сеть

переплетающихся мелких жилочек. Как процессы «очищения» и изменения состава плагиоклаза, так и образование скаполита наиболее широко развиты вдоль трещинок, выполненных сульфидами, на непосредственном продолжении сульфидных микрожилочек. Связь скаполитизации плагиоклаза с отложением рудных минералов иллюстрируется многими примерами, из которых видно, что каемка скаполита вокруг рудного выделения строго повторяет все прихотливые контуры последнего.

Кроме скаполита, на стыке плагиоклаза с рудными минералами часто развивается каемка мелкочешуйчатой светлокоричневой слюдки и светло-зеленого хлорита.

Биотит встречается в габбро-пегматитах довольно часто. Иногда он образует каемки вокруг кристаллов магнетита, но выделяется и самостоятельными отдельными пачками. В максимальном количестве биотит наблюдается в зоне перехода от габбро-пегматитов к сульфидным жилам, где он подвергается изменению, о чем подробнее сказано несколько ниже.

Присутствующие в жилах гранат и апатит наблюдаются в очень малых количествах: гранат в виде мелких отдельных изометрических зерен; апатит — мелкими, часто идиоморфными кристалликами, особенностью которых является буровато-фиолетовая окраска.

В лейкократовых участках пегматита, в промежутках между кристаллами плагиоклаза, местами наблюдаются мелкие микропегматитовые выделения графической структуры, сложенные олигоклазом и кварцем. Встречаются они редко.

Выделения рудных минералов ксеноморфны по отношению к силикатам, они выполняют промежутки между идиоморфными кристаллами плагиоклаза и пироксена и, как уже отмечалось, проникают в них жилками по трещинкам. Такие соотношения свидетельствуют о более поздней кристаллизации сульфидов.

В зонах перехода габбро-пегматитовых жил в сульфидные в тех участках, где силикаты присутствуют приблизительно в равных количествах с рудными минералами, габбро-пегматит, как уже упоминалось, обогащен темной слюдой, макроскопически отличающейся от биотита более тусклым блеском. Слюда образует пластинки и пачки от 1—2 мм до 2—2,5 см в поперечнике, идиоморфные по отношению к рудным минералам, которые пересекают ее и проникают между пластинками вдоль плоскости спайности. По оптическим свойствам слюда мало отличается от биотита: полихроизм по Ng — светлокоричневый, по Np — бесцветный или слегка желтоватый; двупреломление, как у биотита. Однако при нагревании пластинки этой слюды расслаиваются и вспучиваются, резко увеличиваясь в объеме, как это типично для гидробиотита.

Результаты химического анализа слюды представлены в табл. 2, анализ 97.

Как известно, формулу биотита в общем виде можно представить как

$$K\,(Mg, Fe)_3\,[Si_3\,AlO_{10}]\cdot[OH]_2$$

или

$$K_2O\cdot 6\,(Mg, Fe)\,O\cdot Al_2O_3\cdot 6SiO_2\cdot 2H_2O\,.$$

При низкотемпературных гидротермальных процессах (а также при процессах выветривания) биотит может переходить в гидробиотит, имеющий общую формулу

$$K_{<1}\,(Mg, Fe)_3\,[(Si,Al)_4O_{10}\cdot[OH]_2\cdot nH_2O\,.$$

При дальнейшем развитии процесса образуется вермикулит

$$(Mg, Fe^{\cdot\cdot}, Fe^{\cdot\cdot\cdot})_3\,[(Si, Al)_4O_{10}]\cdot[OH]_2\cdot 4H_2O\,.$$

Кристаллическая структура вермикулита отличается от структуры биотита; рентгенометрическое же изучение гидробиотита показало, что в его структуре имеются признаки переслаивания слоев биотитового строения со слоями вермикулитового строения, чем и объясняются особенности состава и свойств данного минерала как промежуточного между биотитом и вермикулитом.

Состав проанализированного нами минерала, как видно из результатов анализа 97 в табл. 2 отличается как от биотита (недостатком щелочей и избытком воды), так и от вермикулита (присутствием щелочей и недостатком воды). Формула его схематически может быть представлена в следующем виде:

$$0{,}6\,(K, Na)_2O \cdot 6\,[(Mg, Fe, Ca)\,O \cdot Fe_2O_3] \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2{,}5H_2O\,,$$

т. е. отвечает гидробиотиту. При пересчете анализа щелочи были объединены, так же как объединены окись и закись железа, кремнезем и TiO_2. В слюдах и гидрослюдах весьма широко распространены явления изоморфных замещений, в том числе гетеровалентных.

Присутствие гидробиотита в описываемых жилах интересно в генетическом отношении. Образование его тесно связано и обусловлено присутствием в габбро-пегматите рудных масс, кристаллизующихся позднее и оказывающих изменяющее влияние на ранее кристаллизовавшиеся силикаты, в том числе и на биотит. Как известно, образование гидробиотита происходит при низких температурах, при воздействии гидротерм на биотит; следовательно, рудные массы до своей кристаллизации, в то время, пока они были еще жидкими, имели низкую температуру и содержали воду.

Развитие скаполита (вместе с кальцитом) по плагиоклазу также является по своей природе сравнительно низкотемпературным процессом (Курбатов, 1947), не говоря уже о развитии по нему светлозеленого хлорита совместно со светлокоричневой слюдкой, являющейся, повидимому, гидробиотитом.

Процессы изменения пироксена более сложны, но и они свидетельствуют об определенном воздействии на силикаты рудообразующих масс до их кристаллизации.

Таким образом, соотношения между силикатами и рудными минералами в зоне перехода габбро-пегматитовых жил в сульфидные характеризуются следующими особенностями: а) рудные минералы кристаллизуются позднее силикатов; б) при соприкосновении рудных минералов с силикатами, последние претерпевают типичные низкотемпературные гидротермальные изменения, свидетельствующие о том, что рудообразующие массы до их кристаллизации имели низкую температуру и содержали воду.

Однако особенности зон перехода этим не ограничиваются. Наблюдается еще целый ряд специфических черт этих зон, которые полнее и глубже вскрывают соотношения между силикатной и сульфидной частью жил, а именно:

а) в каждом отдельном случае перехода одной жилы в другую наблюдается, что и габбро-пегматит и сульфиды выполняют одну полость раскрывшейся трещины; в каждом случае это одна жила, состав которой меняется от силикатного к сульфидному путем непосредственного перехода внутри жилы. Переходы от одного состава к другому происходят как по простиранию, так и по падению жил;

б) нерудные минералы располагаются в сульфидах в виде хорошо образованных, ограненных кристаллов, которые как бы взвешены в рудной массе;

в) наблюдаются гравитационные явления: приуроченность скоплений кристаллов силикатов к висячему боку жилы (всплывание их) и здесь же приуроченность магнетита к лежачему боку (опускание его) — рис. 113;

г) как по простиранию, так и по падению жил наблюдается чередование участков полевошпатовых и участков сульфидных. В сульфидных участках присутствуют идиоморфные кристаллы плагиоклаза, а в полевошпатовых — ксеноморфные выделения сульфидов в интерстициях между кристаллами плагиоклаза;

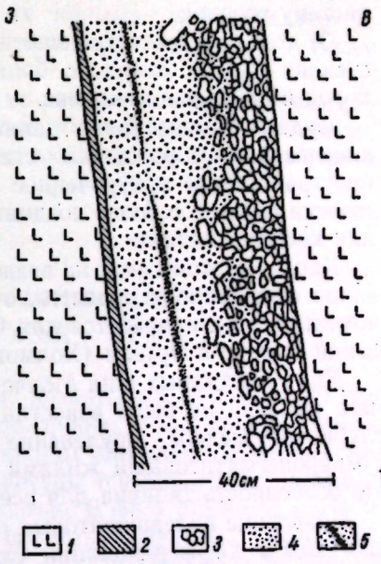


Рис. 113. Строение жилы № 38 (разрез):

1 — пироксенит; *2* — магнетит; *3* — кристаллы плагиоклаза; *4* — сульфиды; *5* — зона матовой руды

д) смена составов — от сульфидного к силикатному — происходит на протяжении нескольких метров или первых десятков метров как по простиранию, так и по падению жил. Но отдельные группы хорошо образованных кристаллов, главным образом плагиоклаза, встречаются в сульфидных жилах на значительном удалении (на север) от переходной зоны. В этом случае кристаллы плагиоклаза взвешены в массе сплошных сульфидов в виде изолированных друг от друга индивидов;

е) еще дальше на север, в средней части месторождения, изредка встречаются единичные «блуждающие» кристаллы плагиоклаза, находимые в наиболее мощной сульфидной жиле.

Все эти соотношения свидетельствуют о совместном сосуществовании в полости одной жилы кристаллов силикатов и рудных масс, свидетельствуют об одновременности внедрения габбро-пегматитов и рудообразующего раствора и о тесной связи между ними.

Южнее рудного поля разведочными буровыми скважинами пересечена серия полевошпатовых габбро-пегматитовых жил, являющаяся прямым продолжением (по простиранию) серии сульфидных жил.

Габбро-пегматиты крупно- и среднезернистой структуры сложены в основном плагиоклазом с подчиненным количеством моноклинного пироксена, замещающегося роговой обманкой, биотита, и, довольно часто, сульфидов. Иногда встречаются и кварцсодержащие микропегматитовые жилки. Наблюдались случаи пересечения маломощными полевошпатовыми жилами диабазовых даек (скв. 725-а).

Еще южнее, скважиной, прошедшей по корневым частям ультраосновной интрузии (скв. 400-а), обнаружено, что пироксениты и перидотиты здесь секутся жилами полевошпатовых типично магматических пород — норитов и габбро-норитов. Секущий контакт устанавливается в керне совершенно отчетливо по пересечению полевошпатовыми жилами полосатости пироксенитов, которая выражена ориентировкой кристаллов пироксена. Местами секущие жилы довольно многочисленны, причем иногда наблюдая за полосатостью можно видеть, что обломки пироксенита между ними несколько смещены, т. е. налицо интрузивная брекчия.

Следует отметить, что наличие жил габбро, секущих ультраосновной массив, отмечалось З. А. Образцовой [1950], которая встретила эти жилки в основании юго-западного склона Ниттиса.

Таким образом, выясняется, что в участках интрузии, близких к корням, ультрабазиты секутся полевошпатовыми интрузивными породами — норитами и габбро-нори-

тами, которые севернее сменяются жильными породами типа габбро-пегматитов, а далее типичными крупнозернистыми пегматитами; последние по простиранию переходят в сульфидные жилы.

Связь сульфидных жил с полевошпатовыми устанавливается тремя обстоятельствами:

1) особенностями зоны перехода, которые охарактеризованы выше;

2) пространственной связью — те и другие жилы выполняют одну систему трещин;

3) совпадением в хронологической последовательности явлений, представляя единый комплекс, более молодой, чем интрузия ультраосновных пород и дайковый комплекс.

Судя по литературным данным, для многих известных мировых медно-никелевых месторождений установлено, что эпигенетическое оруденение, пространственно приуроченное к массивам ультраосновных пород, генетически связано с более поздними дайковыми дифференциатами среднего или кислого состава.

Характер этой связи не везде достаточно ясен, но сам факт существования ее в природе является, очевидно, объективно существующей закономерностью и отмечается для Сэдбери, Инсизвы, норвежских месторождений Рамзас и Эртели (Холмов, 1950).

Для сульфидных жил Монче-тундры подобная особенность до последнего времени не была известна, хотя отмечалось, что так называемое глубинное медное оруденение Ниттиса и Кумужьей вараки связано с микропегматитовыми жилами. В настоящее же время выясняется, что эта особенность типична для всего месторождения.

Появление полевошпатовых габбро-пегматитов обусловлено естественным ходом дифференциации ультраосновной магмы, которая, как правило, заканчивается обособлением сравнительно кислого по составу остаточного пегматитоподобного силикатного расплава, часто сопровождающегося остаточными рудными дифференциатами.

Остановимся теперь на некоторых деталях пространственных соотношений сульфидных жил с тальково-карбонатными жилами, связанными с зонами околорудных изменений вмещающих пород.

Как уже отмечалось, наблюдаются переходы по простиранию сульфидных жил в тальково-карбонатные, причем при выклинивании сульфидных жил в направлении с юга на север они переходят в густой «пучок» многочисленных переплетающихся тальково-карбонатных жил; в направлении на юг этого не наблюдается.

Если у меридиональной жилы имеется широтная апофиза, или «пристройка», как ее называют рудничные геологи, то к югу от нее часто наблюдаются очень мощные зоны изменения перидотитов, тогда как к северу они ничтожны по масштабам (например, жилы № 16, 18 по гор. 142).

Часто около сбросовых зон или около даек диабаза, располагающихся примерно в широтном направлении, к югу от них тоже развиваются очень мощные зоны интенсивного изменения прилегающих пород.

В масштабе всего массива вторичные изменения пород с максимальной интенсивностью проявляются в северной части месторождения. На горе Травяной, где сульфидные жилы выклиниваются, ультраосновные породы пронизаны густой сетью переплетающихся тальково-карбонатных жилок.

Все это свидетельствует о движении растворов, вызывающих изменение с юга на север, и о продвижении их на большее расстояние, чем сульфиды.

Если бросить общий взгляд на строение рудного поля, учитывая вновь выявленные особенности его, то намечается определенная зональность

в строении месторождения. В направлении с юга на север в пределах его выделяются три зоны.

1) Южная, тяготеющая к корневым частям интрузии, характеризуется развитием габбро-пегматитовых жил (связанных еще южнее с габброноритами), наиболее ранних по времени кристаллизации и наиболее высокотемпературных образований месторождения.

2) Центральная зона представлена сульфидными жилами, генетически связанными с первыми и являющимися их прямым продолжением по простиранию. Они более поздние по времени кристаллизации и более низкотемпературные.

3) Северная зона, наиболее удаленная от корней интрузии, характеризуется выклиниванием сульфидных жил и развитием густой сети тальково-карбонатных жил (которые в меньшем количестве присутствуют и в центральной зоне).

Глава 17

СТРУКТУРА РУДНОГО ПОЛЯ СУЛЬФИДНЫХ ЖИЛ МАССИВА НИТТИС — КУМУЖЬЯ — ТРАВЯНАЯ

В массиве, вмещающем рудные жилы, развиты различные структурные элементы как первичные, так и наложенные, возникшие в разные фазы эволюции плутона. В фазу течения жидких или пластических магматических масс образовались первичные текстуры течения, представленные отчетливо выраженной первичной полосатостью. В фазу разломов в отвердевающем массиве возникли различные системы первичных трещин отдельности, располагающиеся закономерно по отношению к первичным текстурам течения и автономно по отношению к трещиноватости вмещающей гнейсовой толщи. Под влиянием более поздних тектонических напряжений, после того как массив полностью сформировался, произошло образование нескольких систем наложенных структур, к которым относятся: рудовмещающие трещины, зоны сбросов и сдвигов, трещины, вмещающие дайковый комплекс пород. Наложенные структуры отличаются от первичных трещин значительной протяженностью, переходя иногда в породы, вмещающие массив; нередко они выражены зонами рассланцевания. Будучи развиты в отдельных участках массива, наложенные структуры секут первичные структурные элементы, хотя иногда на коротких участках направления тех и других совпадают.

Основные особенности перечисленных структурных элементов сводятся к следующему.

ПЕРВИЧНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

1. Первичные полосатые текстуры течения — характеризуются послойным чередованием пород различного петрографического состава. Массив отчетливо расслоен, причем мощность разных слоев колеблется от нескольких сантиметров до многих десятков метров. Верхушки гор Ниттис и Кумужья сложены бронзититами, ниже следуют оливиновые бронзититы и мощная зона тонкого чередования маломощных слоев тех же пород и перидотитов. Глубже идут перидотиты со слоями оливинитов и у самого дна — полосчатая зона полевошпатовых и контаминированных пород. Повсюду в пределах массива наблюдается согласное залегание слоев различного петрографического состава, которые располагаются параллельно друг другу, иногда кулисообразно.

В центральной части массива, на вершинах гор Ниттис и Кумужья, первичная полосатость ориентирована почти горизонтально и имеет слабый наклон к юго-западу под углом около 5°. В краевых частях первичная полосатость наклонена к центру массива, т. е. вдоль восточного контакта она падает на запад под углом в 30—35°, а вдоль западного контакта падает на восток под такими же углами. Между краями и центральной частью массива первичная полосатость занимает промежуточное положение, повторяя мульдообразную форму его дна.

Кроме чередования полос различного состава, первичная полосатость представлена отчетливо выраженной трахитоидностью — закономерной ориентировкой удлиненных призматических кристаллов ромбического пироксена в одной поверхности. Трахитоидная текстура наблюдается во всех породах массива, обогащенных пироксеном. Поверхность трахитоидности залегает согласно с поверхностью первичных полос течения. Несмотря на то, что форма кристаллов ромбического пироксена удлиненная, они не имеют ясно выраженного линейно-параллельного расположения в пространстве. По наблюдениям З. А. Образцовой, лишь на северном отроге горы Ниттис призматические кристаллы бронзита в плоскости трахитоидности располагаются удлинением преимущественно в широтном и близком к нему направлении с наклоном на восток под углами в 10—15°. Трахитоидность на данном участке имеет меридиональное простирание, падение ее совпадает с направлением наклона линейности. Однако, по данным того же автора, на вершине Кумужьей в плоскости трахитоидности намечается два взаимно перпендикулярных направления, в которых вытянуто большинство крупных призм ромбического пироксена, примерно меридиональное и близкое к широтному. Причина этого неясна. Таким образом, линейные текстуры течения в массиве достоверно не установлены.

2. Система первичных трещин. Изучением первичной трещиноватости массива занимались З. А. Образцова [1950].

Первая система — крутопадающие трещины с меридиональным и близким к меридиональному простиранием. Трещины падают на восток и на запад под углами от 70 до 90°. Следы скольжения на плоскостях трещин всегда отсутствуют.

Вторую систему первичных трещин составляет система крутопадающих трещин широтного и близкого к широтному простиранию. Преобладающее большинство их падает под углами 70—85° на север и северо-восток. Поверхности разрыва неровные, следы подвижек отсутствуют.

Третью систему первичных трещин составляют трещины пологопадающие и горизонтальные. Как правило, эти трещины совпадают с поверхностями первичной полосатости. В соответствии с пологими углами наклона к горизонту первичной полосатости, углы наклона этих трещин тоже пологие. Так же как и залегание первичной полосатости, положение трещин подчеркивает мульдообразную форму дна массива. Поверхности трещин неровные и шероховатые; следы скольжения отсутствуют.

Четвертую систему составляют крутопадающие трещины северо-западного простирания с крутым падением (под углами в 70—80°) на северо-восток и юго-запад. Последний тип — крутопадающие трещины северо-восточного простирания с преобладающим падением на северо-восток. Обе указанные системы трещин занимают диагональное положение по отношению к системам меридиональных и широтных первичных трещин и являются, таким образом, диагональными. Поверхности их ровные или слабо шероховатые и иногда несут следы мелких подвижек.

Закономерное и выдержанное положение перечисленных трещин в массиве, связанных с первичными текстурами течения, позволяет считать их первичными трещинами. Отсутствие ясно выраженной линейности в породах массива не дает возможности определить, какие из крутопадающих трещин являются первичными продольными трещинами (S) и какие поперечными трещинами (Q). Пологопадающие трещины, совпадающие с поверхностями первичной полосатости, отвечают первичным пластовым трещинам (L).

Первичные текстуры течения и первичные трещины определяют положение структурного блока в пространстве. Выдержанность простирания крутых трещин почти на всей территории массива, а также на глубоких горизонтах рудника позволяет считать положение структурного блока в массиве в основном выдержанным. Слабое изменение наклона структурного блока наблюдается вдоль контура массива в соответствии с изменением положения первичной полосатости.

Иная ориентировка структурного блока наблюдается лишь в северо-восточной части горы Травяной, что связано, повидимому, с позднейшими нарушениями массива многочисленными разломами.

Выдержанное положение структурного блока и сохранение его положения на глубине указывает на то, что массив сформировался в одну интрузивную фазу, и в период образования первичных трещин все участки массива реагировали почти одинаково на растягивающие усилия.

Трещиноватость вмещающих пород. Породы, вмещающие массив Ниттис — Кумужья — Травяная, представлены архейскими гнейсами, подстилающими интрузию.

К востоку от горы Кумужьей гнейсы имеют северо-западное простирание (азимут 330—340°) с преобладающим падением на юго-запад под углами от 35 до 80° и реже на северо-восток под крутыми углами. Гнейсы сильно трещиноваты. Наиболее четко выделяются трещины северо-западного простирания с падением на юго-запад под углами от 35 до 75° и с падением на северо-восток под углами 50—60°. Кроме того, отчетливо развиты крутопадающие трещины северо-восточного простирания с падением на юго-восток под углами 70—80° и на северо-запад под углами 75—90°.

В районе Пентландитового ущелья, между ультраосновным массивом и габбро главного хребта, залегает полоса гнейсов пестрого состава. На этом участке преобладает меридиональное и северо-западное простирание гнейсов с падением в первом случае как на восток, так и на запад под углами от крутых до пологих, во втором — гнейсы падают на северо-восток под углами 60—70°. Преимущественное развитие в данном участке имеют широтные крутопадающие трещины с падением на север и меридиональные трещины с падением на запад и на восток под углами 50—70°. Отчетливо развита также система пологих трещин.

Диаграммы, составленные З. А. Образцовой для участков гнейсов, отличаются друг от друга и резко отличаются от диаграмм, составленных для ультраосновных пород массива. Это указывает на то, что трещиноватость в гнейсах возникла до образования массива Ниттис — Кумужья — Травяная. Формирование первичных структурных элементов массива шло самостоятельно без участия тектоники вмещающих пород. Однако некоторые наложенные структуры, рассекающие как породы массива, так и гнейсы, связанные своим происхождением с позднейшими дислокациями, происходившими после формирования массива и затронувшие также толщу гнейсов. К таким структурам относятся часть сбросов и сдвигов и длинные наложенные трещины, заполненные породами дайкового комплекса. Характеристика их приводится ниже.

Система рудовмещающих трещин. Сульфидные жилы приурочены к зоне приблизительно параллельных трещин, вытянутых вдоль длинной оси массива над центральной частью его мульдообразного дна. В средней части рудного поля (северный отрог Ниттиса) жилы, а следовательно и рудовмещающие трещины, имеют меридиональное простирание с очень незначительными отклонениями от него. В северной части рудного поля (гора Кумужья) простирание рудных жил меняется на северо-восточное 20—25°. Такое же северо-восточное простирание жил наблюдается и в южной части рудного поля, за Широтным сбросом (см. рис. 80).

Падение рудовмещающих трещин крутое (85—90°); направление падения у большинства трещин — к центру рудного поля, т. е. большинство жил восточной части рудного поля падает на запад, а жилы западной части падают преимущественно на восток.

Таким образом, в центральной части рудного поля рудовмещающие трещины совпадают по залеганию с первичными меридиональными трещинами и используют последние при своем возникновении. В северном и южном участках рудного поля рудовмещающие трещины пересекают меридиональные трещины под углом около 20°, а также секут все остальные первичные трещины, изредка незначительно смещая их (что особенно четко видно по положению широтных и диагональных первичных трещин).

По своей морфологии рудовмещающие трещины резко отличаются от ранее описанных типов первичных трещин. Плоскости их ровные и прямолинейные, часто на них обнаруживаются зеркала скольжения. Последние иногда несут борозды скольжения, которые в большинстве случаев полого наклонены на юг под углами 5—30°. Кроме того, рудовмещающие трещины местами, на отдельных участках, сопровождаются зонами рассланцевания пород. Мощность их обычно колеблется от 1 до 10—15 см; исключение представляет жила № 19, на всем протяжении сопровождающаяся зоной рассланцевания мощностью 15—35 см. В рассланцованных зонах часто наблюдаются тонкие сульфидные прожилки, а внутри некоторых сульфидных жил встречаются ксенолиты рассланцованных пород.

Изредка на отдельных коротких отрезках рудовмещающие трещины заполнены диабазами, внедрение которых предшествовало процессу рудоотложения.

Как правило, рудные жилы по обеим сторонам сопровождаются несколькими (от трех до семи) параллельными трещинами, располагающимися на расстоянии не более 1 м друг от друга. Обычно они прерывисты по простиранию, имея протяженность до 10 м. Иногда в этих сопровождающих трещинах встречаются мелкие выделения сульфидов; часто вдоль них образуются узкие тальково-карбонатные прожилки.

Сравнительно редко в непосредственной связи с рудовмещающими трещинами образуются перистые трещины. Система таких трещин наблюдается, например, в штреке по жиле № 18 на горизонте 182 у маркшейдерской точки 183, где они отходят от рудовмещающей трещины под углом в 20—25° и, следуя параллельно друг другу на расстоянии 50—80 см, плавно изгибаются до положения, почти параллельного рудной жиле. Длина их не превышает 1,5 м.

Перистые трещины пересекают все системы первичных трещин. Обычно они заполнены антофиллито-тальково-карбонатным агрегатом, а на участке, отходящем от рудной жилы, содержат также сульфидные прожилки — апофизы рудной жилы. Образуются они до внедрения сульфидов, при встречных подвижках блоков пород по рудовмещающим трещинам.

Система рудовмещающих и сопровождающих их трещин развита только в пределах ультраосновного массива и не выходит в подстилающие гнейсы.

Сбросы, сдвиги и сбросо-сдвиги. В пределах рудного поля ультраосновной массив пересечен серией тектонических нарушений, представленных зонами рассланцованных и катаклазированных пород, мощностью от 0,5 до 2—3 и редко до 7—8 м. Явления динамометаморфизма сопровождаются гидротермальным изменением породообразующих минералов и развитием вторичных минералов, заметно осветляющих обычно темные породы. Всего насчитывается семь крупных нарушений, расположение которых показано на плане (см. рис. 80). Как видно ниже, по своей природе они в большинстве являются сбросами и иногда сдвигами и сбросо-сдвигами. Каждому из них рудничными геологами присвоено свое наименование: Восточно-Магнетитовый сброс, Порфировый сброс, Северо-Западный, Промежуточный, Меридиональный, Широтный сброс и Южная зона смятия. По данным буровых работ, большая часть этих нарушений выходит за пределы ультраосновного массива и продолжается в подстилающих гнейсах.

Почти все сбросы (за исключением двух — Меридионального и Восточно-Магнетитового) имеют северо-западное простирание с падением на северо-восток под углами от 40 до 50 редко до 70°. Меридиональный сброс имеет простирание, близкое к меридиональному, с падением также в восточных румбах; простирание Восточно-Магнетитового сброса северо-восточное, падение на юго-восток.

Для всех перечисленных нарушений характерна волнистая поверхность контакта рассланцованных зон, благодаря чему простирание их на небольших отрезках плавно меняется в небольших пределах, около среднего.

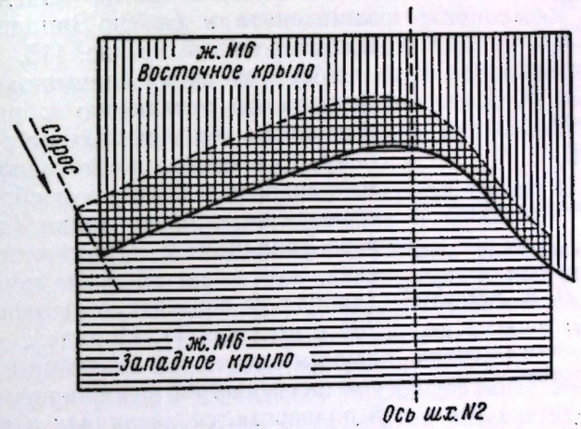


Рис. 114. Схема соотношения жилы № 16 с меридиональным сбросом.

Вследствие однородности строения массива и недоступности для наблюдения его контактов, скрытых под наносами, очень трудно обычными методами установить направление движений вдоль нарушений и амплитуды смещений по ним. Наиболее доступным критерием является смещение рудовмещающих трещиноватых зон, что, однако, позволяет установить только величину горизонтального перемещения без определения вертикального перемещения и направления движений. Лишь в единственном случае, по соотношению Меридионального сброса с трещиноватой зоной, вмещающей жилу № 16, которая пересекается сбросом, как показано на рис. 114, точно устанавливается именно сбросовый характер

нарушения, с подвижками в вертикальном направлении, причем опущенным крылом сброса является восточное. Амплитуда смещения составляет около 35 м, что подтверждается данными буровых работ, установивших разницу в относительных отметках донной залежи вкрапленных руд по обе стороны сброса.

Вообще величина вертикальных смещений установлена буровыми скважинами для ряда нарушений по разнице в гипсометрических отметках положения дна массива по ту и другую сторону от них. Однако направление подвижек при этом также остается не выясненным. Значительную помощь в этом отношении оказывает применение методов микроструктурного анализа, о чем подробнее будет сказано ниже.

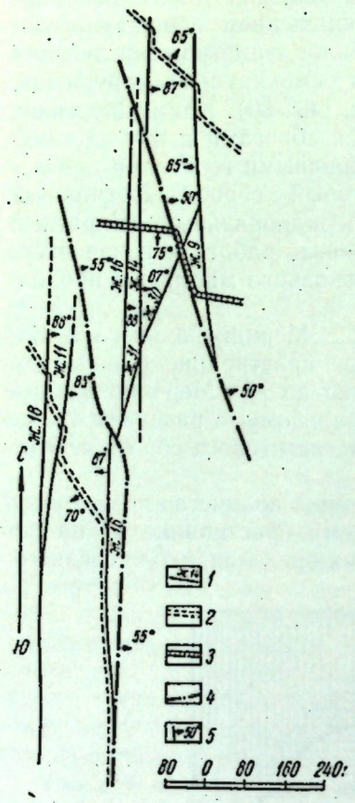


Рис. 115. Комбинированный план расположения жил, даек и сбросов (по данным П. В. Лялина):
1 — сульфидная жила; *2* — дайки диабаза; *3* — дайка камптонита; *4* — сбросы; *5* — угол падения.

Пересечения различных сбросов друг другом нигде в пределах массива не наблюдались и возрастные соотношения между ними не выяснены.

Зоны сбросов нередко являются вместилищем для даек, использующих их иногда на значительном протяжении (Широтный, Северо-Западный, Меридиональный), а иногда только на коротких участках, делая в этом случае коленообразные изгибы. Иллюстрацией последнему может служить пример коленчатой дайки камптонита и Северо-Западного сброса, представленный на рис. 115.

Местами дайки занимают секущее положение по отношению к рассланцованным зонам сбросов, залегая то в лежачем боку, то в центре зоны (например, дайка метадиабаза в Широтном сбросе), иногда образуя ветвящиеся дайки (диабаз в Северо-Западном и Промежуточном сбросах), или давая апофизы поперек сброса (диабаз на гор. 304, в штольне 6, на гор. 264 в штольне 4). Наряду с этим наблюдаются случаи, когда дайки в зонах сбросов оказываются разорванными на блоки, и подвергаются катаклазу и рассланцеванию, что свидетельствует о повторных подвижках по сбросам, возобновившихся после внедрения даек.

Соотношения сбросов с рудными жилами весьма своеобразны. Морфологические особенности рудных жил в местах сопряжения со сбросами свидетельствуют о более древнем возрасте сбросов, зоны которых местами играли роль барьера для рудообразующих масс, заполнявших полости трещин. Как отмечалось выше, непосредственно у сброса руда распространяется по контакту рассланцованной зоны, образуя мощные апофизы от рудной жилы. В целом ряде пунктов наблюдалось, что от жил (например, № 36 и 50) в зоны сбросов отходят апофизы, иногда секущие рассланцованные породы. Вместе с этим положение жил в разных крыльях сбросов оказывается смещенным. Увязывание жил, расположенных по различным сторонам сброса, иногда облегчается наличием каких-либо

специфических особенностей, свойственных данной жиле. Например, по сопровождающей жилу № 19 полосе рассланцевания вмещающих пород можно установить, что южное продолжение ее за Широтным сбросом — жила № 50, сопровождающаяся аналогичной полосой рассланцевания. Но жила № 50 располагается не на прямом продолжении жилы № 19, а на 30 м восточнее, будучи смещенной по сбросу. Аналогичная картина устанавливается для всех жил, примыкающих к сбросам.

Все эти соотношения говорят о том, что смещались не жилы, а рудовмещающие трещины до заполнения их сульфидами. Движения по сбросам оказали большое влияние на раскрытие рудовмещающих трещин, ибо вблизи них сосредоточено наибольшее число раздувов рудных жил ответвлений и вообще усложнений их морфологии.

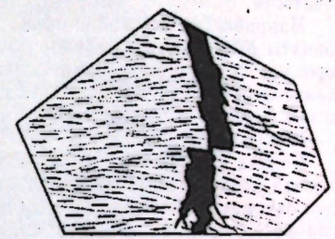


Рис. 116. Зарисовка поверхности аншлифа (по данным П. В. Лялина). Рудный прожилок (черное) сечет рассланцованную породу и затем сам смещается повторными движениями.

Слабые подвижки по зонам сбросов имели место и после рудоотложения, о чем свидетельствует наличие катаклазированных руд в некоторых из затеков в сбросы (Образцова, 1950) и факт смещения по сланцеватости сброса секущих рудных жилочек (рис. 116).

Таким образом, зарождение сбросов и основные движения по ним произошли до внедрения не только сульфидов, но и дайкового комплекса, однако подвижки по ним возобновлялись, очевидно, неоднократно.

Незначительные послерудные подвижки установлены также вдоль сульфидных жил, по плоскостям рудовмещающих трещин, в результате чего были смещены зоны сбросов, пересекаемые этими трещинами. Наиболее отчетливо это видно в случае пересечения жилы № 36 и Широтного сброса. Аналогичное смещение того же сброса наблюдается и вдоль трещин по зальбанду жилы № 50.

Кроме крупных сбросов, в массиве имеется большое количество сравнительно маломощных зон рассланцевания и дробления горных пород, морфологически совершенно подобных крупным зонам.

Для того чтобы установить направление движений вдоль тектонических зон, называемых «сбросами», выяснить характер этих движений и установить природу нарушений, применялась, как уже было упомянуто, методика микроструктурного анализа. Наблюдениями в подземных горных выработках рудника в нескольких рассланцованных зонах была установлена линейность, выраженная наличием на плоскостях сланцеватости бороздок, которые могут быть либо бороздками скольжения, расположенными по направлению движения, либо валиками рифленности, расположенными перпендикулярно к направлению движения. Из таких зон выбивались ориентированные шлифы, которые затем изучались.

Нужно заметить, что, как отмечается в руководствах (Н. А. Елисеев, 1953), продольные борозды скольжения и поперечные иногда внешне отличаются друг от друга. Если провести рукой вдоль продольных борозд по поверхности настоящего зеркала скольжения, то в одном направлении она будет гладкой, а в противоположном направлении — шероховатой. Поверхность же с поперечными бороздами во всех направлениях будет гладкой. Однако зеркала скольжения не всегда обладают типичной для них шероховатостью и поэтому часто по внешнему виду они не отличимы от кажущихся зеркал скольжения. Микроструктурный анализ почти

всегда дает вполне определенный ответ — каким путем возникли борозды.

Материал для микроструктурного анализа был взят из четырех тектонических зон.

1. Безымянный сброс — на горизонте 182, в северном конце штрека по жиле № 3. Представлен зоной рассланцованных и измененных (осветленных) пород, мощностью около 1 м, с простиранием на северо-запад 350° и падением на северо-восток под углом 70—75°. Поверхности сланцеватости слегка волнистые как по падению, так и по простиранию, гладкие; иногда несут мелкие бороздки, ориентированные по падению сланцеватости.

Направление движения точно установить невозможно, поэтому координаты были приняты условно: ось *a* (направление движения) совпадает с ориентировкой мелких бороздок на плоскости сланцеватости; ось *b* — соответствует направлению простирания сланцеватости, т. е. горизонтальна; ось *c* перпендикулярна плоскости *ab* (одновременно она перпендикулярна плоскости сланцеватости, с которой совпадает плоскость *ab*).

Шлифы изготовлялись ⊥ оси *a* и ⊥ оси *b*.

Порода из зоны сброса сложена преимущественно тальком и карбонатом. Объектом анализа послужили зерна карбоната, как минерала легко транслируемого и получающего закономерную ориентировку по внутреннему строению. На рис. 117 а, б представлена фотография шлифа ⊥ *a* и ориентирная диаграмма, составленная по выходам оптических осей карбоната в плоскости этого шлифа. Полученный на диаграмме узор отвечает *S* — тектониту, характеризуется наличием двух поясов оптических осей, расположенных на некотором расстоянии около оси *c*. *S* — параллельна плоскости *ab*. Дифференциальные движения совершались по плоскости *e*.

Наиболее легко пластические деформации в кальците происходят по плоскости первого тупейшего ромбоэдра ($01\bar{1}2$), который обозначается буквой *e*. В каждом кристалле имеется три грани *e* с полярными ребрами в 134°57′. Угол между перпендикуляром к грани *e* и вертикальной осью [0001], оптической осью кальцита небольшой, около 23°. Трансляции по плоскости *e* совершаются не во всех направлениях, а только по короткой диагонали этих плоскостей.

На диаграмме рис. 117б два наиболее отчетливых максимума выходов оптических осей в пределах поясов располагаются на расстоянии около 23° от выхода оси *c*; отсюда следует, что максимум перпендикуляров к грани *e* совпадает с осью *c*, а сами грани ромбоэдра ($01\bar{1}2$) расположены в плоскости *ab*, т. е. в плоскости сланцеватости *S*. При этом короткие диагонали граней *e* будут направлены вверх, т. е. совпадут с осью *a*. Таким образом, в данном случае плоскости скользящих движений *S* транслируемого минерала (карбоната) располагаются параллельно плоскости сланцеватости *S*, а борозды скольжения располагаются по направлению движений, т. е. мы имеем типичный *S* — тектонит.

Н. А. Елисеев [1953] отмечает, что в подобных тектонитах в поясах оптических осей кальцита около оси «*c*» нередко отчетливо выделяются два максимума, располагающиеся симметрично по отношению к плоскости *ac*. На нашей диаграмме также выделяется два максимума в каждом поясе; не вполне симметричное положение их объясняется не совсем точным положением плоскости шлифа относительно координатных осей. Плотность и ширина поясов находятся в прямой зависимости от того, насколько совершенно выражена в природе ориентированная структура у зерен кальцита.

Итак, результаты микроструктурного анализа породы из зоны Безымянного сброса показали, что подвижки вдоль данного тектонического нарушения происходили по направлению падения его и осуществлялись посредством дифференциальных скользящих (ламинарных) движений внутри зоны. Борозды на плоскостях сланцеватости являются продольными бороздами скольжения (риллунг). Условно выбранные оси координат оказались выбранными правильно.

2. Широтный сброс — на горизонте 142, у жилы № 36. Мощность рассланцованных и измененных пород около четырех метров. Ориентировка сланцеватости: простирание северо-западное 300°, падение на северо-восток под углом 55—60°. Поверхность сланцеватости отчетливо рифленая, но гладкая, без зазубрин. Оси валиков рифлености совпадают с падением сланцеватости. В сечении, перпендикулярном валикам, в породе наблюдаются светлые линзочки, а в сечении, перпендикулярном направлению простирания, — тонкое чередование светлых и темных полосок. При ударе молотком выбиваются удлиненные стебельчатые обломки, оси которых совпадают с осями валиков рифлености.

Аналогичный характер зона нарушения имеет и на горизонте 182 у жилы № 19. Очень характерно, что рассланцованные и измененные породы распадаются на клиновидные обломки различной величины, которые несут отчетливые бороздки по направлению падения сланцеватости.

По внешним особенностям зоны нарушения можно было предполагать, что подвижки происходили в горизонтальном направлении, поэтому были выбраны следующие

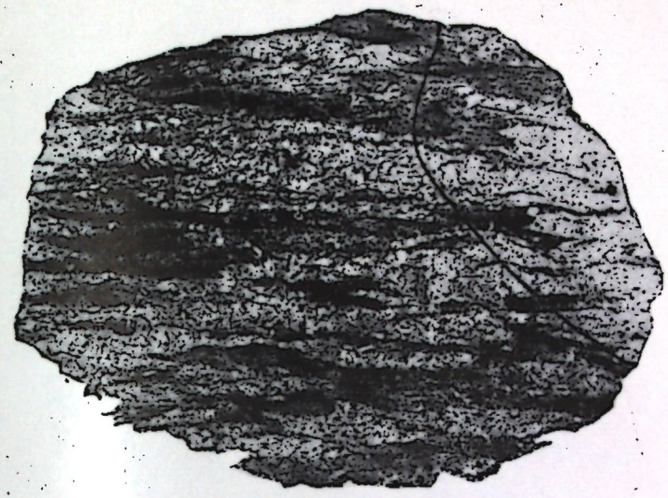


Рис. 117а. Порода из зоны Безымянного сброса. Шлиф ⊥ оси *a* (×15).

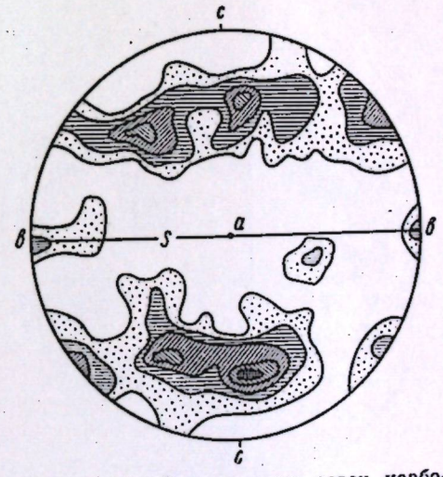


Рис. 117б. Ориентировка зерен карбоната в том же шлифе. 96 оптических осей; изолинии через 1%. *S* — сланцеватость *a*, *b*, *c* оси координат.

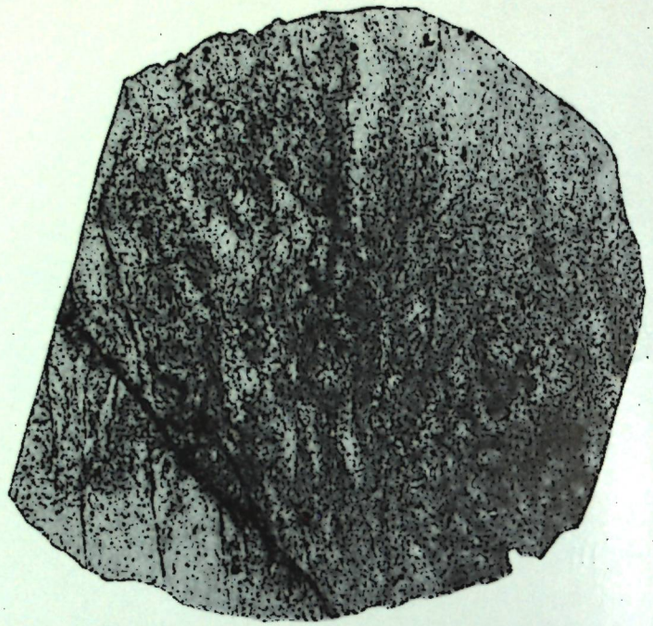


Рис. 118а. Порода из зоны Широтного сброса. Шлиф ⊥ оси b (×51).

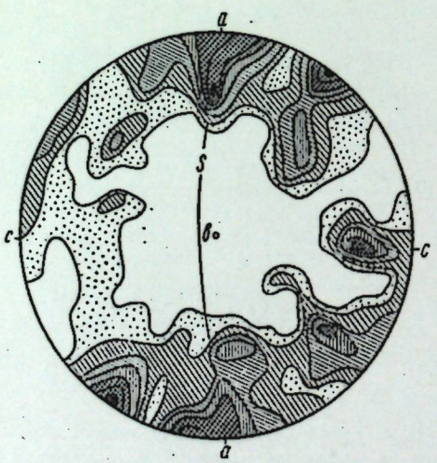


Рис. 118б. Ориентировка зерен карбоната в том же шлифе. 100 оптических осей; изолинии через 1%. Обозначения те же, что и на рис. 117.

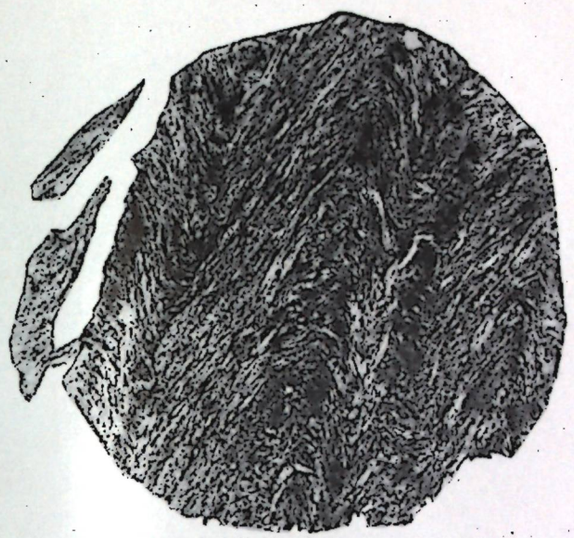


Рис. 119а. Порода из зоны Порфирового сброса Шлиф ⊥ оси b (×10).

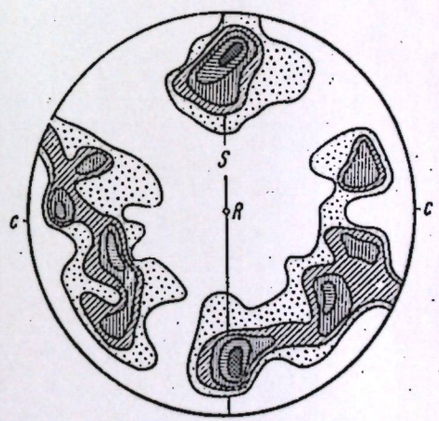


Рис. 119б. Ориентировка зерен карбоната в том же шлифе. 74 оптические оси; изолинии через 1,3%. Обозначения те же, что и на рис. 117.

оси координат: ось a — горизонтальная, совпадает с направлением простирания поверхности сланцеватости; ось b — совпадает с осями валиков, т. е. располагается по падению сланцеватости; ось c — перпендикулярна плоскости ab (и S).

На рис. 118, а, б представлена микрофотография шлифа $\perp$ оси b и ориентирная диаграмма, показывающая ориентировку оптических осей зерен карбоната в этом шлифе. Узор на диаграмме отличается от разобранного выше, что свидетельствует об ином характере движений, приведших к возникновению данного узора. Характерным для него является наличие максимумов, образующих полный пояс вокруг оси b, т. е. дающих картину R — поясового тектонита, и возникающих (Н. А. Елисеев, 1953) следующим образом: при тектонических подвижках дифференциальные перемещения, параллельные поверхностям скольжения, делаются вращательными под влиянием препятствий вследствие неровностей на поверхностях скольжения. В результате вращательных движений, возникающих при скольжении вдоль системы плоскостей скольжения вокруг оси R, расположенной перпендикулярно к направлению тектонических подвижек, образуются борозды или валики, ориентировка которых совпадает с положением оси R (поперек направления подвижек) — поперечные борозды $R = b$.

На способ образования R — поясового тектонита в нашем случае проливает свет положение пластиночек талька, которые, как видно на микрофотографии, образуют полосы дугообразно и S-образно изгибающиеся. Такое положение они могли занять только в результате вращательных дифференциальных движений, происходивших в зоне нарушения. Таким образом, мы имеем случай тектонита, возникшего в результате вращательных движений в направлении, перпендикулярном бороздкам, на поверхности сланцеватости. Поскольку эти бороздки ориентированы по падению тектонической зоны, то подвижки вдоль нее осуществлялись в горизонтальном направлении, т. е. Широтный сброс в действительности представляет собою сдвиг.

3. Порфировый сброс — на горизонте 182, в штреке по жиле № 9. Представлен зоной рассланцованных и измененных пород мощностью около 1,5—2 м с простиранием северо-запад 335° и падением на северо-восток под углом 60—65°. Поверхность сланцеватости мелковолнистая, с многочисленными бороздками, ориентированными горизонтально, по простиранию сланцеватости. Борозды гладкие.

Исходя из предположения, что данное нарушение является сбросом, оси координат были выбраны следующие: ось a располагается в плоскости сланцеватости по ее падению; ось b совпадает с направлением бороздок на плоскости, т. е. горизонтальная; ось c перпендикулярно плоскости ab, совпадающей с поверхностью сланцеватости.

Изучение ориентированных шлифов выявило следующее. На рис. 119 а,б представлена фотография шлифа, изготовленного перпендикулярно оси b, т. е. перпендикулярно бороздкам, которые обозначены буквой $Б$.

Сланцеватая порода сложена в основном карбонатом, тальком и амфиболом. На фотографии видно, что пластинки талька и иголочки амфибола располагаются таким образом, что образуют S=образные изгибы и микроскладочки, причем оси этих складочек совпадают с направлением оси b (и бороздок $Б$).

Как и в двух первых случаях, в шлифе измерялось положение оптических осей зерен карбоната. Выявленный узор характеризуется наличием неполного пояса около оси b. О способе образования тектонита с таким узором говорит, как и для предыдущего случая, расположение пластинок талька и иголочек амфибола. Наблюдающиеся изгибы и микроскладочки могли возникнуть только в результате вращательных дифференциальных движений, осуществлявшихся в направлении, перпендикулярном бороздкам на плоскостях сланцеватости. Таким образом, и здесь перед нами R — тектонит, но поскольку бороздки ориентированы горизонтально, то движения вдоль тектонической зоны происходили по падению ее. Порфировый сброс действительно является сбросом.

4. На горизонте 102, квершлаг на жилу № 19 пересекает тектоническую зону (так называемый Северо-Западный сброс), мощностью около 2 м, представленную рассланцованными и измененными породами. Простирание ее северо-западное 340°; падение на северо-восток под углом 60—65°. На плоскостях сланцеватости обнаруживаются бороздки, ориентированные под углом к направлению падения сланцеватости: они падают по азимуту северо-запад 50° под углом 35—40°. Плоскость сланцеватости по падению бороздок зазубренная, шероховатая. Положение бороздок и характер поверхности сланцеватости свидетельствуют о том, что тектоническое нарушение является сбросо-сдвигом.

Выявленная новая особенность месторождения имеет прямое отношение к образованию сульфидных жил. Сдвиги северо-западного и широтного простирания способствовали раскрытию меридиональных рудовмещающих трещин. Этими движениями объясняется и механизм образования раздувов, и уступообразные изменения мощности жил, и усложнение их морфологии вблизи сдвиговых зон.

Д а й к и. В пределах месторождения известно 12 крупных, прослеженных горными работами, даек и несколько мелких. Обычная мощность их

колеблется от 0,5 до 2 м, хотя встречаются как более мощные дайки (до 4 м), так и менее мощные (20—30 см). Характерными особенностями, общими для всего дайкового комплекса, являются следующие:

а) все дайки имеют простирание в северо-западных румбах, доходящее участками до меридионального, и падение на северо-восток под крутыми углами (45—80°), иногда приближающееся к вертикальному. Как исключение, в нескольких пунктах известно падение на юго-запад под углами 83—85°;

б) залегают дайки преимущественно по системе самостоятельных наложенных трещин, но на отдельных участках используют зоны сбросов и сдвигов (Северо-Западного, Промежуточного, Меридионального, Широтного, Южную зону). Кроме того, используются также на некоторых участках рудовмещающие трещины, например трещина жилы № 16 западное крыло, № 18, № 50 и др. В том и другом случае, переходя из диагональной трещины в сброс или рудовмещающую трещину, дайки делают коленообразные изгибы. Примеры таких коленчатых даек видны на прилагаемом плане — рис. 115;

в) большинство даек отличается наличием закаленной (афанитовой, стекловатой) зоны у контактов, что свидетельствует о внедрении их в остывший массив;

г) дайки пересекаются рудными жилами, являясь более древними образованиями.

По петрографическому составу среди дайковых пород выделяется несколько разновидностей. По данным Е. Т. Масловой [1953], установлены следующие группы: а) оливинсодержащие породы, представленные оливиновыми долеритами (авгитовым и гиперстеновым), оливиновыми диабазами и оливиновым камптонитом; б) безоливиновые породы — долериты, диабазы (и метадиабазы), лейкократовые лампрофиры; в) кислые породы — кварцевые порфиры и альбититы. Наиболее распространены безоливиновые породы; дайки оливиновых пород южнее шахты № 3 не встречены.

По способу внедрения дайки подразделяются на однофазные и двухфазные. Последние в свою очередь подразделяются на двукратные и сложные.

Подавляющее большинство даек представлено однофазными.

Пример двукратной дайки приводится З. А. Образцовой [1950], которая отмечает, что в меридиональном участке дайки оливинового диабаза (по определению Е. Т. Масловой — оливинового долерита), залегающей параллельно жиле № 16, наблюдается вторая сильно ветвящаяся дайка того же состава. Мощность первой дайки — до 1,5 м, мощность второй не превышает 30 см. Крупная дайка — более ранняя — имеет в центральных частях крупнокристаллическую габбро-офитовую структуру и афанитовые зальбанды. Вторая дайка имеет полностью отчетливо выраженное мелкокристаллическое сложение, что указывает на очень незначительную разницу во времени внедрения обеих даек.

К двукратным сложным дайкам относится дайка диабаза и кварцевого порфира на горе Кумужьей. Кварцевый порфир заполняет трещину северо-западного простирания, проходящую либо по одному из контактов, либо внутри диабазовой дайки. Присутствие ксенолитов диабаза в кварцевом порфире, отчетливая закалка его у контактов с диабазами определяет более ранний возраст диабазов.

Возрастные соотношения между дайками различного состава выяснены не для всех пород и общая последовательность внедрения даек остается неясной. Установлено, что, во-первых, лампрофир, залегающий в зоне Меридионального сброса, древнее оливинового долерита (о чем свидетельствует сильная катаклазированность лампрофира, в то время как оливиновый долерит совершенно не затронут катаклазом); во-вторых, оливиновый гиперстеновый долерит древнее диабаза, так как дайка его пересекается и смещается диабазовой дайкой; в-третьих, в сложной дайке диабаза и кварцевого порфира диабаз древнее кварцевого порфира. Таким образом, выявляется следующий порядок внедрения даек различного состава: лампрофир, оливиновые долериты, диабазы, кварцевый порфир. Возрастное положение остальных даек остается неясным.

Разнообразие дайковых пород, присутствие в массиве двухфазных даек и случаев пересечения одних другими указывает на длительность и сложность процесса формирования дайкового комплекса, который закончился до образования рудных жил.

СТРУКТУРА СУЛЬФИДНЫХ ЖИЛ

Общая морфология рудных жил определяется характером и морфологией рудовмещающих трещин; все усложнения формы жил носят локальный характер и связаны с дорудной трещиноватостью различного генезиса, лишь частично используемой рудой в отдельных участках той или другой жилы. Так, довольно часто апофизы жил располагаются по первичным широтным крутопадающим трещинам (так называемые «пристройки» или «поперечные жилы»), по первичным пологим трещинам («плиты») и по системе диагональных трещин. В местах пересечения рудовмещающих трещин зонами сбросов и сдвигов руда использует последние, образуя затеки в рассланцованные зоны или вдоль контакта их. Наконец, в местах пересечения рудными жилами даек часто дайковые породы подвергаются дроблению; возникающие при этом системы трещин выполняются халькопиритом, образующим многочисленные мелкие переплетающиеся апофизы и отжилки от рудной жилы.

Очень характерной структурной особенностью жил является поведение в них ксенолитов боковых пород. Встречаются они довольно часто; размер их варьирует от нескольких сантиметров в поперечнике до полутора и даже более метров (в раздувах жил); форма — самая разнообразная: плиты, изометрические глыбы, угловатые, неправильной формы обломки.

Ксенолиты обнаруживаются в жилах (имеющих крутое, почти вертикальное падение) на самых различных гипсометрических уровнях, будучи заключенными в сульфидных массах и со всех сторон окружаясь ими. Такое положение ксенолитов свидетельствует о физическом состоянии рудообразующего раствора до его кристаллизации, а именно, об определенной плотности и вязкости его, достаточной для того, чтобы глыбы и обломки пород находились во взвешенном состоянии и «плавали» в рудообразующем растворе.

Наблюдается, что у ксенолитов направление трахитоидности (выраженное ориентировкой удлиненных кристаллов пироксена) не совпадает с направлением трахитоидности во вмещающей породе, что говорит о перемещении ксенолита в полости жилы.

При пересечении рудными жилами даек ксенолиты дайковых пород иногда оказываются смещенными относительно контактов дайки и расположенными в жиле за пределами дайки. Это устанавливается, например, в случае пересечения дайки оливинового долерита жилой № 18 на горизонте 222; подобные соотношения наблюдаются также по жиле № 50, в которой встречаются ксенолиты диабаза южнее пункта, где следуемая параллельно жиле дайка, делая изгиб, уходит в сторону от жилы.

На горизонте 222 жила № 18 дает крупную апофизу — затек в зону Меридионального сброса, представленную сильно рассланцованными поро-

дами. Как видно из рис. 120, в этой апофизе обнаружены ксенолиты нерассланцованных оливиновых пироксенитов, которые, очевидно, были механически увлечены внедрявшимися в зоны сброса рудными массами.

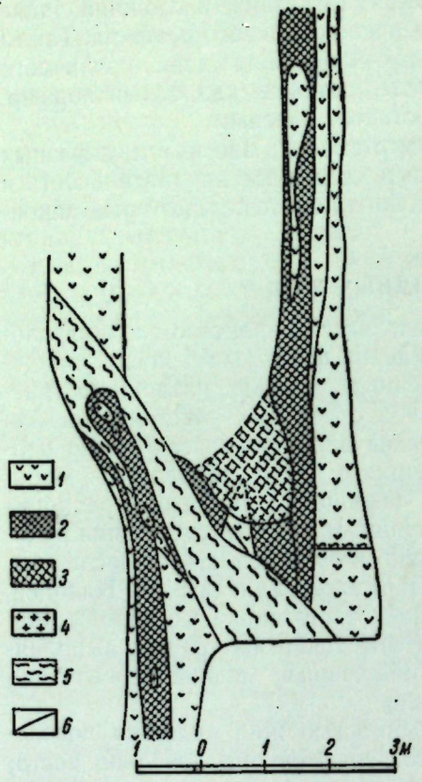


Рис. 120. Ксенолиты нерассланцованных пород в рудной апофизе в зоне сброса. Разрез жилы № 18, горизонт 222, восстающий 5 (зарисовка Г. И. Дударева):

1 — оливиновый пироксенит; *2* — сульфидная жила; *3* — руда неотбитая; *4* — ксенолиты оливинового пироксенита; *5* — рассланцованная зона сброса; *6* — трещины.

В дополнение к изложенному следует напомнить о гравитационных явлениях, наблюдаемых в зонах перехода сульфидных жил в габбро-пегматитовые: о «всплывании» кристаллов плагиоклаза и пироксена, о перемещении групп кристаллов плагиоклаза в сульфидных жилах на значительные расстояния от зоны перехода их в габбро-пегматиты. Аналогичные явления происходят и с кристаллами антофиллита, которые образовались до кристаллизации сульфидов и находились в жидком рудообразующем растворе также во взвешенном состоянии, что особенно хорошо видно в жиле № 3.

Все эти соотношения характеризуют физическое состояние рудообразующего раствора до кристаллизации сульфидов как жидкую фазу, обладающую определенной плотностью и вязкостью, благодаря чему и становятся возможным наблюдающиеся гравитационные эффекты и факты механического перемещения обломков силикатных пород и кристаллов силикатов.

Вместе с тем более поздний, чем остальные сульфиды, халькопирит проникает по тончайшим трещинкам на значительные расстояния от жил, например, пронизывает густой сетью мельчайших жилочек дайки диабаза в местах пересечения их сульфидными жилами, образует узкие апофизы и прожилки в местах выклинивания жил, проникает по трещинкам в зерна ранее образованных рудных и нерудных минералов. Это обстоятельство свидетельствует о подвижности и большой проницающей способности остаточных рудных растворов, сохранявшихся жидкими после кристаллизации главной массы минералов, слагающих руды (магнетита, пирротина, пентландита).

Таким образом, одна из структурных особенностей сульфидных жил — наличие мелких халькопиритовых апофизов и отжилков — обусловлена различием в физическом состоянии основного объема рудообразующего раствора и его остаточных порций.

Необходимо остановиться еще на одном структурном элементе сульфидных жил — полосатых текстурах рудных масс.

Полосатость довольно распространенное явление, причем выражена она различным образом. Намечается по крайней мере 4 вида полосатости.

1. Ориентированное расположение порфировых вкрапленников пентландита, намечающих своим положением элементы плоскостного параллелизма.

2. Трахитоидность — плоско-параллельное расположение удлиненных зерен пентландита и пирротина основной зернистой массы руды.

В том и другом случае характерна сходная ориентировка полосатости, которая располагается всегда параллельно контактам сульфидных жил. При изгибах контактной поверхности полосатость также меняет свое положение, согласно повторяя изгибы жил.

3. Третий вид полосатости — своеобразная «косая полосатость» — создается узкими полосками, жилочками халькопирита (мощностью от долей до 1—2 мм), чередующимися с такими же полосками преимущественно пирротинового или магнетитового состава. Жилочки халькопирита расположены под углом к контакту жилы и обычно ограничены плоскостями тектонических подвижек в руде, выраженных зонами катаклаза, которому подвергаются пирротин и магнетит, цементирующиеся халькопиритом. Таким образом, эти жилочки представляют собой результат заполнения халькопиритом серии мелких перистых трещин, возникших в результате тектонических воздействий на те участки жил, которые были выполнены ранее закристаллизовавшимися магнетитом или пирротином.

4. Четвертый вид — полосатость матовых руд, расположенных вдоль зеркал скольжения в сульфидных жилах. Как отмечалось при микроскопическом описании рудных минералов, для матовых руд характерны явления динамометаморфизма, которые выражаются катаклазированностью их, образованием двойников давления в пирротине и халькопирите, уплощением зерен пентландита, в результате чего руды приобретают полосатую структуру, причем полосатость располагается параллельно зеркалам скольжения. Типично «обтекание» полосатостью порфировидных вкрапленников магнетита.

Таким образом, возникновение полосатости последних двух видов обусловлено тектоническими воздействиями на руды.

Из краткой характеристики перечисленных четырех полосатостей видно, что намечается два генетических типа ее: 1) полосатость, возникновение которой обусловлено движением рудообразующего раствора в период, когда кристаллизация руд еще не закончена; 2) полосатость, возникающая под влиянием тектонических воздействий — давления на руды, после их кристаллизации, что вызывает либо образование серии трещин, либо катаклаз и перекристаллизацию руд, сопровождаемую течением пластичного материала.

Несходство между обоими типами заключается, во-первых, в различной ориентировке их внутри жилы: положение полосатости первого типа зависит от положения контактной поверхности жил, тогда как полосатость второго типа приурочена к тектоническим зонам, располагающимся независимо от контактов. Второе отличие заключается в различном внутреннем строении, т. е. в структуре агрегатов сульфидных зерен: для первого типа обычны гипидиоморфные структуры, ориентировка кристаллов — первичная, возникающая в фазу течения кристаллизующегося раствора; для второго типа характерны бластические структуры, явления перекристаллизации; ориентировка зерен возникает в результате течения кристаллического вещества, приобретающего пластичность под влиянием давления (тектонических воздействий).

Выделение подобных типов полосатости только намечается и вопрос этот требует дополнительных исследований.

ТРЕЩИНОВАТОСТЬ В ЖИЛАХ

В жилах развиты системы трещин, отличные от трещин во вмещающих породах. В обычных меридиональных крутопадающих сульфидных жилах

развита система крутых широтных трещин, простирающихся перпендикулярно или почти перпендикулярно по отношению к контактовым поверхностям жил. Плоскости трещин ровные. Следы скольжения отсутствуют.

В прилегающих участках боковых пород широтные трещины отличаются по своей ориентировке на некоторый угол. Крутопадающие трещины меридионального простирания в жилах отсутствуют.

Иногда наблюдаются пострудные трещины, рассекающие как рудную жилу, так и вмещающую ее породу. О пострудных подвижках свидетельствуют также зеркала скольжения в руде.

Резюмируя изложенное выше можно отметить, что структурный контроль в размещении оруденения выражается приуроченностью сульфидных жил к серии наложенных трещин. В раскрытии последних важную роль играли движения по сдвиговым зонам; в непосредственной близости к последним образуются наиболее сложные морфологические формы жил. Морфология жил и их внутренняя структура свидетельствуют об определенном механизме их заполнения, представляющем собою инъекцию высококонцентрированного рудного раствора, обладающего определенной плотностью и вязкостью; остаточные же порции обладают большой подвижностью и проницающей способностью. В конечные стадии формирования жил руды подвергались тектоническим воздействиям, приведшим к возникновению структурных усложнений в рудных массах.

Глава 18

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА СУЛЬФИДНЫХ ЖИЛ

До настоящего времени нет общей теории, удовлетворительно объясняющей происхождение эндогенных сульфидных медно-никелевых месторождений и проблема эта остается во многом неясной и дискуссионной. В какой-то мере это, повидимому, объясняется своеобразной особенностью данных месторождений, противоречивым сочетанием в них черт, свойственных как магматическим, так и гидротермальным образованиям. Поэтому с самого начала изучения их борются две точки зрения, приписывающие им различное происхождение — магматическое и гидротермальное.

Согласно первому взгляду, сульфидные медно-никелевые руды возникают в результате кристаллизации рудной магмы, отделившейся от материнской силикатной магмы в магматическую стадию путем ликвации двух расплавов: силикатного и сульфидного. При этом могут образоваться как сингенетичные вкрапленные руды и придонные залежи, так и эпигенетические месторождения — в случае перемещения (инъекции) обособившегося рудного расплава в другие части массива.

Согласно второму взгляду, сульфидные руды образуются из постмагматических гидротермальных растворов, причем не только путем непосредственного отложения рудных минералов, но и путем замещения силикатов, претерпевающих обычно гидротермальные изменения. Химическая порода рудообразующих растворов остается невыясненной, что порождает различные направления гипотезы, в частности, одни считают растворы истинными, другие коллоидными.

И магматическая и гидротермальная гипотеза опирается лишь на некоторые, отдельно взятые особенности месторождений и не в состоянии объяснить всего разнообразия наблюдаемых явлений в их взаимосвязи. Дело усложняется еще тем, что в одних месторождениях затушеваны побочными процессами одни взаимоотношения, в других — другие, что затрудняет объективную оценку истинных соотношений.

Сторонники каждой гипотезы, кроме наблюдений и интерпретации природных явлений, стремятся найти подтверждение своих представлений в экспериментальных работах. Экспериментальные исследования, проливающие свет на происхождение сульфидных руд, велись в трех направлениях: 1) физико-химическое исследование сульфидно-силикатных систем (расплавов); 2) исследования сульфидных систем различного состава; 3) изучение поведения различных соединений металлов в водных растворах.

Работы первого направления имели целью главным образом выяснение возможности ликвационной дифференциации природной магмы. Подведение итогов всех проведенных экспериментов (по литературным данным до 1949 г.), их анализ и оценка недавно сделаны Я. И Ольшанским [1950], который пришел к выводу, что достоверных сведений о сульфидно-силикатных системах в литературе очень мало. Большинство экспериментальных исследований, выполненных за время с 1910 по 1946 г., не дало заслуживающих доверия результатов. Одна из основных причин этого заключается в недостаточно высокой технике опытов, проведение которых сильно затрудняется большой химической активностью сульфидно-силикатных расплавов. Например, во многих опытах происходило взаимодействие тиглей с исследуемыми веществами; это вызывало существенные, коренные изменения в системе, не учитываемые экспериментаторами, благодаря чему сделанные ими выводы не являются обоснованными.

Поэтому те представления о сульфидно-силикатных системах, которые сложились после работ Фогта, Глазера, Яндера, А. С. Гинзберга, Д. П. Григорьева и др. и которые до настоящего времени широко распространены, в особенности среди работников геологических наук,— следует считать ошибочными.

С 1947 г. Я. И. Ольшанский, учитывая ошибки предыдущих исследований, проводит целую серию очень сложных по технике выполнения экспериментов с сульфидно-силикатными системами (Ольшанский, 1948, 1950, 1951, 1952). Для выяснения генезиса сульфидных руд наиболее важными результатами проведенных работ являются следующие. Была изучена система $FeS—FeO—SiO_2$, причем выяснилось, что при добавке к ней даже небольших (3%) количеств CaO, Al_2O_3, Na_2O и MgO при температуре около 1200° происходит расслоение сульфидно-силикатного расплава на две жидкости: силикатный расплав с небольшим количеством растворенного сульфида и существенно-сульфидный расплав. Дальнейшими исследованиями установлено, что добавки Ca_2SiO_4 и Al_2O_3 в систему значительно снижают концентрацию FeS в силикатных расплавах, находящихся в равновесии с отликвировавшим жидким сульфидом, а добавки Mg_2SiO_4 влияют незначительно. Установлено также, что растворимость сульфида в силикатном расплаве понижается по мере уменьшения содержания серы в нем, т. е. понижение концентрации серы в системе способствует расслоению.

Результаты изучения указанной системы дают основание считать, что с физико-химической точки зрения возможно ликвационное отделение сульфидов при остывании природной ультраосновной магмы. Однако необходимо при этом учитывать следующее обстоятельство. Сульфидный расплав, образующийся из силикатного расплава, содержащего FeS, всегда растворяет окислы железа, концентрация которых, при прочих равных условиях, с увеличением содержания FeO в силикатном расплаве возрастает. Я. И. Ольшанский неоднократно подчеркивает весьма большую химическую активность сульфидно-окисных смесей как растворителя металлических и ионных веществ и по этому поводу пишет, что... «суль-

фидную магму не следует представлять себе в виде чистых расплавленных сульфидов. Как показали экспериментальные исследования, расплавленные сульфиды, в особенности богатые серой, являются хорошими растворителями окислов и даже силикатов. Появление в природе чисто сульфидных расплавов поэтому совершенно невероятно. В связи с этим сульфидная магма должна рассматриваться как активный химический агент, и проникновение ее в горные породы может сопровождаться существенными изменениями последних» (Ольшанский, 1948).

Перед геологами стоит задача — выяснить соответствуют ли свойства искусственной «рудной магмы» тем явлениям, которые наблюдаются в природных рудных образованиях. На примере сульфидных жил Монче-тундры можно было видеть, что свойства рудообразующего вещества как «активного химического агента, являющегося хорошим растворителем окислов и силикатов» — не выражены так ярко, как это подчеркивается Я. И. Ольшанским.

Работы второго направления имели целью выявление закономерностей кристаллизации сульфидных расплавов и установление аналогии между получаемыми продуктами и природными рудами. В результате этих исследований для ряда систем был установлен порядок кристаллизации фаз, отвечающих по своему составу естественным минералам; была выяснена большая роль твердых растворов, образующихся при остывании сульфидных расплавов; установлены температурные пределы существования некоторых твердых растворов и точки их распада. Выявленные при этом соотношения во многом повторяют соотношения, наблюдаемые в естественных рудных образованиях, что и предопределило объяснение их возникновения магматическим путем. В частности, наличие в рудах явлений распада некоторых твердых растворов стало считаться критерием магматического происхождения руд.

Но, вместе с этим, получены и такие данные, которые не увязываются с природными образованиями и иногда противоречат даже друг другу. Так, при исследованиях системы Fe—Ni—S и ее отдельных частей, проливающих свет на соотношения между пирротином и пентландитом, установлено, что первым всегда кристаллизуется пирротин (Ньюхауз, Г. Г. Уразов и Н. И. Филин), а это не соответствует наблюдающимся соотношениям во многих медно-никелевых месторождениях, где определенно устанавливаются ранние по возрасту крупные порфировидные выделения пентландита, идиоморфные по отношению к пирротину.

Также противоречивы определения температур распада твердых растворов. Например, выпадение пентландита, растворенного в пирротине, происходит по данным Хьюитта при 425—450°, а по данным Ньюхауза и Уразова с Филиным — при температуре около 600°. Выпадение пластинок кубанита из халькопирита в опытах Мервина и Ломбарда происходило в интервале от 776 до 550°; Г. Шварц доказывает, что распад твердого кубанит-халькопиритового раствора наступает при 450°; по Борхарту, кубанит выпадает из халькопирита при 235°.

Следовательно, к использованию экспериментальных данных необходимо подходить с большой осторожностью, так как, во-первых, получены они в условиях, весьма далеких от природных, а во-вторых, сами по себе данные эти иногда противоречивы и во многом еще неполны. До настоящего времени опытные исследования ограничиваются изучением только бинарных и тройных систем Fe—Ni—S и Fe—Cu—S, взятых в отдельности, а соотношения между ними, т. е. между сульфидами никеля и железа и сульфидами меди и железа (наиболее важные для геологов) остались совершенно неизученными.

Экспериментальные работы третьего направления наиболее разнообразны. Очень важное значение для теории рудообразования имеет доказанный факт ничтожно малой растворимости рудных минералов, в частности сульфидов, в чистой воде (Вайгель, Брумер и Завадский), а также в разбавленных кислых и щелочных растворах (Гаррельс). Осуществлен синтез ряда сульфидных минералов из истинных и коллоидных растворов (Канна, 1936), проводятся работы в области изучения химизма реакций и условий образования отдельных минералов (Грицаенко, Слудская и Айдиньян, 1953), представляющие собой очень большой интерес.

Однако эти экспериментальные исследования своими результатами не решают вопроса о генезисе сульфидных медно-никелевых руд.

После этих общих замечаний перейдем к рассмотрению условий образования описываемого месторождения Монче-тундры.

До последнего времени сульфидные жилы массива Ниттис — Кумужья — Травяная считались образованиями магматическими в узком смысле слова (Мурашов, 1946, Котульский, монография по Монче-тундре, Гипроникель, 1948), т. е. образованными из рудной магмы или расплава с температурой 800—1000° отликвировавшего от ультраосновной магмы и заполнившего полости рудовмещающих трещин путем инъекции.

В результате работ, проведенных с 1949 г. выявился целый ряд особенностей месторождения, которые существенно меняют прежние представления о его генезисе и свидетельствуют об иных условиях его формирования. Прежде чем характеризовать эти особенности, следует отметить, что пространственная приуроченность сульфидных жил к ультраосновному массиву и тесная связь их с комагматичными габбро-пегматитами определяет принадлежность месторождения к магматическому типу в широком смысле слова, т. е. указывает на магматический источник рудных масс. Приуроченность жил к системе наложенных трещин и пересечение рудными жилами диабазовых даек и зон сбросов и сдвигов определяет эпигенетический характер оруденения.

Выявленная зональность в строении месторождения дает основание для заключения о направлении движения жилообразующих масс, а именно, о поступлении их с юга, от корневых частей интрузии. Исходя из общих представлений об эволюции магматического расплава в ходе магматического процесса можно считать, что сульфидные рудные массы, как и связанные с ними габбро-пегматиты, являются остаточными продуктами дифференциации ультраосновной магмы.

Остановимся теперь более подробно на некоторых особенностях жил, помогающих уяснить условия их образования.

О физическом состоянии рудообразующих масс до их кристаллизации свидетельствуют такие особенности жил, как поведение в них ксенолитов вмещающих пород (охарактеризованные выше), гравитационные явления в зоне перехода сульфидных жил в габбро-пегматитовые жилы, полосатые текстуры руд, возникшие в результате движения кристаллизующихся рудных масс. Все это говорит об определенной плотности и вязкости рудообразующей жидкости до ее кристаллизации.

Морфология жил — уступообразные изменения их мощности, наличие «поперечных» апофиз, внезапное разветвление жил на ряд узких прожилков — свидетельствует о заполнении полостей трещин разрыва и скалывания вязкой и плотной жидкостью.

С процессом рудообразования генетически связаны околожильные гидротермальные изменения боковых пород, обусловленные воздействием на них углекислых водных растворов, поступавших из рудообразующей жидкости, заполнявшей полости рудовмещающих трещин (т. е. полости жил). Комплекс развивающихся при этом минералов — тальк, карбонат,

антофиллит, хлорит — говорит о низкотемпературных условиях метаморфизма. Изучение возрастных соотношений между продуктами метаморфических реакций и рудными минералами, выполняющими жилы, показало, что процесс метаморфизма протекал несколько раньше кристаллизации сульфидов, или, другими словами, несколько опережал рудоотложение. Следовательно, рудоотложение происходило при еще более низкотемпературных условиях, а это дает основание считать, что рудообразующая жидкость не могла быть расплавом.

Такое заключение подтверждается соотношениями между рудными минералами и силикатами в зоне перехода сульфидных жил в габбро-пегматиты. Воздействие жидких рудообразующих масс на минералы габбро-пегматитов вызвало низкотемпературные гидротермальные изменения их, выразившиеся в развитии гидробиотита по биотиту, скаполита и кальцита по плагиоклазу, хлорита по плагиоклазу, вторичных амфиболов по пироксену.

Таким образом, рудообразующая жидкость до своей кристаллизации обладала невыской температурой и содержала в своем составе воду, CO_2, Cl, H_2S. Такое физико-химическое состояние ее ближе всего соответствует понятию гидротермального раствора. Раствор этот, однако, обладал специфическими особенностями, к которым относятся, во-первых значительная плотность и вязкость его, а во-вторых, высокая концентрация растворенных минеральных компонентов. О последнем свидетельствует зернистое строение руд, обусловленное одновременным возникновением множества центров кристаллизации во всем объеме жилы.

Структурные соотношения между слагающими руды минералами показывают, что процесс формирования руды характеризуется последовательным появлением ряда парагенетических ассоциаций рудных минералов, сменяющих друг друга. Первая по времени выделения и главная по объему парагенетическая ассоциация возникает в результате кристаллизации рудообразующего раствора. Своеобразие ее заключается в наличии двух и более генераций одних и тех же минералов. В процессе кристаллизации руды почти каждый минерал выпадает несколько раз — и в начальные стадии кристаллизации и в ее конечные стадии, т. е. при различных температурных условиях. Это свидетельствует о том, что ход кристаллизации управляется, очевидно, не столько охлаждением системы и падением температуры, сколько какими-то другими факторами. Прежде чем разбирать какие это факторы, необходимо заметить, что некоторые структурные соотношения в рудах (например, между главной массой пирротина и пентландитом второй генерации, а также структуры распада твердых растворов) соответствуют соотношениям, полученным при экспериментальных исследованиях сульфидных расплавов и образующимся при высоких температурах (600—700°). Однако, как уже было отмечено, особенности месторождения свидетельствуют о том, что рудообразующая жидкость не могла быть расплавом. Это противоречие не находит пока достаточно убедительного объяснения.

Вернемся к вопросу о том, какие же факторы управляют процессом рудообразования. В этом отношении очень много говорят следующие обстоятельства: факт химического взаимодействия рудообразующего раствора с боковыми породами; явление взаимообмена веществами между рудообразующим раствором и растворами, пропитывающими метаморфизованные участки боковых пород; изменение химического состояния рудообразующего раствора (нейтрализация H_2CO_3), после чего начинается кристаллизация сульфидов — все это свидетельствует о важной роли химической обстановки, в которой идет рудоотложение.

В последние годы опубликован целый ряд работ А. Г. Бетехтина [1949, 1950, 1951, 1953], который на основании изучения и анализа обширнейшего материала из сульфидных месторождений показал, что выпадение того или иного рудного минерала из раствора определяется режимом кислорода и серы в растворе, а также значением окислительно-восстановительного потенциала среды, которые периодически меняются в процессе кристаллизации руд. Работы А. Г. Бетехтина подводят теоретическую базу под понимание процесса рудообразования как процесса химического, в котором химический контроль является важнейшим фактором, определяющим его направление и развитие. На примере сульфидных жил Монче-тундры весьма наглядно иллюстрируется справедливость такого заключения. При прослеживании порядка кристаллизации минералов в рудах устанавливается, как мы видели выше, типичное чередование периодов образования магнетита и сульфидов, что находится в прямой зависимости от периодических изменений концентрации кислорода и серы в растворе. Кроме того, смена одной парагенетической ассоциации другою знаменуется не только изменением режима S и O, но и изменением окислительно-восстановительного потенциала раствора (см. описание парагенетических ассоциаций).

Не совсем ясен вопрос о происхождении структур распада твердых растворов. Выпадение пластиночек ильменита в магнетите, «клинышков» пентландита в пирротине, пластинок кубанита в халькопирите и т. д.— все это как будто легче объясняется путем распада твердых растворов, образующихся в процессе кристаллизации из расплава. А это, как уже неоднократно отмечалось, не согласуется с другими особенностями месторождения. Своеобразие таких структур в описанных рудах заключается в приуроченности их к более поздним трещинкам, что особенно ярко выражено на примере, образования клинышков пентландита в пирротине, которые, как правило, отходят от жилочек халькопирита, пересекающих зерна пирротина. Это свидетельствует о том, что распад твердого раствора происходил не самопроизвольно, при понижении температуры в процессе становления минерала, а обусловлен позднейшим воздействием внешних факторов, вызвавших молекулярную перегруппировку. Вопрос этот требует дальнейших исследований.

Еще одна генетическая особенность изученных жильных руд заключается в том, что в процессе кристаллизации рудообразующего раствора происходит изменение физического состояния его. Главная масса раствора в период кристаллизации магнетита, пентландита и пирротина обладала, как уже указывалось, значительной плотностью и вязкостью, чем обусловлены гравитационные явления и возникновение полосатых текстур. После же кристаллизации пирротина остаточные порции раствора, из которых кристаллизовался халькопирит, обладали очень большой проницающей способностью и подвижностью, о чем говорит морфология выделений халькопирита, образующего апофизы, мелкие длинные отжилки и сеть тончайших прожилков. Наконец, самые остаточные порции рудообразующего раствора были настолько подвижны, что проникали по границам между зернами минералов, слагающих руды и обусловили процессы метасоматических замещений магнетита сульфидами, разобранные при описании руд.

Нет прямых данных, которые позволили бы сказать, в форме каких химических соединений находились в растворе тяжелые металлы до кристаллизации сульфидов и магнетита. Ряд соображений по этому поводу высказан в последнее время А. Г. Бетехтиным [1953], который пришел к выводу, что в растворах переносились вовсе не те соединения, которые мы наблюдаем в рудах. Выделившиеся из растворов твердые кристалли-

ческие вещества — минералы — представляют собой трудно растворимые продукты химических реакций обменного разложения между другими химическими соединениями тяжелых металлов. Высокая концентрация химических компонентов в растворе может быть только для относительно легко растворимых соединений; для тяжелых металлов это будут, в частности, хлориды (которые, между прочим, часто встречаются как продукты фумарольной деятельности) и в меньшей степени — фториды металлов. Вероятен также перенос металлов в виде сложных комплексных соединений. Эти трудно улетучивающиеся с парами воды хлористые и фтористые соединения вместе с другими веществами могут накапливаться в постмагматических растворах в интрузивном теле до наступления гидротермального этапа магматической деятельности и затем переноситься гидротермальными растворами до тех пор, пока не наступят благоприятные условия для осуществления химических реакций, в результате которых образуются трудно растворимые продукты — минералы.

Таким путем решается не только проблема переноса вещества, но вместе с тем намечается возможность объяснения некоторых специфических особенностей рудных месторождений. В частности, находят объяснение различные способы отложения минеральных масс в месторождениях. Как известно, рудные тела образуются либо путем постепенного отложения вещества в результате более или менее длительной циркуляции растворов, либо путем инъекции в какую-либо полость концентрированного и достаточно вязкого материала. Последнее обстоятельство наряду с целым рядом других соображений (Чухров, 1950) привело к предположению о том, что рудные массы до их кристаллизации находились в состоянии коллоидного раствора.

В 1892—1893 гг. русский горный инженер В. А. Крат впервые сформулировал концепцию одновременного инъекционного заполнения жильных трещин вязкими гелеобразными массами. С тех пор эта теория успешно применялась отдельными исследователями для объяснения образования ряда жильных месторождений. Например, В. Г. Соловьев пишет: «Сплошные сульфидные руды некоторых алтайских месторождений образованы отложением в ослабленных зонах контакта глинистых сланцев с гидротермальными кварцитами достаточно концентрированного и вязкого вещества в форме коллоидов, а не путем длительной циркуляции жидких рудоносных растворов».

Академик С. С. Смирнов резко подчеркивал не подлежащее сомнению обстоятельство, что в ряде случаев мы встречаемся с результатами деятельности растворов, весьма близких по своему состоянию к вязким студенистым массам (Смирнов, 1945).

Многие особенности рудных месторождений объяснялись коллоидным состоянием рудообразующих масс Ю. А. Билибиным, О. Д. Левицким и особенно Ф. В. Чухровым.

Таким образом, факт существования рудообразующих коллоидных систем в природе не вызывает сомнения, однако время возникновения их остается неясным. Попытка отнести его к магматической стадии подвергалась серьезной критике со стороны А. Г. Бетехтина [1953], показавшего ряд логических неувязок этой гипотезы, которые приводят к выводу, что воззрения на образование коллоидных систем в ранние магматические стадии и на возможность переноса минеральных веществ в форме коллоидов оказываются несостоятельными.

А. Г. Бетехтин предлагает новое решение вопроса. Он указывает, что возникновение коллоидных растворов очевидно происходит одновременно с реакциями обменного разложения, в результате которых происходит образование минералов. Действительно, в коллоидной системе дисперсная

фаза какого-либо вещества по своему химическому составу и строению кристаллической решетки ничем принципиально не отличается от крупнокристаллических масс того же вещества. Следовательно, частицы дисперсной фазы, так же как скрытокристаллические и явнозернистые массы, должны были образовываться при наступлении одних и тех же химических реакций, возникающих при определенных физико-химических условиях, и образование их должно подчиняться одним и тем же законам химии. Причина возникновения коллоидной системы заключается в высокой концентрации минеральных веществ в гидротермальном растворе, в силу которой происходит массовое появление зародышевых кристаллических частичек, что и приводит к тому, что вступает в действие сила огромной поверхностной энергии, связанной с удельной поверхностью возникшей дисперсной фазы.

Далее А. Г. Бетехтин отмечает, что изучение месторождений, в которых присутствуют и кристаллические и колломорфные выделения одного и того же вещества, выделившегося в одну и ту же стадию минерализации, позволяет считать, что момент коагуляции коллоидных частиц не был отделен значительным промежутком времени от момента химической реакции и образования коллоидных растворов, возникших в результате той же реакции.

Все сказанное по поводу коллоидных растворов имеет непосредственное отношение к месторождению сульфидных жил Монче-тундры. Очень возможно, что специфическая особенность рудообразующего раствора, на которую было обращено внимание выше, именно его значительная плотность и вязкость объясняется тем, что он находился в состоянии коллоидного раствора, причем образование коллоида произошло в то время, когда гидротермальный раствор уже заполнил полости раскрывшихся рудовмещающих трещин.

В заключение следует еще раз повторить то, что было сказано в начале, воспользовавшись на этот раз словами С. С. Смирнова [1947]: «при современном состоянии наших знаний существующие теории рудообразования слишком еще несовершенны. Ключи к проблеме еще не найдены». В поисках этих ключей каждый вновь установленный факт может иметь большое значение, что оправдывает те усилия, которые были направлены на установление этого факта.

ЧАСТЬ VII

ВТОРОСТЕПЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Глава 19

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВТОРОСТЕПЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Кроме сульфидных жил массива Ниттис — Кумужья — Травяная, в пределах Мончегорского плутона известно несколько второстепенных месторождений эпигенетического типа, приуроченных к наложенным структурам. К ним относятся месторождение Морошковое озеро и месторождения геофизических аномалий, расположенные на юго-западных склонах горы Нюд (см. геологическую карту рис. 121). Настоящая глава содержит характеристику их, составленную по фондовым материалам комбината Североникель.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ МОРОШКОВОЕ ОЗЕРО

Расположено у подножья южного склона горы Нюд, в 200—250 м на северо-восток от оз. Морошкового. Месторождение было обнаружено летом 1936 г. геофизическими методами. В последующие годы подвергалось буровой разведке и вскрыто горными работами: шурфами и разведочной шахтой глубиной 35 м, из которой пройден квершлаг и штреки. В результате проведенных работ выяснилось, что сульфидное медно-никелевое оруденение приурочено к тектонической зоне, проходящей по контакту между норитами, слагающими гору Нюд и вмещающим их комплексом диорито-гнейсов, расположенным к юго-западу от норитов (см. рис. 121).

Диорито-гнейсы имеют северо-западное простирание (азимут 325—330°) и падение на северо-восток, под нориты, под углом 55—60°, иногда до 70°. В некотором удалении от контакта с норитами, но параллельно ему, среди диорито-гнейсов залегает дайка роговообманкового метадиабаза. В непосредственном контакте с норитами диорито-гнейсы подвергаются катаклазу и рассланцеванию и хлоритизации.

Нориты юго-западного склона Нюда уралитизированы и местами альбитизированы, в контакте с диорито-гнейсами превращены в сланцы — актинолитовые, актинолито-хлоритовые и кварцево-хлоритовые. Прослои рассланцованных норитов встречаются и среди диорито-гнейсов, мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 15—20 и даже 35 м. С другой стороны, среди норитов встречаются ксенолиты диорито-гнейсов, вытянутые в направлении простирания контакта.

Довольно широким распространением в зоне контакта пользуются мелкозернистые альбитовые породы с микропегматитом, происхождение которых не совсем ясно. Возможно, что образование их связано либо с контактовым воздействием норитов на вмещающие диорито-гнейсы, либо с более поздними гидротермальными проявлениями. Высказывалось предположение и о принадлежности их к самостоятельной кислой интрузии. Кроме этих пород, встречаются дайки лампрофиров и многочисленные тонкие пегматитовые и кварцевые жилки, выполняющие трещины в норитах, в актинолито-хлоритовых сланцах и диорито-гнейсах.

Тектоническая зона, выраженная рассланцеванием в контакте как гнейсов, так и норитов прослежена на протяжении 500—550 м, простирание ее преимущественно северо-западное (меняющееся участками до

меридионального) падение на северо-восток под углом 55—60°; максимальная мощность — 50—60 м.

Сульфидные выделения, приуроченные к этой зоне, представлены несколькими морфологическими разновидностями:

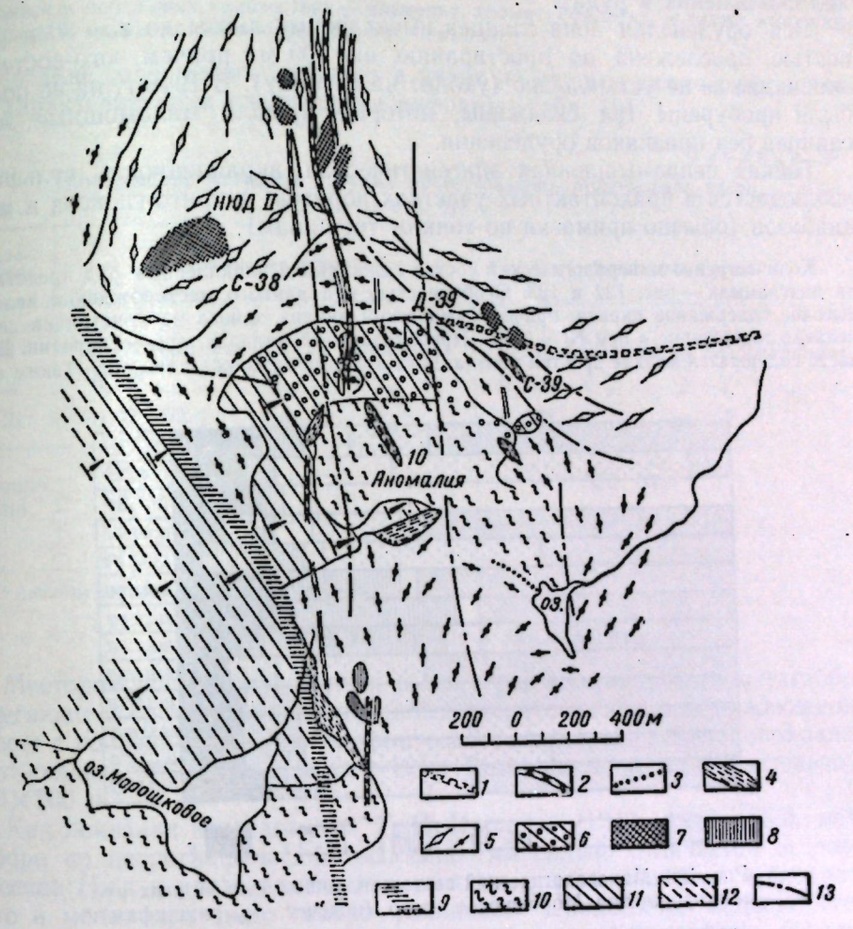


Рис. 121. Геологическая карта юго-западных склонов горы Нюд (по материалам комбината Североникель):

1 — одегардит; *2* — лампрофир; *3* — пласт титаномагнетита; *4* — актинолито-хлоритовые сланцы; *5* — нориты оливиновые и пойкилитовые; *6* — альбитизированный диорито-гнейс; *7* — ксенолиты критического горизонта; *8* — метабазит; *9* — метадиабаз; *10* — габбро Главного хребта Монче-тундры (и метагаббро «окна»); *11* — диорито-гнейс; *12* — биотитовый гнейс; *13* — сбросы.

а) системы неправильных ветвистых жилок и прожилков мощностью в несколько миллиметров и сантиметров, ориентированных преимущественно по сланцеватости породы;

б) отдельные линзы и гнезда (соединяющиеся прожилками) мощностью до 20 см, причем слагающие их рудные массы являются цементом, в который включены обломки сланцев неправильной, иногда округлой и вытянутой формы (оруденелая брекчия);

в) дендритовидные выделения по стенкам трещин;

г) вкрапленники, располагающиеся по плоскости сланцеватости иногда в виде цепочек, благодаря чему образуются руды полосатой текстуры; количество рудных вкрапленников составляет от 3—5 до 25% объема породы.

Образование сульфидов произошло в результате циркуляции рудоносных растворов по трещинкам в нарушенных и измененных породах. Послерудные тектонические нарушения весьма незначительны по масштабу и выражены образованием вторичной плойчатости в сланцах и мелких зеркал скольжения в рудах.

Вся оруденелая зона сланцев имеет форму линзы до 25—30 м мощностью, прослежена по простиранию на 200 м, причем юго-восточное окончание ее не установлено (уходит на глубину). В 1948 г. на ее поиски были пробурены три скважины, которые прошли маломощные зонки сланцев без признаков оруденения.

Тонкая непромышленная эпигенетическая вкрапленность сульфидов наблюдается в приконтактных участках норитов, диорито-гнейсов и метадиабазов (обычно примазки по тонким трещинам).

Количественно-минералогический состав сплошных и вкрапленных руд представлен на диаграммах — рис. 122 и 123. Особенностью руд данного месторождения является высокое содержание пирита, причем химический анализ одного из кристаллов пирита показал содержание в нем Ni — 0,9%. Преобладающий минерал руд — пирротин. В нем часто содержатся мелкие вростки пентландита в форме «язычков пламени». Таким обра-

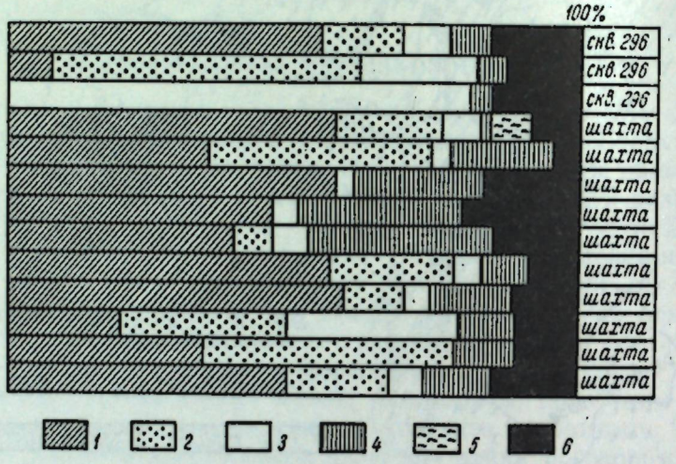


Рис. 122. Минералогический состав сплошных сульфидных руд месторождения Морошковое озеро (подсчет по аншлифам):

1 — пирротин; *2* — пирит; *3* — халькопирит; *4* — пентландит; *5* — полидимит; *6* — магнетит.

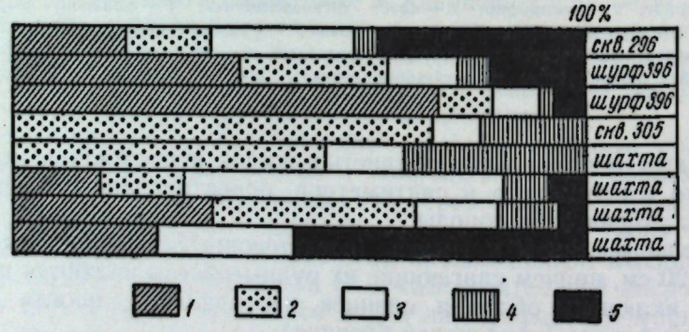


Рис. 123. Минералогический состав вкрапленных руд месторождения Морошковое озеро (содержание сульфидов в актинолито-хлоритовых сланцах — до 25%):

1 — пирротин; *2* — пирит; *3* — халькопирит; *4* — пентландит; *5* — магнетит.

зом, пентландит присутствует в двух генерациях — самостоятельные выделения и отмеченные включения в пирротине. Магнетит присутствует повсеместно, в отдельных участках преобладая по количеству над сульфидами. Халькопирит — наиболее поздний по времени выделения, корродирует магнетит, пирит, пирротин и пентландит. Полидимит развивается по пентландиту. Кроме этих главных минералов, установлены редко встречающиеся в небольших количествах — ильменит, хромит, сфалерит, а также вторичные минералы — марказит, халькозин, борнит, ковеллин.

Средние содержания металлов в рудах по данным химических анализов характеризуются следующими цифрами (табл. 19).

Таблица 19

Содержание металлов в рудах месторождения Морошковое озеро (в вес. %) [1]

Компоненты	Сплошные руды	Вкрапленные руды
Ni	3,88 (среднее из 19 анализов)	0,141 (среднее из 125 анализов)
Cu	0,86 " " " "	0,127 " " " "
Co	0,17 " из 10 "	0,003 " из 7 "
Отношение	Cu : Ni = 1 : 4,5 Co : Ni = 1 : 14	Cu : Ni = 1 : 1,1 Co : Ni = 1 : 23

[1] Анализы на платиноиды не проводились.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ «10-я АНОМАЛИЯ»

Месторождение приурочено к выходу роговообманкового метагаббро, залегающего среди альбитизированных диорито-гнейсов и обнажающегося вместе с последними в виде тектонического окна среди норитов юго-западного склона горы Нюд (см. рис. 121). Размеры окна приблизительно — 200×700 м.

Как показали исследования Т. Н. Ивановой [1947—1949, 1953], метагаббро по петрографическим особенностям сильно отличается от пород массива Нюд и представлено несколькими разновидностями лейкократового и меланократового габбро различной зернистости, подвергшегося изменению — амфиболизации, соссюритизации, альбитизации, окварцеванию. По своему сложению габбро неоднородно: массивные разновидности чередуются с рассланцованными. Первые почти не отличимы от габбро главного хребта Монче-тундры, вторые — превращены в амфиболиты и актинолито-хлоритовые сланцы. Помимо кристаллизационной сланцеватости, наблюдается первичная полосатость, выраженная чередованием полос различного состава. Ориентировка сланцеватости и полосатости метагаббро совпадают, имея простирание северо-западное 320° и падение северо-восточное под углом 40°, т. е. параллельно кристаллизационной сланцеватости вмещающих диорито-гнейсов.

Контакт метагаббро с альбитизированными диорито-гнейсами носит интрузивный характер; вдоль плоскости его типично образование слоя титаномагнетита.

Таким образом, структурно-геологические и петрографические исследования Т. Н. Ивановой показывают, что метагаббро, отличаясь от норитов массива Нюд, слагает крутонаклонное пластообразное интрузивное тело, залегающее согласно в альбитизированных диорито-гнейсах. Возможно, что имеется не одно пластообразное тело, а несколько разделенных между собою тонкими прослоями диорито-гнейсов.

В западной и восточной частях выхода метагаббро выявлено два оруденелых участка, содержащих дендритовидные выделения сульфидов, располагающихся по трещинкам в породе. В пределах обоих рудных участков отмечается ряд рассланцованных зон северо-западного простирания, мощностью от 20 до 40 см. Вблизи западного участка проходят более крупные тектонические зоны также северо-западного простирания.

Оруденение морфологически представлено короткими ветвистыми дендритовидными жилками, реже небольшими гнездами до 2—3 см в диаметре. Сульфиды выделяются по трещинкам в породе и в слагающих ее минералах; иногда наблюдаются участки, в которых они цементируют обломки раздробленного габбро. Кроме того, сульфиды выделяются и в промежутках между зернами силикатов. Широкое развитие имеют процессы замещения рудными минералами породообразующих с образованием коррозионных структур. Вокруг сульфидных выделений габбро подвергается наиболее сильному изменению с образованием таких минералов, как эпидот, хлорит и карбонат.

Количество рудных минералов в оруденелых участках составляет от 1 до 7, иногда до 10% всего объема породы.

Сложены сульфидные выделения преимущественно пирротином в срастании с магнетитом, пентландитом, пиритом и халькопиритом.

Пирротин содержится в количестве 50—55%, а иногда до 70% по отношению к другим сульфидам. Замещает породообразующие минералы и образует зерна очень неправильной формы, от которых иногда отходят ветвистые жилки, часто переплетающиеся.

Магнетит — обычно составляет 8—10%, но местами доходит до 60—70%; выделяется две генерации его: идиоморфные кристаллы, часто содержат мелкие пластинки ильменита — продукта распада твердого раствора, и мелкие зерна, образовавшиеся после пирротина.

Пентландит — от 10 до 30%, в единичных случаях до 55—60%. Наблюдается две генерации: самостоятельные выделения и вростки (продукт распада твердого раствора) в пирротине. Замещается полидимитом, сначала частично по трещинкам, а кое-где полностью.

Пирит — составляет обычно 5—10% к количеству всех рудных минералов, но иногда 20—25 и даже 45—50%. Различаются две генерации: ранний, кристаллизующийся до остальных сульфидов (идиоморфный и пересекающийся халькопиритом) и поздний, развивающийся жилками по пирротину.

Халькопирит — содержание его колеблется от 5 до 30%; иногда образует сплошные халькопиритовые прожилки. Корродирует магнетит, пирит, пирротин; чаще других сульфидов проникает по трещинкам в силикаты.

Кроме перечисленных главных минералов, в рудах в очень малых количествах встречаются вторичные минералы — марказит, мартит, ковеллин, халькозин, лимонит.

Особенности рудных выделений свидетельствуют о привносе и кристаллизации их после того, как метагаббро подвергались раздроблению под влиянием тектонических процессов. Источником сульфидов, очевидно, является магма, из которой формировался Мончегорский плутон.

По данным химических анализов содержание полезных компонентов в рудах месторождения 10-я аномалия характеризуется следующими цифрами (в вес. %): Ni — от 0,03 до 0,92; Cu — от 0,3 до 0,53; Co — среднее 0,04; Zn, Pb — среднее 0,06.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В РАЙОНЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ С-38, С-39 и Д-39

Севернее 10-й аномалии, в норитах близ контакта с альбитизированными диорито-гнейсами «окна», геофизикой выявлено еще три аномалии, которые при разведке буровыми работами оказались рудными.

Аномалия С-38 располагается северо-западнее «окна» в пойкилитовых норитах, которые на глубине от 68 до 94 м подстилаются диорито-гнейсами. Те и другие породы очень сильно изменены: нориты уралитизированы и отальк ованы, диорито-гнейсы хлоритизированы. Широко распространены трещины различных направлений, по которым идет наиболее интенсивное отальк ование, и образуются жилки карбоната, иногда примазки сульфидов. Часто встречаются тектонические зоны небольшой мощности, вдоль которых норит превращен в актинолито-хлоритовый, актинолитовый или тальково-хлоритовый сланец. Рассланцевание норита наблюдается также по контакту с диорито-гнейсами.

Участок оруденелых норитов густо пронизан неправильными сульфидно-магнетитовыми жилками мощностью от 1 до 3 см и содержит гнезда сплошных сульфидов размерами до 0,5, 0,9 и даже 1,5 м в поперечнике. От гнезд отходят сульфидные апофизы по трещинам, и, кроме того, они окружаются ореолом густой вкрапленности; внутри гнезд часто присутствуют обломки норита. Мелкая вкрапленность сульфидов проникает и в диорито-гнейсы.

Минералогический состав рудных выделений: пирротин, магнетит, пентландит, халькопирит, пирит. Содержание Ni и Cu в руде показано на графике — рис. 124

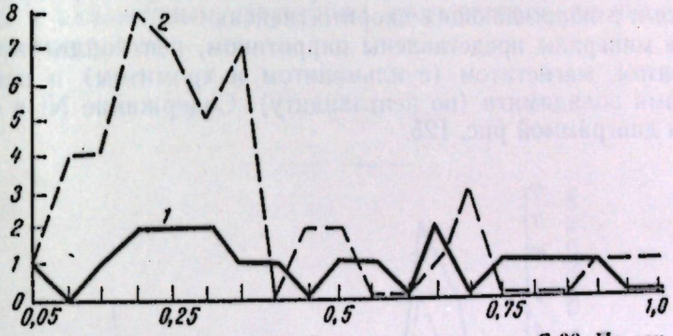


Рис. 124. Содержание Ni и Cu в рудах аномалии С-38. По оси абсцисс — содержание Ni и Cu (вес. %); по оси ординат — количество анализов с данным содержанием.

1 — медь; *2* — никель.

Аномалия С-39 располагается у северо-восточной окраины тектонического «окна», вблизи крупного ксенолита диорито-гнейсов, заключенного в норитах. Ксенолит вытянут в северо-западном направлении, по обоим контактам его проходят мощные тектонические зоны, имеющие также северо-западное простирание. Оруденение приурочено к одной из этих зон, мощностью от 20 до 50 м, в пределах которой нориты превращены в тальково-актинолито-хлоритовые сланцы. В прилегающих к зоне участках нориты катаклазированы и изменены — уралитизированы и отальк ованы.

Оруденелая зона прослежена на протяжении 100 м. Сульфиды выделяются неправильными извилистыми жилками, ориентированными по сланцеватости, тонкими примазками по трещинам и изолированными мелкими скоплениями. Мощность жилок обычно 1—2 см, иногда возрастает до 6—7 см, в исключительных случаях достигая 10—15 см. Рудные минералы представлены преимущественно пирротином; в подчиненном количестве присутствуют магнетит, пентландит, халькопирит; изредка встречаются пирит, полидимит (по пентландиту). Сульфиды являются более поздними по времени выделения, чем силикаты. Состав руды выдержи-

вается постоянным: содержание Ni колеблется в пределах от 0,24 до 0,61%.

Тонкая убогая вкрапленность встречается также в норитах и диорито-гнейсах за пределами участка с богатым оруденением.

Аномалия Д-39 расположена севернее аномалии 10 и приурочена к контакту норитов с подстилающими их альбитизированными диорито-гнейсами, залегающими на глубине нескольких десятков метров и не выходящими на поверхность. Вдоль контакта развиты альбито-микропегматитовые породы, встречающиеся также и среди норитов. Происхождение их не совсем ясно. Возможно, что это либо регенерированные альбито-микропегматитовые жилки, либо продукты гидротермального изменения вдоль определенных тектонических зон.

Нориты в районе месторождения уралитизированы и отальк ованы; в непосредственном контакте с диорито-гнейсами местами превращены в актинолито-хлоритовые и тальковые сланцы.

Оруденение приурочено к рассланцованным и измененным норитам и представлено преимущественно ветвистыми жилками мощностью до 30 см, обычно неправильными, характеризующимися чередованием раздувов и пережимов. Часты гнездовые скопления сульфидов нескольких сантиметров в диаметре, а также мелкая вкрапленность, особенно типичная для альбитомикропегматитовых пород. Тонкая убогая вкрапленность встречается и в подстилающих диорито-гнейсах.

Рудные минералы представлены пирротином, пентландитом, пиритом, халькопиритом, магнетитом (с ильменитом и хромитом) и небольшими количествами полидимита (по пентландиту). Содержание Ni и Cu иллюстрируется диаграммой рис. 125.

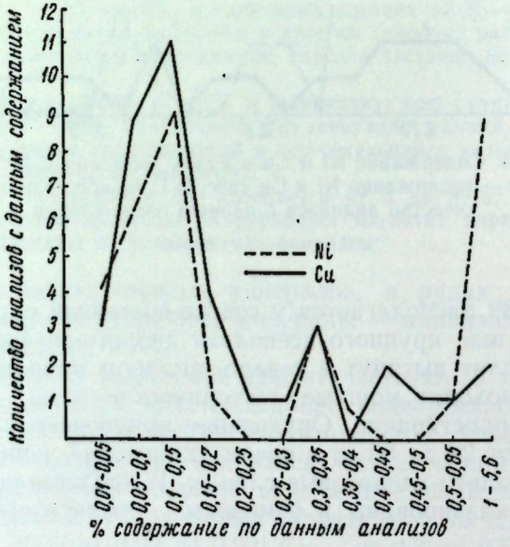


Рис. 125. Содержание Ni и Cu в рудах аномалии D-39. По оси абсцисс — содержание Ni и Cu в процентах; по оси ординат — количество анализов с данным содержанием.

Перечисленные рудные месторождения сконцентрированы на сравнительно небольшом участке юго-западного склона горы Нюд. В тектоническом отношении этот участок является очень сильно нарушенным, разбитым на различные по размерам блоки. Зоны нарушения, по которым происходили подвижки (часто приуроченные к контактам между различными породами), выражены рассланцеванием пород и образованием актинолито-хлоритовых и тальковых сланцев. Намечается четыре системы нарушений: 1) меридиональные сбросы, иногда с небольшими отклонениями к востоку или западу; 2) нарушения почти широтного простирания; 3) и 4) нарушения, диагональные к двум первым системам, т. е. северо-западного и северо-восточного простираний (Русанова, 1949).

За все годы поисково-разведочных работ на массиве Нюд — Поаз, в районе Морошкового озера и Монче-полуострова выявлено 135 геофизических аномалий. Из них горными работами и буровыми скважинами проверено 62, причем 13 аномалий оказались рудными (непроверенные есть основание считать безрудными). Почти все аномалии Нюда, как рудные, так и безрудные, приурочены к зонам тектонических нарушений. Наиболее благоприятными для рудоотложения являются тектонические зоны северо-западно- и широтного простираний, а также узлы пересечения различно ориентированных зон. Иллюстрацией последнему служит положение группы охарактеризованных выше месторождений аномалии 10, С-38, С-39, Д-39, приуроченных к узлу пересечения тектонических зон четырех направлений, и, кроме того, расположенных близ подошвы норитового массива. Все богатые рудопроявления Нюда сопровождаются явными следами гидротермальной деятельности, что наряду с приуроченностью их к наложенным структурам подчеркивает принадлежность к эпигенетическому типу.

ЧАСТЬ VIII

ГЕОХИМИЯ НИКЕЛЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА

В этой части будут разобраны следующие вопросы: количественный минералогический анализ вкрапленных руд, о природе силикатного никеля, о химическом составе и структуре пентландита, рентгенографический качественный фазовый анализ сульфидных медно-никелевых руд, о взаимоотношениях между рудными минералами, о геохимии никеля. В заключение будет приведено сравнение месторождений Мончи с другими месторождениями Кольского полуострова.

Глава 20

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВКРАПЛЕННЫХ РУД

Первые количественные минералогические исследования сульфидных вкрапленных руд Мончи были предприняты вскоре после открытия месторождения. В этих исследованиях принимали участие минералоги, петрографы, химики, обогатители. Первые работы по количественным минералогическим подсчетам сульфидов во вкрапленных рудах принадлежат П. Н. Чирвинскому [1934—1936]. Позднее были проведены многочисленные подсчеты состава вкрапленных руд в шлифах и аншлифах из горных выработок и скважин (В. М. Бруновская, А. Е. Алешунина, В. И. Ездрова, Е. В. Искюль, Г. М. Шешукова, Е. К. Козлов и др.). Кроме того, о вещественном составе руд говорят многочисленные валовые и рациональные химические анализы этих руд (К. Ф. Белоглазов, Ек. Н. Егорова, Н. В. Зашихин, А. И. Никонов, И. И. Кудряков и химики центральной химической лаборатории треста Апатит, лабораторий Кольского филиала АН СССР, Ленинградского горного института и других учреждений).

Отсутствие полной количественной характеристики для вкрапленных руд объясняется недостаточно детальной изученностью руд и отсутствием разработанной методики изучения вкрапленных руд. Размеры зерен сульфидов характеризовались лишь пределами колебаний величины отдельных вкрапленников (Бруновская и др.).

Метод количественного минералогического анализа вкрапленных руд изложен в отдельной статье (Э. Н. Елисеев, 1953б). В настоящей главе излагаются результаты дальнейшей разработки количественного минералогического анализа вкрапленных руд. Для выяснения характера распределения отдельных минералов использованы данные К. Ф. Белоглазова, В. М. Бруновской и других исследователей.

О МЕТОДИКЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВКРАПЛЕННЫХ РУД В МОНЧЕ-ТУНДРЕ

Многочисленные количественные подсчеты минералогического состава образцов из скважин и из горных выработок в Монче, проведенные предыдущими исследователями (Чирвинский, Ездрова, Бруновская, Алешунина и др.), были основаны на том же методе отбора и обработки материала, который применил Чирвинский. Шлифы и аншлифы, характеризующие оруденение, брались редко. Так, при описании разрезов рудного пласта Сопчи по скважинам Бруновская собирала образцы не чаще, чем через один метр. Площадь поверхности изученного образца размерами не превышала обычного шлифа или аншлифа.

Небольшой размер шлифов и аншлифов приводит к резким колебаниям содержания рудных минералов в отдельных подсчетах.

В предыдущих исследованиях не учитывались кустообразные скопления вкрапленников сульфидов, нередко вытянутые параллельно первичной полосатости пород. Небольшой аншлиф или шлиф, взятый на участке развития кустообразного скопления вкрапленников, показывает такое высокое содержание сульфидов (например, 15%), какое никогда не обнаруживали пробы из вкрапленных руд Сопчи.

К недостаткам предыдущих количественных минералогических исследований можно отнести: случайный выбор материала для исследования; недостаточные размеры шлифов и аншлифов; малую точность количественных определений (количественные определения Бруновская производила «на-глаз»).

В задачи современного количественного минералогического исследования вкрапленных руд должно входить:

а) измерение размеров отдельных вкрапленников;

б) выявление содержания рудных и сопровождающих оруденение нерудных минералов в отдельных образцах и в разрезе в целом;

в) выявление закономерностей в распределении минералов в рудном теле;

г) выяснение точности проведенного исследования не только повторным измерением, но и путем сравнения с результатами различных (химических, технологических и др.) исследований вкрапленных руд.

Идея систематического сбора каменного материала и его обработки была разработана Н. В. Ивановым и применена к Карабашским и Ловозерскому месторождениям.

Сбор каменного материала. В коренных обнажениях (или из керна скважин) собирались образцы, ориентированные и привязанные по отношению к рудному телу. В зависимости от мощности последнего образцы берутся сплошь или через небольшие интервалы. Для рудного пласта Сопчи при общей мощности развития оруденения 5—10 м достаточным оказался интервал в 40 см. У образцов приполировывались плоскости, расположенные по мощности рудного тела. Колонка образцов, характеризующая разрез, представляет аналогию сплошной или пунктирной борозды при опробовании. Для детального изучения разреза одновременно с крупными образцами брались шлифы, аншлифы, пробы и образцы для анализов.

Обработка собранного материала. На полированных поверхностях образцов производился подсчет минералов колонкой шириной в 3 см, расположенной по мощности рудного тела. Небольшие размеры вкрапленников рудных минералов обусловили применение 25- и 75-кратного увеличения. Количественные определения производились при помощи сетчатого окулярмикрометра.

Подсчеты числа зерен (вкрапленников) и определение их размеров проводились на точно установленной площади полированной поверхности образцов, что обеспечивалось применением нанесенной на эту поверхность сетки со стороной квадрата в 5 мм.

Применение 25-кратного увеличения при количественных подсчетах оказалось наиболее удобным, так как при этом увеличении одна клетка сетки образца (0,25 см²) почти целиком помещается в поле зрения микроскопа. При этом исключаются пропуски или повторные измерения одной и той же площади в образце.

Запись результатов измерений производилась по клеткам, вычерченным на образце, поэтому для проверки измерений всегда можно вернуться к любой площади образца.

При обогащении, а также при анализах вкрапленные руды подвергают дроблению (измельчению). При этом сростки сульфидов в отдельных вкрапленниках выступают как единые зерна, поэтому значительный интерес представляет определение размеров вкрапленников и содержание в них сульфидов.

На первом этапе (Э. Н. Елисеев, 1953б) выделялись две категории зерен по их величине: крупные вкрапленники — в поперечнике более 0,25 мм и мелкие — меньше этой величины. Для сульфидной и отдельно для магнетитовой вкрапленности определялись: число вкрапленников крупнее 0,25 мм и площадь, занимаемая этими зернами в образце. Кроме того, измерялось число мелких зерен (вкрапленников). По измеренным данным вычислялись содержание рудных минералов во вкрапленных рудах и средний размер вкрапленников для образца. Данные о составе рудной вкрапленности заимствованы из результатов предыдущих исследователей. Детальнее этот вопрос разбирается Е. К. Козловым.

Ниже приводятся результаты более детального изучения размеров у 80 000 вкрапленников сульфидов в образцах из нескольких разрезов рудного пласта Сопчи (пласт 330), взятых в различных его частях.

О результатах количественных минералогических подсчетов.

Сравнение результатов количественных минералогических подсчетов, проведенных по новому методу, с данными химических анализов, опробования и обогащения показало преимущества предложенной методики исследования вкрапленных руд по сравнению с методикой предыдущих количественных подсчетов (Э. Н. Елисеев, 1953б). Характер распределения сульфидов в разрезах рудного пласта Сопчи имеет сходство с характером распределения в этих разрезах меди, никеля и серы.

О точности метода количественных подсчетов во вкрапленных рудах можно составить представление не только из сравнения результатов количественных подсчетов с данными анализов, опробования и обогащения, но и из повторных измерений образцов разными лицами. Так, на рис. 126 приводятся результаты измерений одного и того же образца (Фишельсон, 1951, Евзикова, 1952) при разном увеличении микроскопа (×20 и ×25).

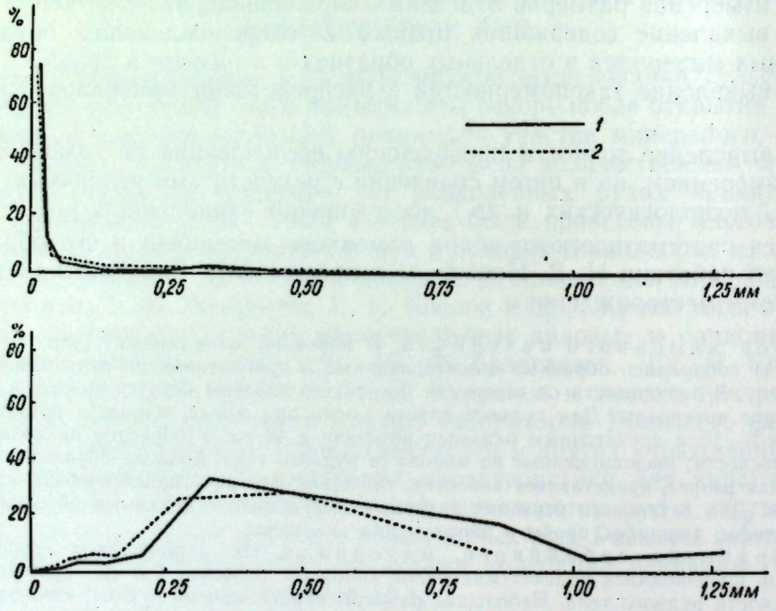


Рис. 126. Результаты измерения одного и того же образца разными лицами.

(*1* — Л. М. Фишельсон, 1951; *2* — Н. З. Евзикова, 1952. Вверху: по оси абсцисс—размер вкрапленников сульфидов в поперечнике в миллиметрах, по оси ординат—распространенность вкрапленников различной величины (за 100% принято общее число вкрапленников сульфидов в образце). Внизу: по оси ординат — относительное количество сульфидов, заключенное во вкрапленниках различной величины (в процентах по отношению к общему количеству сульфидов в образце) по оси абсцисс — размер вкрапленников.

Содержание сульфидов во вкрапленниках разной величины и количество вкрапленников в каждом классе крупности зерен по данным двух наблюдателей очень близки.

Общее число измеренных вкрапленников достигает трехсот тысяч. Результаты измерений размеров вкрапленников в дальнейшем требуют статистической обработки.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВКРАПЛЕННЫХ РУД РУДНОГО ПЛАСТА СОПЧИ

Состав вкрапленных руд. Вкрапленное сульфидное оруденение в Мончегорской интрузии присутствует как в основных, так и в ультраосновных горных породах (в норитах, габбро-норитах, оливиновых норитах, пироксенитах, оливиновых пироксенитах, перидотитах и оливинитах). Кроме того, сульфидная вкрапленность, но с малым содержанием никеля, наблюдается на контакте интрузии с вмещающими породами, редко во вмещающих породах.

Во вкрапленных рудах, кроме первичных породообразующих минералов (оливина, пироксена и плагиоклаза) и рудных минералов, постоянно присутствуют вторичные — постериорные минералы (амфибол, хлорит, тальк, карбонаты). О содержании постериорных минералов во вкрапленных рудах можно составить представление из табл. 20, составленной по данным подсчетов в шлифах, проведенных В. М. Бруновской [1937].

Таблица 20

Содержание постериорных минералов во вкрапленных рудах рудного пласта Сопчи (в вес. %)

Содержание вторичных минералов	Число случаев	От общего числа шлифов
100—90	6	2,87
90—80	1	0,48
80—70	4	1,91
80—60	3	1,44
60—50	2	0,96
50—40	4	1,91
40—30	11	5,26
30—20	12	5,74
20—10	20	9,57
10—5	42	20,09
5—2	48	22,98
2—1	27	12,92
1—0,2	11	5,26
0,0	18	8,61
Итого . . .	209	100,00
От 0 до 5 . . .	104	49,77
От 5 до 100 . . .	105	50,23

Соотношения между тремя группами минералов — первичных породообразующих, рудных и постериорных — для рудного пласта Сопчи по тем же данным приводятся на рис. 127.

Амфибол, хлорит, тальк и карбонат вовсе не были обнаружены лишь в 18 из 209 случаев (8,61% от общего числа изученных Бруновской шлифов). В породах рудного пласта Сопчи сульфиды и постериорные минералы встречаются совместно.

Весовое содержание сульфидов во вкрапленных рудах Сопчи в среднем составляет 2—3% от веса всей породы. На других участках Мончи

содержание сульфидной вкрапленности примерно такое же. Исключение представляют участки в донной залежи Ниттис — Кумужьей — Травяной, содержащие местами богатую сульфидную вкрапленность.

Состав рудной части вкрапленных руд довольно однообразный. Медь присутствует в халькопирите, борните, кубаните и в продуктах окисления этих минералов. Никель содержится в пирротине и никелистых минералах (пентландите, виоларите и других). Кроме того, считается возможным нахождение никеля во вкрапленных рудах в силикатной и сульфатной формах (последняя форма возникает за счет окисления сульфидов). Кроме никеля и меди, во вкрапленных рудах присутствуют в ничтожных количествах кобальт, платина, палладий, селен и другие элементы. Вопрос о формах нахождения никеля и меди во вкрапленных рудах подробно разбирается в главе «О природе силикатного никеля».

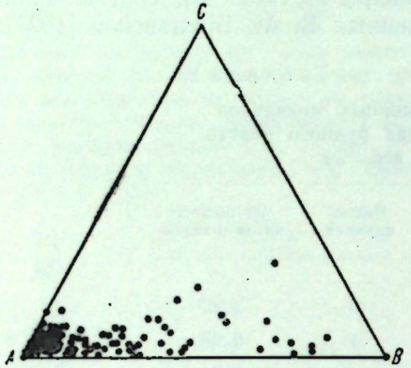


Рис. 127. Количественные соотношения (в процентах) между основными группами минералов (первичными породообразующими, рудными и постериорными) во вкрапленных рудах рудного пласта Сопчи по данным измерений состава шлифов (В. М. Броновская, 1937):

A — первичные породообразующие минералы — оливин и пироксен; *B* — постериорные (вторичные) минералы ультраосновных и основных горных пород (амфибол, хлорит, тальк и карбонаты); *C* — рудные (непрозрачные) минералы — сульфиды и магнетит.

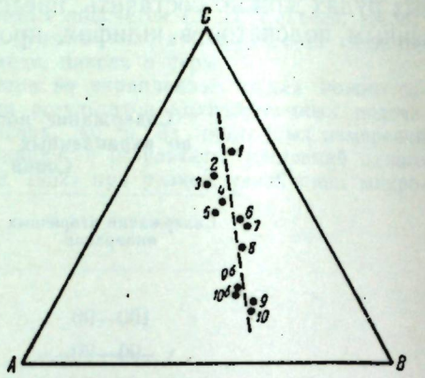


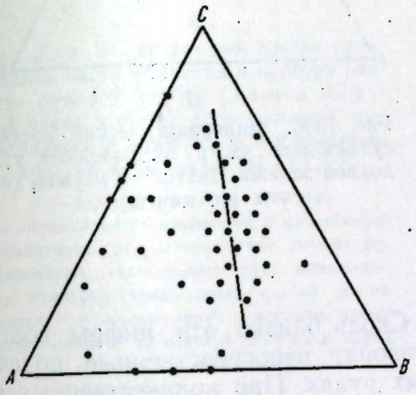
Рис. 128. Сопоставление вещественного состава сульфидной части вкрапленных руд различных месторождений Монче-тундры с вещественным составом сплошных жил горы Ниттис (по данным К. Ф. Белоглазова, 1943). Средний вещественный состав сульфидной части руд:

A — халькопирит; *B* — пентландит; *C* — пирротин. *1* — жилы Ниттис; *2* — вкрапленные руды Нюда; *3* — Нюд, аномалия 10; *4* — верхняя часть террасы Нюда; *5* — нижняя часть террасы Нюда; *6* — донная залежь Сопчи; *7* — восточная часть донной залежи на Кумужьей; *8* — западная часть донной залежи на Кумужьей; *9* — восточная часть рудного пласта Сопчи; *10* — западная часть рудного пласта Сопчи; *9б* и *10б* — средние составы западной и восточной частей рудного пласта Сопчи за вычетом силикатного никеля. Среднее отношение никеля и меди для различных месторождений примерно одинаковое.

Вещественный состав вкрапленных руд можно охарактеризовать отношением между содержанием никеля, меди и серы. К. Ф. Белоглазов (монография 1943) приводит сопоставление вещественного состава сульфидной части руд различных месторождений Мончи, жильных месторождений Ниттиса и Кумужьей, вкрапленных руд второго рудного участка горы Нюд, аномалии 10, верхней и нижней частей Нюда, донной залежи Сопчи, восточной и западной частей рудного пласта Сопчи, восточной и западной частей донной залежи горы Кумужьей: на рис. 128 видно, что среднее

отношение между содержанием никеля и меди в сульфидах из этих месторождений примерно одинаковое. Во вкрапленных рудах меняется относительное содержание серы, т. е. количество пирротина. Наименьшее относительное содержание серы отмечается во вкрапленных рудах рудного пласта Сопчи, наибольшее — в сплошных, жильных рудах горы Ниттис. При пересчетах химических анализов на минералогический состав оказывается, что руды рудного пласта Сопчи содержат пирротина меньше, чем руды из других месторождений. Из этого наблюдения предыдущие исследователи (К. Ф. Белоглазов, В. М. Броновская) заключили, что руды Сопчи обладают наибольшим относительным содержанием никелевых минералов среди сульфидов. Этот вопрос будет рассмотрен ниже.

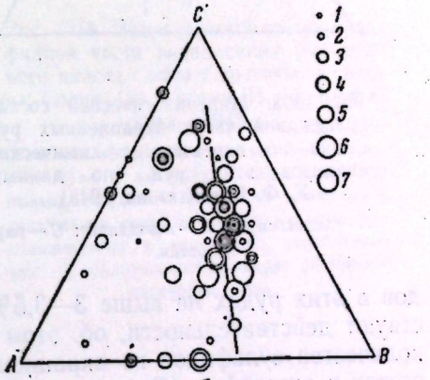
Состав сульфидной части руд Сопчи приводится на рис. 129, построенном по подсчетам Броновской. По этому рисунку трудно сказать о среднем составе вкрапленных руд Сопчи. При построении подобной диаграммы с учетом количества сульфидов, как это сделано на рис. 129, более



а

Рис. 129а. Минералогический состав сульфидной части вкрапленных руд рудного пласта Сопчи (по данным В. М. Броновской, 1937) в 80 аншлифах из скв. 31, штольни I и IV и из шурфа 19.

A — халькопирит; *B*—пентландит и *C*—пирротин (в весовых процентах).



б

Рис. 129б. Диаграмма минералогического состава вкрапленных руд Сопчи, построенная по тем же данным, что и на рис. 129а, но с учетом количества сульфидов в породе:

1 — единичные зерна сульфидов в породе; *2* — 1% сульфидов; *3* — от 2 до 3%; *4* — от 4 до 5%; *5* — от 6 до 7%; *6* — от 8 до 10% и *7* — от 12 до 15% сульфидов в породе в весовых процентах.

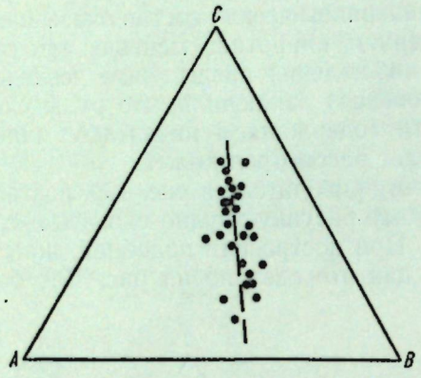
четко выявляется, что к среднему составу руд наиболее близки участки вкрапленных руд с большим содержанием сульфидов, тогда как составы аншлифов с небольшим содержанием сульфидов ложатся на диаграмме (рис. 129) на значительном удалении от среднего состава ближе к вершинам или на сторонах треугольника. Состав вкрапленных руд с высоким содержанием сульфидов на диаграмме находится в центре треугольника пентландит — пирротин — халькопирит.

Составы сульфидной части руд Сопчи, донной залежи Ниттис — Кумужья и Нюда приводятся на рис. 130а,б,в по данным К. Ф. Белоглазова. Сравнивая минералогический состав вкрапленных руд различных месторождений (рис. 128, 129б, 130, можно заключить об однотипности их состава. В рудах всех месторождений содержатся основные рудные минералы: магнетит, пентландит, пирротин, халькопирит.

О количестве рудных минералов во вкрапленных рудах рудного пласта Сопчи. О количестве рудных минералов

во вкрапленных рудах можно составить представление по весовому содержанию в них никеля и меди.

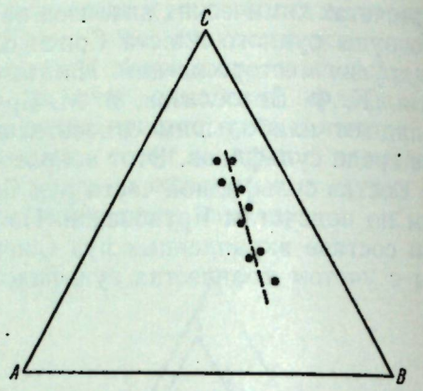
Более трех четвертей анализов показали содержание никеля меньше 0,4% и меди меньше 0,2%. Следовательно, среднее содержание сульфидов в этих рудах не выше 3—3,5%. Сколь близко эти цифры соответствуют действительности, об этом говорят непосредственные подсчеты количества сульфидов во вкрапленных рудах. При количественных подсчетах в аншлифах (Бруновская, 1937) более 80% подсчетов (из 200) показали содержание сульфидов меньше 3% от веса всей породы.



а

Рис. 130а. Минералогический состав сульфидной части вкрапленных руд Сопчи по пересчету с химических анализов этих руд (по данным К. Ф. Белоглазова, 1943).

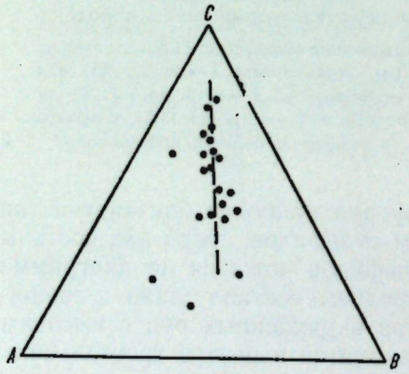
А — халькопирит; *В* — пентландит; *С* — пирротин.



б

Рис. 130б. Минералогический состав сульфидной части вкрапленных руд донной залежи Ниттис—Кумужья (по тем же данным).

Таким образом, вкрапленные руды рудного пласта Сопчи обладают низким содержанием рудных минералов. При этом как химические анализы, так и количественные минералогические подсчеты указывают на примерно одно и то же среднее содержание сульфидов во вкрапленных рудах Сопчи — около 3%.



в

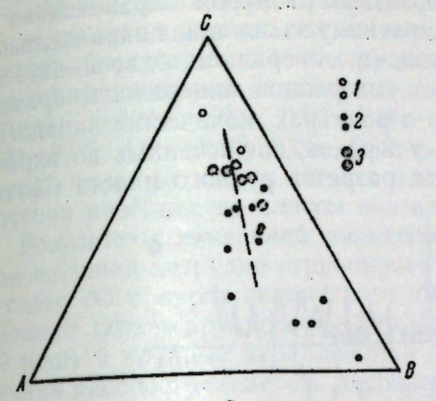
Рис. 130в. Минералогический состав сульфидной части вкрапленных руд Нюда (по тем же данным).

Состав сульфидных вкрапленников. Отдельные вкрапленники состоят из одного, двух, трех и редко большего числа различных минералов. Е. К. Козлов отмечает, что с увеличением размеров вкрапленников усложняется и его состав. Мелкие вкрапленники обычно мономинеральны.

На рис. 131 а, б приведен вещественный состав вкрапленных руд западной и восточной частей рудного пласта Сопчи по данным химических анализов, а на рис. 132 а, б изображены соотношения между главными рудными минералами — пирротином, пентландитом и халькопиритом для тех же участков, рассчитанные на основании пересчетов химических анализов.

Размеры рудной вкрапленности. Измерение величины

отдельных вкрапленников сульфидов и магнетита производилось следующим образом. На полированной поверхности аншлифа или образца у каж-

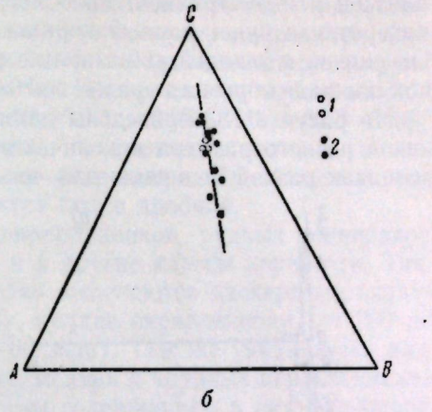


а

Рис. 131а. Вещественный состав сульфидной части образцов и проб из разреза рудного пласта Сопчи в западной части массива (по анализам, выполненным в химической лаборатории Кольского филиала АН СССР):

А — медь, *В* — никель, *С* — сера.

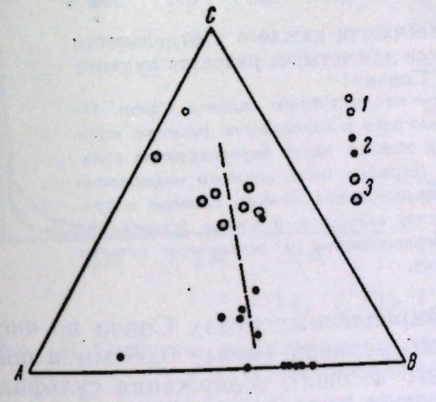
1 — анализы слабоокисленных и измененных вкрапленных руд; *2* — анализы свежих неизмененных вкрапленных руд, измельченных непосредственно перед сдачей их на анализ; *3* — анализы проб, длительное время хранившихся в дробленом состоянии перед сдачей их на анализ.



б

Рис. 131б. Вещественный состав сульфидной части вкрапленных руд рудного пласта Сопчи с восточного склона Сопчи (по данным И. И. Кудрякова, 1948).

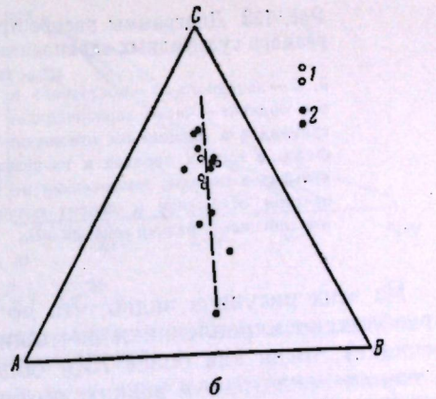
Условные обозначения те же, что и на рис. 131а. В анализах свежих пород (2) обнаруживаются значительные колебания в содержании серы, тогда как анализы рассланцованных и измененных вкрапленных руд (1) обнаруживают примерно постоянное количество серы.



а

Рис. 132а. Минералогический состав сульфидов вкрапленных руд из западной части рудного пласта Сопчи по пересчетам с химических анализов, приведенных на рис. 131а:

А — халькопирит; *В* — пентландит; *С* — пирротин. Обозначения 1, 2, 3 те же, что и на рис. 131а. Серы не хватает для связывания никеля и меди в сульфидах в анализах свежих горных пород, тогда как минералогические исследования показывают, что в этих рудах содержится значительное количество пирротина и немного пирита.



б

Рис. 132б. Минералогический состав сульфидной части вкрапленных руд восточного склона Сопчи (по данным И. И. Кудрякова, 1948):

1 — анализы рассланцованных и измененных пород с сульфидными вкрапленниками; *2* — анализы свежих горных пород с сульфидной вкрапленностью. В неизмененных породах в отличие от измененных наблюдается сильное колебание в содержании пирротина в сульфидах.

А — халькопирит; *В* — пентландит; *С* — пирротин.

лого вкрапленника определялась занимаемая им площадь. При большом числе измеренных зерен и широко распространенной форме вкрапленников, близкой к изометричной, наиболее вероятным размером вкрапленника в поперечнике будет равный корню квадратному из площади вкрапленника Отношение площадей, занимаемых рудными минералами, ко всей изученной площади образца выражает объемное содержание минералов в образце.

На рисунке 133 приведены данные о размерах, количестве вкрапленников разного размера и количестве сульфидов, заключенных во вкрапленниках разной величины для четырех разрезов рудного пласта Сопчи.

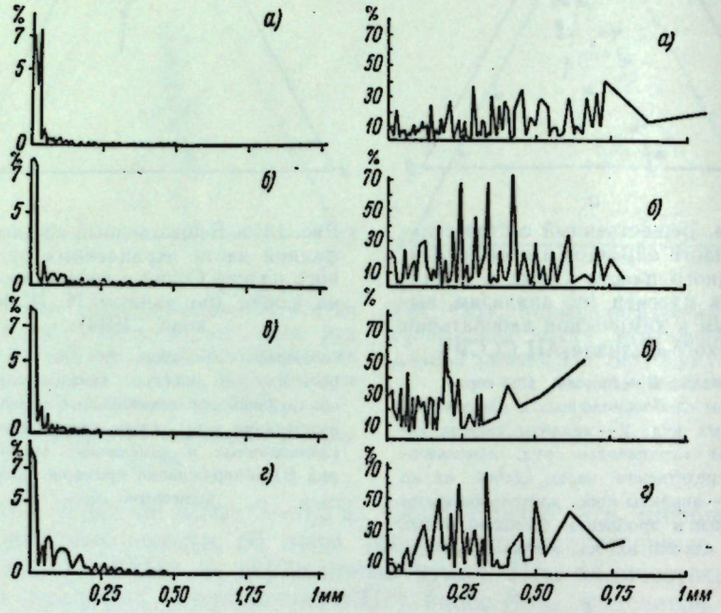


Рис. 133. Диаграммы распространенности каждого в отдельности размера сульфидных вкрапленников для четырех разрезов рудного пласта Сопчи:

а, б — западного, *в* — восточного и *г* — юго-восточного склонов Сопчи. По оси ординат — число вкрапленников каждого в отдельности размера зерен сульфидов в процентном отношении к общему числу вкрапленников сульфидов в горных породах в разрезах (справа); часть весового содержания сульфидов породы, заключенная во вкрапленниках разного размера в процентном отношении к общему количеству сульфидов в породе (слева). По оси абсцисс — размер сульфидных вкрапленников в поперечном сечении (в мм).

Из этих рисунков видно, что во вкрапленных рудах Сопчи по числу преобладают вкрапленники ничтожного размера (менее 0,08 мм в поперечнике), тогда как более 75% общего весового содержания сульфидов в породе заключено в редких, но более крупных вкрапленниках сульфидов (в поперечнике более 0,2—0,25 мм).

Диаграммы, построенные по данным о всех присутствующих в образце (в разрезе) вкрапленниках сульфидов (рис. 133), трудно сравнивать между собой. Легче проводить сравнение по кривым, построенным для классов крупности зерен.

При количественных подсчетах, как мы уже отмечали, одна клетка сетки на образце (площадью в 25 мм²) почти целиком находится в поле зрения микроскопа. Причем при увеличении в 20 раз в этой площади помещается 400 клеточек сетчатого окуляр-микрометра, а при увеличении 25—625. Следовательно, цена деления одной клетки сетчатого окуляр-микрометра при увеличении 20 равна 0,0625 мм² (сторона клетки = 0,25 мм),

а при увеличении 25 — цена одного деления — 0,04 мм² (что соответствует длине в 0,2 мм на образце).

При подсчетах определялась площадь вкрапленника по отношению к цене деления (маленькой клеточки) сетчатого окуляр-микрометра. Результаты подсчетов удобно сгруппировать по следующим классам крупности вкрапленников в условных единицах (в делениях окуляр-микрометра): 0,001—0,01; 0,02—0,09; 0,10—0,20; 0,25—0,45; 0,50—0,95; 1,00—3,95; 4,00—8,95; 9,00—16,0 и зерна, занимающие площадь в аншлифе более 16 клеток сетчатого окуляр-микрометра. При бо́льшем увеличении разбивка на классы оказывается более дробной.

Результаты измерений размеров вкрапленников рудных минералов при желании нетрудно сгруппировать и в другие классы крупности. Так, в главе «О природе силикатного никеля» выделяются дисперсные вкрапленники (класс крупности — 200 меш), мелкие вкрапленники (от 200 до 60 меш) и крупные вкрапленники (+60 меш). Там же указывается различная распространенность дисперсных, мелких и крупных вкрапленников во вкрапленных рудах с разным весовым содержанием в них сульфидов.

Вычисляя средний размер зерна для класса крупности и количество сульфидов (или других рудных минералов), которое заключено в зернах этой величины, можно составить представление о роли зерен разной величины в образце (в разрезе). На рис. 134 дано сравнение четырех раз-

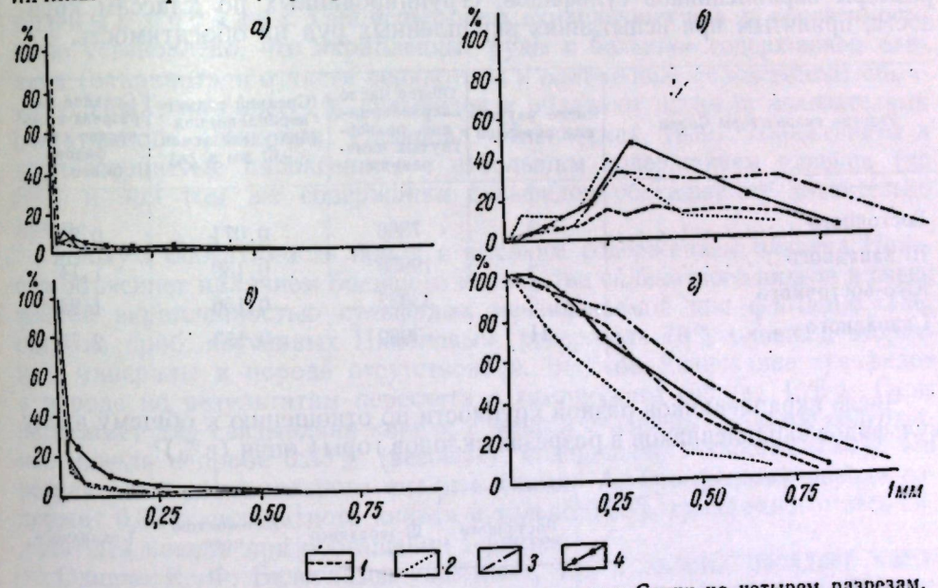


Рис. 134. Сравнение вкрапленных руд рудного пласта Сопчи по четырем разрезам. Сопоставление вкрапленных руд:

а, в — по числу сульфидных зерен разной величины; *б, г* — по количеству сульфидов в этих вкрапленниках. По оси абсцисс — размер зерен в поперечнике (в мм). По оси ординат *а* — число вкрапленников разного размера в процентном отношении к общему числу сульфидных вкрапленников в породе или разрезе; *б* — часть общего весового количества сульфидов, заключенная во вкрапленниках различного размера в процентах по отношению к общему количеству сульфидов, присутствующих в породе; *в* — суммарное число вкрапленников крупнее размера, отложенного по оси абсцисс (при переходе от самого крупного размера к мелким постепенно в сумму включается количество более мелких зерен); *г* — часть общего весового количества сульфидов, заключенная в зернах крупнее по размеру, чем размер, заданный по оси абсцисс (кривые крупности вкрапленников).

Принцип построения кривых крупности сульфидных вкрапленников такой же, какой принят обогатителями при построении подобных диаграмм. Кривые крупности позволяют судить о числе зерен крупнее наперед заданного размера и количестве сульфидов, в них заключенных.

1 — среднее содержание сульфидов 1,28 весовых процентов (восточный склон Сопчи, скв. 400 и 402); *2* — среднее содержание 0,25% (северо-восточный склон Сопчи); *3* — среднее содержание 2,75% (западный склон Сопчи); *4* — среднее содержание 1,14% (западный склон Сопчи).

резов рудного пласта Сопчи по кривым крупности вкрапленников. Ниже приводятся данные о распространении сульфидных вкрапленников разной величины для рудного пласта в западной части Сопчи (по классам крупности):

	<0,05 мм в поперечнике	От 0,05 до 0,25 мм	>0,25 мм в поперечнике
Число вкрапленников по отношению к общему количеству зерен в разрезе (в %)	75—90	10—20	1—5
Доля весового содержания сульфидов, заключенная в этих вкрапленниках (в %)	3—7	12—30	65—80

В другом разрезе с восточного склона Сопчи при весовом содержании сульфидов 0,25% во вкрапленниках меньше 0,05 мм в поперечнике заключено 17% общего количества сульфидов; во вкрапленниках размером 0,05—0,25 мм заключено 50% всех сульфидов. На долю сульфидных вкрапленников крупнее 0,25 мм приходится лишь 30% от общего количества сульфидов.

Ниже приводятся средние для четырех разрезов рудного пласта Сопчи размеры вкрапленников сульфидов, сгруппированных по классам крупности, принятым при испытаниях вкрапленных руд на обогатимость.

Разрезы склона горы Сопчи	Число изученных образцов	Общее число вкрапленников, подвергнутых измерениям	Средний размер вкрапленников (без учета зерен <0,01 мм в ∅)	Среднее для разреза количество сульфидов (в вес. %)
Восточного	4	7360	0,071	0,25
III западного	4	19950	0,139	1,14
Юго-восточного	3	33032	0,156	1,28
I западного	11	3969	0,153	2,75

Число вкрапленников разной крупности по отношению к общему числу сульфидов вкрапленников в разрезах склонов горы Сопчи (в %):

	Восточного	III западного	Юго-восточного	I западного
Класс крупности				
— 200 меш	96,70	94,98	84,37	95,35
+ 200 меш	1,31	1,65	3,46	1,21
+ 150 меш	0,86	1,16	4,62	1,19
+ 100 меш	0,90	0,92	4,01	1,00
+ 60 меш	0,23	1,29	3,54	1,25
	100,00	100,00	100,00	100,00

Часть общего весового содержания сульфидов, заключенная в различных (по классам крупности) сульфидных вкрапленниках. За 100 % принято общее количество сульфидов в породах разреза склонов горы Сопчи.

	Восточного	III западного	Юго-восточного	I западного
Класс крупности сульфидных вкрапленников				
— 200 меш	22,19	6,68	5,05	7,27
+ 200 меш	8,26	4,86	3,46	2,81
+ 150 меш	10,84	6,48	9,48	6,71
+ 100 меш	29,31	12,99	15,79	12,53
+ 60 меш	29,40	68,99	66,62	70,68
	100,00	100,0	100,00	100,00

Разрезы рудного пласта Сопчи (пласт 330) на западном и восточном склонах были составлены в естественных обнажениях, образцы разреза юго-восточного склона взяты из скв. 366. Разрез I и III, взятые на западном склоне горы Сопчи на расстоянии друг от друга более 50 м, обнаружили большое сходство в размерах сульфидной вкрапленности.

Размеры вкрапленности в различных по составу горных породах. При испытаниях вкрапленных руд на обогатимость было установлено, что вкрапленные руды с большим содержанием оливина (оливиниты и отчасти перидотиты и оливиновые пироксениты) обычно содержат не более 2% сульфидов и обладают плохими показателями обогатимости (Никонов, Назарова, Ивановская, 1939). Пироксениты и крупнозернистые пироксениты с небольшим содержанием оливина (до 5%) и при том же содержании сульфидов обогащаются значительно лучше.

Плохую обогатимость пород с высоким содержанием оливина Никонов объясняет наличием большого количества силикатного никеля и очень тонкой вкрапленностью сульфидов, неизвлекаемой при флотации. Так, одна из проб, изученных Никоновым, содержала 78% оливина, вторичные минералы в породе отсутствовали. Весовое содержание сульфидов в породе по результатам пересчета с химического состава 1,26%. Серы не хватает для связывания никеля и меди в сульфиды. Валовое содержание никеля в пробе 0,35% (весовых), содержание в хвостах 0,33%. По результатам рационального анализа (химик А. Гранфельдт) порода содержит 0,33% силикатного никеля и только 0,03% сульфидного; весь силикатный никель при обогащении теряется.

Однако К. Ф. Белоглазов указывает, что в хвосты попадает часть сульфидного никеля, и, следовательно, в приведенном примере был не извлечен весь сульфидный никель. О неполном извлечении сульфидного никеля говорят данные обогатимости той же пробы на медь. Из 0,11% валовой меди извлекается всего лишь 0,025%, три четверти меди при обогащении теряется. Потери же сульфидного никеля по сравнению с медью еще более значительны, так как, по данным того же Никонова, медь из вкрапленных руд извлекается лучше, чем никель. Следовательно, ошибка в определении количества силикатного никеля в приведенной пробе в стороны завышения не должна вызывать сомнения.

Высокие потери никеля в хвостах при обогащении Белоглазов отчасти относит за счет очень мелкой вкрапленности сульфидов. Поэтому значительный интерес представляет выяснение вопроса: каковы действительные размеры сульфидной вкрапленности в различных по составу горных породах? Приводимые ниже примеры изучения размеров рудной вкрап-

ленности относятся к тому же рудному пласту Сопчи, для которого Зашихиным, Никоновым, Кудряковым и другими проводились испытания на обогатимость вкрапленных руд (табл. 21).

Таблица 21

Размеры вкрапленности в горных породах рудного пласта Сопчи

Породы	Содержание сульфидов (в вес. %)	Доля содержания сульфидов в породах данной функции (в вес. %)					Разрез
		—200 меш	+200	+115	+80	+60	
Подсчет размеров зерен при увеличении в 20 раз							
Оливинит	0,02	82,04	9,68	8,28	—	—	3
Оливинит	0,21	29,11	16,00	20,56	12,87	21,46	3
Перидотит . . .	0,38	8,17	12,70	13,42	31,53	34,18	3
Перидотит . . .	0,77	8,48	3,45	7,51	13,75	66,81	3
Перидотит . . .	0,87	2,64	4,95	5,31	9,25	77,85	3
Перидотит . . .	0,95	6,44	4,42	4,93	9,86	74,35	3
Перидотит . . .	1,45	5,53	6,12	4,28	15,12	68,95	3
Перидотит . . .	1,54	2,95	4,44	3,09	13,32	76,20	3
Перидотит . . .	1,66	11,47	15,89	5,89	4,30	62,45	3
Перидотит . . .	1,97	5,67	7,20	5,23	10,78	71,12	3
Перидотит . . .	2,38	3,95	3,75	4,36	12,02	75,92	3
Перидотит . . .	3,08	3,97	4,01	6,36	5,84	79,82	3
Перидотит . . .	3,96	3,14	2,59	2,57	5,63	86,07	3
Пироксенит с оливином	3,08	11,98	9,10	6,37	6,67	65,88	1
Пироксенит . . .	1,00	8,29	8,74	13,20	19,23	50,54	ЮВ
Пироксенит . . .	1,42	2,97	3,11	8,48	15,80	69,64	»
Пироксенит . . .	1,61	3,20	5,32	8,55	12,62	70,31	»
Пироксенит . . .	4,20	1,56	3,78	8,74	7,61	78,31	ЮЮВ

В породах одного и того же состава (в оливинитах, перидотитах, пироксенитах) роль мелких зерен (—200 меш и +200 меш) уменьшается по мере увеличения весового содержания сульфидов в образцах. С увеличением весового содержания сульфидов во вкрапленной руде растет роль крупных зерен. При ничтожном содержании сульфидов в оливинитах и пироксенитах по числу зерен сульфидов мелких вкрапленников в пироксенитах в два раза меньше, чем в оливинитах (табл. 21).

Возможно, что лучшая обогатимость пироксенитов по сравнению с оливинитами и перидотитами объясняется тем, что в пироксенитах значительно большая часть сульфидов заключена в более крупных зернах. Предположение о прямой зависимости обогатимости вкрапленных руд от размера вкрапленников находит подтверждение в лучшей обогатимости вкрапленных руд в горных породах с высоким содержанием сульфидов при одном и том же составе пород. Ранее (Э. Н. Елисеев, 1953б) было установлено, что средний размер сульфидных вкрапленников находится в прямой зависимости от содержания в породе сульфидов во вкрапленных рудах.

По данным Никонова, вкрапленные руды в оливинитах и перидотитах рудного пласта Сопчи с содержанием сульфидов 1,26; 1,36; 1,77; 2,19 и 2,84% (по пересчету с химического на минералогический состав) не дали

удовлетворительных результатов по обогащению, а те же породы с более высоким содержанием сульфидов (в 3,59%) дали хотя и низкие, но положительные показатели по обогащению вкрапленных руд.

О прожилках и жилочках сульфидов во вкрапленных рудах. Вкрапленные руды рудного пласта Сопчи обычно содержат небольшое количество сульфидных и магнетитовых прожилков и жилочек. Доля сульфидных прожилков и вкрапленников с резко выраженной удлиненной формой в общем весовом содержании сульфидов в образцах невелика. В среднем на долю прожилков приходится около одного процента всех сульфидов по весу. Число прожилков в образцах в среднем составляет также около 1% от общего числа вкрапленников.

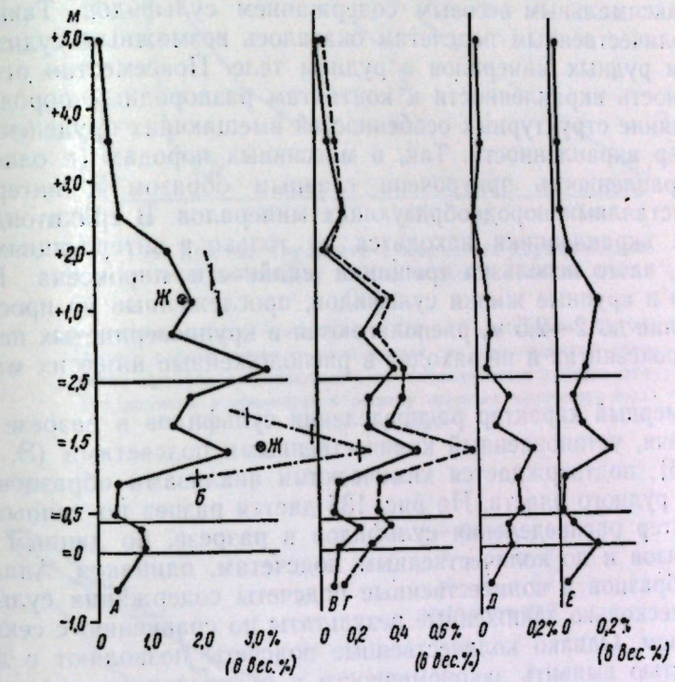


Рис. 135. Изменение содержания сульфидов — *А*, *Б*, *Ж*, разных форм никеля — *В*, *Г*, *Д* и меди — *Е* в разрезе рудного пласта Сопчи по химическим анализам образцов и проб, проанализированных в химической лаборатории Кольского филиала АН СССР (в весовых процентах)

Кривые — *А* — содержание сульфидов по пересчету с химических анализов; *Б* — по анализам проб; *Г* — общий никель; *Д* — силикатный никель; *Е* — изменение содержания меди в разрезе рудного пласта Сопчи. Точками *Ж* обозначены результаты определения количества сульфидов путем непосредственного подсчета сульфидов в полированных образцах. По оси ординат изображен разрез рудного пласта Сопчи (пласт 330) в метрах +горные породы над рудным пластом. Соотношение между медью, никелем и серой в породах этого разреза представлено на рис. 131а, соотношение между пирротином, пентландитом и халькопиритом в сульфидах вкрапленных руд — на рис. 132а.

Так, в одном из разрезов западного склона было подсчитано и измерено 19,5 тысяч вкрапленников и из них 136 прожилков. Количество прожилков резко увеличивается в образцах с содержанием сульфидов более чем 2—2,5%.

Закономерности в распределении сульфидов в разрезе рудного пласта Сопчи. О содержании сульфидов и

магнетита во вкрапленных рудах пласта Сопчи и о закономерностях распределения рудных минералов в разрезе этого пласта уже сообщалось (Э. Н. Елисеев, 1953б). Там же проводилось сравнение результатов количественных определений с данными опробования и химических анализов. Было установлено, что содержание сульфидов в разрезе от образца к образцу изменяется плавно, а максимальное содержание сульфидов в разрезе рудного пласта Сопчи наблюдается в верхней части перидотитового пласта и немного выше кровли этого пласта. Кроме того, было установлено, что по мере увеличения содержания сульфидов в образцах растет и средний размер вкрапленников; наибольший размер у вкрапленников наблюдается в образцах с максимальным количеством вкрапленников и максимальным весовым содержанием сульфидов. Таким образом, по количественным подсчетам оказалось возможным судить о распределении рудных минералов в рудном теле. Повсеместно отмечалась приуроченность вкрапленности к контактам разнородных пород, наблюдалось влияние структурных особенностей вмещающих оруденение пород на характер вкрапленности. Так, в массивных породах (в оливинитах) рудная вкрапленность приурочена главным образом к интерстициям между кристаллами породообразующих минералов. В трахитоидных пироксенитах вкрапленники находятся не только в интерстициях, но и в трещинках, часто используя трещинки спайности пироксена. Неудивительно, что и крупные жилки сульфидов, прослеженные по простиранию на расстоянии до 2—2,5 м, располагаются в крупнозернистых пегматитовидных пироксенитах и не заходят в расположенные ниже их массивные оливиниты.

Закономерный характер распределения сульфидов в разрезе рудного пласта Сопчи, установленный количественными подсчетами (Э. Н. Елисеев, 1953б), подтверждается химическими анализами образцов и проб из разреза рудного пласта. На рис. 135 дается разрез по данным анализов. Характер распределения сульфидов в разрезе, по данным химических анализов и по количественным подсчетам, одинаков. Анализы отдельных образцов и количественные подсчеты содержания сульфидов в них дают несколько заниженные результаты по сравнению с секционным опробованием. Однако количественные подсчеты позволяют с достаточной точностью выявить закономерности в распределении рудных минералов в разрезе рудного пласта Сопчи.

ЗНАЧЕНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ВКРАПЛЕННЫХ РУД

Попытаемся коротко рассмотреть ту количественную характеристику вкрапленности, которая может быть использована для суждения об обогатимости вкрапленных руд. На рис. 134 проводится сравнение разрезов рудного пласта по кривым крупности вкрапленников. Общее число вкрапленников и общее содержание сульфидов в образцах на таких рисунках принимается за 100%. При помощи кривых крупности зерен можно сравнивать вкрапленность в пироксенитах, перидотитах и оливинитах (рис. 136). По кривым крупности просто составить представление об относительном количестве зерен разной величины в породах с различным содержанием сульфидов. Кривые крупности вкрапленников аналогичны кривым крупности выделений пентландита во вкрапленных рудах Сопчи, приведенным Белоглазовым (Монография, 1943) по результатам опытов на обогатимость. По оси абсцисс диаграммы крупности выделений пентландита (рис. 137) отложена степень измельчения, по оси ординат — извлечение пентландита при данной степени измельчения. На рис. 137 приведены кривые максимального и минимального извлечения пентландита (по данным разных опытов), а также средняя для этих опытов кривая. На этом же рисунке нанесена кривая крупности вкрапленников сульфидов для разреза III западного склона горы Сопчи, построенная по результатам непосредственного измерения размеров вкрапленников. На долю фракции —200 меш для кривой максимального извлечения

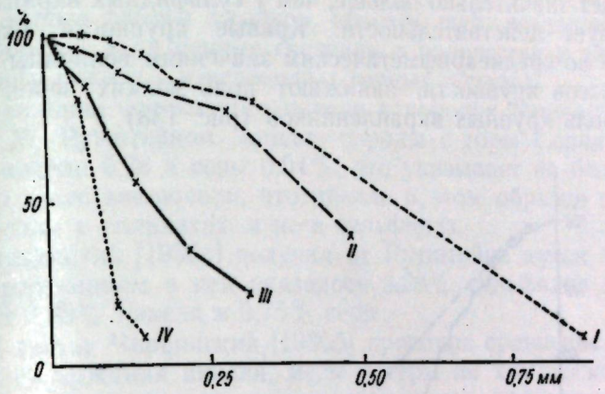


Рис. 136. Кривые крупности сульфидных вкрапленников в различных по составу горных породах рудного пласта Сопчи.

I — пироксениты; *II* — перидотиты; III — IV — оливиниты. По оси абсцисс размер зерен в миллиметрах, по оси ординат — количество сульфидов, заключенное во вкрапленниках крупнее данного размера в процентах к общему весовому количеству сульфидов в породе.

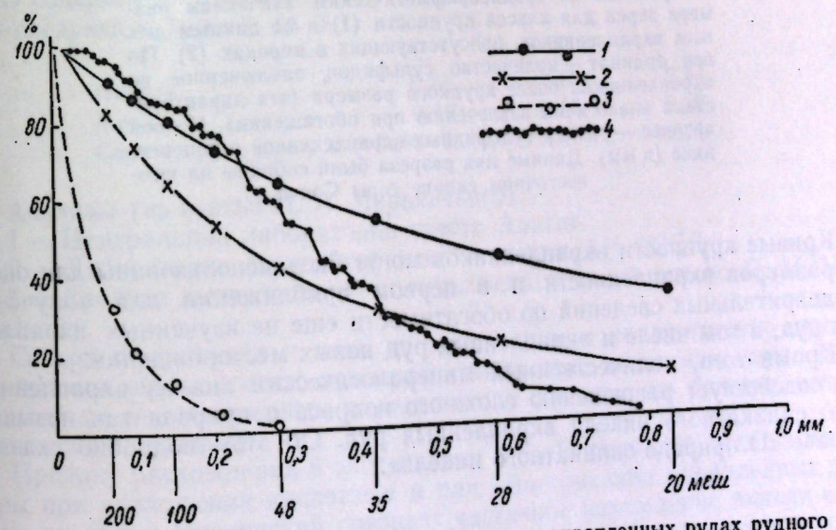


Рис. 137. Кривые крупности зерен пентландита во вкрапленных рудах рудного пласта Сопчи (по данным К. Ф. Белоглазова, 1943). По оси абсцисс — размер зерен (в мешах и миллиметрах), по оси ординат — извлечение пентландита при данной степени измельчения.

1 — кривая максимального извлечения пентландита по данным испытаний на обогатимость вкрапленных руд; *2* — кривая среднего извлечения пентландита; *3* — кривая минимального извлечения пентландита; *4* — кривая крупности вкрапленников сульфидов по результатам непосредственных измерений размеров зерен в полированных образцах. Систематическое измерение размеров зерен сульфидов позволяет получить для вкрапленных руд характеристику, аналогичную кривым извлечения (кривые 1, 2, 3 аналогичны кривой 4).

пентландита приходится 10% общего содержания пентландита во вкрапленной руде, для кривой минимального извлечения — 68%, для средней кривой — 20%, а в разрезе 3 фракция вкрапленников —200 меш составляет всего 5%. Так как пентландитовые выделения составляют лишь часть вкрапленников сульфидов, то, несомненно, мелких выделений пентландита будет значительно больше, чем у сульфидных вкрапленников, что и соответствует действительности. Кривые крупности вкрапленников, построенные по среднеарифметическим значениям величины вкрапленников для классов крупности, занижают роль мелких зерен и несколько завышают роль крупных вкрапленников (рис. 138).

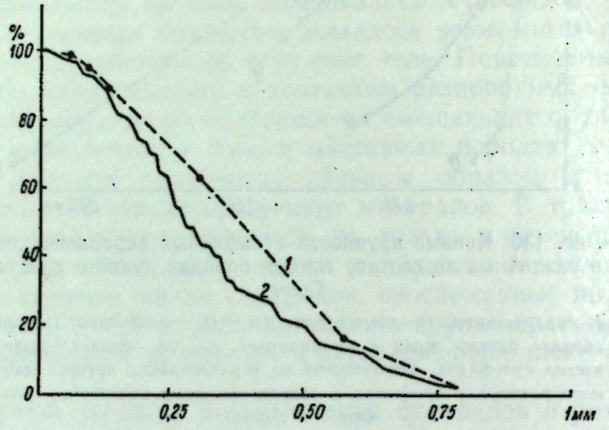


Рис. 138. Сравнение кривых крупности вкрапленников, построенных по среднеарифметическим значениям размера зерен для класса крупности (1) и по данным для всех вкрапленников, присутствующих в породах (2). По оси ординат — количество сульфидов, заключенное во вкрапленниках более крупного размера (эта характеристика аналогична извлечению при обогащении). По оси абсцисс — размер сульфидных вкрапленников в поперечнике (в мм). Данные для разреза были собраны на юго-восточном склоне горы Сопча.

Кривые крупности вкрапленников могут быть использованы для оценки размеров вкрапленности и в первом приближении для получения предварительных сведений по обогатимости еще не изученных вкрапленных руд, в том числе и вкрапленных руд новых месторождений.

Кроме того, количественный минералогический анализ вкрапленных руд содействует разрешению сложного вопроса о природе так называемого силикатного никеля вкрапленных руд. Об этом подробно сказано в главе «О природе силикатного никеля».

Глава 21

О ПРИРОДЕ «СИЛИКАТНОГО» НИКЕЛЯ

Вопрос о том, в каком виде находится никель во вкрапленных рудах, имеет большое значение. Общепринятым считается присутствие никеля в сульфидной форме в пирротине и в никелистых сульфидах (в пентландите, миллерите, виоларите, возможно, в полидимите и др.), в сульфатной форме — в продуктах окисления сульфидов и, наконец, в виде так называемого силикатного никеля, присутствующего в первичных минералах — оливине и отчасти в ромбическом пироксене и в постериорных минералах — актинолите, хлорите и др. Предполагается, что никель изоморфно замещает магний в оливине.

Принято думать, что при обогащении вкрапленных руд целиком теряется именно та часть никеля, которая находится в виде изоморфной примеси в оливине.

Многочисленные работы химиков, обогатителей, исследователей других специальностей дали ценные сведения о количестве и распространении силикатного никеля в изверженных горных породах.

Впервые наличие силикатного никеля в породах Монче-тундры было отмечено С. М. Рутштейном. Анализ породы с горы Сопчи обнаружил содержание никеля 0,28 и серы 0,04%, что указывает на большой дефицит серы. Из этого заключили, что никель в этом образце присутствует главным образом в силикатах, а не в сульфидах.

Н. Н. Чирвинский [1936а] получил от Рутштейна кусок этой породы и по его определениям в ней оказалось 3,23% сульфидов по весу, что соответствует 0,38% никеля и 0,75% серы.

В другой статье Чирвинский [1936б] проводит сравнение результатов определения содержания никеля, меди и серы по химическим анализам с результатами количественно-минералогических подсчетов сульфидов в тех же образцах. Так, для пробы № 56 среднее содержание сульфидов составляло (из подсчетов 34 шлифов) 4,19%, которые распределились между минералами следующим образом (в %): пентландита — 1,64, пирротина — 1,90, халькопирита — 0,65. Состав вмещающей породы (в %): пироксена — 34,31, оливина 45,03, вторичных силикатов (главным образом тальк) — 12,87, сульфидов — 4,19, магнетита и хромита — 3,92. Сумма 100,02%.

О содержании никеля, меди и серы в пробе можно судить на основании следующих данных (в %):

	1	2	3
Никель	0,58	0,68	0,64
Медь	0,16	0,30	0,23
Сера	0,46—0,54	0,93	1,51

Анализы (из статьи П. Н. Чирвинского):

1 — Центральной лаборатории треста Апатит.

2 — Лаборатории горной хибинской станции АН СССР.

3 — Среднее вычисление из количественных подсчетов по П. Н. Чирвинскому.

Содержание никеля и меди по химическим и количественно-минералогическим определениям примерно одинаковое, тогда как серы, вычисленной по количественным определениям, значительно больше, чем по химическим анализам.

Причину расхождения в определении серы Чирвинский видит в потере серы при разложении кислотами и при выветривании вкрапленных руд. В то же время Чирвинский признает частичное нахождение никеля в силикатной форме, вследствие чего требуется несколько меньшее количество серы для связывания никеля и меди в сульфиды. Чирвинский (1936а) указывал на необходимость пересмотра в определениях не только серы, но и никеля, так как расхождения в определениях последнего достигают 0,15—0,20%.

Исходя из предположения, что часть никеля находится в сульфидах, а часть входит в силикаты, были предложены методы раздельного определения сульфидного и силикатного никеля — методы рационального анализа. О сущности этих методов будет говориться особо.

Повышенные потери никеля при обогащении сопчинских руд побудили и минералогов (Чирвинский, Бруновская, Бетехтин и др.) признать наличие силикатного никеля в оливинах.

С другой стороны, К. Ф. Белоглазов и П. Н. Чирвинский обращали внимание на значительные потери сульфидного никеля в хвостах от обогащения. Эти потери Белоглазов относил за счет высокой дисперсности сульфидов никеля во вкрапленных рудах и предлагал заняться разработкой метода, позволяющего оценить размеры вкрапленников сульфидов в руде. Но до сих пор такого количественного минералогического метода, который бы с достоверностью позволял судить о размерах рудных вкрапленников, лабораторная практика не имеет. Такой метод, по выражению Чирвинского, «практически трудно осуществим».

Несмотря на многочисленные работы химиков и обогатителей, посвященные вопросу о силикатном никеле, все же вопросы — теряется ли сера при анализах и какая часть никеля может изоморфно входить в силикатные минералы и, в частности, в оливин — до конца не разрешены.

О формах развития сульфидов во вкрапленных рудах

Микроскопическое изучение вкрапленных руд в шлифах и аншлифах показало следующие особенности развития сульфидов в этих рудах.

Во вкрапленных рудах сульфиды развиваются в виде зерен (вкрапленников) часто неправильной формы, состоящих из отдельных минералов или из сростков минералов. Средний размер вкрапленников в поперечнике составляет 0,1—0,2 см, максимальный — до 1,0—1,5 см.

Крупные зерна сульфидов нередко сужаются и продолжаются по трещинкам в породе в виде прожилков, соединяются между собой цепочками мелких и эмульсионных (дисперсных) зерен. Около крупных зерен сульфидов во вторичных силикатах (в амфиболе, хлорите, тальке) и в карбонатах, а также по трещинкам во вмещающей оруденение породе наблюдается мелкая эмульсионная вкрапленность тех же сульфидов. Размер эмульсионных или дисперсных вкрапленников достигает 0,01—0,001 мм в поперечнике.

Сульфидные вкрапленники развиваются часто в виде цепочек и кустообразных скоплений вкрапленников, вытянутых как параллельно первичной полосатости пород, так и в секущих ее направлениях.

Все вышеописанные формы развития сульфидов во вкрапленных рудах (развитие вкрапленников в интерстициях между кристаллами первичных породообразующих минералов, по контактам между этими кристаллами, в виде прожилов и жилочек по различным трещинкам в породе, в зонах милонитизации и рассланцевания этих пород) являются формами выполнения сульфидами небольших полостей, зон рассланцевания и т. п.

Кроме того, нередко обнаруживается метасоматическое замещение первичных породообразующих минералов (пироксена и оливина) сульфидами, вторичными силикатами и значительно реже магнетитом.

Распространенность метасоматических форм развития сульфидов во вкрапленных рудах зависит от состава пород, от наличия минералов с совершенной спайностью, способствующей образованию трещиноватости в породе, а также от крупности кристаллов в породе и от положения в разрезе рудного тела.

Например, в разрезе рудного пласта Сопчи, в нижней части, в оливинитах и перидотитах, преобладают формы выполнения, тогда как выше, в пироксенитах и особенно в крупнозернистых пегматитовидных пироксенитах, заметную роль играет метасоматическое развитие сульфидов.

формы развития сульфидных вкрапленников, возникшие как путем выполнения трещинок, зон, полостей, так и метасоматически, появлялись одновременно и сопровождали друг друга.

Формы выполнения чаще близки к правильным формам. Такие формы иногда называют каплевидными «шариками». Формы метасоматического развития сульфидных вкрапленников характеризуются интенсивным развитием тонкого прожилкования и проникновения мелких и дисперсных вкрапленников по трещинкам в породе, нередко по трещинкам спайности в пироксене (Э. Н. Елисеев, 1953а).

Рассмотрение форм развития сульфидных зерен во вкрапленных рудах показывает, что более крупные зерна часто сопровождаются мелкой и дисперсной вкрапленностью. Присутствие в графическом срастании вторичных силикатов (амфибола, хлорита, талька) и карбонатов внутри сульфидов разбивает крупные вкрапленники на ряд мелких частей, выступающих при дроблении и извлечении как самостоятельные зерна.

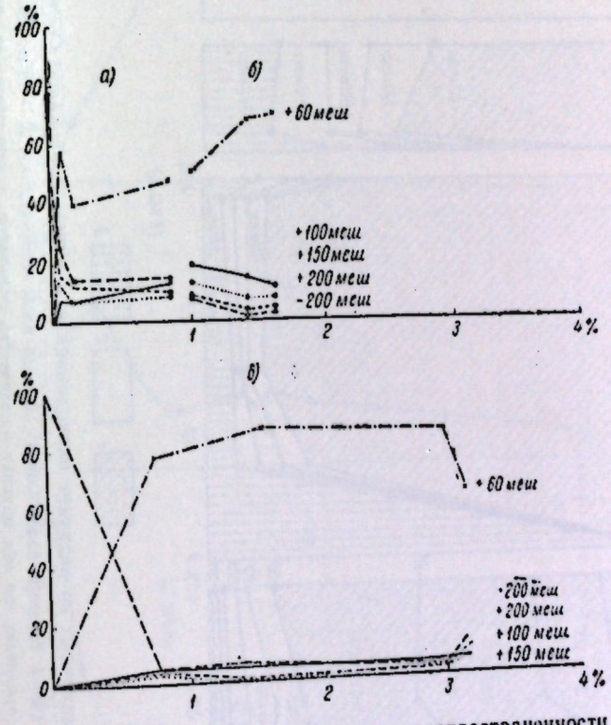


Рис. 139. Вариационная диаграмма распространенности различных по величине сульфидных вкрапленников в горных породах рудных пластов Сопчи:

а — восточного склона; *б* — юго-восточного; *в* — западного. По оси абсцисс — содержание в породах сульфидов в весовых процентах, по оси ординат — количество сульфидов, заключенное во вкрапленниках различной величины в процентном отношении к общему весовому содержанию сульфидов в породе. Классы крупности: *1* + 60 меш; *2* + 100 меш; *3* + 150 меш; *4* + 200 меш и *5* — 200 меш.

Наличие дисперсной вкрапленности и значительная роль метасоматических форм развития сульфидов во вкрапленных рудах указывает на заметную роль мелких и очень мелких зерен сульфидов в общем весовом содержании их во вкрапленных рудах.

Рис. 140. Роль различных по величине вкрапленников в общем содержании сульфидов в породе.

А и *Б* — разрезы по западному склону Сопчи (рудный пласт Сопчи); *В* — по восточному склону; *Г* — по юго-восточному склону. По оси абсцисс содержание сульфидов в горных породах в весовых процентах, по оси ординат — количество сульфидов, заключенное во вкрапленниках разной величины в мешах в процентном отношении к общему содержанию сульфидов в горной породе:

1 — крупные зерна размером более 0,025 мм в поперечнике; *2* — мелкие зерна размером 0,08—0,25 мм в поперечнике; *3* — дисперсные зерна размером мельче 0,08 мм в поперечнике.

О крупности отдельных зерен сульфидов во вкрапленных рудах. Систематического измерения размеров зерен рудных минералов во вкрапленных рудах не производилось до последнего времени.

Вкрапленники сульфидов по их размеру удобно разбить на три большие группы: крупные, мелкие и дисперсные зерна.

В группу крупных зерен можно включить все вкрапленники более 0,25 мм в поперечнике; в группу мелких — зерна величиной от 0,08 до 0,25 мм. Под дисперсными или эмульсионными вкрапленниками мы будем понимать рудные зерна мельче 0,074 мм в поперечнике. Все дисперсные вкрапленники относятся к классу крупности — 200 меш (0,074 мм). Можно выделить и высокодисперсные зерна — мельче 0,010 мм в поперечнике.

Соотношения между количествами сульфидов, заключенных во вкрапленниках разной величины в горных породах четырех разрезов рудного пласта Сопчи, взятых на различных склонах горы Сопчи, можно видеть на рис. 140.

Рис. 141. Распространенность зерна во вкрапленниках рудного пласта Сопчи (западный склон):

а — крупные зерна (0,25—1,00 мм и редко крупнее в поперечнике или +60 меш); *б* — мелкие (0,08—0,25 мм или +100, +150 и +200 меш); *в* — дисперсные зерна (мельче 0,074 мм или —200 меш) в зависимости от общего содержания сульфидов в породах. По оси абсцисс — общее содержание сульфидов в породе, по оси ординат — весовая доля сульфидов, заключенная во вкрапленниках данного размера.

Крупные, мелкие и дисперсные вкрапленники выделены различной штриховкой. Для этих групп выкрапленников составлены вариационные диаграммы (рис. 141), которые убедительно говорят об изменении роли различных по величине вкрапленников в горных породах с различным весовым содержанием сульфидов.

Увеличение роли дисперсных вкрапленников в общем содержании сульфидов при уменьшении в породах количества сульфидов наблюдается не только в оливинитах, перидотитах и пироксенитах западного склона горы Сопчи, но и в разрезах из других частей рудного пласта, в разрезах западного, восточного и юго-восточного склонов горы Сопчи. Сравнивая данные по этим разрезам, можно убедиться, что пироксениты восточного и юго-восточного склонов горы Сопчи содержат значительно меньше дисперсной вкрапленности, чем породы из разрезов западного склона горы Сопчи. Чтобы добиться одинакового извлечения сульфидов из пород, взятых с восточного и западного склонов Сопчи, породы с западного склона горы требуется подвергнуть более мелкому измельчению, чем пироксениты с восточного склона, при том же содержании в них сульфидов. При одинаковом измельчении этих пород в породах с западного склона горы Сопчи будет теряться больше сульфидов в дисперсной вкрапленности, чем в пироксенитах восточного склона.

Даже при грубой оценке среднего размера зерен четко выявляется прямая зависимость общего количества сульфидов от среднего размера вкрапленников. Чем крупнее средний размер зерен во вкрапленных рудах, тем больше содержится в них сульфидов (рис. 142).

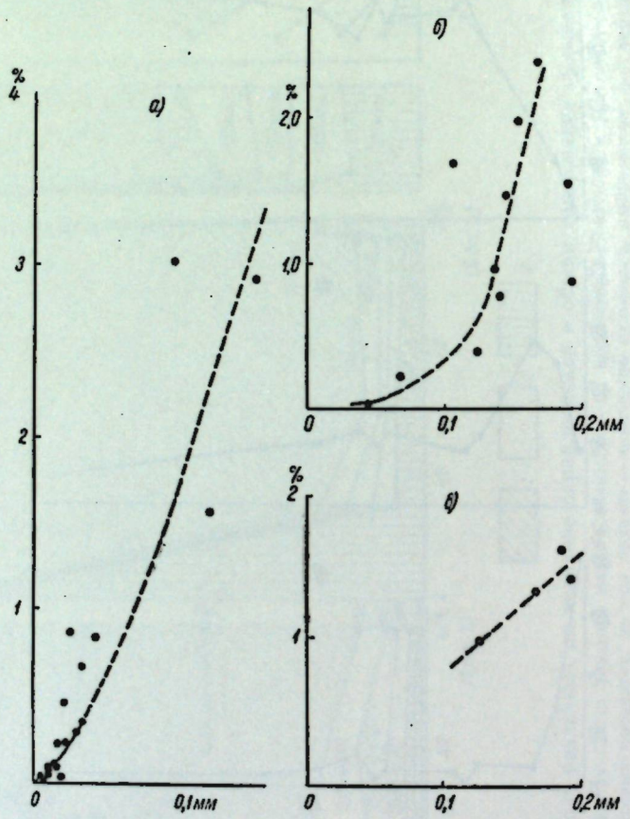


Рис. 142. Соотношение между содержанием сульфидов во вкрапленных рудах в весовых процентах и средним размером сульфидных зерен:

а — по западному склону Сопчи; *б* — по восточному; *в* — по юго-восточному склону. По оси абсцисс — средний размер зерен в поперечнике (в мм), по оси ординат — содержание сульфидов в породе (в весовых процентах).

Доля крупных, мелких и дисперсных зерен в общем (весовом) содержании сульфидов во вкрапленных рудах рудного пласта Сопчи зависит от количества сульфидов в породе, состава пород, заключающих сульфиды и от структурных особенностей этих пород.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВКРАПЛЕННЫХ РУД

Современные химические анализы позволяют определить в породах не только содержание различных элементов, но в некоторых случаях могут выявить, в каких соединениях содержатся те или иные элементы. Для установления, в каких минералах (сернистых или силикатных) присутствует никель, были разработаны методы рационального анализа на никель (Кузьмина, Белоглазов, Зашихин и др.). Чтобы отразить особенности химического состава вкрапленных руд, разберем следующие вопросы.

Исчерпываются ли формы нахождения никеля в медно-никелевых сульфидных вкрапленных рудах никелем пирротина, пентландита и других никелистых сульфидов, силикатным и сульфатным никелем?

Имеется ли прямая связь между содержанием оливина и количеством сульфидов и никеля в основных и ультраосновных горных породах, как это предполагал Фогт?

Каково соотношение между неизвлекаемым никелем, силикатным никелем и общим содержанием никеля в основных и ультраосновных горных породах?

Рассмотрим эти вопросы.

О формах нахождения никеля во вкрапленных рудах Мончи. Ек Н. Егорова [1938] дает сводку о никеленосности оливина и о методах рационального анализа никелесодержащих пород. Для установления распределения никеля между силикатной и сульфидной частями породы были предложены два метода избирательного растворения минеральных составляющих пород. «Методика, разработанная Горным институтом, имеет ближайшей целью разложить силикаты и перевести никель силикатов в раствор обработкой навески раствором фтористого аммония в присутствии лимоннокислого аммония (Егорова, 1938). Метод лаборатории Механобра преследует, наоборот, перевод в раствор сульфидов путем их окисления перекисью водорода, причем силикаты остаются неразложенными».

Далее Егорова указывает: «Мы не располагаем достаточными данными, чтобы решить вопрос о форме никеля, находящегося во вкрапленных рудах, но который не является сульфидом». Егорова предполагает, что: «такими формами могут быть несиликатные кислородные соединения никеля или высокодисперсные включения (эмульсионная вкрапленность) металлического никеля, или же никелистого железа».

Поднятый Егоровой вопрос о формах нахождения никеля в основных и ультраосновных горных породах заслуживает большого внимания. Но указание Егоровой на присутствие в этих породах таких форм никеля, как «металлический никель» и «никелистое железо» наряду с «несиликатными кислородными соединениями никеля» не подтверждается многочисленными минераграфическими исследованиями вкрапленных и сплошных сульфидных руд.

При химических анализах некоторая часть никеля не извлекается и остается в неразлагаемом остатке. А. И. Никонов [1939] приводит данные о нерастворимом в азотной и соляной кислотах никеле.

Егорова проводила сопоставление результатов определения никеля по методу Горного института и Механобра. Никеля по валовому анализу почти всегда больше, чем сумма никеля сульфидов и силикатов. Разность: никель общий (никель сульфидов + силикатов) также является неразлагаемым никелем, и его количество составляет от 4 до 20—28% от общего содержания никеля в породе.

Как в анализах вкрапленных руд рудного пласта Сопчи А. Граншельдт [1939], И. И. Кудряков [1948], так и для основных и ультраосновных пород, проанализированных Егоровой, до 12% никеля вкрапленных руд попадает в разряд неразлагаемого, который целиком теряется при рациональных анализах.

При образовании медно-никелевых руд как вкрапленных, так и жильных, возникали вторичные (постериорные) силикатные минералы (амфибол, хлорит, тальк) и карбонаты, сопутствующие оруденению (Э. Н. Елисеев, 1950, 1953; В. А. Масленников, 1953).

Мало того что эти минералы часто находятся в тесном срастании с сульфидами, они сами содержат никель в заметной концентрации. По определениям Л. М. Фишельсон, тальк содержит до 0,2% никеля, примерно такое же количество отмечено и в карбонатах. Спектральные анализы минералогически чистых образцов тремолита, талька, карбонатов из Монче-тундры (аналитик Н. Н. Колесников) также обнаружили никель. Актинолит, по данным К. Ф. Белоглазова, содержит от 0,06 до 1,00% никеля.

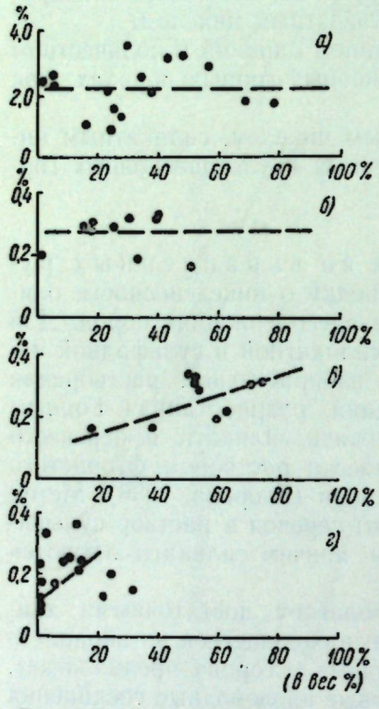


Рис. 143. Соотношения между количествами:

а — сульфидов и оливина; *б* — окиси никеля и оливина; *в* — окиси никеля и постериорных минералов; *г* — сульфидов и постериорных минералов (по данным Ек. Н. Егоровой, 1938 и А. И. Никонова, 1939). По оси абсцисс — содержание оливина (*а, б*) и содержание постериорных минералов (*в, г*) в весовых процентах; по оси ординат — количество сульфидов (*а, г*) и количество окиси никеля (*б, в*) в весовых процентах.

Главным носителем силикатного никеля по Фогту является оливин. Анализы минералогически чистых образцов оливина из различных месторождений мира (Егорова) показали постоянное присутствие в них, хотя и небольшого количества, серы и меди.

С другой стороны, К. Ф. Белоглазов [1936] отмечает, что содержание силикатного никеля в рудах Монче-тундры часто возрастает при увеличении количества вторичных минералов (рис. 143в, г).

Следовательно, имеются все основания для пересмотра заключения Фогта о том, что оливин является главным носителем силикатного никеля в основных и ультраосновных изверженных породах. Содержание закиси никеля в пироксенах по последним данным (Хесс, 1949) 0,02% и лишь в единичных случаях 0,04%. Пироксен из Монче-тундры, по данным В. А. Масленикова, показал содержание никеля 0,01%.

По данным Е. К. Козлова [1953], в двух химических анализах оливина из оливинитов и перидотитов Сопчи содержание никеля 0,16 и 0,39% при содержании серы 0,04 и 0,11%.

Из всего рассмотренного выше можно заключить, что вопрос о формах нахождения никеля в основных и ультраосновных изверженных породах очень сложный и до конца не решенный. Подчеркнем, что в свежих не выветрелых породах никель присутствует не только в сульфидах, но и в сопровождающих их постериорных минералах. К. Ф. Белоглазов предполагает, что неизвлекаемый никель (до 0,02—0,03%) объясняется: а) ошибками определения (никеля во вкрапленных

рудах вообще очень мало); б) наличием высокодисперсных включений, не вскрываемых измельчением; в) содержанием силикатного никеля в силикатах, которые не разлагаются кислотами (вероятнее всего по Белоглазову это актинолит).

Неразлагаемого никеля во вкрапленных рудах рудного пласта Сопчи, по данным И. И. Кудрякова [1948], для пород восточного склона (оливин в этих породах отсутствует) до 0,04%; для западного склона горы Сопчи, по данным А. И. Никонова, неразлагаемого никеля до 0,1%. Причем по его же данным в среднезернистых и крупнозернистых пироксенитах с малым весовым содержанием сульфидов неразлагаемого никеля больше, чем в оливинитах и перидотитах со значительным количеством сульфидов. В оливинитах неразлагаемого никеля 0,05—0,07%, в перидотитах 0,01—0,07%, в пироксенитах 0,04—0,1% (весовых).

По определению Егоровой, количество неразлагаемого никеля равно 0,02—0,03%, в одном случае — 0,1%.

В табл. 22 приводится сводка имеющихся в литературе представлений о формах нахождения никеля в медно-никелевых вкрапленных рудах. Данные табл. 22 показывают, что вопрос о формах нахождения никеля в медно-никелевых сульфидных вкрапленных рудах является очень сложным и в настоящее время не может считаться окончательно решенным. Не выяснена природа неразлагаемого никеля.

Зависит ли содержание сульфидов от количества оливина во вкрапленных рудах? При геологоразведочных работах на вкрапленные медно-никелевые руды придерживаются точки зрения Фогта о приуроченности сульфидов к тем участкам основных и ультраосновных пород, где содержится больше оливина и где в силикатном виде наблюдается более высокая концентрация никеля. Эта же гипотеза легла в основу объяснения генезиса оруденения рудного пласта Сопчи в работах В. М. Броновской [1937—1938], Д. Ф. Мурашева [1946], в монографии по Монче-тундре [1947], в диссертации Е. К. Козлова [1949] и других исследователей.

Попытаемся на фактическом материале рассмотреть, как же на самом деле обстоит с приуроченностью сульфидов к оливину и оливиновым породам в рудном пласте Сопчи. Подтверждается ли гипотеза Фогта?

На рис. 135 приведены разрезы рудного пласта Сопчи (Э. Н. Елисеев, 1953а). Максимальное развитие вкрапленности наблюдается в верхней части перидотитового пласта и в пироксенитах, расположенных выше оливиновых пород. В самих оливинитах (рис. 135) обычно содержится небольшое, иногда совсем незначительное количество сульфидов. Сульфидная вкрапленность приурочена не к оливиновым породам, а к контактам разнородных пород. Вкрапленники часто выполняют интерстиции между кристаллами первичных породообразующих минералов (оливина, пироксена, плагиоклаза), нередко используют трещинки и зонки рассланцевания в породах. Наиболее крупные жилки приурочены к крупнозернистым пегматитовидным пироксенитам. Размеры вкрапленников в породе находятся в прямой зависимости от количества сульфидов во вкрапленной руде.

Характер распределения сульфидов в разрезе рудного пласта Сопчи, установленный количественными подсчетами, подтверждается результатами химических анализов образцов и проб из разреза рудного пласта (см. рис. 135), а также результатами секционного опробования рудного пласта, проведенного К. Ф. Белоглазовым (Броновская, 1937, 1938).

Но не только в разрезах рудного тела можно видеть, что количество сульфидов не зависит от содержания оливина во вмещающей оруденение породе. На рис. 143 приводится соотношение между весовым содержанием сульфидов и оливина по данным А. И. Никонова для рудного пласта Сопчи

Таблица 22

Формы нахождения никеля во вкрапленных рудах

Форма нахождения никеля	Происхождение данной формы никеля	Отношение к химическим реагентам	Достоверность по минералогическим исследованиям	Кем отмечалась
Сульфиды	Никель пирротина. Никель пентландита, миллерита, виоларита и другие никелистые сульфиды	H_2O растворяет целиком, NH_4F не действует	Никель сульфидов микроскопически установлен	Методика Горного института и Механобра
Сульфаты	Продукт окисления сульфидов	Растворимы в воде	Присутствие в окисленных и долго хранившихся рудах	К. Ф. Белоглазов, А. И. Никонов и др.
Силикатный никель	Главным образом в оливине, отчасти в ромбическом пироксене и амфиболе	H_2O_2 не извлекает	?	Фогт (1923)
Неразлагаемый никель	Происхождение неясно, возможно за счет сульфидов (очень мелких)	а. $HNO_3 + HCl$ не извлекает б. никель общ. (минус) сульф.+силик. никель	Микроскопически не установлен ?	К. Ф. Белоглазов, Ек. Н. Егорова, А. И. Никонов, Гранфельдт
Окись никеля и другие кислородные соединения	?	При действии перекисью водорода переходит в раствор (в присутствии лимоннокислого аммония)	Микроскопически в данном типе руд никогда не устанавливался	Ек. Н. Егорова (1938)
Металлический никель	Высокодисперсные включения (?)			
Никелистое железо	Высокодисперсные включения (?)		Установлен	К. Ф. Белоглазов и многие др.
Никель постериорных минералов	Актинолит, тальк, карбонаты	Часть этих минералов растворима в кислотах		

и по данным Ек. Н. Егоровой для других месторождений — соотношение между содержанием оливина и закисью никеля.

По результатам определения воды и углекислоты в основных и ультраосновных породах Егорова подсчитала количество серпентина и карбоната магния, присутствующих в этих породах. Содержание серпентина в проанализированных Егоровой образцах достигало 16—65%, причем количество серпентина, найденное по химическим анализам, находится в соответствии с определениями в шлифах. Карбонатов в этих породах содержится от 5 до 14%.

На рис. 143 приводятся также результаты определений содержания закиси никеля и постериорных минералов (серпентина и карбоната магния) в основных и ультраосновных горных породах по данным Егоровой. Между содержанием закиси никеля и количеством постериорных минералов в этих породах обнаруживается прямая зависимость. При увеличении содержания постериорных минералов примерно в три раза содержание никеля возрастает вдвое.

В отношении никеленосности постериорных минералов (амфибола, хлорита, талька и карбонатов), сопутствующих оруденению, отметим, что мономинеральные жилки этих минералов содержат по анализам меньше никеля, чем в тех случаях, когда эти минералы присутствуют совместно с сульфидами. Актинолит, по данным К. Ф. Белоглазова, содержит в своем составе от 0,06 до 1% никеля. В актинолитовой породе, сложенной нацело актинолитом, было обнаружено 0,06% никеля.

На примере рудного пласта Сопчи видно, что количество сульфидов во вкрапленных рудах не зависит от содержания в них оливина.

Гипотеза Фогта о пространственной и генетической связи сульфидов никеля с оливином и оливиновыми породами не учитывает практически постоянного присутствия постериорных минералов в этих породах, количество которых меняется во вкрапленных рудах от 0 до 100% (см. рис. 127).

Характер распределения рудных и постериорных минералов и их тесная связь в разрезе рудного пласта Сопчи также свидетельствуют о несостоятельности ликвационно-магматического объяснения генезиса вкрапленного оруденения в рудном пласте. Сульфидная вкрапленность часто наблюдается и ниже перидотитового пласта на различном расстоянии («Информационный отчет по геологическому картированию рудника Сопча», 1941). Максимальное весовое содержание сульфидов в разрезах и в других участках обычно наблюдается значительно выше оливинитов. В безоливиновых породах восточного склона горы Сопчи сульфидов и никеля не меньше, чем в оливиновых западного склона.

На основании вышесказанного можно заключить, что гипотеза Фогта находится в противоречии с фактическим материалом и не может быть применена для объяснения генезиса медно-никелевых вкрапленных месторождений Мончи.

Соотношение между количеством неизвлекаемого никеля, силикатного никеля и общим содержанием никеля в основных и ультраосновных горных породах. По мнению Фогта, ультраосновные породы богаче сульфидами в тех участках, где выше содержание никеля в силикатах. В работах К. Ф. Белоглазова, Н. В. Зашихина, А. И. Никонова, Ек. Н. Егоровой, И. И. Кудрякова и многих других заключаются данные о содержании сульфидного, силикатного и неразлагаемого никеля в основных и ультраосновных породах. О соотношении между этими формами никеля во вкрапленных рудах можно составить представление из рис. 144. Никонов приводит данные о сульфидном, силикатном и неразлагаемом никеле

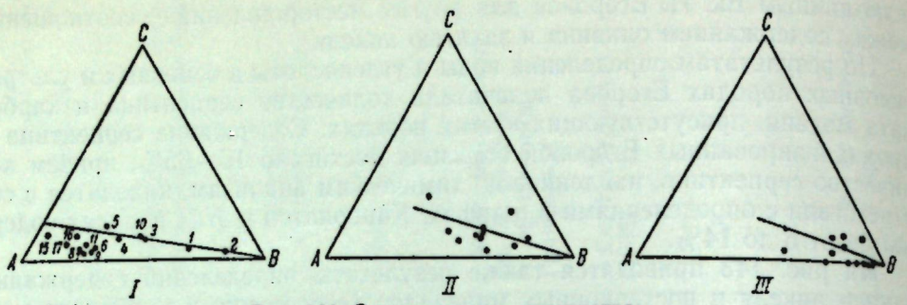


Рис. 144. Относительные количества:

A — сульфидного, *B*—силикатного и *C*—неразлагаемого никеля в ультраосновных и основных горных породах:

I — в породах рудного пласта западного склона Сопчи (по данным А. И. Никонова, 1939); *II* — для различных месторождений (по данным Ек. Н. Егоровой, 1938); *III* — для пород восточного склона Сопчи (по данным И. И. Кудрякова, 1948).

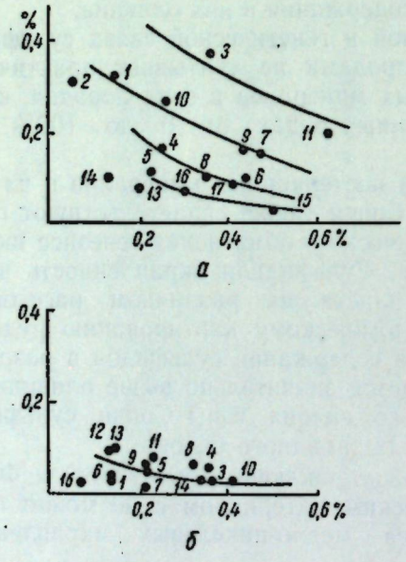


Рис. 145. Соотношения между количествами сульфидного и силикатного никеля во вкрапленных рудах Сопчи:

а — для западного склона (по А. И. Никонову); *б* — для восточного склона (по И. И. Кудрякову). По оси абсцисс — содержание сульфидного никеля в породе (в весовых процентах), по оси ординат — содержание в породе силикатного никеля (в весовых процентах).

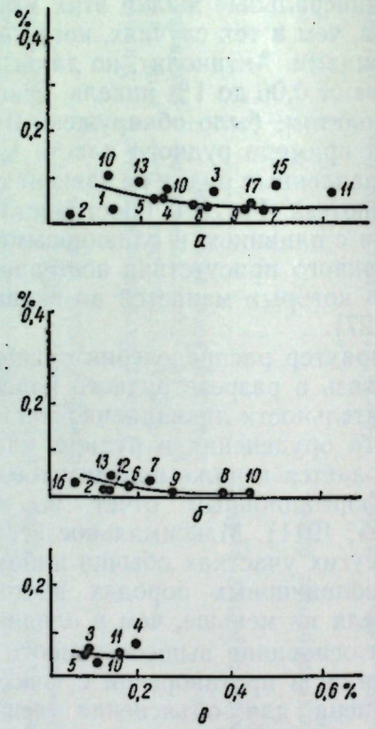


Рис. 146. Соотношение между количествами сульфидного и неразлагаемого никеля во вкрапленных рудах:

а — для вкрапленных руд западного склона Сопчи (по данным А. И. Никонова); *б* — для вкрапленных руд восточного склона Сопчи (по И. И. Кудрякову); *в* — то же (по данным Ек. Н. Егоровой, 1938). По оси абсцисс — содержание неразлагаемого никеля (в весовых процентах), по оси ординат — сульфидного никеля (в весовых процентах)

для различных по составу пород (пироксенитов, перидотитов и оливинитов). Егорова анализировала перидотиты и оливиниты. Породы эти сильно серпентинизированы и содержат неизмененного оливина не менее 15%. Последняя работа Механобра по определению состава вкрапленных руд Сопчи (И. И. Кудряков) проводилась на образцах пироксенитов и оливиновых пироксенитов. При рассмотрении этого рисунка можно заключить, что между количеством сульфидного и силикатного никеля существует не прямая, а обратная зависимость.

Интересно проследить как меняется доля различных форм никеля в общем (весовом) содержании никеля во вкрапленных рудах. Для этого отложим по оси абсцисс содержание никеля в породе в процентах, а по оси ординат — относительное содержание силикатного (рис. 145) или неразлагаемого никеля по отношению к общему его количеству в породе (рис. 146).

Относительное содержание силикатного никеля в рудах Монче-тундры приведено в Монографии 1943 г. Для вкрапленных руд Сопчи, Нюда и Кумужьей характерно резкое повышение относительного содержания силикатного никеля в породах с более низким содержанием никеля (общего никеля). При том же содержании никеля в породах Сопчи больше силикатного никеля, чем в породах Нюда и донной залежи Кумужьей.

В породах с общим содержанием сульфидов более двух-трех процентов силикатный никель не обнаруживается (Белоглазов, 1935). Силикатный никель не обнаруживается и в сплошных сульфидных рудах, хотя эти руды часто содержат в большом количестве ксенолиты оливиновых пород. Ниже разбираются результаты 111 анализов вкрапленных руд Монче-тундры, причем во всех случаях отмечается, что относительное количество силикатного никеля обратно пропорционально общему содержанию никеля. Содержание неразлагаемого никеля также обратно пропорционально общему содержанию никеля в породе (рис. 146).

Во вкрапленных рудах, содержащих менее одного процента сульфидов, обнаруживается резкое повышение роли мелких и дисперсных вкрапленников и исчезновение крупных зерен сульфидов. Отсюда становится понятным, почему при уменьшении количества сульфидов растет содержание силикатного и неразлагаемого никеля. Во вкрапленных рудах с низким содержанием сульфидов никель, относимый к силикатному и неразлагаемому, на самом деле заключен в мелкой и дисперсной сульфидной вкрапленности, которая вследствие мелких размеров зерен не полностью вскрывается химическими анализами при недостаточной измельченности зерен.

Оливин легко растворяется даже в слабых кислотах, поэтому невероятно, чтобы неразлагающий никель заключался в оливине. Пироксен, если и содержит в своем составе никель, то количество его не превышает точности определений химических анализов. Поведение силикатного и неразлагаемого никеля (суммарное количество их в породе обратно пропорционально содержанию сульфидов) отвергает возможность объяснения появления их за счет оливина или пироксена.

Таким образом, предположение Фогта о приуроченности сульфидов к тем участкам ультраосновных пород, где выше содержание никеля в силикатах, также не выдерживает критики при более внимательном анализе фактического материала.

Замечания по поводу методики анализов вкрапленных руд. Методы рационального анализа вкрапленных руд ставят целью установить содержание сульфидного и силикатного никеля. Первые же работы по применению методов рационального анализа нашли широкий отклик и ряд критических замечаний у химиков и минералогов.

Так, в критических замечаниях на работу проф. К. Ф. Белоглазова «Химическое исследование распределения никеля в минералах медно-никелевых руд Монче-тундры» П. Н. Чирвинский (1936а) подвергает критическому рассмотрению методику рационального анализа.

Чирвинский отмечает, что по мере хранения проб за счет окисления сульфидов появляется и растет содержание сульфатного никеля. Поэтому следовало бы начать анализ с выявления сульфатного никеля, предварительно испытав воду на никель и железо (во вкрапленных рудах при окислении несомненно появляется и $FeSO_4$), но этого сделано не было. Белоглазовым был предложен энергичный метод извлечения сульфатного никеля (обработка Na_2S и ацетатом аммония при кипячении).

При способности к легкому разложению оливина, в котором прежде всего и ожидается присутствие силикатного никеля, даже в слабых реактивах нет уверенности в том, что при таком энергичном методе ведения анализа часть силикатного никеля в оливине не попадет в «сульфатный никель».

Для определения силикатного никеля предлагается остроумный метод Кузьминой (обработка фтористым аммонием).

Доказательством тому, что при извлечении силикатного никеля одновременно не извлекается никель сульфидов, является неизменное количество серы до и после опытов. По этому поводу Чирвинский пишет, что: а. Часть сульфидов никеля и железа всегда несколько разложена и бурые окислы железа содержат какое-то, обычно небольшое, количество сульфатного никеля. Лимонитизация вкрапленных руд и других хорошо видна в обнажениях и шлифах. б. При извлечении силикатного никеля вместе с ним извлекается и сульфатный никель, который предварительно не определялся. в. Возможно частичное растворение сульфидов, что признается и Белоглазовым.

Из всего этого Чирвинский заключает, что силикатный никель первоначально частично был сульфидным, так как извлекаемый вместе с силикатным никелем никель сульфидов образовался именно за счет сульфидов при лимонитизации руд.

С другой стороны, мелкие и дисперсные вкрапленники сульфидов никеля, меди и железа вследствие их малого размера часто оказываются не вскрытыми при измельчении руды. И по этой причине некоторая часть сульфидного никеля попадает в разряд неразлагаемого и силикатного никеля.

Уместно напомнить, что К. Ф. Белоглазов подчеркивал необходимость разработки метода оценки размера вкрапленников сульфидов во вкрапленной руде, предполагая при помощи его выяснить ту долю сульфидов, которая заключена в мелких и дисперсных зернах.

Критические замечания по поводу методики рационального анализа высказывали и химики. Такие замечания есть и в статье Егоровой.

Замечания Ек. Н. Егоровой сводятся к следующему: «Как показали наши анализы, — указывает Егорова [1938], — небольшие количества серы, постоянно обнаруживаемые в минералогически чистых образцах оливина, колеблются в пределах от 0,02 до 0,07%». Непрозрачный образец оливина (Урал) показал содержание серы 0,14%. В той же статье сказано: «Факт наличия, хотя и малых количеств серы дает основание предположить, что небольшая часть имеющегося в оливине никеля все же находится в виде сульфида в состоянии высокого рассеяния».

Проведенные Егоровой определения никеля, меди и серы в 33 образцах дунитовых пород различных месторождений СССР показали, что:

1) никель присутствует во всех исследованных образцах дунитовых пород;

2) в этих же образцах практически всегда присутствует сера, содержание которой не превышает 0,08%. В образцах с бо́льшим содержанием сульфидов отмечается бо́льшее количество серы;

3) образцы, содержащие и никель и серу, очень часто показывают небольшое количество меди (0,01—0,05%).

Обнаруженной в дунитовых породах серы не хватает для того, чтобы связать все количество никеля и меди в сульфиды. Отсюда Егорова делает вывод, что найденная сера связывает лишь относительно небольшое количество никеля. Большая часть никеля, по ее мнению, находится в несульфидной форме. В то же время анализы оливинов и оливиновых пород приводят к заключению о «наличии в них больших количеств никеля в форме сульфидов».

В статье Егоровой специальный раздел посвящен критическому разбору методов рационального анализа никельсодержащих пород. В этом разделе подчеркивается, что валовый анализ этих пород на никель не дает возможности однозначно решить вопрос о формах нахождения никеля в исследуемой породе.

Егорова считает, что метод определения силикатного никеля (метод Горного института) дает несколько преуменьшенное значение его. По мере убывания количества сульфидов в породе расхождения между определениями никеля валового и рационального анализов растут. Относительное расхождение количества никеля, определенного валовым и рациональным анализом, достигает 12% от общего содержания никеля в породе (редко до 21%). Это «неразлагаемый» никель.

Весьма ненадежные результаты при определении силикатного никеля получаются в образцах со значительным весовым содержанием сульфидов. Егорова считает этот метод пригодным для пород с относительно небольшим количеством сульфидов, так как фтористый аммоний все же частично растворяет сульфиды.

Сопоставляя результаты определения никеля по методу Горного института и Механобра с валовым определением его в одних и тех же образцах, можно убедиться в ненадежности определения никеля обоими методами.

Замечание Егоровой о возможном действии реактивов на иные, помимо сульфидного, сульфатного и силикатного, формы нахождения никеля во вкрапленных рудах имеет силу и в настоящее время, так как не изучено действие реактивов на постепенные минералы (амфиболы, тальк, карбонаты и другие минералы), содержащие в своем составе никель.

В исследованиях вкрапленных руд отмечается присутствие неразлагаемого никеля во вкрапленных рудах в количествах от 0 до 20% от общего количества никеля в породе. Если неразлагаемый никель считать ошибкой определения, то такую ошибку следует признать систематической с постоянным знаком (количество никеля преуменьшается), так как количество неразлагаемого никеля во вкрапленных рудах зависит от общего содержания никеля в них (рис. 146).

Чем обусловлен систематический недостаток серы в анализах для связывания всего имеющегося количества меди и никеля в сульфидные минералы? В этом отношении значительный интерес представляют опыты по растворению в азотной кислоте сплошных сульфидных руд (пирротина, пентландита и халькопирита), проведенные Н. З. Евзиковой в 1952 г. Продолжительное кипячение (до 20—25 час.) сульфидов в азотной кислоте показало, что значительная часть серы в виде кристаллической корки остается на образце.

При небольшом размере и неправильной, извилистой форме вкрапленников сульфидов, при измельчении вкрапленных руд обнажается и находится в соприкосновении с растворами лишь часть сульфидного зерна. Извилистая форма вкрапленников сульфидов благоприятствует задержанию части серы на месте вкрапленника.

В противоположность указанному существует убеждение, что значительное количество серы теряется в измененных, рассланцованных и лимонитизированных породах. Согласно этому мнению сера теряется и при длительном хранении проб в дробленом состоянии.

П. Н. Чирвинский указывал, что расхождение между определением серы по химическому анализу и по количественным минералогическим подсчетам может быть объяснено потерей серы при обохривании руды, а также потерей серы в виде H_2S при разложении сульфидов кислотами.

Однако рассмотрение химических анализов пород рудного пласта Сопчи показывает, что недостаток серы наблюдается в свежих неизмененных образцах пород, тогда как в измененных, рассланцованных породах, а также в долго хранившихся в дробленом состоянии пробах серы хватает на связывание всего количества меди и никеля в сульфиды и дополнительно на образование 40—60% пирротина (по отношению к общему количеству сульфидов в породе).

Для пород перидотитового пласта и отдельно для пород, расположенных выше оливинитов и перидотитов, среднее отношение никеля к меди в свежих и окисленных породах примерно одинаковое. Серы в измененных породах в два раза больше, чем в свежих вкрапленных рудах.

Для свежих пород Ni : Cu : S = 2,6 : 1 : 2,4.

Для окисленных пород Ni : Cu : S = 2,2 : 1 : 4,9.

В данном случае окисленные породы содержали больше сульфидов, чем свежие. Однако и при одинаковом количестве никеля и меди в свежих и окисленных породах серы извлекается больше из окисленных вкрапленных руд.

Соотношение между рудными минералами, выясненное посредством пересчетов химических анализов на минералогический состав, часто не

соответствует соотношению между различными рудными минералами в породе, выявленному при исследовании аншлифов и шлифов. Пирротина во вкрапленных рудах фактически содержится больше, чем получается при пересчете химических анализов, что отмечает в частности Е. К. Козлов [1953] для вкрапленных руд Нюда.

Анализы измененных и рассланцованных пород, приведенные в работе Кудрякова [1948], установили, что в большинстве анализов вкрапленных руд с восточной части Сопчи серы не хватает на образование пирротина. Четыре анализа измененных и рассланцованных пород показали количество серы в 2—2,5 раза большее, чем неизмененные свежие вкрапленные руды. Серы в свежих породах, по данным Кудрякова, 0,41—0,77%, а в измененных и рассланцованных 1,20—1,41% при одинаковом и в тех и других породах содержании никеля и меди.

В анализах проб из скв. 22, 33 и 39 горы Сопчи (Зашихин, 1935) отмечается другая закономерность извлечения серы из вкрапленных руд. Серы не хватает для связывания никеля и меди в сульфиды во вкрапленных рудах, количество сульфидов в которых значительно меньше 1,5—2,0%. В анализах вкрапленных руд, содержащих более 2% сульфидов, определенного химическим путем количества серы хватает и на образование 30—40% пирротина.

Даже значительное окисление руды не приводит к потере серы. Отвалы штольни № 3 на горе Нюд обнаружили избыток серы (анализы Зашихина, 1935). Хранение проб в дробленом состоянии перед анализом, как было показано выше, улучшает извлечение серы при химических анализах. Частичное изменение, рассланцевание вмещающих вкрапленное оруденение пород, а также длительное хранение измельченных проб способствует более полному извлечению серы (а вместе с этим и сульфидов).

Недостаток серы в анализах нельзя объяснить окислением сульфидов. Более низкое количество серы в неизмененных и слабо рассланцованных породах с сульфидной вкрапленностью, по сравнению с измененными и рассланцованными породами, повидимому, объясняется тем, что разрыхление пород способствует более полному обнажению мелких и дисперсных вкрапленников. Наличие небольшого количества сульфидов в состоянии высокого рассеяния предполагала еще Егорова [1938]. В пользу этого говорит повсеместное присутствие небольших количеств никеля, меди и серы (Егорова) и результаты непосредственного измерения размеров сульфидной вкрапленности (Э. Н. Елисеев, 1953).

Экспериментальное изучение влияния окисления на извлечение сульфидных руд, проведенное И. Н. Плаксиным [1945], показало большую эффективность применения чистого кислорода, растворенного в жидкой фазе пульпы, на флотационную активность минералов.

Небольшое окисление сульфидных руд (вызванное «накислороживанием») перед флотацией в течение первых часов опытов, особенно за первый час, резко повышает извлечение из руд пирротина, пирита, халькопирита, а также арсенопирита, сфалерита, халькозина, антимонита, аурипигмента и галенита.

Из минералов медно-никелевых месторождений «накислороживание» (окисление) особенно резко сказывается на извлечении пирротина. В табл. 23 демонстрируется влияние чистого кислорода на извлечение пирротина в пенный продукт при обогащении сульфидных руд (по данным И. Н. Плаксина).

Чрезмерное окисление в дальнейшем (6 час. накислороживания) понижает извлечение сульфидов из руды.

Таблица 23

Извлечение пирротина в пенный продукт (в %)

Время флотации (в мин.)	Без кислорода	При накислороживании в течение		
		1 часа	3 часов	6 часов
10	43	70	73	50
20	59	78	82	67
30	64	83	88	73

Поведение других минералов при искусственном окислении руд, вызываемом введением перекиси водорода в пульпу, приводится на рис. 147. Введение в большом количестве перекиси водорода в значительно меньшей степени понижает флотируемость халькопирита, чем других сульфидных минералов. Поэтому понятно, почему медь всегда лучше извлекается при обогащении вкрапленных руд, чем никель.

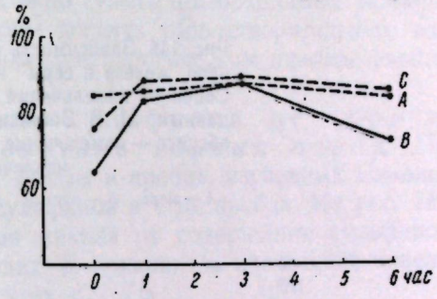


Рис. 147. Влияние окисления (накисловживания) на извлекаемость сульфидов при обогащении (по данным И. Н. Плаксина, 1945).

A — халькопирит; *B* — пирротин; *C* — пирит. По оси абсцисс — продолжительность накисловживания (пропускание перекиси водорода через пульпу) в часах перед флотацией, по оси ординат — извлечение сульфидов (в процентах).

Применение перекиси водорода для перевода сульфидного никеля в раствор (что делается по методу Механобра) приводит к чрезмерному окислению поверхности пирротина, что ведет к понижению извлечения серы из сульфидных руд.

Возможно, что частичное изменение и рассланцевание вмещающих вкрапленное сульфидное оруденение пород не только содействует более полному вскрытию вкрапленников, но благоприятствует слабому окислению сульфидов, что приводит к более полному извлечению сульфидов и серы из вкрапленных руд.

О характере обогатимости сульфидных вкрапленных руд. Увеличение роли дисперсных и мелких вкрапленников в образцах с незначительным количеством сульфидов находит отражение в распределении различных форм нахождения никеля (сульфидного, силикатного и неразлагаемого) при рациональных анализах этих руд.

Интересно проследить, как отражается эта особенность вкрапленных руд на обогатимость вкрапленных руд. В этом отношении заслуживает внимания зависимость извлечения никеля, меди и серы от измельчения, а также от количества сульфидов в руде. Наконец, не меньший интерес представляет вопрос о влиянии состава пород на обогатимость руд.

При рассмотрении характера обогатимости вкрапленных руд использованы данные различных авторов (Белоглазова, Зашихина, Никонова, Кудрякова) и опытов, проведенных в разные годы.

Зависимость извлечения Ni, Cu, Fe, S от измельчения вкрапленной руды. На рис. 148 приведена диаграмма, изображающая зависимость извлечения этих элементов от степени измельчения вкрапленных руд по Н. В. Зашихину. По мере измельчения вкрапленной руды растет извлечение. Так, при дроблении до 0,45 мм зерен в поперечнике извлекается всего лишь 10% никеля, меди и серы,

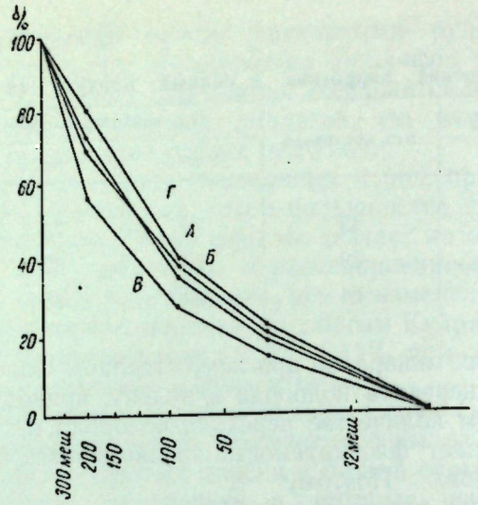


Рис. 148. Зависимость извлечения меди, никеля, железа и серы из вкрапленных руд Сопчи от измельчения при обогащении (по данным Н. В. Зашихина, 1935). По оси абсцисс — измельчение, по оси ординат — извлечение.

А — медь, *Б* — никель, *В* — сера, *Г* — железо.

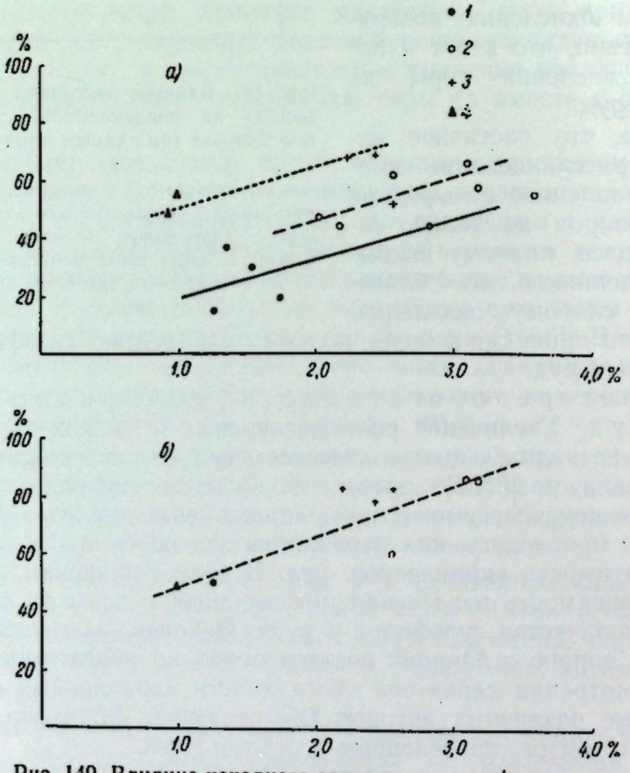


Рис. 149. Влияние исходного содержания сульфидов в породе и состава горных пород на извлечение никеля (а), меди (б), (по данным В. И. Никонова, 1939):

1 — оливиниты; *2* — перидотиты и оливиновые пироксениты; *3* — пироксениты; *4* — крупнозернистые пироксениты. По оси абсцисс — содержание сульфидов в породе (в весовых процентах), по оси ординат — извлечение.

тогда как при дроблении до 0,10 мм извлекается около 60%, а при измельчении до 0,074 мм (—200 меш) извлечение никеля и меди превышает 70% от общего количества их в породе, а серы лишь 55—58%. Обращает внимание, что сера извлекается в меньшем количестве по сравнению с извлечением никеля и меди.

А. И. Никонов приводит характеристики обогатимости вкрапленных руд рудного пласта Сопчи. По мере измельчения растет извлечение никеля и увеличивается выход концентрата, уменьшается содержание полезных компонентов в хвостах. Одновременно увеличивается извлечение никеля, меди и серы.

Об извлечении никеля в концентрат в значительной мере говорят кривые крупности выделений пентландита. На такой диаграмме (см. рис. 137) видно, какая примерно часть пентландита будет извлечена при каком-то заданном измельчении. Систематическое измерение размеров у сульфидных вкрапленников позволяет построить кривые крупности вкрапленников, по которым также можно судить о необходимом размере измельчения вкрапленной руды, чтобы достичь удовлетворительного извлечения (см. главу о количественном минералогическом анализе вкрапленных руд).

Зависимость извлечения сульфидов от количества их в породе и от состава горных пород. По весовому содержанию никеля, меди и серы в пробах, изученных Никоновым, было подсчитано количество сульфидов в этих пробах. На рис. 149 изображена зависимость извлечения никеля от содержания сульфидов в породе в различных горных породах. В оливинитах извлечение никеля значительно ниже, чем в перидотитах и оливиновых пироксенитах. В одних и тех же породах с увеличением количества сульфидов в породе растет и извлечение никеля в концентрат (здесь речь идет о лучших результатах обогатимости). Извлечение меди в концентрат также находится в прямой зависимости от количества сульфидов в породе (рис. 148). Так, при весовом содержании сульфидов в породе около 1% извлекается в концентрат не более 50% всего количества меди, при 3% сульфидов в пробе извлекается до 85% меди.

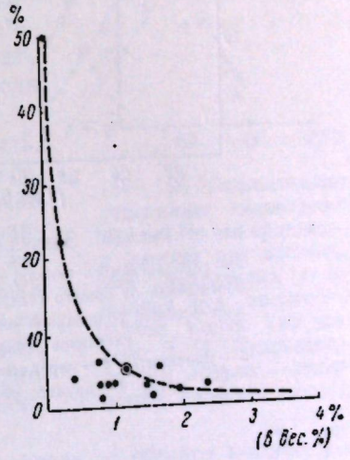


Рис. 150. Роль дисперсной вкрапленности сульфидов в породах с разным весовым содержанием сульфидов.

По оси абсцисс — общее содержание сульфидов в горной породе, по оси ординат — часть общего количества сульфидов по весу, приходящегося на долю дисперсной вкрапленности (класс крупности — 200 меш).

Из приведенных выше рисунков видно, что медь извлекается значительно лучше, чем никель. Это, как уже отмечалось, может быть объяснено значительно меньшей окисляемостью халькопирита, чем пирротина и пентландита.

Таким образом, устанавливается, что извлечение никеля в концентрат зависит от количества сульфидов во вкрапленной руде, а вместе с этим и от исходного содержания никеля в руде. Извлечение никеля в концентрат падает по мере увеличения количества эмульсионной (дисперсной) вкрапленности (рис. 150).

О потерях никеля и меди при обогащении. Если на диаграммах отложить величины, обратные извлечению, то можно

судить о потерях никеля и меди. Зависимость относительного количества потерь никеля и меди от общего весового содержания никеля и меди в породах видна на рис. 151 и 152. На рис. 151 видно, что по мере роста

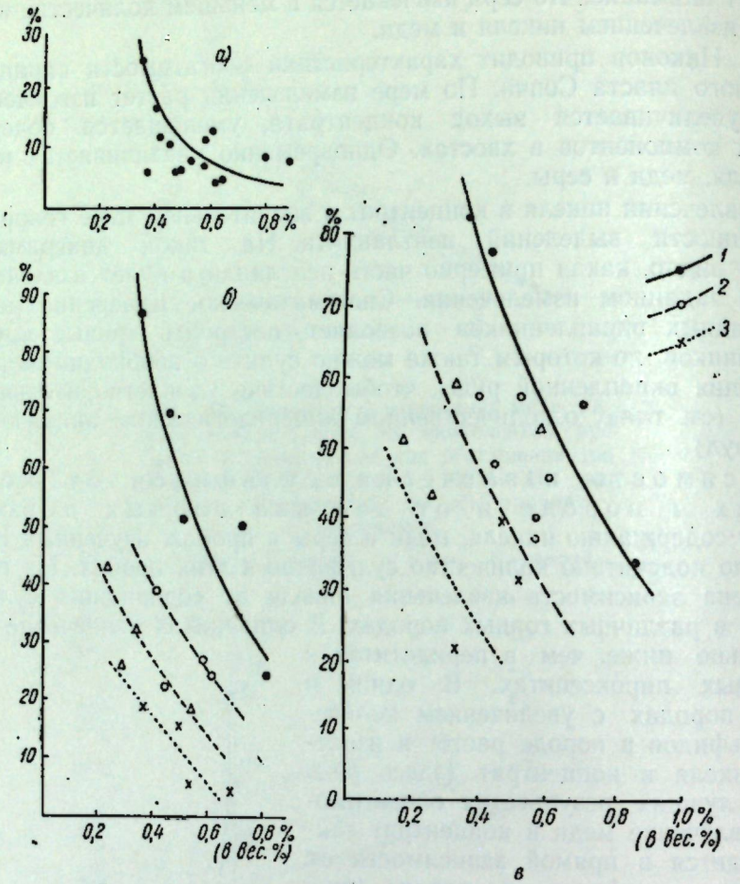


Рис. 151. Зависимость относительного содержания:

а — неразлагаемого никеля; *б* — силикатного никеля; *в* — потери никеля при обогащении от общего содержания никеля в горной породе. По оси абсцисс — общее содержание никеля в горной породе, по оси ординат — относительное содержание различных видов никеля:

1 — оливиниты; *2* — перидотиты и оливиновые пироксениты; *3* — пироксениты; *4* — крупнозернистые пегматитоподобные пироксениты.

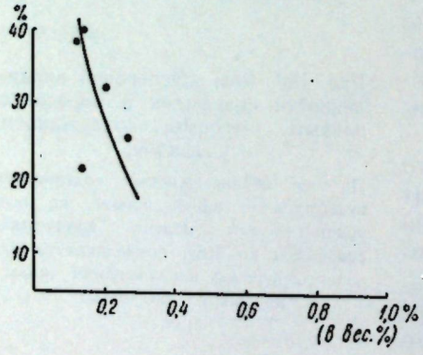


Рис. 152. Зависимость потерь меди (по оси ординат) от исходного количества меди в породе (по оси абсцисс).

содержания оливина (при одном и том же содержании никеля в породе) растут потери никеля. В одних и тех же породах, например, в оливинитах или оливиновых пироксенитах потери никеля при обогащении уменьшаются в породах с более высоким исходным содержанием никеля. То же можно сказать и о потерях меди.

На рис. 151 приводятся результаты анализов 111 образцов и проб ультраосновных пород. Из рассмотрения этого рисунка можно еще раз убедиться, что количество силикатного никеля в одних и тех же породах растет при уменьшении общего содержания никеля во вкрапленных рудах и, наоборот, убывает по мере роста количества никеля в породе. Таким образом, относительное количество силикатного никеля в общем весовом содержании никеля в породе обратно пропорционально общему содержанию никеля. А из рис. 151 и 152 видно, что потери никеля и меди обратно пропорциональны содержанию этих элементов в породе. Из этого можно заключить о сходстве потерь по своей природе с силикатным никелем. Относительное количество потерь никеля (Никонов, 1939) — рис. 151в — объясняется (по их количеству и характеру зависимости от общего содержания никеля в породе) присутствием силикатного никеля.

К. Ф. Белоглазов отмечает, что в хвосты при обогащении руд идет значительное количество сульфидного никеля. Рациональный анализ хвостов от обогащения вкрапленных руд проводился Кудряковым [1948]. Хвосты от обогащения вкрапленных руд в пироксенитах (без оливина) содержат не менее 0,1% (в вес. %) никеля, большая часть которого является сульфидным никелем. Как в исходных породах, так и в хвостах от обогащения при общем содержании никеля, равном 0,3%, неизвлекаемый никель составляет от этого количества около 15%. При общем содержании никеля в хвостах 0,2% на долю силикатного — неизвлекаемого никеля приходится около 30%, т. е. 0,06%. Установлено, что относительное содержание силикатного никеля в хвостах от обогащения, так же как и в исходных породах, обратно пропорционально общему количеству никеля в породе (рис. 153).

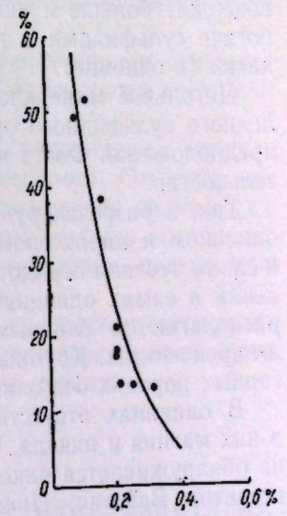


Рис. 153. Относительное содержание силикатного никеля. По оси ординат — в хвостах при обогащении вкрапленных сульфидных руд восточного склона Сопчи (по данным И. И. Кудрякова), по оси абсцисс — содержание никеля в хвостах.

Сравнивая рисунки 150 и 151, можно видеть, что силикатный никель, неразлагаемый никель, а также потери никеля при обогащении можно объяснить за счет мелких и дисперсных вкрапленников сульфидов, не вскрываемых при измельчении вкрапленных руд. В этом отношении интересно напомнить, что вкрапленные руды не дробятся мельче, чем — 200 меш (0,074 мм), тогда как во вкрапленных рудах присутствуют сульфидные зерна в 0,01—0,05 мм в поперечном сечении и мельче.

С другой стороны, потери меди также зависят от общего количества меди во вкрапленной руде (см. рис. 152). Характер потерь меди аналогичен характеру потерь никеля (см. рис. 151). Потери никеля и меди (в процентах) носят характер систематических ошибок, так как количество теряемого никеля или меди обратно пропорционально общему весовому содержанию никеля или меди в ультраосновной породе. Судя по идентичному характеру потерь никеля и меди, можно было бы предположить, что потери никеля и меди объясняются присутствием в породе «силикатного никеля» и «силикатной меди». Но невероятность существования «силикатной меди» в ультраосновных породах очевидна.

Об изоморфизме никеля в оливинах. В настоящее время представление о никеленосности оливинов (об изоморфизме никеля в оливине) имеет широкое распространение. Некоторые данные о никеленосности оливинов попали и в учебные пособия. Так, А. Г. Бетехтин

[1950] говорит, что к группе оливина «относятся силикаты типа $Ä_2SiO_4$, где A = Mg, Fe, Mn, Ni, Co, Zn, Ca и Pb. «Все они, — пишет Бетехтин,— за исключением Pb и Ca, в кристаллических решетках изоморфно замещают друг друга». Там же указывается, что в оливинах содержится 0,1—0,3% NiO, 0,01% CaO.

Наиболее полная сводка о никеленосности магматических силикатов вообще и оливинов в частности приводится Фогтом [1923]. По мнению Фогта, главным носителем никеля в основных изверженных породах является оливин и ромбический пироксен. Причем оливин в своем составе обычно содержит больше никеля, чем ромбический пироксен, а последний больше, чем моноклинный пироксен, амфибол и биотит. За среднее содержание закиси никеля в оливинах Фогт принимает 0,33%.

Кроме того, по Фогту более богатые магнием оливины в среднем содержат больше и никеля. Породы, содержащие и оливин и пироксен, богаче сульфидами в тех местах, где выше содержание никеля в силикатах (в оливине).

Детальное минералогическое изучение основных особенностей вкрапленного сульфидного оруденения, рассмотренных выше, показывает, что предположения Фогта на изученном примере часто не отвечают действительности.

Так, в разрезах рудных тел в ультраосновных породах, сложенных оливином и пироксеном, сульфиды хотя пространственно и приурочены к слоям течения перидотитов и оливинитов, но не образуют больших скоплений в самих оливинитах. В разрезе рудного пласта Сопчи сульфиды располагаются главным образом выше оливинитов — в перидотитах и пироксенитах. Крупные скопления сульфидов отмечаются и в основных горных породах без оливина (в норитах горы Нюд).

В оливинах отсутствует прямая зависимость между содержанием в них магния и никеля. Часто в чисто магнезиальных форстеритах совсем не обнаруживается никеля [например, в анализах Егоровой земных форстеритов Везувия, Николаево-Максимилиановской копи (Урал) и др.]. Никеля не обнаружено и в минералогически чистом образце оливина горы Кумужьей (Монче-тундра).

Результаты химических анализов многих авторов показывают отсутствие зависимости количества в породе сульфидов от весового содержания в ней оливина. Приведенный в статье Егоровой рис. 1 с целью демонстрации такой зависимости в действительности отвергает последнюю. Егорова не учитывает анализов, расположенных в верхнем правом углу рисунка. Прямую на этом рисунке следовало бы провести горизонтально, что говорит об отсутствии зависимости общего количества сульфидов в основных и ультраосновных породах от их состава. На самом деле те же сульфиды никеля и меди встречаются как в перидотитах и оливинитах, так и в пироксенитах и норитах.

Содержание никеля в оливинах, по данным Егоровой, колеблется от 0,20 до 0,40%. В то же время в оливинах обнаружены медь и сера.

Егорова приходит к выводу, что оливины «постоянно содержат незначительное количество высокодисперсных включений сульфидов». Если же учесть, что при малых количествах сульфидов во вкрапленной руде при анализе значительная часть серы теряется, то окажется, что по крайней мере значительная часть никеля оливинов является сульфидным никелем.

По поводу количества силикатного никеля в основных горных породах К. Ф. Белоглазов указывает, что содержание его (в породах Нюда) находится в пределах точности анализа и достигает 0,034%. Главным носителем его является оливин. Очень малое содержание никеля отмечается и в оливинах Норильска.

Оливин является наиболее распространенным силикатным минералом в метеоритах. Оливин метеоритов преимущественно хризолит (11—13% фаялита).

Акад. А. Н. Заварицкий [1952] отмечает, что в противоположность земному оливину, содержащему в твердом растворе небольшую примесь никеля (до 0,2—0,3%), оливин метеоритов его почти или совсем не содержит. В оливинах из метеоритов не содержится силикатного никеля даже в тех случаях, когда в металлической части метеоритов присутствует до 10% никеля (метеориты «Палласово железо», «Брагин», «Липовский хутор», «Ямышево» и др.). Никель полностью отсутствует и в некоторых земных оливинах. Никеля нет в форстеритах Везувия, Урала и оливинах, богатых магнием, и в др. Силикатный никель отсутствует во вкрапленных рудах, содержащих более 3% сульфидов. Все это заставляет пересмотреть широко распространенное мнение о никеленосности оливинов и об изоморфизме никеля в оливинах.

Первичные породообразующие минералы ультраосновных и основных горных пород в противоположность мнению Фогта не являются главными носителями силикатного никеля в этих породах.

До последнего времени не дооценивалась роль постериорных минералов (амфибола, талька, карбонатов и других минералов). Отметим, что К. Ф. Белоглазов [1936] указывал на возможность наличия силикатного никеля в постериорных минералах, но это указание не было воспринято геологами и минералогами, изучавшими медно-никелевые сульфидные месторождения.

Наличие силикатного никеля в постериорных силикатных минералах и возможно в карбонатах (?) подчеркивает генетическое родство сульфидов с постериорными минералами в этих горных породах.

Глава 22

МАТЕРИАЛЫ К РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКОМУ КАЧЕСТВЕННОМУ ФАЗОВОМУ АНАЛИЗУ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД, ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫХ С УЛЬТРАОСНОВНЫМИ И ОСНОВНЫМИ ГОРНЫМИ ПОРОДАМИ

Изучение химического и минералогического состава медно-никелевых руд сопряжено с рядом трудностей. Рудные минералы непрозрачны и почти всегда находятся во взаимных прорастаниях, так что не всегда удается даже под микроскопом отобрать для анализа материал желаемой чистоты. Трудности, связанные с исследованием непрозрачных минералов, обусловили слабую разработку описательной минералогии сульфидов. Кроме этого, значительная часть сульфидов не имеет до сих пор общепринятых химических формул, в других неизвестна степень замещений второстепенными элементами (по Дэна у никелистого пирита).

Минераграфические исследования способствуют разрешению ряда трудностей, связанных с непрозрачностью сульфидов, однако они не дают столь достоверные сведения о составе минералов, какие вскрываются при изучении прозрачных минералов.

Точное установление в рудах того или иного непрозрачного минерала требует применения детальных методов исследования. Наибольшими преимуществами для этих целей обладает рентгенографическое исследование минералов, которое позволяет воспользоваться малыми количествами вещества—порядка нескольких миллиграмм. Рентгенографическое исследование дает наиболее полное и однозначное решение вопроса о минерало-

гическом составе (так называемом «фазовом» составе) кристаллической части руд. Наряду с очевидными преимуществами рентгенографического исследования этот метод имеет ограничения: не выявляет аморфных фаз, обладает пониженной чувствительностью в случаях присутствия минералов, содержащих тяжелые металлы — железо, медь, свинец и др., и минералов со слабопоглощающими элементами (соли натрия, алюмосиликаты).

Чувствительность рентгенографического фазового анализа, как указывают А. Н. Хлапова и В. Г. Кузнецов [1952], можно повысить при помощи предварительного фракционирования — магнитом, отмучиванием, флотацией и химическими методами.

Исчерпывающие данные о минералогии руд можно получить лишь при одновременном исследовании одних и тех же образцов химическими, минералогическими (минераграфическими методами с использованием микротвердости, травления и пр.), рентгенографическими, термическими и другими методами исследования.

При фазовом (минералогическом) анализе, при помощи рентгенограмм, могут быть обнаружены лишь наиболее сильные линии минералов, поэтому линии со слабой интенсивностью могут быть без ущерба исключены из таблицы эталонных рентгенограмм. Исключаются и линии K — излучения.

В 1939 г. В. Н. Дубининой было проведено рентгенографическое исследование «сажистой руды» месторождения Ниттис — Кумужья. Рентгенограмма сажистой руды снималась в камере диаметром 46 мм. Диаметр столбика — 1 мм. Рабочее напряжение — 30—35 кв при силе тока 9 ма. Экспозиция 11,5 часов. Поправки вводились по NaCl.

Рентгенографическое исследование «сажистой руды» выявило присутствие в ней ковеллина CuS и небольшое количество халькозина β — Cu_2S.

За последние годы при изучении минералов месторождений Мончи были исследованы рентгенографически следующие минералы.

1. Магнетит из жил горы Ниттис, из рудного гнезда штольни № 2 на горе Нюд, из жил горы Травяная.

2. Пентландит из жил горы Ниттис, из донной залежи горы Травяная и из других мест (рентгенометрия пентландита из разных месторождений разбирается в гл. «Пентландит»).

3. Пирротин рентгенометрически изучался из следующих месторождений: жилы Ниттиса, донной залежи горы Травяной, гнезда горы Нюд (штольни № 2), и пирротин Ловноозера.

4. Халькопирит из рудных жил горы Ниттис.

5. Оливин горы Кумужьей. Анализ этого образца оливина приводится в работе В. А. Масленикова [1953].

6. Тальк из тальково-карбонатных жил горы Травяной.

7. Тремолит из тремолито-тальково-карбонатных жил горы Травяной.

8. Карбонаты: сильно магнезиальный брейнерит из жил горы Травяной; черный карбонат из рудных жил рудника Ниттис — Кумужья (образец В. А. Масленикова); брейнерит горы Травяной (образец В. А. Масленикова); кальцит из жил горы Травяной, секущий брейнерит; карбонат из горизонта вкрапленных руд восточного склона горы Сопчи.

9. Пирит месторождения Ловноозера.

Таким образом, были получены фотографии порошковых рентгенограмм главнейших рудных минералов сульфидных медно-никелевых месторождений, а также силикатных минералов и карбонатов, сопутствующих оруденению.

Условия съемки: 1) железный анод, диаметр камеры около 68 мм (съемка по корпусу камеры со снятым пленкодержателем), диаметр столбика 0,5 мм, 35 кв, 10 ма. Экспозиция: пентландит — 12 часов, халькопирит — 21 час, магнетит — 26,5 часа, пирит, пирротин и карбонат — 40 часов; электронная трубка (исключение представляет один образец пентландита, снятый на ионной трубке).

2) Железный анод, диаметр камеры 57,6мм, диаметр столбика 0,5 мм, 32 кв, 10 ма. Экспозиция: пентландит, тальк, карбонат около 20 часов, оливин — 12 часов, карбонат — 14 часов, тремолит — 30 часов; электронная рентгеновская трубка.

Рассмотрение порошковых рентгенограмм показывает, что присутствие небольших количеств оливина и особенно тремолита не усложняет

рентгенограмм рудных минералов, так как на их рентгенограммах нет очень резких линий. С другой стороны, из всех исследованных минералов оливин и тремолит наименее уверенно будут фиксироваться на рентгенограммах смесей. Небольшие примеси карбонатов (порядка 3%) могут быть отмечены. И действительно, на рентгенограммах пентландита из вкрапленных руд донной залежи горы Травяной обнаружено три линии, обусловленные примесями карбонатов.

Широкое развитие исследований медно-никелевых месторождений требует составления атласа рентгенограмм рудных и сопутствующих им минералов. Фотографии рентгенограмм в натуральную величину дают возможность сравнивать с рентгенограммами исследуемого вещества, снятыми при том же диаметре камеры (57,6 или 68 мм).

Чтобы выявить отличительные особенности состава рудных минералов медно-никелевых месторождений, необходимо провести рентгенографическое исследование минералов из различных месторождений. Первые шаги в этом направлении сделаны. Основная часть рентгенограмм минералов рассчитана Э. Н. Елисеевым. Выполнению данной работы в значительной мере содействовали В. А. Франк-Каменецкий — консультациями по теории и методике рентгеновского исследования и А. П. Денисов (Кольский филиал) — съемкой образцов и расчетом шести рентгенограмм.

Глава 23

ПЕНТЛАНДИТ

Пентландит — главнейший рудный минерал, основной носитель никеля в первичных сульфидных медно-никелевых месторождениях, приуроченных к интрузиям основных и ультраосновных горных пород.

Несмотря на обширность литературных источников, в которых упоминается пентландит, минерал этот изучен недостаточно детально. Отсутствует единое мнение о химическом составе этого минерала, о химической формуле и кристаллической структуре. Поэтому при изучении пентландита в Мончегорских месторождениях были поставлены следующие вопросы: о составе пентландита, о химической формуле и о структуре этого минерала.

Из оригинальных исследований пентландита упомянем работы В. Н. Белова [1947], А. Г. Бетехтина и А. Д. Генкина [1951], И. Н. Чиркова [1940], М. Линдквиста, Д. Люндквист и А. Вестгрена [1936].

На основании анализа литературных данных и новых материалов, в том числе и данных рентгеноструктурного анализа, в статье «О составе и кристаллической структуре пентландита» (Э. Н. Елисеев, 1955) дается решение поставленных выше вопросов. Приведенные в настоящей главе данные находятся в полном соответствии с результатами, приведенными в указанной статье.

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ПЕНТЛАНДИТА

Анализы пентландита приведены в работах Долтера и Лейтмейера — 20 анализов, Чиркова [1940] — 9 анализов, в «Минералах СССР» [1940]— один неполный анализ, Дэна [1950] — 4 анализа, 2 анализа М. В. Денисовой [1952], всего 36 анализов.

После исключения посторонних примесей и пересчета на 100%, данные о содержании железа, никеля + кобальт, серы в пентландите приведены на треугольной диаграмме (рис. 154).

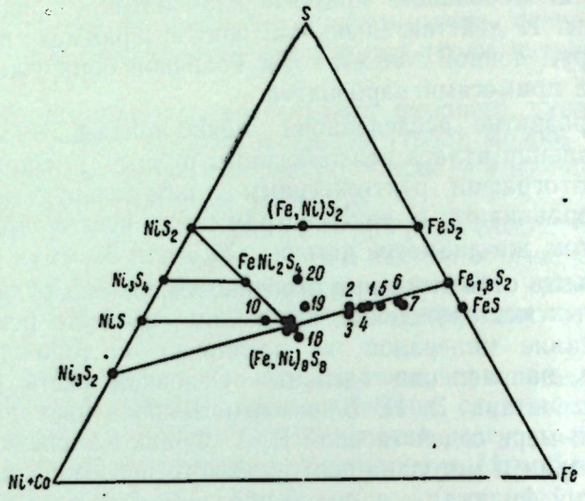


Рис. 154. Природные минералы в системе Fe—(Ni, Co) — S; FeS_2 — пирит, $(Fe, Ni)S_2$ — бравоит, NiS_2 — вэсит, $FeNi_2S_4$ — виоларит, Ni_3S_4 — полидимит, $Fe_{1,8}S_2$ — пирротин, FeS — троилит, $(Fe, Ni)_9S_8$ — пентландит, NiS — миллерит, Ni_3S_2 — хизлевудит. Точками 1,2,3,4 и т. д. обозначены составы пентландита, уклоняющиеся от обычного.

Основная масса анализов показывает содержания, близкие к 33,5% серы; 35,5% никеля и 31% железа. Исключение составляют некоторые анализы из работы Долтера и Лейтмейера [1926].

Только те анализы пентландита показывают низкое содержание никеля (от 10 до 22,28) и соответственное высокое — железа (от 40 до 51%), которые обнаруживают резко повышенное содержание серы. Серы в этих образцах содержалось от 36,86 до 38,01% (против обычных 33—33,5%).

С другой стороны, повышенное содержание никеля и уменьшенное железа против обычного также сопровождается повышенным содержанием серы.

Непостоянство в составе пентландита и колебания в соотношении железа и никеля в пределах от 3 : 1 до 1 : 2, часто отмечаемые в минералогической литературе, сопровождаются резким повышением количества серы против обычного.

И. Н. Чирков [1940] на примере месторождения Ниттис — Кумужья (Монче-тундра) показал, что «пентландиты с разных жил по составу почти ничем не отличаются друг от друга. Кобальт всюду является постоянной составной частью». «...для принятой до сих пор формулы (Fe, Ni)S явно недостает серы».

В работе Чиркова приведено 9 анализов, часть из которых для пентландита с разных горизонтов одних и тех же жил, часть из разных жил, апофиз и порфировидных выделений пентландита размером до 1—1,5 см в поперечнике.

Анализы пентландита из разных месторождений показывают более значительные колебания в составе минералов, чем это обнаруживается в анализах пентландита из одного какого-либо месторождения как, например, из Монче-тундры (табл. 24, 25).

Более четко выявляются колебания в составе пентландита из разных месторождений при рассмотрении молекулярных отношений: (Fe + Ni + Co) : S; (Ni + Co) : Fe; Ni : Co; Ni : Fe; Ni : S; Fe : S, которые приводятся в табл. 26.

Таблица 24

Химический состав пентландита из Монче-тундры

Пределы колебания в составе пентландита	Средний состав (в вес. %)	Отклонения от среднего состава	Относительные колебания в составе пентландита в % к среднему составу минерала
Fe = 30,76—31,69	31,22	0,46	1,47
Ni = 33,45—35,52	34,48	1,03	2,99
Co = 1,09—2,92	2,00	0,91	45,50
S = 31,89—32,73	32,30	0,42	1,30

Таблица 25

Пределы колебаний в содержании железа, никеля, кобальта и серы в пентландите из месторождений Мончи, Печенги, Сэдбери и Норвегии (в вес. %)

Компоненты	Монча	Печенга	Сэдбери	Норвегия
Fe	30,76—31,69	30,17—30,83	30,33—31,01	31,02—31,11
Ni	33,45—35,52	34,96—35,54	34,62—35,37	33,61—33,80
Co	1,09—2,92	0,52—1,03	0,85—1,28	0,46—0,47
S	31,85—32,73	32,58—33,76	33,11*—33,79	34,71*—34,82

* После пересчета суммы на 100%.

Таблица 26

Колебания в составе пентландита из разных месторождений

Месторождения	(Fe+Ni+Co) : S	(Ni + Co) : Fe	Ni : Co	Ni : Fe	Ni : S	Fe : S
Норвегия . .	1,050	1,047	72 : 1	1,033	0,530	0,513
Сэдбери . . .	1,115	1,125	36,6 : 1	1,090	0,572	0,525
Печенга . . .	1,125	1,130	31,8 : 1	1,095	0,579	0,528
Монча	1,172	1,111	19,5 : 1	1,057	0,587	0,555

Судя по химическим анализам, природный пентландит имеет переменный состав, колеблющийся в узких пределах от Me_8S_8 до Me_9S_8 (где Me — сумма металлов железа, никеля и кобальта в атомных количествах).

Учитывая установленные пределы колебаний в составе пентландита, формулу минерала следует писать так:

$$Fe_4Ni_4(Ni, Co, Fe)_{\text{от 0 до 1}}S_8.$$

РЕНТГЕНОМЕТРИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПЕНТЛАНДИТА

Образцы из Мончи снимались в рентгенометрической лаборатории кафедры кристаллографии Ленинградского университета и расшифро-

вывались автором. Образцы из Печенги расшифрованы А. П. Денисовым (Кольский филиал АН СССР).

Рентгенометрические исследования ограничились применением метода порошка (метода Дебая). Изученные образцы подверглись также спектральному анализу, выполненному на Кольском филиале Н. Н. Колесниковым (табл. 27).

Таблица 27

Результаты спектрального анализа пентландита из сплошных сульфидных руд Мончи и Печенги (аналитик Н. Н. Колесников)

Элементы	Место взятия и № образцов		
	Ниттис, Монче-тундра 1	Ниттис, Монче-тундра 220	Каула (Печенга) 240
Be	—	—	Следы
Mn	Небольшие следы	Небольшие следы	»
Mg	Средние	Средние	Слабые +
Si	»	»	Средние
Fe	Очень сильные	Очень сильные	Очень сильные
Al	Слабые +	Небольшие следы	—
Cu	» »	Средние —	Выше средних
Zn	—	—	Небольшие следы
Co	Средние	Средние +	Средние +
Ni	Выше средних	Сильные	Очень сильные
Ca	Средние	Очень слабые	» »
Sr	Небольшие следы	—	—
Cr	—	—	Следы

Примеси марганца, алюминия, меди, кальция, стронция и хрома не превышают 0,01—0,001% (по весу от всей навески).

Исследования позволили установить размеры элементарной ячейки и величину межплоскостных расстояний для изученных образцов. На основании пяти исследованных образцов и литературных данных параметры элементарной ячейки пентландита меняются в узких пределах от 10,02 до 10,06 Å.

На рентгенограммах обнаружены сдвойникованные линии. Кроме того, многие одиночные линии являются широкими. Сдвоенные линии обнаружили, кроме того, на рентгенограммах сращения и сходны со сдвоенными линиями для диарсенидов железа и никеля (Михеев, 1952), по мнению которого такая расщепленность линий вызвана понижением симметрии кристалла при сохранении общего характера структуры.

В литературе отсутствуют указания к какому типу твердых растворов относится пентландит. Решение этого вопроса облегчается определением числа атомов в элементарной ячейке кристаллической решетки пентландита.

Для каждого образца определялся параметр элементарной ячейки. Размер элементарной ячейки кристаллической решетки пентландита из жил рудника Ниттис (Монча) оказался равным 10,041 Å, пентландита из Печенгских месторождений (Каула и Ждановское) = 10,054 Å, у пентландита из донной залежи горы Травяной (Монча) оказался наиболее большой размер элементарной ячейки = 10,058 Å. Пентландит из Сэдбери = 10,02 Å.

В соответствии с изменением параметра элементарной ячейки изменяются и величины межплоскостных расстояний. На рис. 155 изображена зависимость величин межплоскостных расстояний от размера элементарной ячейки для наиболее интенсивных линий. По таким графикам можно быстро без расчета оценить размер элементарной ячейки у исследуемого образца пентландита.

О соотношении удельного веса пентландита с параметром элементарной ячейки можно судить на основании данных, приведенных в табл. 28.

Одной из причин изменения размеров элементарной ячейки у пентландита из разных месторождений является переменное число атомов в элементарной ячейке этого минерала. Иными словами, изменения размеров элементарной ячейки у пентландита обусловлены внутренним строением этого минерала, как минерала с переменным составом.

Неясно, изменяется ли размер элементарной ячейки пентландита в зависимости от изменения в содержании кобальта или отношении $\frac{Co + Ni}{Fe}$, как установлено Михеевым [1952] для диарсенидов железа, никеля и кобальта. Отметим только, что пентландит из рудных жил Ниттиса (Монче-тундра) содержит больше кобальта по сравнению с пентландитом из других месторождений, например, из Печенги. В то же время у пентландита из Печенги заметно больше параметр решетки. Возможно, что пент-

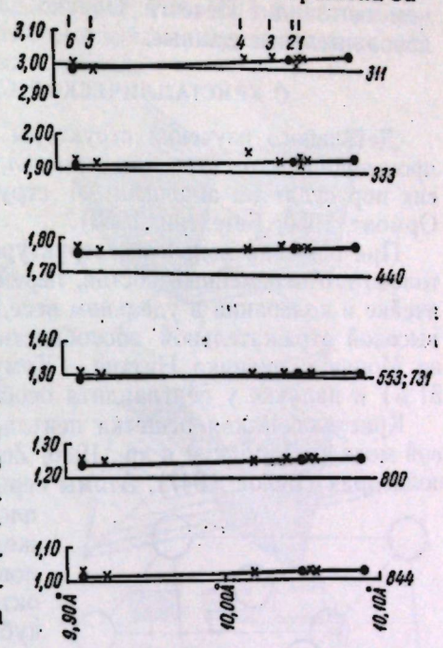


Рис. 155. Соотношение между параметром элементарной ячейки a_0 в ангстремах (по оси абсцисс) и величиной межплоскостных расстояний $\frac{da}{n}$ (по оси ординат) для наиболее интенсивных линий рентгенограмм пентландита:

точки — вычисленные значения; крестики — экспериментальные значения; цифры справа — индексы линий рентгенограмм. Сверху вниз: *1* — пентландит из донной залежи горы Травяной (Монча); *2* — пентландит из Каулы и Ждановского месторождения (Печенга); *3* — пентландит из жил рудника Ниттис — Кумужья (Монча); *4* — пентландит из Сэдбери (по Хоркарту, 1942); *5* — Co_9S_8 (по данным Хюльсману и Уэбке, 1936); *6* — Co_4S_3 (по данным Коглиоти и Роберти, 1932).

Таблица 28

Соотношения между удельным весом пентландита с параметром элементарной ячейки при изменяющемся отношении железа к никелю

Удельный вес	Параметр элементарной ячейки пентландита в Å при отношении железа к никелю					
	3 : 1	2 : 1	1,25 : 1	1 : 1	1 : 1,25	1 : 2
5,2	9,923	9,934	9,943	9,948	9,961	9,971
5,1	9,988	9,999	10,008	10,013	10,028	10,035
5,0	10,055	10,064	10,074	10,079	10,094	10,102
4,9	10,123	10,133	10,142	10,147	10,162	10,170
4,8	10,193	10,203	10,211	10,217	10,232	10,240
4,7	10,265	10,274	10,284	10,289	10,304	10,312
4,6	10,339	10,349	10,358	10,363	10,378	10,387
4,5	10,414	10,425	10,434	10,439	10,454	10,463

ландит из донной залежи горы Травяной (Монче-тундра), обладающий еще большим размером элементарной ячейки, содержит меньше кобальта, чем пентландит Печенги. Однако для выяснения роли кобальта нужны дополнительные данные.

О КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ПЕНТЛАНДИТА

Детального изучения структуры пентландита на монокристаллах не производилось, о строении кристаллической структуры пентландита до сих пор судят по аналогии со структурой соединения (Structurbericht, Ормонт, 1950; Бетехтин, 1950).

При решении вопроса о структуре пентландита следует учитывать не только его переменный состав, переменное число атомов в элементарной ячейке и колебания в удельном весе, но также наличие у этого минерала высокой отражательной способности (по И. Н. Чиркову, у пентландита из Мончи с рудника Ниттис — Кумужья — 51,46%, по Шнейдерхену — 51%) и наличие у пентландита особого «металлического блеска».

Кристаллическая решетка пентландита изображалась как в шариковой модели (Lindqvist и др., 1936; Zeitschrift f. Kristallogr., 1936), так и в полиэдрах (Белов, 1947). Атомы серы в структуре пентландита образуют плотную кубическую упаковку. Атомы железа, никеля, кобальта заполняют половину тетраэдрических и одну восьмую октаэдрических пустот в плотнейшей кубической упаковке. Металлические атомы заполняют лишь половину элементарных кубов в кристаллической решетке пентландита.

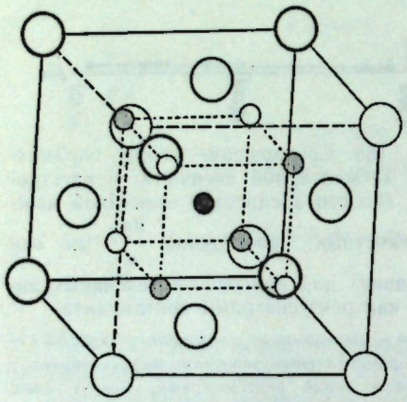


Рис. 156. Мотив кристаллической структуры пентландита.

Большие кружки — ионы серы, маленькие кружки с вертикальной штриховкой — ионы никеля, не заштрихованные — железо. Ионы никеля и железа находятся в тетраэдрическом окружении ионов серы. Черный кружок — ион или кобальта, или никеля, или железа, находящийся в октаэдрическом окружении ионов серы. Ребро куба 5,02Å.

Предлагаемая модель кристаллической структуры пентландита (рис. 156, 157, 158) построена с учетом особенностей состава и строения этого минерала. Отношение железа и никеля, занимающего тетраэдрические пустоты, равна 1 : 1. Колебания в составе этого минерала могут вызываться, тем, что заполняют ли атомы железа, никеля или кобальта октаэдрические пустоты и в каком отношении между этими элементами, или октаэдрические пустоты остаются незаполненными.

Анализ интенсивностей, предпринимаемый для доказательства правильности выбранной модели кристаллической структуры, должен проводиться с учетом указанных выше особенностей пентландита.

В отличие от принятой в настоящее время модели начало координат перенесено в вершину гранецентрированного куба серы. В новой модели хорошо видно, что атомы серы образуют кубическую гранецентрированную решетку, а металлические атомы расположены в тетраэдрических и октаэдрических пустотах между атомами серы. Мотив кристаллической структуры в полиэдрах заимствован у Н. В. Белова [1947]. Для пояснения мотива дополнительно приводится разрезанная и раздвинутая одна четверть элементарной ячейки (рис. 158).

Пентландит по аналогии с Co_9S_8 относят к пространственной группе F_m3_m (группа гексаоктаэдра).

Отсутствие расщепления у наиболее интенсивной линии на рентгенограмме 440, являющейся отражением от грани 110, и расщепление линий от других граней (100, 111, 211, 221, 311, 533, 733, 931) подтверждает предположение о понижении симметрии пентландита при сохранении общего характера структуры по сравнению с Co_9S_8.

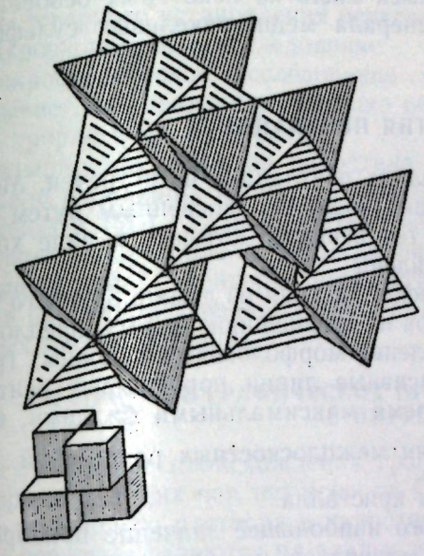


Рис. 157. Элементарная ячейка пентландита в полиэдрах

Редкая штриховка — никель, частая — железо. Внизу схема заполнения пространства ионами в элементарной ячейке. В отличие от структуры, приведенной у Н. В. Белова (1947), полиэдры железа и никеля заштрихованы по разному.

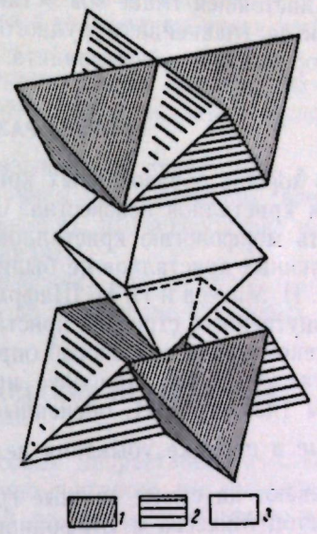


Рис. 158. Разрезанная и раздвинутая часть элементарной ячейки пентландита в полиэдрах

1 — никель, 2 — железо, 3 — октаэдрическое пространство, заполняемое ионами кобальта, никеля или железа.

В данной главе приведены результаты детального изучения состава, свойств и структуры пентландита. Рентгенометрическое исследование пентландита проводилось при помощи порошковых рентгенограмм без применения рентгеновского гониометра, поэтому результаты такого изучения следует считать предварительными.

Глава 24

О ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ МЕЖДУ РУДНЫМИ МИНЕРАЛАМИ

Последовательность образования минералов характеризуется не только порядком выделения минералов, значительную роль играют метасоматические замещения одних минералов другими. Так, например, вследствие изменения режима серы и кислорода пирит замещается пирротином, пирротин более поздним магнетитом и т. д. Процессы замещения играли большую роль в процессе формирования медно-никелевого сульфидного оруденения. Рудные минералы в породах с сульфидной вкрапленностью нередко приурочены к местам развития вторичных замещений в породе, сопровождающихся замещением первичных породосодержащих минералов вторичными (постериорными) гидроксилсодержащими минералами (амфиболом, хлоритом, тальком), а также карбонатами. Сульфиды и значительная часть магнетита развиваются совместно с этими минера-

лами, о чём свидетельствуют тесные, подчас графические прорастания рудных минералов с вторичными (постериорными) минералами. Сульфиды так же, как и вторичные силикатные минералы, замещают первичные минералы — оливин, пироксен, плагиоклаз.

Вопрос о соотношении между рудными минералами очень сложный и в настоящей главе мы остановимся лишь на некоторых особенностях развития главнейшего рудного минерала медно-никелевых сульфидных месторождений — пентландита.

ФОРМЫ РАЗВИТИЯ ПЕНТЛАНДИТА

В хорошо образованных кристаллах пентландит не встречен. Морфология кристаллов неизвестна. Однако возможно косвенным путем определить морфологию кристаллов у тех веществ, которые в виде хорошо ограненных кристаллов не были найдены.

В. И. Михеев и И. И. Шафрановский, исходя из доминирующего влияния внутреннего строения кристаллов на их внешнюю форму, предложили рентгенометрический способ определения морфологически важных граней кристаллов [1949]. Наиболее интенсивные линии порошковых рентгенограмм (дебаеграмм), оцененные тремя максимальными баллами, выписанные в порядке убывания величин межплоскостных расстояний $\left(\frac{d\alpha}{n}\right)$, указывают на самые важные грани кристалла.

Метод Михеева и Шафрановского наибольшее значение приобретает при изучении непрозрачных рудных минералов, не образующих самостоятельных кристаллов.

Согласно этому методу, главнейшими гранями у пентландита являются: (311), (111), (110), (731—553), (110), (211).

Главнейшей гранью является тригон-триоктаэдр — (311). Второй по важности гранью октаэдр — (111), резко выявляющийся в образцах пентландита благодаря совершенной спойности по этому направлению.

Возникает вопрос — имеются ли какие-либо основания признать за наиболее важную грань у пентландита (311), а не (111)?

В рудных жилах горы Ниттис, особенно в апофизах среди пирротина, иногда обнаруживаются порфировидные кристаллические зерна пентландита, округлые в сечении и достигающие в поперечнике до 5—6 см. Порфировидные выделения пентландита описаны И. Н. Чирковым [1940]. Крупные порфировидные выделения пентландита имеют округлую, шаровидную форму, причем в образцах, переданных рудником Ниттис — Кумужья Московскому университету, явно обнаруживалась многогранная форма. Округлая форма порфировидных выделений отчасти, возможно, обусловливается тем, что в многогранниках — (311) является более важной гранью, чем октаэдр (111).

В развивающихся по пентландиту вторичных сульфидных минералах нередко отмечается спайность по кубу. Спрашивается, находит ли это отражение в порядке морфологически важных граней у этих рудных минералов?

Да, находит. Для виоларита в порядке важности главнейшими гранями являются: (311), (100), (110) и т. д. Октаэдр в числе важнейших граней у виоларита не фигурирует. Второй по важности гранью является куб, по которому и обнаруживается спайность у виоларита (также и у полидимита).

Наиболее важными гранями у бравоита являются (100), (210), (211). Согласно порядку важности граней, бравоит может быть встречен в кристаллах кубического, пентагондодекаэдрического облика.

Округлые в сечении зерна пентландита встречаются не только в сплошных сульфидных рудах, но и во вкрапленных (например, во вкрапленных рудах донной залежи горы Травяной).

Помимо порфировидных выделений, пентландит обычно встречается в мелких зернах и прожилках, расположенных на контакте между зернами пирротина. Размер зерен пентландита нередко настолько мал, что для достоверного установления пентландита в сульфидных рудах требуется микроскопическое исследование.

Микроскопическое исследование медно-никелевых сульфидных руд показывает, что пентландит нередко образует ориентированные (графические) прорастания в пирротине.

Большинство анализов пирротина указывает на присутствие в этом минерале небольших количеств никеля, причем было показано (впервые Диксоном в 1904 г. для пирротина из Сэдбери), что присутствие никеля в пирротине обусловлено примесью пентландита.

Присутствие ориентированных (графических) прорастаний пентландита в пирротине отмечается практически во всех медно-никелевых сульфидных месторождениях.

О ПРИРОДЕ ГРАФИЧЕСКИХ ПРОРАСТАНИЙ ПЕНТЛАНДИТА В ПИРРОТИНЕ

В отношении происхождения графических прорастаний пентландита в пирротине до сих пор нет ясности. Обычно считается, что это результат распада твердого раствора в пирротине. В подтверждение такого заключения нередко ссылаются на данные экспериментов. Распад твердого раствора происходит при понижении температуры. Такое объяснение находится в соответствии с точкой зрения ортомагматической кристаллизации сульфидов.

В последнее время было доказано, что даже во вкрапленных рудах сульфиды кристаллизовались после затвердевания вмещающей породы (Э. Н. Елисеев, 1950, 1953) в гидротермальную стадию минералообразования. Отсюда температура образования сульфидов значительно ниже той температуры, при которой, согласно экспериментальным данным, может образовываться твердый раствор пирротин-пентландитового состава.

Как же будет обстоять дело в случае, когда сульфиды вводятся в породу после ее застывания гидротермальным путем? — спрашивает Камерон [1943]. Объяснение структур прорастания пентландита в пирротине Камерон видит в метасоматическом замещении пирротина никеленосными растворами, процеживающимися сквозь пирротиновые агрегаты по контактам между зернами и вдоль спайности пирротина. В пользу доказательства метасоматического образования графических структур пентландита в пирротине Камерон указывает на замещение пирротина марказитом.

Холли, Хьюит и Хоу (1950) на основании прокаливания при высоких температурах синтетических соединений предположили, что прорастания, подобные прорастанию пентландита в пирротине, могут образовываться при диссоциации ранее выделившегося соединения под влиянием теплового воздействия, сопровождающего образование более поздних минералов (например, халькопирита). Образование прорастаний пентландита в пирротине происходит, согласно этому представлению, вследствие миграции атомов никеля и потери серы в пирротине под влиянием тепла или понижения давления.

Таким образом, имеются три различные точки зрения на происхождение графических вростков пентландита в пирротине. Согласно первой

точке зрения (распад твердого раствора) образование графических вростков пентландита в пирротине происходит под влиянием неустойчивости выделившегося при высокой температуре твердого раствора при падении температуры. Согласно второй точке зрения, высказанной Холли, Хьюитом и Хоу, причиной несмесимости и распада пирротина, изоморфно заключающего в своем составе пентландит, является воздействие тепла (повышение температуры) на возникший ранее пирротин. Наконец, согласно третьей точке зрения, такие графические вростки возникают при метасоматическом замещении пирротина пентландитом.

В какой же мере существующие точки зрения на образование графических структур пентландита в пирротине соответствуют условиям формирования природных минералов, природных месторождений?

О р а с п а д е т в е р д ы х р а с т в о р о в. Согласно существующим представлениям (Минералогия А. Г. Бетехтина, 1950), выделившиеся при более высокой температуре твердые растворы при понижении температуры подвергаются частичному или полному распаду на более простые соединения.

Нередко структуры распада твердых растворов относят к геологическим термометрам (Бэтман, 1949).

Распаду твердых растворов в минералогии (особенно рудных минералов) придается очень большое значение. Однако не все закономерные срастания рудных минералов возникают в результате распада твердых растворов.

Соответствуют ли природные условия формирования месторождений тем температурам, при которых происходит распад твердых растворов?

Согласно бинарной системе FeS—Ni_3S_2, изученной Г. Г. Уразовым и Н. А. Филиным, в конечном счете должен получиться агрегат пирротиновых зерен с пентландитом первой генерации в межзерновых участках, а внутри самого пирротина — выделения пентландита второй генерации, продукта распада твердого раствора.

Ньюхауз [1927] экспериментально показал заметную растворимость пентландита в пирротине при высокой температуре, а при температуре 450° происходит распад твердого раствора. Хевитт [1933] при нагревании растворял пентландит в пирротине. При нагревании до 800° он не обнаружил полной смесимости, по краям зерен пирротина проявлялись скопления зерен пентландита. Вместо гомогенного пентландита при высокой температуре образовывались прорастания пирротина в пентландите, не встречающиеся в природных сульфидных рудах.

Экспериментальные исследования Ньюхауза, Г. Г. Уразова и Н. А. Филина, Хевитта служили подтверждением широко распространенного мнения о магматическом — ликвационном генезисе сульфидных медно-никелевых руд.

Присутствие в сульфидах амфибола — актинолита, хлорита, талька, соссюрита и карбонатов — явных признаков гидротермального изменения вмещающих пород как в сплошных, так и во вкрапленных рудах (Э. Н. Елисеев, 1950, 1953, А. Г. Бетехтин и А. Д. Генкин, 1951, Н. А. Елисеев, 1953) свидетельствует о том, что температура образования этих руд была ниже 400°. Экспериментальные же данные показывают на температуру образования сульфидов около 1100°, что не отвечает условиям формирования природных медно-никелевых месторождений.

Если образование сульфидов в природных условиях происходило при сравнительно низкой температуре, то возможность образования твердых растворов пентландита в пирротине при кристаллизации природного пирротина должна быть ограниченной.

Приведенное в работе С. В. Липина [1951] рентгенографическое исследование пирротина, подвергавшегося нагреванию в течение 30 минут при температуре 280—300°, не обнаружило особых изменений в кристаллической структуре минерала. Параметры решетки показали лишь слабую тенденцию к росту.

В изоструктурных с пирротином и пентландитом соединениях CoS—Co_9S_8 смесимость не проявляется и при температуре 800°. Параметр элементарной ячейки Co_9S_8, по данным М. Линквист и др. [1936], не изменяет своей величины вне зависимости оттого, будем ли мы измерять параметр при 200, 500, 650, 800°. Параметр элементарной ячейки Co_9S_8 не зависит оттого, исследовался ли этот сульфид чистым или совместно с CoS. При образовании твердого раствора внедрения, каким, возможно, является твердый раствор пентландита в пирротине при высокой температуре, число частиц в элементарной ячейке растет, растет и параметр элементарной ячейки.

Отсутствие детальных рентгенометрических данных о поведении пирротина и пентландита при различных температурах заставляет воздержаться от окончательного решения вопроса о возможности образования твердого раствора пентландита в пирротине в природных условиях. Имеющиеся данные говорят против такой возможности.

ДРУГИЕ ТОЧКИ ЗРЕНИЯ НА ОБРАЗОВАНИЕ ГРАФИЧЕСКИХ СРАСТАНИЙ ПЕНТЛАНДИТА С ПИРРОТИНОМ

Камерон [1943] структуры ориентированного прорастания пентландита в пирротине склонен объяснять замещением. Холл, Хьюит и Хоу — сегрегацией пентландита при диссоциации никельсодержащего пирротина.

Наблюдаются ли в природных месторождениях какие-либо признаки позднейших перегруппировок пентландитового вещества, которые бы говорили за возможность образования графических структур пентландита в пирротине по способу Камерона или Холли, Хьюита, Хоу?

А. Г. Бетехтин и А. Д. Генкин [1951] на основании наблюдений в полированных шлифах сульфидных медно-никелевых руд прямо говорят: «мы не наблюдаем никаких признаков, которые позволили бы допускать процесс каких-либо позднейших перегруппировок вещества».

Если бы ориентированные вростки пентландита в пирротине все же образовывались метасоматическим замещением никеленосными растворами пирротина, как предполагает Камерон, то для образования пентландита эти растворы должны были бы выносить часть серы (из всех сульфидов медно-никелевых месторождений пентландит содержит наименьшее количество серы).

Парагенетический анализ ассоциаций рудных минералов указывает на обратное явление — после кристаллизации пирротина остаточные растворы обогащены серой, что приводит к образованию виоларита, пирита и других минералов с большим содержанием серы.

Если допустить, что вростки пентландита образовались метасоматическим путем, то почему мы не наблюдаем все стадии метасоматического замещения пентландитом пирротина. Существуют же крупные порфировидные кристаллические зерна пентландита до 5 и более см в поперечнике? Фактические данные говорят об обратном явлении. По краям порфировидные выделения пентландита подвергаются замещениям пирротином, об этом говорят данные В. А. Масленикова, (1953).

Кроме того, почему никеленосные растворы просачивались сквозь кристаллический пирротин исключительно по плоскостям базопинакоида (0001)?

Таким образом, предположение о метасоматическом образовании графических (ориентированных) прорастаний пентландита в пирротине находится в противоречии с фактическими данными.

Не находит подтверждения и предположение Холли, Хьюита и Хоу о роли тепла — повышения температуры на распад — диссоциацию ранее выделившегося никельсодержащего пирротина.

При нагревании до 300° пирротин не обнаруживает неустойчивости, как это предполагали Холл, Хьюит и Хоу. Пирротин при нагревании скорее обнаруживает тенденцию к гомогенизации (Липин, 1951), чем к распаду. С другой стороны, опытным путем установлено (Боуэн, 1929), что при температуре 685° пирит диссоциирует с образованием пирротина. Увеличение давления значительно повышает температуру диссоциации. Для потери серы пирротином с образованием пентландита при нагревании в запаянной трубке необходима температура много выше 685°.

Внешнее сходство структур, возникающих при диссоциации Ni(As, Sb), со структурами распада твердых растворов, по мнению Холли и Хьюита, ставит вопрос о необходимости пересмотра наших воззрений на значение графических структур и постановки экспериментальных работ над получением такого рода структур.

Для получения псевдоэвтектических структур перистого и клеточного типа эти авторы прокаливали смесь NiAs и NiSb в запаянных кварцевых трубках при высоких температурах — от 1210 до 500°. Такие температуры не соответствуют температурам кристаллизации сульфидов в месторождениях.

Из сказанного выше можно заключить, что данные экспериментальных работ не подтверждают возможности образования и существования твердого раствора пентландит — пирротин при температурах кристаллизации сульфидов в месторождениях.

Представления Холли и Хьюита о происхождении таких структур под воздействием тепла в поздние стадии минералообразования находятся в противоречии с наблюдаемыми в природе соотношениями.

Таким образом, в настоящее время нет удовлетворительного объяснения причин образования графических прорастаний пентландита в кристаллизующемся из гидротермальных растворов пирротина.

Здесь следует оговориться в отношении явлений метасоматических замещений различных рудных минералов рудными же минералами и в частности замещения пирротина пентландитом. Дело в том, что процессы метасоматических замещений в рудных минералах сульфидных медно-никелевых месторождений имеют весьма широкое распространение. Наиболее интенсивно выражены такие процессы в Печенге на месторождениях Каула, Каммикиви и других. Наибольший интерес представляют с этой точки зрения участки, где в очень интенсивной форме проявляется рудный метасоматоз, приводящий к возникновению так называемых серых руд.

В Монче, в противоположность Печенгскому району, явления рудного (сульфидного) метасоматоза выражены сравнительно слабо.

Рассмотренные нами случаи закономерных срастаний пентландита с пирротином имеют в виду лишь один оригинальный случай закономерных срастаний, какие имеются в Монче.

ГЕНЕЗИС ГРАФИЧЕСКИХ ПРОРАСТАНИЙ ПЕНТЛАНДИТА В ПИРРОТИНЕ

В пирротине, в графическом прорастании, находится не только пентландит, но и, как было недавно описано А. Д. Генкиным [1950], магнетит.

Закономерные срастания магнетита и пирротина, по мнению Генкина, указывают на одновременное их образование. Генкин отмечает, что все шестиугольные пластинки магнетита ориентированы одинаково, «в чем можно убедиться по строгой параллельности соответствующих сторон этих шестиугольников» (рис. 159а,б).

Размеры пластинок магнетита составляют в длину 0,5—2,0 мм, иногда достигают 5 мм при толщине 0,001—0,005 мм. Пластинки магнетита располагаются строго параллельно отдельности в пирротине (0001).

По мнению Генкина, закономерное срастание магнетита и пирротина происходит по плоскостям плотнейшей упаковки, каковыми являются (111) у магнетита и (0001) у пирротина. Однако он не находит «какого-либо кристаллографического обоснования, поскольку различия в расстояниях между центрами ионов кислорода на плоскости (111) и ионов серы на плоскости (0001) у пирротина слишком большие». Однако факт ориентированных срастаний этих различных по своей химической природе минералов определенно указывает на индуцирующее влияние пирротина на расположение пластинок магнетита.

Нередко пентландитовые выделения контактируют с пластинчатыми кристаллами магнетита. Эренберг [1932], изучавший прорастания пентландита в пирротине, пришел к заключению, что (111) пентландита параллелен (0001) у пирротина и (110) пентландита П (100) пирротина.

Сравнивая расположение графических прорастаний пентландита и магнетита в пирротине, можно заключить, что пентландитовые и магнетитовые включения в пирротине располагаются в плоскости (0001) параллельно друг другу.

Возможно, что к такому же роду закономерных графических прорастаний относятся так называемые пламеневидные вростки пентландита в пирротине. Удлиненные пламеневидные язычки пентландита вытянуты параллельно (0001) пирротина.

Плоскости октаэдра в магнетите и пентландите, а также базопинакоид у пирротина являются плоскостями плотнейшей упаковки анионов. Н. В. Белов [1951] подчеркивает большую важность плоскостей плотнейшей упаковки из анионов в морфологии кристаллов. «Плоскости плотнейшей упаковки являются, очевидно, также плоскостями с минимальной, чисто механической (остаточной, вандерваальдовской) поверхностной энергией и с этой точки зрения должны быть преимущественными плоскостями наружного ограничения кристаллов, а также плоскостями спайности и скольжения».

Плоскости плотнейшей упаковки являются основными плоскостями срастания в многочисленных типах двойников по шпинелевому, кальцитовому, слюдяному, рутиловому (коленчатые двойники) и другим законам. Плоскости срастания различных минералов, по мнению Белова, также являются плоскостями плотнейшей упаковки.

На примере включения диаспора в корунде Н. В. Белов показал, что врастание кристалликов внутрь более крупного кристалла-хозяина превращает плоскости плотнейшей упаковки, параллельно которой располагаются включения кристалликов, в плоскости отдельности. Присутствие в пирротине включений уплощенных кристалликов пентландита и магнетита, располагающихся параллельно (0001), возможно, и в пирротине обусловливает появление по этому направлению отдельности.

Шпангенберг и Нейгауз [1930] проводят параллель между ориентированным прорастанием и способностью к образованию аномальных смешанных кристаллов. Аномальные смешанные кристаллы составлены из веществ, имеющих различную химическую формулу.

Шпангенберг и Нейгауз обратили внимание, что во многих случаях компоненты аномальных смешанных кристаллов имеют общий ион. Кристаллические плоскости, составленные только из одного сорта ионов, одинаковых для обоих компонентов, могут оказаться сходными в структурном отношении у решеток обоих веществ. При ориентированном срастании такая плоскость является общей для обоих кристаллов.

Аномальные смешанные кристаллы, по мнению этих авторов, представляют собою субмикроскопические прорастания двух сортов кристаллов, причем возможность их образования обусловливается наличием «двумерной структурной аналогии кристаллических решеток у компонентов, составляющих аномальные смешанные кристаллы». Следовательно, при образовании ориентированных прорастаний в отдельных участках растущего минерала-хозяина все соседние узлы занимаются ионами одного компонента

(допустим, того же минерала-хозяина), а на других участках ионами другого компонента (включения).

О возможности такого явления, по мнению Б. А. Никитина [1944], говорят оптические исследования аномальных смешанных кристаллов.

Имеются все основания рассматривать закономерные графические прорастания магнетита и пентландита в пирротине как результат кристаллизации аномальных смешанных кристаллов.

В кристаллических решетках пентландита, магнетита и пирротина имеются: 1 — общий ион двухвалентного железа; 2 — кристаллические плоскости, составленные только из одного вида ионов, — двухвалентного железа; кристаллические решетки всех этих трех минералов сходны в структурном отношении и имеют гексагональный мотив. Таким образом, имеется налицо «двухмерная структурная аналогия кристаллических решеток» у пентландита, магнетита и пирротина.

На рис. 159, заимствованном из статьи А. Д. Генкина [1950] «О закономерных срастаниях магнетита и пирротина», хорошо видно закономерное прорастание большого кристалла пирротина мелкими пластинчатыми кристаллами магнетита. Автор отмечает закономерные срастания магнетита с пирротином, но не говорит о закономерном срастании пластинок пентландита с пирротином, а между тем закономерность срастаний пентландита с пирротином выражена не менее отчетливо. Кроме того, такая же закономерность, какая наблюдается в срастаниях пирротина и магнетита, пирротина и пентландита имеет место и в срастаниях пентландита и магнетита, о чем свидетельствует тот же рис. 159.

О расстояниях между ионами двухвалентного железа в кристаллической решетке пирротина, пентландита и магнетита можно судить по следующим данным:

Пирротин	6,87 Å	
Пентландит	7,099—0,229 Å	3,33%
Магнетит	5,92+0,95	13,83%

Наибольшее расстояние у пентландита, наименьшее у магнетита, разница в расстояниях для пентландита составляет по сравнению с пирротином 3,33%, а для магнетита — 13,83%, т. е. разница для магнетита гораздо большая по сравнению с пентландитом. Поэтому неудивительно, что закономерные срастания пентландита с пирротином встречаются гораздо чаще, чем срастания магнетита с пирротином.

ПОРФИРОВИДНЫЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ЗЕРНА ПЕНТЛАНДИТА

Другая форма развития зерен пентландита в сульфидных рудах, заслуживающая, как и графические вростки пентландита в пирротине, так же большого внимания, это порфировидные вкрапленники пентландита среди пирротиновой рудной массы.

В сульфидных рудах рудника Ниттис, содержащих никель 5—6%, наблюдаются крупные порфировидные кристаллические зерна пентландита. Зерна эти имеют округлую форму и в поперечнике достигают до 4—5 см.

Образование порфировидных зерен пентландита, как указывают А. Г. Бетехтин и А. Д. Генкин [1951], не может быть объяснено при помощи диаграммы бинарной системы FeS—Ni_2S_3, предложенной Г. Г. Уразовым и Н. А. Филиным [1938] на основании экспериментальных исследований (рис. 160).

В самом деле обратимся к рисунку и посмотрим, как должен был бы протекать процесс кристаллизации смеси пирротина и пентландита с содержанием никеля, равным 5—6%. В левой части диаграммы располагается узкое поле никелистого пирротина, содержащего до 3% никеля. Пентландит занимает промежуточное положение между никелистым пирротином и Ni_3S_2, т. е. иными словами является двойным хими-

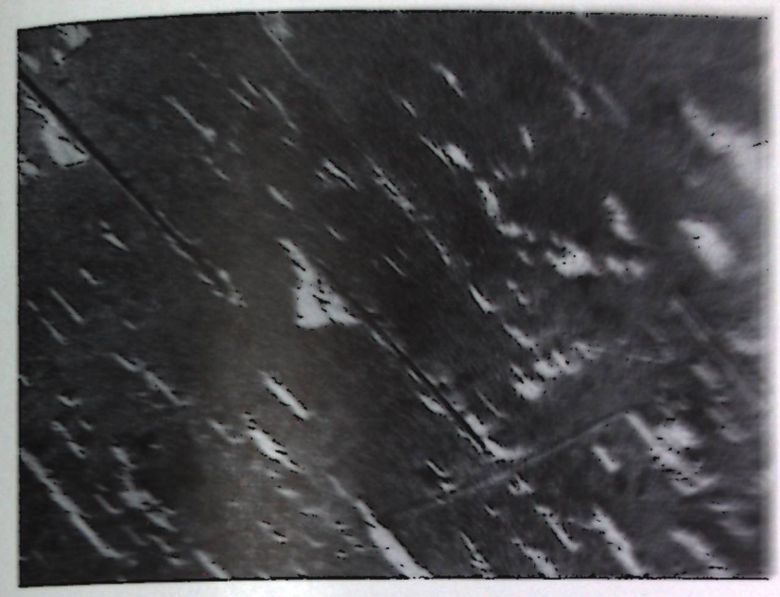


Рис. 159а. Графические структуры прорастания пентландита и магнетита в пирротине. Хорошо видны закономерные срастания магнетита с пентландитом (по данным А. Д. Генкина, 1950).



Рис. 159б. Тот же шлиф в разрезе, перпендикулярном первому.

ческим соединением в системе $FeS—Ni_3S_2$. Для того чтобы из расплава кристаллизовались зерна пентландита в качестве продуктов первой кристаллизации, необходимо, чтобы расплав содержал не менее 30% никеля, в то время как в природных условиях порфировидные зерна пентландита образуются в рудах с содержанием никеля в 5—6%. При кристаллизации расплава с содержанием никеля в 5—6% начнут кристаллизоваться зерна никелистого пирротина примерно при температуре 1150°, далее по мере падения температуры будут кристаллизоваться зерна никелистого пирротина, изменяющего свой состав вдоль линии АГ, в то время как по мере кристаллизации никелистого пирротина состав сульфидного расплава будет изменяться по линии АВ.Так будет продолжаться до тех пор, пока температура не упадет до 870°— температуры инконгруэнтного превращения. При этой температуре появится третья фаза — твердые кристаллы состава Д (пентландит), равновесие будет инвариантным до тех пор, пока не исчезнет одна из трех фаз: никелистый пирротин Г, расплав состава Б или твердая фаза состава Д, или две из этих фаз. При выбранном составе расплава(5—6% никеля) реакция между выделившимися кристаллами никелистого пирротина и расплавом, обогащенным никелем (42% никеля), закончится с образованием агрегатов зерен никелистого пирротина в количестве примерно, равном 82%, и зерен пентландита состава Д в количестве 18%, располагающихся в промежутках между зернами никелистого пирротина. Никаких порфировидных зерен пентландита в этих условиях образоваться не может.

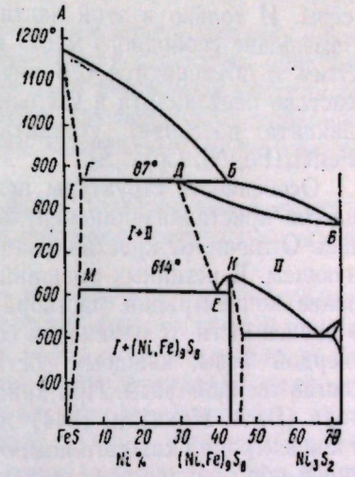


Рис. 160. Бинарная система $FeS—Ni_3S_2$ (по данным Г. Г. Уразова, и Н. А. Филина, 1938)

I — твердые растворы никеля в FeS; *II* — область твердого раствора, богатого никелем, *I* + *II* — область несмесимости твердых растворов.

Чтобы как-то увязать противоречие результатов кристаллизации сульфидного расплава с наблюдаемыми в природе процессами кристаллизации рудных минералов, Бетехтин и Генкин делают поправку на содержание летучих главным образом воды, в природных гидротермальных растворах. Такое допущение как будто бы приближает изученную систему к природным условиям, тем более, что при такой поправке должна значительно понизиться температура кристаллизации твердых фаз. Но и при такой поправке все равно не будут образовываться руды с порфировидными выделениями пентландита. Бетехтин и Генкин делают другое допущение, основанное на опыте экспериментальной петрографии; они предполагают, что прибавление воды не только понижает температуру кристаллизации твердых фаз, но и сдвигает эвтектическую точку Е влево.

Кроме такого противоречия, которое трудно уладить даже при двух допущениях, указанных выше, имеется еще одно. Дело в том, что если обратиться к рис. 160, то составы расплава в пределах от точки Г до точки Д при понижении температуры должны образовывать твердые растворы типа никелистого пирротина и пентландита. Линия ДЕ отвечает изменению состава пентландита, представляющего собою твердый раствор никелистого пирротина в пентландите, при этом растворимость никелистого пирротина по мере падения температуры понижается, что неизбежно должно приводить к возникновению структур распада с вростками пирротина в пентландите, чего на самом деле никогда не наблюдалось.

Таким образом, рассмотрение диаграммы кристаллизации расплавов в системе $FeS—Ni_3S_2$ должно привести к заключению о неприменимости диаграммы к объяснению природных процессов кристаллизации сульфидных минералов в медно-никелевых месторождениях.

При рассмотрении вопроса о причинах образования порфировидных зерен пентландита в рудах с повышенным содержанием никеля (5—6% никеля) необходимо учитывать особенности структуры кристаллической решетки пентландита.

Как мы видели, пентландит не образует твердых растворов с пирротином. Восемь девятых металлических ионов в кристаллической решетке пентландита занимают строго определенное положение и находятся в тетраэдрическом окружении ионов серы. Половина этих металлических

ионов принадлежит никелю, другая половина — двухвалентному железу. Ни один узел кристаллической решетки пентландита, занимаемый ионами железа, не может быть замененным ионами никеля и наоборот. Таким образом, между никелем и железом в отношении к этим металлическим ионам нет никакого изоморфизма. Остальная одна девятая металлических ионов занимает другое структурное положение в кристаллической решетке пентландита и находится в октаэдрическом окружении ионов серы. И только в этой части металлических ионов может происходить замещение свободного места ионами железа или никеля, или кобальта. Этим и объясняются ограниченные пределы колебаний в химическом составе пентландита и удельном весе, и эта особенность структуры пентландита позволяет уточнить химическую формулу этого минерала $Fe_4Ni_4(Fe, Ni, Co)_{0-1}S_8$.

Особенность структуры пентландита оказывает влияние на ход процессов кристаллизации пентландита в сульфидных медно-никелевых рудах. Отличие от кристаллизации смешанных кристаллов состоит в следующем. В истинных смешанных кристаллах — твердых растворах изменение концентрации раствора не влияет на процесс кристаллизации, в зависимости от изменения состава раствора будет изменяться состав твердой фазы, каждому составу раствора соответствует определенный состав твердой фазы. При кристаллизации смешанных кристаллов нового рода (Б. А. Никитин, 1944) должен существовать определенный предел в концентрации каждого компонента в растворе, являющийся нижней границей образования кристаллов. Пентландит при концентрациях никеля ниже определенного предела кристаллизоваться не будет.

Таким образом, только при достаточно высокой концентрации никеля в растворе будут кристаллизоваться порфировидные зерна пентландита. При более низкой концентрации никеля в растворе (ниже 5—6% никеля в руде) условия для полного заполнения никелевых узлов в кристаллической решетке пентландита отсутствуют и самостоятельно развивающихся зерен пентландита в руде наблюдаться не будет. Кристаллизация пентландита в этих условиях может происходить следующим образом. На некоторых участках поверхности растущих кристаллов пирротина благодаря местной, несколько повышенной концентрации никеля в рудном растворе могут образовываться мелкие кристаллики пентландита, закономерно нарастающие на поверхность кристалла пирротина. В процессе роста кристалла пирротина такие мелкие кристаллики пентландита могут оказаться внутри пирротина в виде мелких кристалликов, образующих графические срастания с пирротином.

В структуре пирротина в направлении, перпендикулярном кристаллографической оси (0001), слои, занятые двухвалентными ионами железа, чередуются со слоями из ионов серы. В структуре пентландита в направлении, перпендикулярном грани октаэдра, чередуются слои двухвалентного железа, никеля или серы. У магнетита в том же направлении, перпендикулярном к грани октаэдра, чередуются слои ионов двухвалентного железа, слои трехвалентного железа и кислорода. При нарастании пентландита или магнетита на растущую грань базопинакоида пирротина слои с двухвалентными ионами железа являются общими для обоих минералов.

При кристаллизации сульфидов из рудного раствора с концентрацией ниже нижней границы образования кристаллов пентландита, последний кристаллизоваться не будет совсем.

Смена участков в сульфидных рудах, содержащих порфировидные вкрапленники пентландита, с участками, не содержащими таких вкрапленников, очевидно, объясняется изменениями концентрации в рудных

растворах. Как показывают наблюдения над порфировидными рудами, участки с порфировидной структурой в виде полос чередуются с участками, лишенными вкрапленности пентландита. Скопления вкрапленников пентландита наблюдаются очень часто в апофизах сульфидных жил, в зальбандах сульфидных жил. Иногда в полосатых текстурах происходит послойное чередование полос, обогащенных вкрапленниками, с полосами, лишенными вкрапленников пентландита.

При дальнейших попытках построения диаграмм кристаллизации никелевых сульфидов необходимо учитывать особенности структуры кристаллической решетки пентландита и пирротина. Для построения диаграммы необходимы экспериментальные исследования, учитывающие природные физико-химические условия кристаллизации сульфидных медно-никелевых руд.

Рассмотрение некоторых особенностей форм развития пентландита в сульфидных медно-никелевых рудах Мончи позволяет сделать следующие выводы:

1. Графические вростки пентландита в пирротине, рассмотренные выше, так же как и срастания других минералов, широко распространенные среди рудных минералов, ранее очень часто истолковывались в качестве структур распада твердых растворов. Такое объяснение давалось в соответствии с представлениями о магматическом происхождении сульфидных медно-никелевых руд. Рассмотренный случай закономерно ориентированных вростков пентландита в пирротине возникает в результате одновременного роста обоих минералов вследствие двумерной аналогии кристаллических решеток пентландита и пирротина.

2. Закономерные графические срастания рудных минералов могут возникать различными способами. Так, графические срастания пирротина и пентландита, пирротина и магнетита, а также пентландита и магнетита возникают при одновременном росте минералов вследствие двумерной структурной аналогии их кристаллических решеток.

Закономерные прорастания магнетита и пентландита в пирротине по 0001, так же как и прорастания в корунде (Белов, 1951), обусловливают возникновение отдельности по базопинакоиду в пирротине.

Закономерные графические срастания могут возникать и другими способами. Вообще возможно возникновение графических срастаний минералов: а) при распаде твердых растворов; б) при метасоматическом замещении; в) при одновременном росте минералов (вследствие двумерной структурной аналогии кристаллических решеток этих минералов).

3. Попытки объяснить различные случаи кристаллизации сульфидных минералов в рудах, и в частности порфировидных выделений пентландита, при допущении аналогии между процессами кристаллизации сульфидных медно-никелевых руд с процессами кристаллизации минералов из искусственных расплавов встречают большие затруднения и противоречат геологическим данным.

Для построения диаграмм кристаллизации пентландита и пирротина необходимы экспериментальные исследования, учитывающие природные физико-химические условия кристаллизации сульфидных медно-никелевых руд (низкая температура кристаллизации и гидротермальный режим).

4. Необходимо критически пересмотреть структурные взаимоотношения между различными минералами в сульфидных медно-никелевых месторождениях и, в частности, различные случаи графических срастаний.

Глава 25

ГЕОХИМИЯ НИКЕЛЯ И КОБАЛЬТА

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОХИМИИ НИКЕЛЯ

В настоящее время широко распространено мнение, что геохимическое положение никеля определяется близким сходством никеля с двухвалентным железом. Такое мнение высказывается в специальных работах и руководствах по рудным месторождениям.

Согласно этому мнению, никель, как и двухвалентное железо, находится в изоморфном родстве с магнием. Наличие изоморфизма между магнием и никелем отражает взгляды Фогта, по мнению которого основным носителем никеля в основных горных породах являются магнезиальные силикаты — оливин и в меньшей степени ромбический пироксен. Магнезиальный оливин содержит больше никеля, чем железистый. Ультраосновные породы богаче магнезией по сравнению с основными и поэтому они богаче основных и никелем. Ультраосновные породы богаче сульфидами никеля в тех участках, которые богаче оливином. Таким образом, Фогт подчеркивает не только пространственную, но и генетическую связь никеля с оливиновыми породами [1923].

Поведение никеля в процессе кристаллизации ультраосновных и основных магм двойственное. С одной стороны, никель вместе с серой ликвирует и отделяется от силикатной магмы в виде сульфидной магмы, с другой, — никель в качестве изоморфной примеси к магнию входит в состав кристаллизующихся первичных силикатных минералов. И та, и другая идея были высказаны Фогтом и приобрели очень большую популярность и почти всеобщее признание.

Такое двойственное поведение никеля в процессе кристаллизации основных и ультраосновных магм приводит ко многим противоречиям и неясностям. Так, прежде всего непонятным становится сама причина двойственности, а именно непонятны причины, в силу которых никель, с одной стороны, вместе с серой в результате ликвации отделяется от первичной магмы, а, с другой — никель входит в виде изоморфной примеси к магнию в первичные силикатные минералы. Во-вторых, совершенно неясно, какая же часть никеля первоначально входила в состав первичных сульфидов и какая часть, первоначально входившая в состав первичных силикатных минералов, позднее мигрировала из силикатных минералов и вошла в состав сульфидов же.

Необходимо отметить, что точка зрения Фогта, приписавшего месторождениям сульфидного никеля первично магматическое происхождение, как указывает Д. Т. Зингельвальд [1937], «вызывала сомнения с самого начала». В частности, Тольман и Роджерс в 1916 г. пришли к выводу о гидротермальном происхождении сульфидных руд. Наиболее длительное время эксплуатирующиеся месторождения сульфидного никеля в Сэдбери объяснялись сначала в качестве первично магматических, но затем стало преобладать мнение о гидротермальном генезисе этих месторождений.

В течение последних лет А. Г. Бетехтин опубликовал несколько статей о никелистых сульфидах, парагенезисах сульфидов и другие. Исследование сульфидных медно-никелевых месторождений привело его к выводам о кристаллизации сульфидов при низкой температуре в гидротермальных условиях.

Следует отметить, что в рассуждениях о геохимии никеля совсем не учитывается роль никеля при кристаллизации вторичных силикатных минералов и, возможно, карбонатов, сопутствующих сульфидному оруденению, не рассматриваются особенности миграции никеля при вторичных изменениях сульфидных руд.

НИКЕЛЬ В ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ И В ПЕРВИЧНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ

Двухвалентный ион никеля имеет почти такой же размер, как и двухвалентный ион магния, поэтому, согласно существующим представлениям, никель должен входить в кристаллическую решетку оливина и пироксена с той же легкостью, как и магний (Вагер и Митчелл, 1952).

По Фогту некоторое количество никеля может присутствовать в сульфидах, однако большая часть никеля заключается в силикатных минералах, особенно в оливине. В пользу этих представлений обычно приводят данные о распространенности никеля в различных изверженных горных породах. Так, Гольдшмидт [1937] приводит следующие цифры содержания магния, никеля и кобальта (в вес. %):

Перидотит	40	0,31	0,024
Габбро	8	0,016	0,008
Диорит	3	0,004	0,003
Гранит	1	0,0002	0,0008
Нефелиновый сиенит	1	0,0002	0,0008

Обычно содержание никеля в основных горных породах невысокое, о чем свидетельствуют данные различных авторов:

Габбро	0,016	Гольдшмидт [1937]
Диабазы (Мичиган и Миннесота)	0,018	Санделл и Голдич [1952]
Габбро и диабазы Южной Лапландии	0,0045	Сахама [1950]
Основные породы Рослаген (Швеция)	0,0065	Ландегерд [1946]
Скаергаардская интрузия	0,017	Вагер и Митчелл [1952]
Диабазы Онтарио	0,011	Аренс и другие [1953].

Вагер и Митчелл [1952] на основании распределения редких элементов в горных породах интрузии Скаергаард (Гренландия) приходят к заключению об увеличении концентрации никеля в более поздних, а не ранних, как принято считать, дифференциатах магмы. Об этом, по их мнению, говорит меняющееся отношение никеля к магнию для различных горных пород.

Отношение NiO : MgO для первичной магмы (краевое оливиновое габбро по Вагеру и Митчеллу соответствует первоначальному составу скаергаардской магмы) равно 1 : 600, в габбро-пикритах 1 : 400, в оливиновых габбро 1 : 700, для среднего габбро 1 : 500, для поздних габбро 1 : 200.

Приводя абсолютное содержание никеля в горных породах Скаергаардской интрузии, Вагер и Митчелл пишут: «никель обилен в богатых магнием горных породах, в габбро-пикритах, содержащих 0,07% окиси никеля, и в оливиновых габбро, где содержание окиси никеля составляет 0,02%». В действительности же 0,07 и 0,02% не обильное, а ничтожное содержание, не поддающееся определению при обычном химическом анализе. Содержание никеля и других рассеянных элементов производится, как известно, спектроскопическим способом.

Среднее содержание никеля, кобальта, меди, хрома и ванадия в диабазах Онтарио по Аренсу и другим составляет (в %): никеля — 0,011, кобальта — 0,0039, меди — 0,0072, хрома — 0,022 и ванадия — 0,022. Гранофировые диабазы содержат никеля в пределах 0,0041—0,0075, оливинсодержащие диабазы — 0,0071—0,0089, оливиновые диабазы — 0,0073—0,0079 и в другом месте 0,009—0,017.

Спектрографическое определение никеля в горных породах донной залежи горы Травяной производилось в химической лаборатории комбината Североникель. Приведем некоторые данные определений 1952 г. по керну скв. 845 (в %): содержание никеля в горных породах с глубины 282—283 м — 0,022, с глубины 286—287 м — 0,0067, с глубины 287—288 м — 0,03.

Спектроскопическое определение никеля, меди и кобальта производилось в оливине с горы Кумужьей и обнаружило средние линии никеля, следы меди и слабые линии кобальта. При химическом определении никеля в том же оливине в химической лаборатории Кольского филиала АН СССР было установлено 0,01% никеля.

Е. К. Козлов [1953] приводит два химических анализа оливина из горных пород Сопчи. Содержание никеля в одном анализе 0,39% и серы 0,11%, в другом анализе никеля 0,16% и серы 0,04%.

По Белоглазову [1935] оливины с Сопчи обычно обнаруживают значительные содержания никеля (до 0,31%), при микроскопическом изучении оливин содержит тонкую вкрапленность магнетита и сульфидов. В микроскопических трещинках внутри оливина присутствуют амфибол, тальк, карбонаты.

А. Е. Ферсман (Геохимия, том 4 стр. 151, 1939) указывает: «Для исследователей этих месторождений (сульфидов в основных и ультраосновных горных породах) необходимо помнить, что часть никеля заключается не в обособленных зернах сульфидов, а представляет мелкодисперсную сульфидную фазу или же входит в качестве изоморфной примеси в оливины».

Чистого, без примесей дисперсных включений магнетита и сульфидов оливина отобрать для анализа практически невозможно. Об этом свидетельствуют результаты спектрального анализа прозрачного и чистого оливина из оливинитов, из скважины в районе Сопчинского озера, приведенные ниже.

Результаты спектрального анализа оливина, оливинитов и магнетита

Элементы	1	2	3	4	5
Медь	Ничтожные следы	Ничтожные следы	Ничтожные следы	Ничтожные следы	—
Кобальт	Слабые линии	Слабые линии	Слабые линии	Слабые линии	Слабые линии
Никель	Средние +	Средние +	Средние	Средние +	Средние —
Хром	Слабые	Средние	Слабые +	„ „	„ +
Титан	—	—	—	—	Очень слабые
Ванадий	—	Следы	Ничтожные следы	Ничтожные следы	Слабые

Аналитик Н. Н. Колесников (спектральная лаборатория Кольского филиала АН СССР). 1 — оливин, отобранный из оливинита с примесью магнетита из скв. 397; 2 — исходный материал, из которого был отобран оливин — оливинит с примесью магнетита; 3 — оливин из оливинита; 4 — исходный материал для анализа 3 — оливинит с магнетитом; 5 — магнетит, отобранный из оливинита.

Значительная часть никеля и кобальта в оливините относится к примеси сульфидов. Часть таких примесей попадает вместе с отобранным оливином.

Содержание никеля в пироксене значительно меньше по сравнению с содержанием никеля в оливине. Хесс [1949] занимался детальным изучением химического анализа пироксенов. Из большого количества анализов пироксенов, приведенных Хессом, лишь в редких случаях содержание NiO достигает 0,02% и не превышает 0,04%.

По данным Ноккольдса и Митчелла [1948], «низкое содержание никеля и кобальта в раннем авгите не совсем понятно (стр. 335) и равно 0,01%», в то время как содержание никеля в позднее кристаллизовавшемся авгите равно 0,02%. Количество никеля в гиперстене достигает 0,03%, в роговых обманках 0,01% и в биотите 0,01%. Сфен, апатит, плагиоклазы и калиевые полевые шпаты практически не обнаруживают заметных примесей никеля.

Минералы ранних этапов кристаллизации магмы не содержат сколько-нибудь значительных концентраций никеля. Утверждение Берга, что никелем богаты продукты ранней кристаллизации магмы (оливин, пироксен, плагиоклазы) неверно.

Интересны закономерности распределения никеля в эффузивных траппах северо-западной части Сибирской платформы (район озера Глубокого). В породах недифференцированной базальтовой магмы (эффузивные диабазы) среднее содержание никеля по 42 анализам 0,004%, среднее содержание меди 0,011%. В нижних покровах среднее содержание никеля 0,001%, меди 0,012% (по 48 анализам).

В результате дифференциации эффузивной магмы, приведшей к образованию пикритов, происходит обогащение никелем и медью. Среднее содержание (из 27 анализов пикритов) никеля 0,10% и меди 0,024%.

Таким образом, и на примере траппов северо-западной части Сибирской платформы, так же как и на примере горных пород, описанных Вагером и Митчеллом, обогащение никелем происходит на поздних этапах эволюции магмы. Следует обратить внимание на то обстоятельство, что более поздние дифференциаты обычно более изменены, подверглись автометаморфизму. В стекловатых разновидностях эффузивных диабазов сравнительно свежим остается вулканическое стекло, но в отдельных случаях и стекло хлоритизировано или замещается иддингситом или хлоритом.

Нередко горные породы, наиболее интенсивно измененные автометаморфическими процессами, в то же время оказываются обогащенными мелкой сульфидной вкрапленностью.

Таким образом, можно придти к выводу, что ультраосновные и основные горные породы при очень большом содержании магния в составе пород заключают лишь ничтожные количества никеля. Указание Гольдшмидта на содержание силикатного никеля в перидотитах в количестве 0,31 скорее говорит об общем количестве никеля в горной породе и нуждается в специальном изучении.

НИКЕЛЬ ВО ВТОРИЧНЫХ (ПОСТЕРИОРНЫХ) СИЛИКАТНЫХ МИНЕРАЛАХ

Минералоги и геохимики в большинстве случаев незаслуженно мало уделяли внимания поведению никеля в процессах кристаллизации вторичных (постериорных) низкотемпературных минералов.

По этому поводу в третьем томе геохимии А. Е. Ферсмана (1937, стр. 295) говорится следующее: «Роль и порядок образования соединений этих элементов (никеля и кобальта) в гидротермалитах не вполне ясны и мы наталкиваемся в отношении этих двух элементов с рядом еще неразрешенных противоречий. С одной стороны, мы имеем очень определенную и понятную кристаллизацию сульфидов кобальта и никеля в еще магматическую стадию, где пентландит и никелевый пирротин определяют очень раннюю кристаллизацию выше халькопирита (т. е. выше 400°); с другой — для нас несомненно накопление этих двух элементов и в фазу I-К, т. е. при температуре порядка 200° и в совершенно ином парагенезисе. Ни по экам, ни по w, ни по R такая кристаллизация никелина, смальтина, хлоантита и других минералов непонятна».

В последнее время установлено, что образование сульфидных медно-никелевых месторождений, связанных с ультраосновными и основными горными породами, происходило при температурах ниже 400° (Э. Н. Елисеев, 1950, 1953; А. Г. Бетехтин и А. Д. Генкин, 1951; Н. А. Елисеев, 1952).

О том, что концентрация никеля и кобальта в сульфидных месторождениях происходила при температуре «гидротермалитов», свидетельствует не только совместное нахождение и совместное образование сульфидов никеля и меди с амфиболом, хлоритом, тальком, вермикулитом и карбонатами, но и присутствие никеля в этих гидротермальных минералах.

Актинолит, по мнению К. Ф. Белоглазова, может содержать до 1% никеля. Тремолит из жил горы Травяной, по данным Л. М. Фишельсон, содержит 0,3% никеля и тальк — 0,3%.

Джефферизит — разновидность вермикулита — содержит, по последним данным, 7,41% окиси никеля (Иванова и Половникина, 1952). По данным Винчелла [1949], вермикулит может содержать окиси никеля до 11,25%. Известен никельсодержащий хлорит. Никель входит в состав низкотемпературных кислородных соединений (гарниериты, непуиты, ревденскиты и другие минералы).

О склонности никеля вступать в низкотемпературные минеральные образования и более рыхлые по строению кислородные соединения (силикаты) говорит и тот факт, что, по А. Е. Ферсману, количество кислородных соединений никеля (главным образом гипергенных) примерно равно количеству известных в природе сернистых и мышьяковых минералов, вместе взятых.

Таким образом, никелем богаты как по количеству никеля в минералах, так и по числу известных никельсодержащих минералов низкотемпературные гидротермальные и гипергенные силикатные минералы, а не минералы «первичной кристаллизации»—оливин, пироксен и другие, как это принято думать до сих пор.

НИКЕЛЬ В РУДНЫХ МИНЕРАЛАХ

Образование рудных минералов в медно-никелевых сульфидных месторождениях происходит примерно в следующем порядке: магнетит—пирит—пентландит—пирротин+ +пентландит в графическом прорастании внутри пирротина халькопирит—магнетит, развивающийся метасоматически по сульфидам. Вместе с магнетитом и в тот же период метасоматических замещений первичных сульфидных минералов возникают вторичные сульфидные минералы: бравоит, виоларит, полидимит, вэсит, вторичные сульфиды железа и никеля.

Магнетит из Мончи обычно содержит ничтожные количества никеля.

Спектральные анализы магнетита из разных месторождений и горных пород обнаруживают слабые и средние по интенсивности линии никеля.

Пирит. В справочнике Дэна [1950] указывается, что до сих пор неизвестна степень замещения железа никелем в никелистом пирите. Там же говорится о том, что, возможно, существует полная изоморфная серия от пирита — никелистого пирита до бравоита.

В работе Г. С. Грицаенко, Н. Н. Слудской и Н. Х. Айдиньян на основании рентгенометрического анализа высказывается предположение, что, в условиях температур не выше 80°, существует разрыв в изоморфной смесимости NiS и FeS_2, определяющейся границей в 60% NiS_2.

Наличие зональности в никелистом пирите и тонкого переслаивания железистого и никелистого компонентов в природном пирите подтверждает предположение о неполной изоморфной смесимости FeS_2 и NiS_2.

В иностранной литературе, как указывают А. Г. Бетехтин и А. Д. Генкин [1951], распространено неправильное мнение, что никелистый пирит является первичным минералом, возникшим до кристаллизации пирротина.

Метакристаллы бравоита (с кристаллически зональным строением, обусловленным чередованием зон различных оттенков с разным содержанием никеля) обычно пространственно связаны с более низкотемпературными образованиями и возникли в условиях повышенной концентрации серы в остаточных растворах, проникавших в сульфидные массы.

В пирите содержание никеля не бывает сколько-нибудь существенным и, возможно, никель совсем не входит в состав пирита, в то время как в ваэсите содержание железа переменное (с изменением содержания железа меняется параметр кристаллической ячейки) и может достигать значительных количеств.

Нет промежуточных соединений между пиритом и бравоитом (Fe, Ni)S_2 с соотношением между железом и никелем 1 : 1.

Ограниченная растворимость в твердом состоянии FeS_2 и NiS_2, по мнению А. Г. Бетехтина и А. Д. Генкина, обусловлена существенным различием размеров кристаллических решеток этих соединений (для FeS_2—a_0=5,405, а для NiS_2—a_0=5,678 Å). Для железистого ваэсита (никелистого бравоита) с отношением железа к никелю, равным 1 : 1,63 (т. е. 38% FeS_2 и 62% NiS_2), параметр элементарной ячейки равен 5,57 Å (Грицаенко, Слудская и Айдиньян, 1953). Таким образом, разница в величине параметра решетки FeS_2 и (Fe, Ni)S_2 составляет 0,165 Å, или 3,05%, от параметра решетки пирита. Разница между размерами ячейки FeS_2 и NiS_2 составляет 0,273 Å, или 5,04%.

В. М. Гольдшмидт [1926] на основании анализа большого экспериментального материала пришел к заключению, что полный изоморфизм в кристаллическом состоянии происходит в том случае, когда радиусы замещающих друг друга ионов или атомов отличаются не более чем на 15% относительно меньшего радиуса.

Хевигхурст, Мэк и Блэке [1925] при рентгенометрическом анализе галогенидов щелочных металлов при комнатной температуре установили, что полная смесимость имеет место, если параметры решеток отличаются не более чем на 5%, а ограниченная смесимость возможна при расхождении параметров решеток на 10%.

Х. Г. Гримм и Вольф [1933] для непрерывного ряда смешанных кристаллов считают границей 6% разницы параметра решеток, а неполная смесимость возможна еще при разнице в 11%.

Атомные и ионные радиусы двухвалентного железа и двухвалентного никеля очень близки друг к другу. FeS_2 изоструктурен NiS_2. Кроме того, параметр элементарной ячейки FeS_2 отличается всего лишь на 3—5% от размера элементарной ячейки NiS_2. Отсюда, согласно современным представлениям об изоморфизме, следовало бы ожидать полного и истинного изоморфизма железа и никеля в соединении (Fe, Ni)S_2. Однако в действительности устанавливается отсутствие промежуточных соединений в интервале FeS_2—(Fe, Ni)S_2 (пирит — бравоит).

С позиций современных представлений, опирающихся на близость химических и геохимических свойств железа и никеля, отсутствие полного изоморфизма в группе пиритов не может быть объяснено. То же можно сказать и об отсутствии промежуточных соединений у диарсенидов железа и никеля ($FeAs_2$ и $NiAs_2$).

Нет удовлетворительного объяснения зонального чередования богатых и бедных никелем зон в метакристаллах никелистого пирита.

Пентландит представляет минерал с переменным числом атомов в элементарной ячейке.

Пентландит Мончи (из рудных жил Ниттиса и донной залежи горы Травяной) и Печенги (месторождения Каула и Ждановское) имеет 68 атомов в элементарной ячейке, что соответствует формуле $(Fe, Ni)_9S_8$. Пентландит Сэдбери и Норвегии имеет 66 атомов в элементарной ячейке, что соответствует формуле $(Fe, Ni)_{8,5}S_8$.

Теоретически возможен пентландит и с формулой $(Fe, Ni)_8S_8$, т. е. с 64 атомами в элементарной ячейке.

У пентландита, как минерала с переменным числом атомов в элементарной ячейке, нет оснований отдавать предпочтение какому-либо одному составу в пределах $(Fe, Ni)_9S_8$—$(Fe, Ni)_8S_8$.

Сахама и Ранкама [1950] делают неправильный вывод о распределении кобальта в сульфидах. По их мнению кобальт не включается в решетку пентландита, а присутствует в рассеянном виде в пирротине.

Пирротин является главнейшим сульфидным минералом в медно-никелевых месторождениях, генетически связанных с ультраосновными и основными горными породами. Как рудные жилы, так и сульфидные вкрапленники более чем на половину состоят из пирротина. Поэтому наиболее длительно важным в процессе формирования медно-никелевых сульфидных месторождений был этап кристаллизации пирротина.

Состав пирротина из месторождения Ниттис — Кумужья — Травяная, согласно анализам Е. И. Захарова и М. Г. Дедух, приводится при описании сульфидных жил и колеблется в довольно узких пределах (табл. 29).

Таблица 29

Химический состав пирротина (в вес. %)

Пределы колебаний в содержании различных элементов	Среднее из 6 анализов	Колебания в составе	Относительные колебания к общему содержанию элементов
Fe 60,22—61,15	60,68	±0,46	0,76
Ni 0,21—0,28	0,25	0,04	0,16
Co —	—	—	—
S 39,57—38,57	39,07	0,50	1,28

С. В. Липин [1946] в статье «О природе пирротина и троилита» отмечает, что «погрешность анализа оказывает большое влияние на формулу пирротина». Так, погрешность в определении серы, равная ±0,25%, переводит формулу Fe_7S_8 в Fe_6S_7, а при составе, соответствующем формуле $Fe_{12}S_{13}$, погрешность +0,07% или —0,07% в определении железа приводят к формуле $Fe_{11}S_{12}$.

Среднее (атомное) отношение серы к железу в пирротине Мончи равно 1,122, что соответствует формуле Fe_8S_9. Пределы колебаний серы к железу от 1,090 до 1,141, что соответствует формулам Fe_7S_8—$Fe_{11}S_{12}$.

Во всех образцах пирротина наблюдается избыток серы. Избыток серы в пирротине по отношению к формуле достигает в некоторых случаях 6%, что можно было бы объяснить присутствием 23% пирита.

Такое большое содержание пирита не осталось бы незамеченным ни при химическом анализе, ни при рентгенометрическом исследовании пирротина. Наиболее магнитные фракции пирротина также содержат большой избыток серы (Липин, 1946).

В пирротине из Мончи в среднем содержится 0,25% никеля. Если считать, что весь никель входил при высокой температуре в состав пирротина в виде твердого раствора NiS.FeS, то количество такого гипотетического твердого раствора составляет не более 0,74% по отношению к общей массе пирротина.

Присутствие большого количества никеля в пирротине отмечается в анализах, выполненных в прошлом столетии. Новые анализы пирротина (Липин, 1946, 1951) обнаруживают никель в тех образцах, где при микроскопическом изучении отмечается присутствие пентландита.

Магнитной сепарацией и последующими анализами пирротина на образцах из Сэдбери Диксоном в 1904 г. (Дэна, 1950) было показано, что весь никель пирротина почти всегда заключен в пентландите.

Отобрать для анализа асболютно чистый пирротин очень трудно. Об этом говорит постоянно обнаруживаемое спектральными анализами присутствие небольших количеств кремния, магния, марганца, меди, натра и кальция.

На рентгенограммах пирротина из разных месторождений Мончи обычно обнаруживаются слабые линии примесей пентландита и халькопирита. В то же время ни в одном из образцов пирротина не было обнаружено линий магнетита. Рентгенометрические данные пирротина и других минералов Мончи приводятся в главе «Рентгенометрическое изучение минералов Монче-тундры».

После нагревания до 300° пирротин не обнаруживает каких-либо изменений в своей структуре.

Халькопирит в своем составе никеля не содержит, но, по данным М. Г. Дедух, в халькопирите из жил Ниттиса было обнаружено 0,04—0,09% никеля.

Кубанит также обнаруживает содержание никеля, равное 0,47%. В первичных сульфидах никель концентрируется только в виде пентландита или в виде самостоятельных кристаллов, или в виде механических включений в других минералах.

НИКЕЛЬ ВО ВТОРИЧНЫХ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛАХ

Вторичные никельсодержащие рудные минералы довольно разнообразны. К вторичным сульфидным никельсодержащим минералам относятся полидимит, виоларит, бравоит, ваэсит, миллерит и др.

Полидимит указывался для медно-никелевых сульфидных месторождений Нюда (Монче-тундра), где он развивается по трещинкам в зернах пентландита (Т. Н. Шадлун, Минералы СССР, т. 2, 1940), замещая пентландит. При дальнейших исследованиях нахождение полидимита не было подтверждено.

Химическая формула полидимита трактуется по-разному: Ni_3FeS_5 (Ф. В. Кларк и Катлетт), $(Ni, Co, Fe)_4S_5$ (Х. Леспейрс) и $(Fe, Ni, Co)_3S_4$ (Ф. Замбонини).

Позднее Г. С. Грицаенко, Ю. С. Нестерова и В. П. Бутузов [1946] при помощи химических анализов и рентгеновских исследований установили полидимит в Ново-Айдырлинском месторождении на Южном Урале.

Бравоит также образуется в результате замещения пентландита и по указанию И. Н. Чиркова принимался ранее за полидимит и виоларит. В отношении виоларита еще меньше ясности. Виоларит отмечался в рудах Ново-Айдырлинского месторождения Д. Г. Ульяновым в 1936 г., а также упоминался среди других сульфидов в Норильске на участке горы Рудной. Детального исследования вторичных минералов в свое время не проводилось и очень часто последующие исследователи давали им новые названия. Сложную эволюцию в изменении названий претерпели и вторичные минералы Монче-тундры.

Так, полидимит с Нюда после работ И. Н. Чиркова был переименован в бравоит, а после работы А. Д. Генкина — в виоларит.

Для виоларита у Дольтера и Лейтмейера [1926], И. С. Волынского [1950] приводится формула NiS_2. Керр [1945] минералу с составом NiS_2 присвоил название ваэсит.

А. Д. Генкин [1950] приводит описание виоларита, как впервые точно установленного минерала с формулой $FeNi_2S_4$, для месторождений Советского Союза. По мнению Генкина, вследствие недостаточной изученности, этот минерал часто принимался за другие минералы — полидимит или бравоит. Отобранный под бинокуляром, виоларит подвергался рентгеновскому и спектральному анализам. Спектральный анализ виоларита обнаружил присутствие железа, никеля и кобальта. Данные порошковой рентгенограммы хорошо совпадают с данными для виоларита из рудника Вермилион в Сэдбери.

Эти данные послужили основанием Генкину для отнесения изученного минерала к виоларату. Однако для установления виоларита недостаточно рентгенометрических и спектральных данных. Виоларит и полидимит относятся к группе линнеита (Co_3S_4). Физические свойства у минералов группы линнеита также очень сходны. Манцер [1926] показал фактическую идентичность рентгеновских эффектов у линнеита, полидимита (Ni_3S_4) и каррелита ($CuCo_2S_4$).

Ниже приводятся параметры элементарной ячейки у полидимита и виоларита (табл. 30[а]).

Таблица 30[а]

Параметр элементарной ячейки a_0 у полидимита и виоларита

Название минерала и месторождения	В ангстремах	Автор
Виоларит из Сэдбери	9,40	По Берману (Дэна, 1950)
Виоларит	9,45	Генкин [1950]
Полидимит Ново-Айдырлинского месторождения	9,46	Грицаенко и др. [1953]
Полидимит искусственный	9,48	Грицаенко и др. [1953]

По рентгеновским данным виоларит неотличим от полидимита.

При исследовании минералов ряда пирит—бравоит—ваэсит выявляется определенная зависимость рентгенометрических данных от состава минералов:

Пирит FeS_2 . . . . . =5,406
Бравоит 38% FeS_2, 62% NiS_2 . . . . . =5,37
Железистый ваэсит 18% FeS_2, 82% NiS_2 . =5,63
Ваэсит NiS_2 . . . . . =5,67

Полидимит и виоларит в противоположность только что приведенному ряду минералов по рентгеновским данным в настоящее время разделить невозможно из-за недостаточной изученности этих минералов. Следовательно, нет достаточных оснований и для допущения, что между виоларитом и полидимитом существует непрерывный ряд твердых растворов, как это предполагают А. Г. Бетехтин и А. Д. Генкин [1951].

Вторичные сульфиды никеля образуются главным образом метасоматически по пентландиту в конечные стадии минералообразования (табл. 30[б]).

Таблица 30[б]

Сравнение виоларита и полидимита по данным порошковых рентгенограмм

hkl	1 Виоларит		2 Виоларит		3 Полидимит		4 Полидимит	
	I	d_{α}	*I*	d_2	*I*	d_2	*I*	d_2
220	4	3,314	6	3,342	3	3,35	4	3,34
311	8	2,838	10	2,838	8	2,85	9	2,85
222					3	2,83		
400	8	2,342	8	2,366	8	2,365	9	2,36
420			2	2,095	3	2,115		
422			4	1,926	3	1,931	3	1,941
511; 333	6	1,823	6	1,818	5	1,821	9	1,820
440	10	1,670	10	1,672	9	1,673	10	1,674
531					1	1,599	1	1,600
533	2	1,448	2	1,444	2	1,443	5	1,444
444	2	1,363	2	1,365	3	1,365	6	1,369
640					1	1,318		
642					2	1,264	3	1,269
731; 553	2	1,233	2	1,232	4	1,232	8	1,232
800	2	1,184	2	1,184	3	1,183	7	1,185
751; 555			2	1,093	3	1,092	7	1,095
662					3	1,085		
840; 930			2	1,057			6	1,055

Интенсивность линий на рентгенограммах — 1 — виоларита из карбонатной массы и 2 — виоларита с остатками пентландита пересчитаны на десятибальную шкалу: оч. сильн.=10, сильн.=8, средн.=6, слаб.=4, оч. слаб.=2. Данные виоларита по А. Д. Генкину [1950]; 3 — полидимита из Ново-Айдырлинского месторождения по Г. С. Грицаенко и др. [1946]; 4 — полидимит 2 — Урал по Г. С. Грицаенко и др. [1953].

Рентгенограммы виоларита фактически не отличаются от рентгенограмм полидимита. Характерна вялость рентгенограмм виоларита, так как обнаружено всего лишь 9—13 линий на рентгенограммах.

Согласно А. Г. Бетехтину, последовательность смены минералов определенных ассоциаций, различающихся по составу, обусловлена соответствующими изменениями концентрации серы и кислорода в растворе в момент кристаллизации. Согласно такому представлению с изменением концентраций серы или кислорода в растворе можно объяснить возникновение $(FeNi)S_2$ или, $(Fe, Ni)_3S_4$ или, наконец, NiS за счет первичного пентландита. Однако с позиций современных геохимических представлений, подчеркивающих близость химических и геохимических свойств элементов семейства железа (см., например, «Геохимию» Саукова) или близкое «сродство никеля с железом» (Берг), невозможно объяснить, будет ли при этом возникать $FeNi_2S_4$ или Ni_3S_4; FeS_2, или $(Fe, Ni)S_2$, или, наконец, NiS_2.

С точки зрения режима кислорода или серы такие соединения, как, например, Ni_3S_4, $FeNi_2S_4$ или гипотетическое $NiFe_2S_2$ — равно возможны.

В виоларите, по мнению А. Г. Бетехтина, железо и никель имеют разные валентности. Спрашивается, почему в виоларите именно у железа все ионы остаются в двухвалентном состоянии, а все ионы никеля трехвалентные?

Анализ парагенетических ассоциаций минералов в системах Fe—Ni—S или Fe—Ni—S—O констатирует, но не объясняет причин гораздо большего сродства никеля с серой, нежели с кислородом при эндогенных рудообразующих процессах.

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ НИКЕЛЯ В ЭНДОГЕННЫХ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Подчеркиваемая предыдущими исследователями близость химических и геохимических свойств элементов семейства железа заслоняет отличительные особенности геохимии никеля, железа и других элементов.

Не получает объяснения образование в природных условиях большего числа (самостоятельных соединений) минералов сульфидов никеля по сравнению с сульфидами железа. Не получает объяснения и отсутствие целого ряда промежуточных соединений, например между пиритом FeS_2 и бравоитом $FeNiS_4$, которые следовало бы ожидать вследствие равенства ионных радиусов и валентности у железа и никеля и идентичной структуры, а также близких размеров параметров элементарной ячейки у пирита и бравоита. Не находит объяснения с этой точки зрения причина, в силу которой природные окислы никеля крайне редки, тогда как окислы железа распространены весьма широко. Не вскрыты причины гораздо большего сродства никеля с серой, нежели с кислородом в эндогенных рудообразующих процессах.

Почему в природных медно-никелевых сульфидных месторождениях титан, хром, магний, кальций, алюминий, кремний встречаются в виде соединений с кислородом, в то время как медь, никель, цинк, кобальт, платина, палладий образуют простые соединения с серой и встречаются преимущественно в сульфидах?

Ответ на эти вопросы можно найти в работе В. И. Лебедева [1951]. Большинство элементов, образующих соединение с серой, являются металлами, а металлы обладают металлической связью, т. е. разновидностью направленной атомной связи. Сера в силу меньшей электроотрицательности и большего ионного радиуса имеет заметное стремление к образованию атомной связи. У кислорода имеется заметно большая склонность к ионному состоянию, чем у серы.

Различие свойств у кислорода, серы и теллура и отношение этих элементов к другим элементам объясняются их большей или меньшей склонностью давать ионные или атомные связи. Кислород вследствие значительного родства к первому чужому электрону и небольшому сравнительно ионному радиусу является элементом более ионообразующим по сравнению с серой. Сера имеет меньшее сродство к первому присоединяющемуся электрону, но значительно больший ионный радиус.

По Лебедеву, с точки зрения ионных радиусов, кислород может давать наилегчайшие ионные решетки с большинством элементов и нередко энергетически более выгодные, чем сера. Препятствием к этому могут служить только свойства самих элементов — их высокая способность давать атомные связи, характеризующиеся малым сокращением объема и относительно высокой энергией ионизации.

Магний, кальций, кремний, алюминий, хром, титан и отчасти железо стремятся соединиться с кислородом с образованием силикатов и окислов, так как сближение этих элементов с кислородными атомами обусловливает значительный выигрыш электростатической энергии связи.

Медь, никель, кобальт, платина, палладий, а при некоторых условиях и железо стремятся к образованию соединений с серой с образованием сульфидов, так как при этом возникает направленная атомная, энергетически более выгодная для этих элементов связь (более выгодная по сравнению с металлической — ненаправленной).

В первичных рудных минералах медно-никелевых месторождений никель присутствует и концентрируется исключительно в виде пентландита. Процессы вторичного изменения приводят также к образованию сульфидного никеля. В противоположность никелю железо в природных сульфидных медно-никелевых месторождениях вступает в соединение с кислородом в ранние этапы минералообразования, в период кристаллизации оливина, пироксена, хромита и магнетита, кристаллизующихся задолго до появления в твердой фазе первого никельсодержащего минерала — пентландита. Железо способно образовывать кислородные соединения и во время кристаллизации сульфидов железа, о чем свидетельствуют ориентированные прорастания магнетита в пирротине.

Магний, кальций, хром, титан, алюминий вовсе не образуют минералов в соединении с серой.

О большей склонности к образованию соединений с серой у никеля по сравнению с железом говорят и экспериментальные данные. Г. С. Грицаенко, Н. Н. Слудская и Н. Х. Айдиньян [1953] показали, что в условиях невысоких температур твердая фаза по отношению к исходным растворам резко обогащается никелем, остаточные растворы обогащаются железом.

По этой причине в ультраосновных и основных интрузиях при достаточном количестве серы весь никель должен оказаться в сульфидном состоянии. Только при недостаточном количестве серы можно было бы ожидать появление никеля в силикатах. Наличие во всех сульфидных медно-никелевых месторождениях больших количеств пирротина, а иногда и пирита, свидетельствует о том, что недостатка серы при кристаллизации сульфидов не было.

О РОЛИ ЭКСПЕРИМЕНТА В ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОБОБЩЕНИЯХ

Для доказательства существования того или иного изоморфного ряда нередко ссылаются на данные экспериментальных исследований. Так, изоморфизм кобальта и магния в силикатах был изучен экспериментально Н. Л. Дилакторским и Х. С. Никогосяном [1944]. Ими был получен кобальтовый оливин и была доказана полная изоморфная растворимость ортосиликата кобальта Co_2SiO_4 и ортосиликата магния Mg_2SiO_4.

В искусственных соединениях были получены Co_2SiO_4, $NiSO_4$ и многие другие соединения никеля и кобальта. Однако соединения никеля с кислородом в природе в эндогенных месторождениях не встречаются. Кислородные соединения никеля встречаются только в искусственных продуктах и продуктах окисления первичных сульфидных руд.

Нередко в рассуждениях о генезите сульфидных медно-никелевых месторождений ссылаются на работу Г. Г. Уразова и Н. А. Филина [1938] и указывают на некоторое несовпадение природных процессов кристаллизации сульфидов с процессами кристаллизации искусственных минералов в системе железо — никель — сера.

Такие ссылки нередко приводят к недоразумениям, в частности в отношении к температурным условиям кристаллизации магм и возможности осуществления ликвации с образованием капель сульфидной магмы. Как показывают результаты изучения сульфидных месторождений, кристаллизация сульфидов происходит при низкой температуре из гидротермальных растворов, экспериментальные же исследования относятся к высокотемпературным расплавам.

А. Н. Заварицкий [1937] указывает на несоответствие результатов экспериментальных работ наблюдениям над сульфидными месторождениями. «Для сульфидов и силикатов несмешиваемость в жидком виде

почти доказана экспериментально, но она происходит в ранние стадии остывания магм и прямых признаков этого в самых рудных месторождениях мы не видим. Характерным здесь является лишь более поздняя кристаллизация сульфидов» (Заварицкий, стр. 783—784).

Как известно, изучение металлургических шлаков привело Фогта к построению стройной теории ликвации ультраосновных и основных магм на силикатную и сульфидную магмы. Представления Фогта об изоморфизме магния и никеля дополнили теоретические представления о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений. Идеи Фогта, как мы видели, привели к неверному истолкованию генезиса сульфидных медно-никелевых месторождений.

Значит ли все это, что мы должны отрицательно относиться к экспериментальным исследованиям? — Нет, не значит.

А. Н. Заварицкий предостерегает от такого неправильного отношения к экспериментальным работам и к физико-химическим выводам. Отмечая, что «не эксперимент является главным в приложении физико-химии к объяснению магматических процессов» (Заварицкий, 1944), он указывает далее, что «теоретическое рассмотрение физико-химических систем, которые могут рассматриваться как прототипы растворов.... может дать руководящие указания для того, чтобы найти вероятные объяснения» некоторым важным особенностям растворов. И далее: «Суть метода заключается в теоретическом рассмотрении идеальных систем... изучение их позволяет с полной убедительностью установить основные тенденции в направлении естественных процессов».

Экспериментальные исследования Г. Г. Уразова и Н. А. Филина [1938], Я. И. Ольшанского [1950] и других далеки от природных условий и не позволяют проводить аналогии между экспериментальными данными и природными процессами рудообразования. Необходимо приблизить условия, в которых производится эксперимент, к природным условиям.

ОБ ИЗОМОРФИЗМЕ НИКЕЛЯ В МИНЕРАЛАХ

В геохимической, минералогической и кристаллохимической литературе широко распространено мнение об изоморфизме никеля и кобальта с магнием. «Значительные количества никеля скрыты в виде изоморфной примеси к магнию в ультраосновных горных породах (содержание никеля в оливине и серпентине, как известно, достигает 0,2—0,3%)» — пишут А. Г. Бетехтин и А. Д. Генкин [1951].

В. С. Соболев [1949] присутствие небольшого количества никеля в оливине относит к «важнейшему изоморфному ряду в силикатах», при этом характер изоморфизма магния и никеля рассматривает как «совершенный».

А. А. Сауков об изоморфизме двухвалентных элементов говорит следующим образом, «Наиболее характерная в земной коре группа изоморфных элементов — это магний, никель, кобальт, железо; здесь никель и кобальт эндокриптно входят в узлы кристаллических решеток магнезиально-железистых силикатов, например, оливина».

Концентрация никеля и кобальта в сульфидных рудах иногда объясняется как результат извлечения кобальта и никеля из никельсодержащих силикатных минералов — оливина. Так, Санделл и Голдич [1952] следующим образом описывают механизм извлечения никеля из оливина: «Ввиду того, что никель показывает меньшее стремление к концентрации в орторомбических пироксенах, чем в оливине, реакция между оливином и раствором, дающая бронзит или гиперстен, может вернуть никель магме, давая возможность его последующей концентрации в рудных месторождениях».

В связи с этим возникает вопрос, возможен ли в действительности изоморфизм между никелем и магнием и в каких условиях может иметь место такой изоморфизм.

Согласно новым данным В. И. Лебедева [1953], способность магния, с одной стороны, и никеля и кобальта, с другой,—образовывать ионные и ковалентные связи различна. Никель и кобальт стремятся к образованию ковалентных связей и не могут изоморфно замещать магний в оливине, где существуют ионные связи с кислородом. Исходя из различия характера связи, оливин должен быть свободным от никеля и кобальта.

Экспериментальная проверка подтверждает сульфидную природу никеля в оливине Монче-тундры. Перекись водорода полностью растворяет сульфиды. Однако при анализе вкрапленных руд с малым количеством сульфидов дополнительное измельчение раздробленной породы после растворения в H_2O_2 переводит в раствор дополнительное количество серы. Опыты С. И. Смирновой показали, что при действии перекиси водорода на растертую до обычного размера вкрапленную руду было извлечено 0,30% серы, повторное измельчение и действие перекиси водорода извлекло дополнительно 0,10% серы. Потеря серы после этого составляла 25% от общего содержания серы в породе.

Изоморфизм никеля с магнием может иметь место и действительно проявляется в минералах, образующихся при низкой температуре и при участии воды, способствующей ионизации даже таких элементов, как алюминий и магний. О силикатных никелевых минералах говорилось выше. Изоморфизм никеля и магния возможен лишь при недостатке или отсутствии серы. Так, в вермикулите глинозем частично может замещаться окисным железом, а магний — железом и никелем (по Бетехтину вермикулит может содержать до 11,25% NiO).

Существует ли в действительности близость химических свойств в семействе железа, на которое опирается, например, А. А. Сауков в своих рассуждениях о геохимии железа?

Ниже приводится максимальная валентность некоторых элементов восьмой группы таблицы Менделеева по Б. Ф. Ормонту [1950] (табл. 31).

Таблица 31

Максимальная валентность железа, никеля и кобальта

Элементы	Fe	Co	Ni
Валентность	6	4	4
Соединение максимальной валентности	Na_2FeO_4	$CoO_2 \cdot H_2O$	$NiO_2 \cdot H_2O$

Учитывая совершенно различные энергетические требования, которые осуществляются при возбуждении валентности у таких элементов, как железо, кобальт и никель, Б. Ф. Ормонт делает вывод: «Отнесение железа, кобальта и никеля к одной и той же группе периодической системы является неправильным. Эти элементы — железо и никель или железо и кобальт — отличаются друг от друга по количеству IV — электронов, которые могут реализовать химические связи (во всяком случае в такой же мере, как, например, железо и марганец или железо и хром), и поэтому они должны принадлежать к различным группам периодической системы».

Железо и никель являются различными по своему геохимическому характеру элементами. Распределение их внутри одной какой-либо кристаллической решетки должно подчиняться кристаллохимическому закону А. В. Шубникова (В. В. Доливо — Добровольский, 1937), т. е. подчиняться общей симметрии кристалла. Отсюда становится понятным отсутствие никеля в таких соединениях, как $FeAs_2$, FeS_2, FeS, Fe_nS_{n+1}.

О ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Последовательность выделения минералов при формировании сульфидных медно-никелевых руд обусловлена, согласно указанию А. Г. Бетехтина [1950], не столько падением температуры, сколько изменением соотношений концентрации компонентов в растворах в процессе рудоотложения. Последовательность образования тех или иных минералов нельзя рассматривать как результат реакций, идущих в одну сторону.

А. Г. Бетехтин на основании систематического изучения парагенезисов минералов и последовательности их образования приходит к заключению, что соотношение концентраций серы и кислорода в рудных растворах в процессе рудоотложения изменяется. Так, среди минералов медно-никелевых месторождений вначале кристаллизуется магнетит, пирит ранней генерации. Несколько позднее кристаллизуется главная масса пирротина, при этом кристаллы более раннего пирита подвергаются растворению. К концу процесса минералообразования вновь кристаллизуется пирит и, наконец, за счет главным образом пирротина возникает магнетит поздней генерации.

Процесс рудоотложения протекает на фоне неоднократного изменения концентраций серы и кислорода в рудном растворе.

А. Г. Бетехтин приходит к выводу, что железо по сравнению с медью обнаруживает большее сходство с кислородом, нежели с серой. При эндогенных рудообразующих процессах никель имеет гораздо большее сродство с серой, нежели с кислородом (Бетехтин и Генкин, 1951).

Такое сродство никеля и меди с серой не может быть объяснено только радиусами или валентностью ионов. Так, например, ртуть и стронций имеют одинаковые размеры ионов — 1,12 Å, образуют изоструктурные и изовалентные соединения HgF_2 и SrF_2, однако сколько-нибудь близкой геохимической ассоциации между ртутью и стронцием в природе не существует.

Имеется ряд геохимических проблем, которые не находят объяснения с точки зрения только валентности и размеров ионов. Так, не имеет объяснения единственная в своем роде уникальная способность никеля накапливаться в остаточных продуктах кристаллизации, о чем уже говорилось выше. Несмотря на равенство ионов и валентностей у никеля и магния, никель обнаруживает исключительную халькофильность, магний же присутствует только в виде кислородных соединений.

Следовательно, имеются и другие свойства элементов, которые не менее важны, чем ионный радиус и валентность, для образования геохимических ассоциаций. Эту особенность отмечает Гольдшмидт [1929], указывая на то, что «распределение железа и никеля в природных минералах скорее можно объяснить различным их сродством с серой, чем величинами их атомов и ионов».

Выше уже говорилось о том, что связь между серой и металлами в большей степени ковалентного характера, чем между кислородом и теми же металлами. По В. И. Лебедеву [1951], причина образования одними элементами соединений с серой, а другими—с кислородом заключается в различной прочности связей того или иного характера для соединений данных элементов.

К аналогичному выводу пришел Л. Х. Аренс [1953]. По Аренсу несмесимость окислов и силикатов с сульфидами может быть объяснена связями более высокой степени ковалентного характера в сульфидных минералах. Силу ковалентной связи Аренс пытается отобразить при помощи потенциалов ионизации атомов *I*. Ионы с более высоким значением должны обнаруживать большую тенденцию к образованию ковалентных связей с серой. Однако идеальное сравнение при помощи потенциалов ионизации по Аренсу возможно только в тех случаях, когда валентности и радиусы ионов у сравниваемых элементов одинаковые. Следовательно, для объяснения различного сродства железа и меди, а также железа и никеля с серой имеется полное основание привлечь потенциалы ионизации атомов. (См. справочник по физическим константам Кей и Лэби, 1949, или справочник по рентгеноскопии, 1953).

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ИОНАМИ РАЗНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ С РАВНОЙ ВАЛЕНТНОСТЬЮ И РАВНЫМИ РАЗМЕРАМИ ИОНОВ В ПРОЦЕССЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ РУДНОГО РАСТВОРА

В табл. 32 приводятся значения потенциалов ионизации двухвалентных элементов и их радиусы ионов.

Таблица 32

Потенциал ионизации и размеры ионов у двухвалентных элементов

Элементы	Mg^{2+}	Mn^{2+}	Fe^{2+}	Co^{2+}	Zn^{2+}	Ni^{2+}	Pt^{2+}	Pd^{2+}	Cu^{2+}
I по справочнику 1953 г., в Å	15,10	14,50	15,90	17,47	18,04	18,88	17,37	19,85	20,33
I по Аренсу [1953] . . .	15,03	15,64	16,24	17,40	17,95	18,20	19,30	19,90	20,30
Радиус иона, в Å . . .	0,78	0,91	0,83	0,82	0,83	0,78	—	—	—
Радиус иона, в Å по Аренсу [1953]	0,66	0,80	0,74	0,73	0,74	0,69	0,80	0,80	0,72

В таблице слева располагаются элементы (магний, марганец), встречающиеся в природе лишь в кислородных соединениях, справа — элементы не встречающиеся в соединении с кислородом в эндогенных месторождениях (медь, платина, палладий). Железо как элемент, встречающийся и в кислородных соединениях и в соединении с серой, занимает промежуточное положение. По мере возрастания потенциала ионизации у элементов, приведенных в таблице, возрастает сродство элементов с серой.

Порядок возрастания сидерофильной тенденции у двухвалентных элементов имеет прямое отношение к геохимии и минералогии.

При помощи потенциала ионизации можно объяснить, какое соединение будет кристаллизоваться, например, в случае присутствия и железа и никеля в растворе. Когда два иона одинаковой валентности и равного или близкого радиуса конкурируют между собой на данном структурном участке растущего кристалла, отмечает Аренс, ион со значительно большей электрической интенсивностью будет достигать этого положения раньше.

Под электрической интенсивностью поля иона Р. Аренс предлагает называть величину $F = \frac{I}{r}$, где *I*— потенциал ионизации, *r* — радиус иона. Наибольшей электрической интенсивностью обладают ионы меди, наименьшей — магний. Значения *F* приведены в табл. 40.

Первые три колонки цифр в таблице приведены по Аренсу, четвертая получена при делении на общепринятые размеры ионных радиусов (как видно на табл. 32, Аренс приводит размеры ионных радиусов иные по сравнению с общепринятыми).

Таким образом, если раствор обладает одинаковыми концентрациями железа и никеля, то согласно табличным данным, из раствора соединение

никеля будет кристаллизоваться быстрее, чем соединение железа. Отсюда становится понятным результат опытов Г. С. Грицаенко и других [1950, 1952]. Из раствора, где отношение концентраций железа к никелю равно 1 : 1, кристаллизуется твердая фаза с отношением между теми же элементами, равным 1 : 4. Из раствора с отношением 4 : 1 кристаллизуется твердое тело с отношением 2 : 3.

Электрической интенсивностью атомов F объясняется большее сродство никеля с серой по сравнению сродства железа с серой. Тем же обусловлено большее сродство меди с серой по сравнению с железом.

С точки зрения прочности связи элементов с серой (потенциалов ионизации и электрической интенсивности) становится понятным, почему в более поздних вторичных процессах у рудных минералов медь и никель стремятся заместить железо. В медно-никелевых сульфидных месторождениях вторичные процессы образуются в определенной закономерности: пентландит $(Fe, Ni)_9S_8$ — виоларит $FeNi_2S_4$ — полидимит Ni_3S_4.

Отношение железа к никелю: халькопирит $\overset{1:1}{CuFeS_2}$—$\overset{1:2}{Cu_3FeS_3}$—$\overset{1:0}{CuS}$—Cu_2S — самородная медь.

Разница в потенциалах ионизации железа (16, 24) и никеля (18, 20) равна 1,96, что составляет 12,72% по отношению к железу и 11,30% к потенциалу ионизации никеля. Следовательно, железо в никелистые соединения (NiS_2, Ni_3S_4) будет входить легче, чем никель в железистые.

Ограниченная смесимость возможна, если разница в размерах ионов не превышает 11%. Ограниченная смесимость обнаружена между NiS_2 и FeS_2, полная между NiS_2 и $NiFeS_2$. Большой разницей в потенциалах ионизации железа и никеля можно объяснить отсутствие никеля в железистых сульфидах (FeS, Fe_nS_{n+1} и FeS_2), а также отсутствие смесимости между FeS_2 и $FeNiS_4$; между FeS и NiS; $FeAsS_2$ и $NiAs_2$. Большой электрической интенсивностью у никеля по сравнению с железом объясняется то, что в природе возможно химическое соединение $FeNi_2S_4$, а не гипотетическое $NiFe_2S_4$.

При процессах образования эндогенных рудных месторождений редко проявляются нейтральные атомы как в растворах, так и в расплавах.

Еще большая разница в потенциалах ионизации между магнием и никелем по сравнению с разницей между железом и никелем способствует удержанию никеля в остаточных растворах:

Элементы	I	ΔI	В % к магнию
Никель	18,20	3,15	21,1
Магний	15,03		

Разница в потенциалах ионизации магния и никеля, возможно, является определяющим условием, почему никель не включается в кристаллическую решетку первичных породообразующих минералов (в оливине и пироксене).

При кристаллизации сульфидов из растворов ионизированные тяжелые атомы металлов никеля, меди, платины, цинка и других осаждаются, реагируя с серой (S^{-2}). При этом порядок выделения минералов регулируется режимом серы и кислорода в растворе, соотношением концентраций железа, никеля, меди и других элементов, а также сидерофильной тенденцией элементов, соответствующей возрастанию потенциала ионизации от магния до меди у двухвалентных элементов в том порядке, как это указано в табл. 33.

Таблица 33

Величина электрической интенсивности полей ионов

Ионы	I	r	F	F_1
Cu^{2+}	20,30	0,72	28,20	28,20
Ni^{2+}	18,20	0,69	26,40	23,40
Pt^{2+}	—	—	—	24,10
Pd^{2+}	19,20	0,80	25,00	24,90
Zn^{2+}	17,95	0,74	24,10	21,60
Co^{2+}	17,40	0,72	24,20	21,20
Mg^{2+}	15,03	0,66	22,80	19,30
Fe^{2+}	16,24	0,74	22,00	19,60
Mn^{2+}	15,64	0,80	19,50	17,20
Ag^{2+}	—	—	—	24,70

Глава 26

СРАВНЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОНЧИ С ДРУГИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Мончегорские сульфидные медно-никелевые месторождения имеют много общего с другими месторождениями не только Кольского полуострова, но мировыми месторождениями различных участков земного шара, такими, например, как уральские, норильские, бушвельдские, Сэдбери и др. Это сходство проявляется в особенностях геологического залегания рудных полей и отдельных месторождений, в общности основных черт геохимии и металлогении, несмотря на разнообразие геологических деталей и минералогического состава руд.

Новые данные, полученные на одной какой-либо группе месторождений, проливают свет на более глубокое и полное освещение сульфидных медно-никелевых месторождений вообще.

Изучение месторождений Кольского полуострова производилось, в особенности в первый период изучения месторождений, с учетом мирового опыта изучения сульфидных медно-никелевых месторождений и на первых порах носило отпечаток подражания хорошо изученным образцам.

Кольский полуостров к настоящему времени превратился в один из ведущих районов по запасам сульфидных месторождений меди и никеля.

К данному времени на Кольском полуострове наиболее детально изучены лишь два особенно значительные из известных — месторождения Мончи и Печенги. Геологические исследования послевоенного периода на этих месторождениях заставили изменить прежние представления об этих месторождениях и внести много изменений в познание сульфидных медно-никелевых месторождений вообще.

В качестве главнейших достижений, полученных за последние годы, укажем следующие:

1) выяснено практическое значение богатых вкрапленных руд;

2) полученные данные позволили более детально разобраться в вопросе о генезисе сульфидных медно-никелевых руд. Новейшие данные, полученные на месторождениях Мончи и Печенги, указывают на гидро-

термальное и низкотемпературное происхождение месторождений сульфидных медно-никелевых руд — вкрапленных, гнездовых и жильных;

3) геологические данные позволяют составить более полное и правильное представление о металлогении сульфидного медно-никелевого оруденения никеленосных ультраосновных и основных интрузий;

4) новые данные позволяют разобраться в вопросах о геохимии никеля и кобальта.

Перейдем к сравнительному рассмотрению некоторых вопросов, относящихся к месторождениям Мончи и Печенги.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

В Монче имеется один значительный по размерам плутон, имеющий пологонаклонную форму и мощность, немногим превышающую один километр. Все главные месторождения располагаются в пределах плутона. В Печенге имеется большое число варьирующих по размерам пластовых интрузивных тел, наклоненных примерно к югу. Рудные залежи нередко (в пределах оруденелой тектонической зоны) выходят из пределов интрузивного тела во вмещающие породы.

Интрузии Мончи и Печенги относятся к типичным платформенным интрузиям, мончегорский плутон располагается вдоль тектонического контакта между архейским комплексом гнейсов и протерозойским комплексом эффузивных и туфогенно-осадочных толщ. Печенгские пластовые интрузивные тела располагаются согласно напластованию внутри свиты филлитов и туфогенно-осадочных пород (протерозойская свита Печенга — Кучин по Полканову). Свита вмещающих пород собрана была в складки, интрузии происходили после складчатости, одновременно с образованием разломов.

По возрасту интрузии, вероятно, относятся к верхнепротерозойским. По структурным особенностям интрузии Мончи и Печенги относятся к дифференцированным, первично расслоенным, отчетливо стратифицированным интрузиям. Интрузивные тела обладают закономерным асимметричным строением. Нижняя часть интрузивных тел сложена горными породами, обогащенными оливином, верхняя обогащена полевым шпатом.

В горных породах Мончи встречается ромбический пироксен, моноклинный же имеет совершенно подчиненное значение. В Печенге пироксен представлен моноклинным, а ромбический пироксен там отсутствует совершенно.

Различаются несколько видов метаморфизма в районе развития интрузий: автометаморфизм, контактовый метаморфизм и контактово-метасоматический, контаминационный и наложенный гидротермальный метаморфизм, но проявляются они в Монче и Печенге по-разному. В Монче явления автометаморфизма проявлялись в очень незначительном масштабе и горные породы отличаются удивительной свежестью. В Печенге процессы гидротермального автометаморфизма происходили в очень интенсивной степени.

В Монче следы контактового воздействия можно наблюдать у лежачего бока интрузии, верхний контакт эродирован. Кроме перекристаллизации вмещающих горных пород под влиянием интрузии ультраосновных и основных пород, здесь проявляется переплавление с образованием гранофировых пород в виде участков среди гнейсов и в виде отдельных жилок и гнезд внутри ультраосновных и основных горных пород интрузии. В ксенолитах и глыбах вмещающих горных пород (протерозой), заключенных внутри интрузивных горных пород (терраса Нюда), наблюдаются отчетливые следы перекристаллизации (ороговикования). В Печенге контактовые роговики почти не встречаются, контактовые изменения выражаются в появлении узловатых сланцев и адинолов (перекристаллизованных туффитов). Контактовый метаморфизм проявляется в более интенсивной форме в Монче, что указывает на бо́льшую глубину залегания интрузии в Монче.

Контаминационный метаморфизм обнаруживается в Монче в гораздо более интенсивной и разнообразной форме. В Печенге лишь в единственном случае наблюдалось переплавление мелкозернистых аркозовых песчаников из вмещающих горных пород у контакта с ультраосновными породами с образованием гранофиров кварцево-сиенитового состава (Н. А. Елисеев и Б. И. Папушис, 1952). В Монче, в результате подобного рода явлений, происходит образование гранофиров за счет переплавления горных пород гнейсового архейского комплекса, близких по составу к гранитам. Возникающий таким образом расплав, близкий к гранитной эвтектике, затем в виде жилок рассекал ультраосновные и основные горные породы плутона. Такое переплавление имеет селективный характер — участки гранофира развиваются в гнейсах на контакте кварца и полевого шпата. Другим примером контаминационного метаморфизма могут служить кварцевые биотитовые нориты и микропегматитовые и микрогранофировые нориты, слагающие зону эндоконтакта в нижней части никеленосного плутона мощностью в несколько метров. Кварцевые биотитовые нориты и микропегматитовые и микрогранофировые нориты кверху переходят в нориты. Эти породы наблюдаются в контакте с гнейсами и отсутствуют в контактах с амфиболитами.

Таким образом, и рассмотрение контаминационного метаморфизма указывает на большую глубинность Мончегорского плутона по сравнению с печенгскими интрузивными телами.

Наложенный гидротермальный метаморфизм в интенсивной форме проявляется в пределах оруденелой тектонической зоны и в висячем боку этой зоны на Печенге (Н. А. Елисеев и Б. И. Папушис, 1952). Гидротермальный метаморфизм находится в тесной генетической связи с сульфидным медно-никелевым оруденением в пределах зоны и около зоны. В Монче в зонах рассланцованных горных пород нередко наблюдается заметная скаполитизация полевошпатовых пород. В частности, интенсивной скаполитизации подвергались измененные диабазовые дайки, превращенные в роговообманково-скаполитовые породы (одегардиты).

СТРУКТУРА РУДНЫХ ПОЛЕЙ

В соответствии с различными формами развития сульфидов в Монче и Печенге различаются структуры рудных полей месторождений: 1 — вкрапленных сульфидных, 2 — гнездовых и 3 — сплошных, брекчиевидных и серых руд.

Структуры рудных полей вкрапленных сульфидных руд

Изучение вкрапленных сульфидных руд в Печенге и Монче установило по крайней мере два генетических типа сульфидной вкрапленности. С одной стороны, имеется сульфидная вкрапленность, подобная той, которая встречается в Монче на месторождениях Сопчи, Нюда и донной залежи Ниттис — Кумужья — Травяная. Такая же вкрапленность встречается в Печенге на Ждановском месторождении, на некоторых участках месторождения Каула, на месторождении Ортоайви и др. С другой стороны, имеется вкрапленность другого рода, отличающаяся от первой и генетически. Вкрапленность второго рода развивается в горных поро-

дах висячего бока мощной оруденелой тектонической зоны на Печенге. Такая вкрапленность возникла метасоматическим путем.

Для вкрапленности первого типа характерно пространственное распределение вкрапленности параллельно первичной стратификации.

Вкрапленность второго рода широко распространена в Печенге и пространственно приурочена к висячему боку оруденелой тектонической зоны. Наиболее густая вкрапленность наблюдается во вмещающих горных породах у контакта висячего бока рудного тела. По удалении от контакта вкрапленность становится все более бедной. Мощность зоны с сульфидной вкрапленностью иногда измеряется несколькими десятками метров и не зависит от мощности оруденелой тектонической зоны. Положение зон рассланцевания и самой тектонической зоны определяют характер распределения в пространстве сульфидной вкрапленности. Возникновение сульфидной вкрапленности происходит одновременно с интенсивным гидротермальным метаморфизмом вмещающих и заключенных внутри оруденелой тектонической зоны горных пород.

Обращает внимание различный возраст сульфидного вкрапленного оруденения указанных двух типов: второй тип возникает позднее первого.

Структуры рудных полей сплошных, брекчиевидных и серых руд в Монче и Печенге обладают некоторыми общими типичными чертами. Рудные поля приурочены к вторичным структурным элементам. Эпигенетический характер сульфидного оруденения выявляется совершенно отчетливо.

С другой стороны, имеются характерные особенности структуры в месторождениях Мончи и Печенги. В Монче рудное поле приурочено к зоне вторичных трещин, что было доказано исследованиями З. А. Образцовой [1950]. Более поздние наблюдения В. А. Масленикова и анализ характера тектонических движений в пределах так называемых сбросов в рудном поле выяснили следующее. Тектонические нарушения, рассекающие вкось рудное поле, относились до настоящего времени к сбросам. При помощи микроструктурного анализа Масленников доказал, что на самом деле это в большей части не сбросы, а сдвиги. В соответствии с новыми данными можно уточнить представления о механизме образования рудных трещин. Сдвиговые движения вдоль тектонических нарушений способствовали открытию трещин, которые были использованы рудными растворами. Сдвиги, обусловившие раскрытие рудных трещин, сами не были или почти не были использованы рудными растворами.

Другие соотношения наблюдаются в Печенге. Здесь мощная тектоническая зона сформировалась в результате сдвиговых нарушений, в чем можно было разобраться при помощи микроструктурного анализа оруденелой тектонической брекчии (Н. А. Елисеев, 1952). Движения были очень интенсивными и привели к интенсивному рассланцеванию горных пород внутри тектонической зоны. Рудные растворы использовали непосредственно самую тектоническую зону, что привело к возникновению оруденелой тектонической зоны. Интенсивные гидротермальные растворы использовали тектоническую зону. Одновременно с гидротермальными изменениями рассланцованных пород и пород, располагающихся в висячем боку тектонической зоны, происходило сульфидное оруденение с возникновением разнообразных морфологических типов оруденения (вкрапленные, сплошные, гнездовые, жильные, брекчиевидные и серые руды). Обращает внимание гораздо большее разнообразие морфологических разновидностей сульфидных руд в Печенге, приуроченных к тектонической оруденелой зоне, по сравнению со сплошными рудами рудного поля сульфидных жил Ниттис — Кумужья — Травяная. Сульфидная вкрапленность тесно генетически связана с другими типами сульфидного оруденения, приуроченными к оруденелой тектонической зоне.

Структуры рудных полей гнездовых сульфидных руд

Гнезда находятся на участках вкрапленного сульфидного оруденения. Нередко вкрапленники около гнезд приобретают более крупные размеры до сантиметра и более в поперечнике. Отдельные гнезда иногда соединяются тонкими жилками, такие же жилки соединяют также и отдельные вкрапленники. Как показали наблюдения над гнездами в донной залежи, участки с гнездовым оруденением обладают повышенной и отчетливо выраженной трещиноватостью по сравнению с соседними участками сульфидной вкрапленности. На участках с гнездовым оруденением наблюдается тесное переплетение различных форм развития сульфидов. Вместе с гнездами встречаются вкрапленники и мелкие, пересекающиеся и выклинивающиеся жилки. Таким образом, на участках гнездового сульфидного оруденения проявляется тесная связь между различными формами развития сульфидов.

В настоящее время изучение гнездового типа оруденения еще нельзя считать законченным. В ближайшем будущем горные выработки на гнездовых участках в районе горы Травяной позволят более детально изучить закономерности развития гнездовых руд.

ГЕНЕЗИС СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вопрос о генезисе месторождений Мончи и Печенги имеет очень много общих черт. Вопрос этот, как известно, имеет свою историю. Большую роль в истолковании вопроса о происхождении сульфидных медно-никелевых месторождений сыграли идеи норвежского ученого Фогта. По мнению Ф. Ю. Левинсон-Лессинга [1935], «Фогта по справедливости следует считать основоположником физико-химического направления в петрографии... для сульфидных руд железа, меди, никеля, генезис которых был им освещен как с точки зрения металлургических процессов, так и физико-химических, он установил образование их путем ликвации».

Любопытно отметить, что колчеданные месторождения до Фогта относились к гидротермальным. Фогт был противником такой точки зрения и выдвинул и развил на основании аналогий с металлургическими процессами представление о возникновении таких месторождений путем ликвации и инъекции. Работы Фогта [1893] до сих пор большинством геологов и минералогов считаются основой для теоретического фундамента современных представлений о магматическом генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений.

Так, например, Шнейдерхон, написавший специальную главу «Минераграфия, спектрография и генезис платиновых никелево-пирротиновых руд Бушвельдского изверженного комплекса» для монографии П. Вагнера «Месторождения платины и рудники Южной Африки» [1932], следующим образом пишет о возникновении в основной магме сульфидов — сульфидного расплава. «Из исследований Фогта мы знаем, что оба эти расплава делаются несмешивающимися уже при очень высоких температурах и что их разделение в жидком виде происходит около 1500°, практически оно уже закончено, когда начинают кристаллизоваться окислы самого раннего образования и силикаты» (Вагнер, глава 17, стр. 191).

Фогту принадлежит и другая идея. Никель может при высокой температуре изоморфно замещать магний в продуктах ранней кристаллизации магмы — в оливине. При перитектической реакции превращения оливина

в пироксен часть никеля освобождается, так как пироксены содержат меньше никеля по сравнению с оливином. Освободившийся никель переходит в расплав, за счет которого позднее кристаллизуются сульфиды.

Идея о рудной сульфидной магме и об изоморфизме никеля и магния противоречат друг другу, так как первая из них основана на представлении о несмесимости никеля с силикатной магмой, а вторая — на представлении об изоморфизме (смесимости) никеля с магнием в силикатах.

В литературе по Монче и Печенге неоднократно высказывались соображения о генезисе месторождений; так, довольно подробно говорится на эту тему в сводной работе Д. Ф. Мурашова [1946] и в монографии по Монче-тундре [1947]. И в той и другой работе говорится о ликвационно-магматическом происхождении сульфидных медно-никелевых месторождений Мончи и Печенги. Такие же взгляды проводятся в отчетах коллектива авторов Института Гипроникель по исследованиям в Печенге (Котульский, Алешунина, Попова, 1948) и в отдельных статьях В. К. Котульского [1946, 1948].

В результате исследований последних лет в Монче и Печенге, часть которых опубликована в сборниках «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи» [1953] и «Печенги» [1952], накопили большой фактический материал, указывающий на низкотемпературные, гидротермальные условия образования сульфидных медно-никелевых руд в этих месторождениях.

Изучение вопроса о генезисе месторождений Мончи становится более полным и разносторонним при сравнении данных, полученных в Монче, с данными, полученными в Печенге.

1. Парагенезисы сульфидных минералов с вторичными силикатными минералами. Ассоциация таких минералов, как актинолитовая роговая обманка, хлорит, тальк, соссюрит, карбонаты, антофиллит с сульфидами, принимая во внимание их одновременное с сульфидами возникновение, служит указанием на наличие летучих в процессе кристаллизации сульфидов. Об этом же говорят и околорудные изменения горных пород.

При рассмотрении околорудных изменений гнездовых месторождений, в частности гнездового месторождения в штольне № 2 на южной террасе Нюда, было отмечено частое присутствие во вмещающих породах скаполита. Скаполит встречается в рассланцованных в той или иной степени обогащенных сульфидами горных породах так называемых одегардитах. Скаполит или чаще замещает плагиоклаз, или развивается в виде мелких самостоятельных зерен или одиночных, или в виде бластических агрегатов. Совместно со скаполитом развивается зеленая роговая обманка, имеющая в некоторых случаях интенсивную зеленую окраску, и резко выраженный полихроизм (штольня № 2 на Нюде). Повидимому, образование скаполита предшествовало рудоотложению. Скаполит встречен был в габбро-пегматитах и в отдельных зернах плагиоклаза в сульфидных жилах на руднике Ниттис — Кумужья.

Все это указывает на состав летучих в рудных растворах, содержащих воду, серу (сероводород), углекислоту, хлор. Хлор типичен для геохимии сульфидных медно-никелевых месторождений Мончи. В интрузиях Печенги более резко выражено присутствие в гидротермальных растворах бора, о чем говорит наличие кварцевых жилок с аксинитом.

Присутствие во вкрапленных рудах вторичных минералов отмечалось и ранее, его невозможно было не заметить, и в литературе по Монче можно встретить такое описание вкрапленных руд, где говорится, что каждый сульфидный вкрапленник представляет собой «гидротермальное месторождение в миниатюре».

В еще более отчетливо выраженной форме генетическая связь вторичных минералов с сульфидами наблюдается в Печенге.

2. Интенсивные гидротермальные изменения вмещающих горных пород в висячем боку оруденелой тектонической зоны в Печенге. Подробно эти изменения описаны в статье Н. А. Елисеева и Б. И. Папушис [1952]. Гидротермальный метаморфизм сопровождается сульфидным оруденением. Ассоциация сульфидов с такими минералами, как хлорит, тальк, карбонаты, серицит, служит указанием на низкую температуру гидротермального метаморфизма вмещающих горных пород и процессов рудоотложения.

Такие же гидротермальные изменения вмещающих горных пород известны и для Мончи (см. описание рудных жил массива Ниттис — Кумужья — Травяная).

3. Рудный метасоматоз. Для вкрапленных сульфидов рудного пласта Мончи очень типично метасоматическое развитие сульфидов по первичным минералам, в частности, по ромбическому пироксену. Одновременно с этим происходит возникновение постериорной актинолитовой роговой обманки, хлорита, талька и карбонатов. При метасоматическом замещении сульфидами силикатных минералов возникают своеобразные графические структуры.

Явления рудного метасоматоза подробно описаны в работе Г. И. Горбунова [1953] для печенгских сульфидных руд. Рудный метасоматоз местами в очень интенсивной форме проявляется в оруденелой тектонической зоне, особенно хорошо это выражено на руднике Каула. В результате рудного метасоматоза возникли так называемые серые руды, метасоматически замещенные сульфидами серпентиниты, аркозовые песчаники, алевролиты.

Интересные случаи рудного метасоматоза можно иногда наблюдать в районе рудника Каула. В жилах волокнистого серпентина с волокнами, располагающимися перпендикулярно стенкам жилок, часть волокон серпентина бывает замещена сульфидами. При этом волокнистая структура жилки сохраняется.

4. Наличие среди участков сплошных сульфидных руд в Печенге гнезд, сложенных кварцем, карбонатами, хлоритом (Горбунов, 1952).

5. В Печенге, в висячем боку оруденелой тектонической зоны, имеют значительное развитие вкрапленные руды, возникшие метасоматическим путем. Попутно с гидротермальным метаморфизмом горных пород происходит обогащение сульфидной вкрапленностью (Елисеев и Папушис, 1952).

Вкрапленные руды имеют интенсивное развитие на руднике Каула, на месторождении Каммикиви и в других местах. Обращает внимание тесная ассоциация сульфидной вкрапленности с такими минералами, как хлорит, карбонаты, тальк в горных породах, представляющих собой продукты изменения ультраосновных горных пород (Елисеев и Папушис, 1952).

Таким образом, имеется два типа сульфидной вкрапленности. Один тип представлен вкрапленностью в Мончегорских горных породах, в рудном пласте Мончи, на Нюде и в донной залежи Ниттис — Кумужья — Травяная. Такого же типа вкрапленность встречается и в Печенге. К этому типу принадлежат богатые никелем вкрапленные руды Ждановского месторождения, вкрапленные руды в серпентинитах около рудника Каула, которые приурочены к отдельным слоям течения в серпентинитах.

Имеется и другая вкрапленность, развивающаяся в связи с гидротермальными (вторичными) изменениями горных пород, содержавших первичную вкрапленность. Эта второго рода сульфидная вкрапленность возникает, очевидно, за счет растворения и переотложения сульфидов пер-

вого рода. Одновременно с сульфидной вкрапленностью в этих случаях возникают в больших масштабах сульфидные жилы и участки сплошных сульфидов, что имеет место, например, во многих местах оруденелой тектонической зоны в Печенге и особенно в районе рудника Каула.

Приведенные факты и геологические детали, наблюдаемые на участках развития сульфидной вкрапленности первого и второго рода, указывают на гидротермальное происхождение сульфидной вкрапленности. Судя по тесной парагенетической связи сульфидов с постериорными минералами, из которых наиболее типичны актинолитовая роговая обманка, хлорит, тальк, карбонаты и соссюрит в Монче, температура процессов рудоотложения была невысокой, не выше 400° для сульфидной вкрапленности первого рода. Температура кристаллизации сульфидов для сульфидной вкрапленности второго рода была ниже температуры кристаллизации сульфидной вкрапленности первого рода. Для вторичных минералов в этом случае не типична актинолитовая роговая обманка, которая замещается обычно хлоритом. Температура кристаллизации сульфидной вкрапленности второго рода была, очевидно, не выше 200°.

В связи с представлениями о природе и генезисе сульфидных руд находится ряд других вопросов, а именно: вопрос о связи вкрапленного сульфидного оруденения с гнездовым и жильным, вопрос о геохимии никеля и металлогении никеленосных ультраосновных и основных интрузий, вопрос об источниках никеля, кобальта, меди, платиноидов и других металлов, которые встречаются в сульфидных рудах, генетически связанных с интрузиями ультраосновных и основных горных пород.

Связь вкрапленного сульфидного медно-никелевого оруденения с гнездовым и жильным. Геологическое положение сульфидных жил и приуроченность их к зоне вторичных трещин и то обстоятельство, что рудными жилами пересекаются дайки, указывает на то, что рудные жилы сформировались после того, как массив Ниттис — Кумужья — Травяная застыл и возникла система первичных трещин и после того как образовался дайковый комплекс горных пород. Вместилищем рудных жил были вторичные трещины, наложенные на первичные трещины отдельности в массиве. В еще более наглядной форме приуроченность сплошных, брекчиевидных, порфировых, серых и т. п. руд к вторичным структурам видна в Печенге.

Таким образом, устанавливается более позднее время образования жильного типа сульфидного оруденения по сравнению с процессами кристаллизации магмы и внедрением дайкового комплекса горных пород в уже затвердевший массив в Монче. Возможно, что в Печенге формирование рудных тел, приуроченных к оруденелой тектонической зоне, происходило в относительно более поздний период по сравнению с периодом образования сульфидных жил Мончи.

В противоположность жильному эпигенетическому типу сульфидного оруденения сульфидная вкрапленность относилась к очень ранним этапам формирования интрузии и считалась сингенетической, магматически-ликвационной.

Исследования последних лет позволили собрать новые факты, уточняющие время формирования сульфидной вкрапленности. Е. К. Козлов в донной залежи на северо-западном склоне горы Травяной, в керне буровой скважины, наблюдал следующие соотношения между сульфидной вкрапленностью в перидотитах и дайкой диабаза, рассекающей перидотиты. Зальбанд диабазовой дайки, содержащей стекло, обогащается сульфидами. Обогащение сульфидами наблюдается и на некотором удалении от непосредственного контакта дайки с перидотитами с сульфидной вкрапленностью. Сульфидная вкрапленность проникает из перидотитов

в дайку. Формирование сульфидной вкрапленности в перидотитах происходило после интрузии дайки.

Очень часто мелкие жилки и появление густой сульфидной вкрапленности находятся в тесной ассоциации с гнездами. Тесная связь мелких сульфидных жилок с вкрапленниками была установлена при изучении сульфидной вкрапленности в рудном пласте Э. Н. Елисеевым [1950, 1953]. Такая же тесная связь сульфидной вкрапленности с гнездами и жилками наблюдалась во многих случаях в различных участках Мончегорского плутона.

Тесная связь в развитии различных форм сульфидного оруденения вкрапленного, гнездового и сплошного имеет место в Печенге в оруденелой тектонической зоне.

Таким образом, и в первом и втором типе сульфидного вкрапленного оруденения местами отчетливо можно наблюдать тесную связь в развитии различных морфологических типов сульфидных руд.

Геохимия никеля и металлогения ультраосновных и основных никеленосных интрузий. Прежние представления о том, что никель принимает участие в процессах кристаллизации из магмы ранних первичных минералов и одновременно входит в состав сульфидного расплава, образующегося в результате ликвации до того, как начинается кристаллизация минералов из магмы, неверны. На самом деле никель входит в состав сульфидов, кристаллизующихся при низкой температуре и в условиях гидротермального режима. Силикатные минералы, в состав которых входит никель, образуются при низкой температуре в гидротермальной обстановке или при выветривании. Месторождения силикатного никеля приурочены, как известно, к мощным зонам выветривания.

С этой точки зрения понятна тесная связь сульфидов никеля и железа с постериорными гидротермальными минералами в месторождениях вкрапленных руд Мончи (сульфидная вкрапленность первого типа) и не менее тесная связь сульфидов с гидротермальными минералами в месторождениях оруденелой тектонической зоны Печенги (сульфидная вкрапленность второго типа).

Правильное представление о геохимии никеля в интрузиях ультраосновных и основных горных пород позволяет внести исправления в прежние представления о металлогении никеленосных ультраосновных и основных интрузий. Тесная генетическая связь месторождений сульфидного никеля с ультраосновными и основными интрузиями никогда не вызывала сомнений; эта связь подчеркивается тесной приуроченностью сульфидных медно-никелевых месторождений к интрузивным телам. Даже в том случае, когда происходит переотложение сульфидов в связи с гидротермальными процессами в тектонических зонах, аналогичных оруденелой тектонической зоне в Печенге, тесная связь никелевых сульфидных руд с горными породами, возникшими за счет метаморфических изменений ультраосновных и основных горных пород, выражена очень хорошо. Сульфиды, содержащие никель, располагаются на участках, сложенных измененными ультраосновными и основными породами, в то время как в горных породах иного состава, например, в филлитах, сульфиды лишены или очень бедны никелем. Такая закономерность многократно прослежена была на месторождениях Печенги.

При переходе рудного тела, состоящего из сплошных сульфидов, в пределах оруденелой тектонической зоны, из участков, сложенных измененными ультраосновными породами, во вмещающие породы из свиты метаморфизованных осадочных и туфогенных горных пород происходит обычно резкое снижение содержания никеля в сульфидах. Серые

руды, возникшие посредством рудного метасоматоза вмещающих горных пород, отличаются от серых руд, возникших при рудном метасоматозе измененных ультраосновных горных пород,— первые содержат лишь следы никеля, последние очень богаты никелем.

В Монче, в месторождении донной залежи Ниттис—Кумужья—Травяная, сульфидные гнезда и жилки, встречающиеся в пределах вмещающих горных пород на небольшом расстоянии от контакта с интрузивным телом, обычно бедны никелем. Такие гнезда и жилки встречены были в гнейсах.

Все эти данные совершенно определенно указывают на отличительную особенность геохимии никеля — незначительную способность к миграции, вследствие чего никель не уходит из пределов интрузивного тела при кристаллизации сульфидов. Эта особенность прявляется не только при первичной кристаллизации сульфидов, но и при перекристаллизации и переотложении сульфидов и образовании участков сульфидных руд внутри оруденелых тектонических зон.

В свете новых данных о силикатном никеле и геохимической роли никеля в процессе образования и формирования сульфидных медно-никелевых месторождений можно уточнить представления о металлогении ультраосновных и основных никеленосных интрузий и о положении процессов оруденения в эволюции интрузий. Процессы оруденения приурочены к позднейшим этапам эволюции никеленосных интрузий, никель не принимал участия в ранних продуктах кристаллизации магмы — в первичных силикатных минералах, никель также не концентрировался в виде продуктов ликвации магмы при высокой температуре расплава до начала кристаллизации силикатной магмы. Весь никель концентрировался вместе с летучими: хлором, водой, сероводородом, углекислотой и в случае печенгской интрузии — бором в остаточных продуктах кристаллизации магмы — в гидротермальных растворах.

Источники никеля, кобальта, меди и других металлов. Источником никеля, кобальта, меди, элементов группы платины и других металлов, следы которых устанавливаются спектроскопически, являлись ультраосновные и основные интрузии.

Гидротермальный генезис месторождений и низкая температура кристаллизации сульфидных медно-никелевых руд указывают на общие черты генезиса этих месторождений и особенности металлогении ультраосновных и основных интрузий с металлогенией других интрузий и, в частности, с металлогенией кислых интрузий. В кислых интрузиях обособление рудных растворов и период кристаллизации рудных минералов, таких, например, как молибденит, вольфрамит, оловянный камень, приурочены к заключительным этапам эволюции магматического процесса. Процессы сульфидного медно-никелевого оруденения приурочены также к заключительным этапам эволюции никеленосных интрузий. Различие заключается в следующем. В противоположность кислым интрузиям гидротермальные никеленосные растворы не обладают такой подвижностью и способностью к миграции, какими обладают рудоносные растворы кислых интрузий. В особенности это типично для никеля, на что указывает отсутствие никеля в сульфидах во вмещающих горных породах, резкое уменьшение количества никеля в тех случаях, когда рудные тела переходят из ультраосновных пород интрузии во вмещающие горные породы (Печенга).

Такое различие служит указанием на особенность концентрации сульфидов обычно в виде рассеянной в массе горной породы вкрапленности и только при наиболее благоприятных условиях — в виде гнезд или жил. Такими благоприятными условиями являлись тектонические подвижки и деформации, открывавшие пути для циркуляции гидротермальных растворов, или же они могли создаваться в конечные этапы эволюции интрузивной деятельности, или даже в более позднее время, в период тектонических движений, сопровождающихся возникновением зон рассланцованных горных пород и гидротермальным метаморфизмом последних в таких тектонических зонах. Гидротермальные растворы служили причиной переотложения сульфидов в пределах тектонических зон. В частности, к такому типу рудных месторождений относится, вероятно, месторождение Морошкова озера в Монче. В Печенге к такому типу относится группа месторождений оруденелой тектонической зоны, прослеживающейся на протяжении нескольких десятков километров почти в широтном направлении.

В описаниях сульфидных медно-никелевых руд часто указывается на наличие нескольких генераций одного и того же минерала. На это обстоятельство указывалось при описании сульфидных жил Ниттис—Кумужья—Травяная, вкрапленных руд Сопчи и других месторождений. В частности, известен магнетит ранней генерации, кристаллизовавшийся ранее сульфидов, и магнетит поздней генерации, кристаллизовавшийся после сульфидов. Смена периодов кристаллизации магнетита периодом кристаллизации сульфидов и наоборот сопровождалась метасоматическим замещением магнетита сульфидами или сульфидов магнетитом. Метасоматическое замещение одних минералов другими типично и для сульфидов. Все это указывает на менявшиеся физико-химические условия во время рудоотложения и, в частности, на изменившиеся соотношения в концентрации рудных растворов сероводорода и кислорода, на менявшийся режим серы и кислорода по А. Г. Бетехтину [1949]. В соответствии с этим вполне допустимо предположение о менявшейся концентрации никеля в рудных растворах в процессе кристаллизации руд, что отражалось на кристаллизации, в частности пентландита, в сульфидных рудах.

В связи с резко выраженной способностью сульфидных руд к перекристаллизации и метасоматическим замещениям находится способность сульфидов к переотложению, что приводит к выполнению сульфидами трещин и в особенности тектонических зон, по которым облегчается циркуляция гидротермальных растворов. На такую способность сульфидов к переотложению указывал А. Н. Заварицкий [1943].

В заключение следует сказать по поводу названий различных видов сульфидных медно-никелевых месторождений. В литературе имеются указания на автометасоматический тип сульфидной вкрапленности (Э. Н. Елисеев, 1950, 1953; Е. К. Козлов, 1953). Название гидротермально-автометаморфический или гидротермально-автометасоматический возникло на том основании, что развитие сульфидной вкрапленности сопровождалось автометаморфическими изменениями первичных силикатных минералов и замещением их постериорными силикатными минералами и нередко сульфидами. Все же, несмотря на тесную связь процессов оруденения с автометаморфическими изменениями первичных минералов горных пород с сульфидной вкрапленностью, название типа оруденения автометаморфическим или автометасоматическим будет неудачным по той причине, что оно может быть истолкованным таким образом, что никель, заключенный в первичных силикатных минералах, под влиянием гидротермальных растворов может переходить в раствор и превращаться в сульфидные соединения.

Все виды месторождений — вкрапленный, гнездовый и жильный следует относить к гидротермальным месторождениям. Парагенетические ассоциации сульфидов с постериорными минералами и карбонатами, а также характер метаморфических околорудных изменений позволяют более точно определить название месторождений в качестве мезо- и эпитермальных месторождений.

ЧАСТЬ IX

ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ НА СУЛЬФИДНЫЕ РУДЫ

Глава 27

ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ НА СУЛЬФИДНЫЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ РУДЫ. О НАПРАВЛЕНИИ ДАЛЬНЕЙШИХ ГЕОЛОГОПОИСКОВЫХ И РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ В МОНЧЕГОРСКОМ РАЙОНЕ

В пределах Мончегорского массива известно два структурных типа месторождений: 1) месторождения, приуроченные к первичным структурам течения в теле плутона, 2) месторождения, приуроченные к наложенным структурам.

Первые представлены вкрапленными рудами донных залежей, критического горизонта Нюда и рудными пластами Сопчи; вторые — сульфидными жилами массива Ниттис — Кумужья — Травяная и группой второстепенных месторождений. Промежуточное положение занимают гнездовые руды, которые, с одной стороны, связаны с первичными структурами и, с другой — с вторичными структурами.

Разведанные запасы вкрапленных руд велики, но из-за низкого содержания металлов, руды эти промышленностью не используются. Единственной местной рудной базой комбината Североникель являются богатые руды жильного месторождения Ниттис — Кумужья. До настоящего времени месторождение считалось оконтуренным и не имеющим серьезных перспектив прироста запасов; разведанные же запасы в ближайшие годы исчерпываются. Мончегорская геологоразведочная партия за последние десять лет никаких других перспективных месторождений не выявила. Эти обстоятельства выдвигают перед геологами в качестве первоочередной задачи выявление новых запасов богатых медно-никелевых руд в Монче.

Фактический материал, полученный действующим рудником и геологоразведочной партией, и проведенные за последние годы научные исследования позволяют сделать несколько выводов, имеющих практическое значение для ведения дальнейших геологопоисковых работ. В частности, некоторые выявленные особенности наиболее изученного жильного месторождения Ниттис — Кумужья дают возможность сформулировать ряд поисковых признаков на богатые сульфидные руды жильного типа. К числу таких признаков относятся следующие.

1. Пространственная приуроченность жил к ультраосновному массиву, за пределами которого жилы не продолжаются.

2. Приуроченность жил к наложенным структурам, а именно к серии трещин разрыва и скалывания, секущих первичную трещиноватость. Выраженный таким образом, структурный контроль в расположении жил указывает на первостепенное значение тектоники для размещения оруденения.

3. Переход сульфидных жил в габбро-пегматитовые жилы.

Габбро-пегматитовые жилы приобретают значение поискового признака на сульфидные жилы. В случае их обнаружения (при бурении) необходимо учитывать возможность их перехода по простиранию или на глубине в сульфидные жилы.

В связи с этим следует отметить, что южнее рудного поля известен целый ряд случаев находок полевошпатовых габбро-пегматитовых и микропегматитовых жил, пересекающих ультраосновные породы. В частности, характерны данные по скв. № 725а, пробуренной на южном склоне горы Ниттис, с целью поисков южного продолжения группы сульфидных жил. От глубины 92,5 м до 429,4 м (элементы заложения скважины: азимут 293°, угол наклона 71°30′) пересечено около 30 габбро-пегматитовых и микропегматитовых жил, причем ряд из них достигает мощности 30 см. Возможно, что на глубине эти жилы переходят в сульфидные.

4. Сопровождаемость сульфидных жил зонами околорудных гидротермальных изменений вмещающих пород.

Как было показано выше, существовала определенная взаимозависимость между процессами, протекавшими в измененных боковых породах, и процессом рудообразования в жилах. Установление пространственной и генетической связи сульфидных жил с измененными зонами боковых пород дает возможность считать наличие таких измененных зон определенным поисковым признаком на богатые сульфидные руды. Поскольку изменение пород вызывается растворами — «отжимками» от рудообразующих жидких масс, то при поисковом бурении необходимо тщательно документировать эти измененные зоны, так как они указывают на сравнительно близкое присутствие рудных скоплений, с которыми они генетически связаны.

При оценке рудопроявлений нужно исходить из особенностей процесса рудообразования, в частности, из возможности изменения состава рудных жил путем замещения пирротина тонкозернистым магнетитом, что впервые было установлено А. Г. Бетехтиным.[1] В последние годы известно несколько случаев пересечения буровыми скважинами магнетитовых жилок. Совершенно необходимо тщательное изучение их, ибо, если окажется, что слагающий их магнетит — вторичный, развивающийся по пирротину, то практическая оценка подобных жил значительно возрастает.

Возможность существования месторождений сплошных богатых руд в других (кроме Ниттис — Кумужья) участках Мончегорского плутона не исключена, доказательством чему служит целый ряд уже обнаруженных рудопроявлений — сульфидно-магнетитовые тела Сопчи, месторождения юго-западных склонов горы Нюд, Морошкового озера.

В связи с поисковыми работами необходимо провести уточнение крупномасштабной геологической карты Мончегорского массива (которая является участками некондиционной и устаревшей) с нанесением в первую очередь деталей тектоники и всех известных точек рудопроявлений, с целью выяснения закономерностей в расположении элементов тектоники, в распределении оруденения, приуроченности его к каким-либо тектоническим зонам, узлам и т. п.

Расширение рудной базы в Мончегорском районе возможно также за счет обнаружения новых месторождений богатых сульфидных руд иного

[1] В последних работах Гипроникеля (Холмов и Шильников, 1951) не учитывается этого обстоятельства. Авторы неправильно истолковывают образование мелкозернистых магнетитовых руд как отложение «первой стадии рудной минерализации, связанной с первой стадией инъекции магматического рудного раствора», предшествующей сульфидной «второй стадии инъекции магматического рудного раствора». Игнорируя установленные ранее закономерности процесса образования руд и бездоказательно декларируя подобную «стадийность» рудоотложения (что, кстати, противоречит более ранним работам того же Гипроникеля, в которых подтверждался факт вторичного развития мелкозернистого магнетита, установленный А. Г. Бетехтиным), Г. В. Холмов и Д. А. Шильников делают шаг назад по сравнению с предыдущими исследованиями и дезориентируют работников, не знакомых с литературой и историей изучения руд Мончи.

(по сравнению с жилами) типа — не сплошных, а богатых вкрапленных и гнездовых руд.

Опыт разведки Печенгских месторождений показал, что богатые вкрапленные руды могут представлять огромный промышленный интерес. В Монче перспективным объектом для поисков богатых вкрапленных руд являются донные залежи массива Ниттис — Кумужья — Травяная, к которым приурочены гнездовые руды.

Вкрапленность в донной залежи образует рудный горизонт общей мощностью от 4 до 40 м., расположенный у дна интрузии, согласно с первичной полосатостью пород, параллельной нижней контактной поверхности массива. Руды приурочены к слоям полевошпатовых пород, залегающих выше зоны кварцсодержащих основных пород непосредственного контакта интрузии.

Распределение вкрапленности внутри рудного горизонта неравномерное. Многочисленные разведочные скважины, пройденные по донным залежам, подсекли гнезда сплошных сульфидных руд. Мощность интервалов массивных руд, слагающих гнезда, колеблется в широких пределах — от сантиметров до метра и более. Изучение взаимоотношений участков сплошных сульфидов с вмещающими породами показало, что сульфиды приурочены к тектоническим нарушениям.

Попытки увязать сульфидные тела в какие-либо зоны пока не увенчались успехом. Правда, построения А. А. Тригубовича для горы Травяной показывают, что крупные гнезда тяготеют к зонам, являющимся продолжением сульфидных жил горы Кумужья.

То обстоятельство, что при малой вероятности встречи скважинами небольших гнезд они все же подсечены большинством скважин и встречаются довольно часто, позволяет предполагать широкое распространение гнезд в придонных участках массива. Отсюда следует, что окончательная промышленная оценка оруденения может быть дана только после проведения горных работ значительного объема (шахта с рассечками) в первую очередь на горе Травяной, как наиболее доступной.

В 1952 г. распоряжением министра цветной металлургии СССР институту Гипроникель, комбинату Североникель и Мончегорской геологоразведочной партии было предложено организовать бригаду из своих представителей для определения дальнейшего направления геологоразведочных работ в Мончегорском районе. Для участия в работе бригады по просьбе министра цветной металлургии были привлечены также сотрудники Кольского филиала Академии Наук СССР.

Трое из авторов настоящей монографии (Е. К. Козлов, П. В. Лялин, В. А. Масленников) являлись членами бригады и принимали непосредственное участие в ее работе. Н. А. Елисеевым была составлена для бригады записка о перспективах дальнейшего изучения и освоения Мончегорских месторождений с изложением взглядов на желательное направление геологоразведочных работ.

Бригада, в составе десяти человек, рассмотрев накопившиеся материалы разведочных, эксплуатационных и исследовательских работ в Мончегорском районе и используя личный опыт работы в Монче большинства своих членов, выработала предложения о направлении дальнейших геологопоисковых и разведочных работ на богатые руды.

Бригада отметила, что, несмотря на двадцатилетний период изучения Мончегорского района, ряд геологических вопросов, играющих существенную роль в рудопоисковом деле, остался недостаточно изученным. К таким вопросам относятся, в частности: а) тектоника массивов, играющая первостепенную роль в распределении богатых эпигенетических руд; она изучена в некоторой степени только в массиве Ниттис — Кумужья — Травяная, для остальных массивов изучена совершенно недостаточно; б) взаимоотношения различных групп пород в пограничных частях плутона, особенно в контактной зоне его с габбровым массивом в области предполагаемых корней ультраосновной интрузии; в) поисковые признаки на богатые руды и ряд других вопросов.

Дальнейшие геологопоисковые и разведочные работы на богатые сульфидные руды в Мончегорском районе бригада рекомендует вести в четырех направлениях.

1. Расширение рудного поля известного жильного месторождения Ниттис — Кумужья с целью прироста запасов существующей рудной базы комбината по богатым рудам. В первую очередь необходимы: а) доразведка глубоких частей главных промышленных жил в центральной и северной частях жильного поля; б) проведение поисково-разведочных работ в южной части жильного поля, где рудные жилы предположительно уходят на большие глубины.

2. Выявление новых месторождений богатых сульфидных руд на перспективных участках известных рудопроявлений, где последние сочетаются с благоприятными геологическими особенностями, а также с установленными поисковыми признаками на богатые сульфидные руды. К числу первоочередных объектов относятся: а) гнездовые руды горы Травяной, б) западный и юго-западный склоны горы Ниттис, где в придонной части ультраосновного массива в 1952 г. обнаружено вкрапленное и гнездовое оруденение; в) юго-западные склоны горы Нюд, где имеется благоприятное сочетание точек оруденения (II рудный участок, геофизические аномалии С-39, Д-39, С-38 и др.), тяготеющих к зоне тектонических нарушений северо-западного простирания, с неразведанной структурой подошвы норитового массива;
и ряд других объектов.

3. Расшифровка геологического строения участков геофизических аномалий, на которых имеются или предполагаются геологические условия, благоприятствующие нахождению богатых руд (в частности, разведка гравиметрических и магнитных аномалий, протягивающихся в северном направлении от массива Ниттис на Ниттис — и Ярва-вараки, где предполагается нахождение не выходящей на поверхность ультраосновной интрузии или каких-то иных геологических тел, вызывающих аномалии).

4. Освещение недостаточно изученных вопросов геологии Мончегорского района с целью установления закономерностей в размещении сульфидных месторождений и выявления новых перспективных участков. При выполнении этих работ требуется комплексное проведение геологических съемок различных масштабов на определенных участках Мончегорского района, ревизия и камеральная обработка уже накопленных материалов, различные геофизические работы и структурное бурение.

В соответствии с этими направлениями бригада выдвинула конкретные предложения, установив очередность проведения различных работ на определенных объектах и приводя краткие обоснования работ.

В связи с расширением объема поисково-разведочных работ бригада считает необходимым продолжить научно-исследовательские работы в направлении изучения закономерностей локализации сульфидных медно-никелевых руд в Мончегорском районе, для чего привлечь научно-исследовательские учреждения: Кольский филиал АН СССР, институт Гипроникель, Лабораторию Геологии докембрия АН СССР и др.

Мончегорской геологоразведочной партии дается рекомендация составить 3—4-летний перспективный план работ, предусмотренных предложениями бригады, в результате выполнения которых положение с рудной базой Мончи должно будет определиться.

ЛИТЕРАТУРА

Алешунина А. Е. Минералогия богатых медно-никелевых руд месторождения Ниттис — Кумужья. Сб. техн. информации Гипроникеля, август — сентябрь, 1949.

Баланс запасов полезных ископаемых СССР на 1. I 1943 г., вып. 4. Никель. Госгеолиздат, 1944.

Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. АН СССР, 1947.

Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, № 5, стр. 13—36, 1951.

Белоглазов К. Ф. Получение никеля, меди, кобальта и платиноидов из сульфидных медно-никелевых руд Советского Союза. Коллектив авторов под ред. проф. Грейвера. Металлургиздат, 1943.

Белянкин Д. С. К изучению гранито-диабазового контакта на восточном побережье и на островах Онежского озера. Изв. Лен. политехн. ин-та, т. 29, 1925.

Белянкин Д. С. Об оливино-кварцевом диабазе с реки Тюнг в Сибири. Мат. Комиссии по изучению Якутской АССР, вып. 23, 1927.

Белянкин Д. С. и Турцев А. А. К изучению гранито-диабазового контакта на восточном побережье и на островах Онежского озера. Изв. Лен. политехн. ин-та, т. 29, 1925.

Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. Пер. с нем., ОНТИ, 1933.

Бетехтин А. Г. Пентландит, халькопирит, пирротин, кубанит. Минералы СССР, т. 2, 1940.

Бетехтин А. Г. О генерациях рудных минералов. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 78, № 3, 1949.

Бетехтин А. Г. Понятие о парагенезисе минералов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1949.

Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1949.

Бетехтин А. Г. Парагенезисы рудных минералов в системах Fe—S—O и Cu — Fe — S — O. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, стр. 16—41, 1950.

Бетехтин А. Г. Минералогия, Госгеолиздат, 1950.

Бетехтин А. Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 80, № 2, 1951.

Бетехтин А. Г. Об основном законе геохимии. Изв. АН СССР, серия геол. № 3, 1952.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.

Бетехтин А. Г. и Генкин А. Д. Парагенетические ассоциации минералов в системах Fe—Ni—S и Fe—Ni—S—O. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1951.

Бетехтин А. Г. и Л. В. Радугина. Определение рудных минералов под микроскопом. Госгоргеолнефтеиздат, 1933.

Билибин Ю. А. Эволюция пироксенов в процессе кристаллизации щелочных магм. Зап. Всес. Мин. об-ва, вып. 3, 1946.

Болк Р. Структурный анализ. Пер. с англ., 1946.

Бонштедт-Куплетская Э. М. Определение удельного веса минералов. АН СССР, 1951.

Боуэн Н. Л. и Татт О. Ф. Система $MgO—SiO_2—H_2O$. Пер. с англ. Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии, сб. статей, И. Л., 1950.

Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. Пер. с англ., 1949.

Вагер Л. Ф. и Митчелл Р. Л. Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузии Скаергаард, Гренландия. Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. Сб. статей И. Л., 1952.

Вагнер П. А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. Пер. с англ., Цветметиздат, 1932.

Вайнштейн Э. Е. и Кахана М. М. Справочные таблицы по рентгеновской спектроскопии. Изв. АН СССР, 1953.

Веселовская М. М. Химико-минералогическое исследование пироксенов диопсид — авгитового ряда. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, серия петрограф., вып. 86, 1950.

Вернадский В. И. Минералогия. 1910.

Вернадский В. И. и Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. ОНТИ, 1938.

Винчелл. Оптическая минералогия. И. Л., 1949.

Волынский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. Госгеолиздат, тт. I, II, III, 1949.

Генкин А. Д. О виоларите из медно-никелевых сульфидных месторождений. Изв. АН СССР сер. геол. 1950, № 2.

Генкин А. Д. О закономерных срастаниях магнетита и пирротина. Зап. Всес. мин. об-ва, вторая серия, ч. 79, вып. 3, стр. 229—230, 1950.

Глазковский А. А. Оценка месторождений при поисках и разведках. Вып. 4. Никель, 1949.

Гольдшмидт Г. М. Основные идеи геохимии. Работы по геохимии и кристаллографии В. М. Гольдшмидта, 1911—1930.

Гольдшмидт В. М. Сб. статей по геохимии редких элементов. ГОНТИ, М., 1938.

Гольдшмидт В. М. История металлов семейства железа в природе. Основные идеи геохимии, вып. I, стр. 221—249, 1938.

Гольдшмидт В. М. Геохимические принципы распределения редких элементов. Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. Сб. статей, И. Л. стр. 9—16, 1952. Там же статьи Ноккольдса и Митчелла.

Григорьев Д. П. Закономерности образования сульфидов меди в колчеданных месторождениях Среднего Урала. Зап. Всес. мин. об-ва, вып. 1, 1948.

Грицаенко Г. С., Нестерова Ю. С. и Бутузов В. П. Полидимит из Новоайдырлинского месторождения на Южном Урале. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 75, вып. 4, стр. 285—292, 1946.

Грицаенко Г. С., Слудская Н. Н. и Айдиньян Н. Х. Синтез и исследование искусственного миллерита. Изв. АН СССР, серия геол. № 2, 1950.

Грицаенко Г. С., Слудская Н. Н. и Айдиньян Н. Х. Синтез и исследование ваэсита и полидимита. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 82, № 1, стр. 42—52, 1953.

Диксон, 1908, Дэна, т. I, полутом 1, стр. 290, 1951.

Дилакторский Н. Л. и Никогосян Х. С. Растворимость кобальта в силикатах. Сов. геология, 1944, № 2.

Доливо-Добровольский В. В. Курс кристаллографии. 1937.

Дэна Д. Д. и др. Система минералогии. Т. I, полутом. 1, И. Л., 1950.

Егорова Ек. Н. О никеленосности оливина. Зап. Всес. мин. об-ва, вып. 2, 1938.

Елисеев Н. А. Структуры рудных полей в первично расслоенных плутонах. Изв. АН СССР, сер. геол., 6, 1937.

Елисеев Н. А. Принципы стратиграфического изучения эффузивных, интрузивных и метаморфических пород. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 67, вып. 4, 1938.

Елисеев Н. А. О происхождении первичной полосатости. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 70, вып. I, 1941.

Елисеев Н. А. О закономерной приуроченности рудопроявлений к различным структурным элементам интрузивных массивов. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 77, вып. 4, 1948.

Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. Лен. Ордена Ленина гос. ун-та, 1953.

Елисеев Н. А. Результаты изучения интрузий и сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги и задачи дальнейших исследований. Сб. статей «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги». Под ред. Н. А. Елисеева. Изд. АН СССР, 1952.

Елисеев Н. А. Оруденелая тектоническая брекчия в Печенгских тундрах. Там же.

Елисеев Н. А. и Папушис Б. И. Метаморфизм печенгских горных пород. Там же.

Елисеев Н. А. Геологическое изучение Мончегорской никеленосной интрузии и задачи дальнейших исследований. Сб. статей «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи», АН СССР, 1953.

Елисеев Н. А. Мончегорский плутон. См. тот же сборник.

Елисеев Э. Н. Вкрапленное сульфидное оруденение рудного пласта Сопчи. См. тот же сборник.

Елисеев Э. Н. Количественный минералогический анализ вкрапленного сульфидного оруденения рудного пласта Сопчи. Там же.

Елисеев Э. Н. О составе и кристаллической структуре пентландита. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 84, № 1, 1955.

Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов. Изд. Харьковского гос. ун-та, 1950.

Заварицкий А. Н. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. 1926.

Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из на Полярном Урале. Всес. геологоразведочное объединение. Гос. научно-техн. геолого разв. изд-во, 1932.

Заварицкий А. Н. О фузивных магматических месторождениях. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, стр. 765—788, 1937.
Заварицкий А. Н. Пересчеты химических анализов изверженных горных пород, 1941.
Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1943.
Заварицкий А. Н. О некоторых доводах в пользу дорудного и послерудного метаморфизма метаморфических сланцев, среди которых залегают колчеданные месторождения. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1943.
Заварицкий А. Н. О некоторых особенностях колчеданных месторождений Блява, Сибей, Учалы. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1943.
Заварицкий А. Н. Основной вопрос физико-химии процесса образования пегматитов. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, стр. 12—40, 1944.
Заварицкий А. Н. Об изображении атомных структур минералов. Изв. АН СССР, серия геол., стр. 13—56, 1949.
Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. 1950.
Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях. Сб. «Колчеданные месторождения Урала», 1950.
Заварицкий А. Н. и Кваша Л. Г. Метеориты СССР. АН СССР, 1952.
Затоковенко В. А. Петрология интрузивного комплекса района Ятыргварты на Северном Кавказе. Кандидатская диссертация. Фонды Лен. ун-та, геол. ф-т, 1940.
Зингельвальдт Д. Т. Генетические группы гипогенных месторождений и их местонахождение в западных штатах США. Геология рудных месторождений зап. штатов США, ОНТИ, 1937.
Иванова Т. Н. Структура массива Нюд—Поаз (Монче-тундра). Сб. статей «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи», АН СССР, 1953.
Иванова В. П. О термической характеристике некоторых минералов из группы водных алюмосиликатов и магнезиальных силикатов. Тр. Ин-та геол. наук, 1940.
Иванова В. П. и Половинкина Ю. Ир. О джефферизите. Петрология и минералогия некоторых рудных районов. Госгеолиздат, стр. 100—108, 1952.
Искюль Е. В. О находке валлерита в норильских сульфидных рудах. ДАН СССР, т. 27, № 3, 1940.
Кашин С. А. Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. Тр. ИГН, вып. 91, 1948.
Кей Д. и Лэби Т. Справочник физика-экспериментатора. Пер. с англ. И. Л., 1949.
Китайгородский А. И. Рентгеноструктурный анализ мелкокристаллических и аморфных тел. Гостехтеоретиздат, 1952.
Козлов Е. К. Структурный анализ массива Сопча. Сб. «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи», АН СССР, 1953.
Коржинский Д. С. Жидкие включения как причина мнимой пелитизации полевых шпатов. ДАН СССР, т. 29, № 2, 1940.
Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 68, серия рудных месторождений (10), 1948.
Коржинский Д. С. Факторы равновесия при метасоматозе. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1950.
Котульский В. К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений. Сов. геология, 1948, 29.
Коутс Р. Р. Первичная слоистость в основных изверженных породах. Пер. с англ. Информационно-массовый сектор. Центр. геол. б-ка, 1936.
Кротов Б. П. Петрографическое исследование южной части Миасской дачи. Тр. Об-ва естествоиспыт. при Казанск. ун-те, 1915.
Куплетский Б. М. Петрография Кольского полуострова. Петрография России, 1932.
Куплетский Б. М. Ультраосновные породы Монче-тундры. Тр. СОПС, материалы по петрографии и геохимии Кольского п-ва, 4, 1935.
Куплетский Б. М. Количественно-минералогический состав основных пород. Тр. Петрограф. ин-та, вып. 9, 1936.
Курбатов С. М. Роль водных растворов в образовании пегматитов и контактовых месторождений. Тр. юбилейной сессии Лен. гос. ун-та, секция геолого-почвенных наук, 1947.
Курнаков Н. С. Собрание избранных работ. Т. II, ОНТИ, 1938.
Курс минералогии коллектива авторов под ред. А. К. Болдырева и др. ОНТИ, НКТП, 1936.
Курылева Н. А. Новые данные к стратиграфии Печенгской формации на Кольском п-ве, ДАН СССР, т. 60, 2, 1948.
Лазаренко Е. К. Курс минералогии. 1951.
Ландсберг Г. С. Оптика. Огиз, 1947.
Лебедев В. И. О причинах образования одними элементами соединений с кислородом, другими с серой. Вестн. Лен. ун-та, № 10, стр. 50—51, 1951.

Лебедев В. И. Несколько замечаний по поводу работы П. В. Грушевицкого «К вопросу о связи между химическим составом и кристаллическим строением», 1953 (Еще не опублик.).
Лебедев В. И. и Римская-Корсакова О. М. Об ильменитизации перовскита. ДАН СССР, т. 66, № 2, 1949.
Лебедев Г. Учебник минералогии. СПб., 1907.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Четыре корифея петрографии: Вашингтон, Дюпарк, Седергольм, Фогт. Изв. АН СССР, стр. 313—333, 1935.
Липин С. В. О природе пирротина и троилита. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 75, № 4, стр. 273—284, 1946.
Липин С. В. О магнитных свойствах пирротина. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 8, вып. 4, 1951.
Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы с ними связанные. ВСЕГЕИ, 1936.
Лялин П. В. Возможное положение рудоподводящего канала на месторождении Ниттис—Кумужья. Гипроникель, сб. техн. информации, 1951.
Магнезиальные горные породы (сб. статей). ВИМС, 1951.
Макаров Е. С. Строение твердых фаз с переменным числом атомов в элементарной ячейке. Изд. АН СССР, 1947.
Масленников В. А. Рудные бластомилониты в сульфидных жилах Монче-тундры. Сб. статей «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи». Под ред. Н. А. Елисеева. Изд. АН СССР, 1953.
Менделеев Д. И. Основы химии. 12 изд., т. II, стр. 69 и 377, 1934.
Минералы СССР. Т. II, АН СССР, 1940.
Михеев В. И. и Шафрановский И. И. Рентгенометрический способ определения морфологически важных граней кристаллов. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 78, № 3, 1949.
Михеев В. И. Рентгенометрическое исследование естественных три- и диарсенидов. Кристаллография. Тр. Федоровской научной сессии, 1951, Углетехиздат, 1952.
Нечаев А. В. Минералогия. 1916.
Никитин Б. А. Изоморфизм и твердые растворы. Успехи химии, т. XIII, вып. 6, стр. 417—436, 1944.
Николаев В. А. О некоторых особенностях реакции метаморфизма с участием воды и углекислоты. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1947.
Образцова З. А. Структурно-петрологический очерк массива Ниттис—Кумужья—Травяная в Монче-тундре. Сб. «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи» АН СССР, 1953.
Ольшанский Я. И. О большой текучести сульфидных расплавов и возможном геологическом значении этого явления. ДАН, СССР, т. 63, № 2, стр. 187, 1948.
Ольшанский Я. И. Итоги экспериментальных исследований сульфидно-силикатных систем. Тр. ИГН, вып. 121, серия петрограф., № 36, 1950.
Ольшанский Я. И. Растворимость FeS в железистых силикатных расплавах, содержащих добавки CaO, MgO, Al_2O_3. Тр. ИГН, вып. 137, серия петрограф. (№ 40), 1951.
Ольшанский Я. И. Система Fe—FeS—FeO —SiO_2. Изв. АН СССР, сер. геол. 6, 1951.
Ольшанский Я. И. Сульфидно-силикатные системы. Автореферат докторской диссертации. Ин-т общей и неорганической химии АН СССР, 1952.
Ормонт Б. Ф. Структура неорганического вещества. Гос. Изд. технико-теоретич. литературы, 1950.
Папушис Б. И. К вопросу о дифференциации ультраосновных и основных пород Печенги. Сб. статей «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги». Под ред. Н. А. Елисеева. Изд. АН СССР, 1952.
Плаксин И. Н. О влиянии процессов окисления на флотируемость сульфидных минералов. ДАН, т. 47, № 9, стр. 658—660, 1945.
Полканов А. А. Контактовое взаимодействие диабаза и гнейсо-гранита в окрестностях Кольского фиорда. Тр. СПб. об-ва естествоиспытателей, т. 44, вып. 1, № 46, 1913.
Полканов А. А. Несимметричная дайка диабаза с побережья Кольского фиорда. Тр. Лен. об-ва естествоиспытателей, т. 53, вып. 4, 1928.
Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Изд. АН СССР, 1935.
Полканов А. А. Геологический очерк Кольского п-ва. Тр. Арктического ин-та, т. 53, 1936.
Полканов А. А. Перистые трещины и вопросы минерального парагенезиса и петрологии. Тр. XVII Межд. геол. конгресса, 1938.
Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского п-ва и Карелии. Тр. XVII Межд. геол. конгресса, т. 2, 1939.
Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Тр. юбил. сессии, Лен. гос. ун-та, 1946.

Полканов А. А. Генетическая систематика интрузий кратогена—платформы. Изв. АН СССР, серия геол., 6, 1946.
Полканов А. А. и Елисеев Н. А. Петрология плутона Гремяха-Вырмес. Изд. Лен. гос. ун-та, 1941.
Получение никеля, меди, кобальта и платиноидов из сульфидных медно-никелевых руд Советского Союза. Коллектив авторов под ред. проф. Грейвера. Металлургиздат, 1943.
Сандделл Э. Б. и Голдич С. С. Редкие минералы некоторых американских изверженных пород. Сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». Пер. с англ. и нем., И. Л., 1952.
Сауков А. А. Геохимия. 1951.
Смирнов С. С. Современное состояние учения о рудных месторождениях. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 1, Магадан, изд-во «Советская Колыма», 1945.
Смирнов С. С. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1946.
Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 76, вып. 1, 1947.
Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Арктического ин-та, т. 43, 1936.
Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. 1949.
Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распределения. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 97, серия рудных месторождений (№ 12), 1948.
Соловьев В. Г. О некоторых вопросах генезиса и свойств полиметаллических месторождений. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 2, 1950.
Старынкевич-Борнеман И. Д. Значение точных химико-аналитических определений для выяснения законов изоморфизма в минералах. Материалы к геохимии Хибинских тундр. Т. II, АН СССР, стр. 7—13, 1936.
Струве Э. А. Сборник анализов изверженных горных пород СССР. 1940.
Татаринов П. М. Материалы к познанию месторождений хризотил-асбеста Баженовского рудника на Урале. Тр. Геол. ком., новая серия, вып. 185, 1928.
Татаринов П. М. и Красновский Г. М. Алапаевская интрузия ультраосновных пород на Урале и ее месторождения хромистого железняка. Вып. 120, 1940.
Трусова И. Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные интрузии Центрального Казахстана. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 92, серия геол., вып. 27, 1948.
Уразов Г. Г. и Филин Н. А. Исследование сплавов тройной системы железо—никель—сера. Металлург, 1938, № 2.
Уэллс А. Ф. Строение неорганического вещества. И. Л., 1948.
Ферсман А. Е. Проблема Монче-тундры (Кольский полуостров). АН СССР, 1931.
Ферсман А. Е. Акад. Геохимия. Тт. I, II, III, IV.
Ферсман А. Е. Полезные ископаемые Кольского п-ва. 1941.
Хлапова А. Н. и Кузнецов В. К. Рентгенографический качественный фазовый анализ котельных накипей. АН СССР, 1952.
Холли Дж. Е. и Хьюит Д. Ф. Псевдоэвтектическое и псевдогексагональное прорастание никелевых арсенид, возникающих при тепловых воздействиях. Вопросы физикохимии в минералогии и петрографии. Сб. статей, И. Л., стр. 268—274, 1950.
Холмов Г. В. Принципы оценки основных и ультраосновных массивов в отношении их возможной сульфидной никеленосности. Гипроникель, сб. техн. информации, сентябрь, 1950.
Холмов Г. В. и Шильников Д. А. Новые данные о геологических условиях залегания и минералогии сульфидных медно-никелевых руд месторождения Ниттис—Кумужья. Сб. техн. информации Гипроникеля, № 6, 1951.
Цветков А. И. Зависимость оптических свойств от состава в серии твердых растворов. Зап. Всес. мин. об-ва, вып. I, 1943.
Цветков А. И. Синтез глиноземистых пироксенов и зависимость их оптики от состава. Зап. Всес. мин. об-ва, вып. 3, 1945.
Цветков А. И., Иванова В. П. и Федотьев К. М. Материалы по термическому исследованию минералов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 120, серия петрограф. (№ 35), 1949.
Чирков И. Н. Минералогия Монче-тундры. Докл. АН, т. 25, № 2, 1939.
Чирков И. Н. Пентландит из медно-никелевых месторождений Монче-тундры. ДАН, т. XXIV, № 8—9, 1940.
Чирков И. Н. Бравоит. Минералы СССР, т. II, 1940.
Чухров Ф. В. Мельниковит. Минералы СССР, т. 2, 1940.

Чухров Ф. В. О возможной роли аэрозолей, гидрозолей и гидрогелей в магматогенном рудообразовании. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1950.
Шадлун Т. Н. Полидимит. Минералы СССР, т. II, 1940.
Шадлун Т. Н. Виоларит. Минералы СССР, т. II, 1940.
Шадлун Т. Н. Некоторые признаки метаморфизма в колчеданных рудах (месторождение им. III Интернационала). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.
Шадлун Т. Н. и Розанов Ю. А. Влияние одностороннего давления на структуру колчеданной руды. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1943.

Agrawal. A stady of ultrabasites from the Neighbourhood of Kudada District Singhbhum. The Quart. Jour. of the Geol. min. and metall. Soc. of India. vol. 20. N 2, 1948.
Ahrens L. H. The use of ionization potentials. Part 2. Anion affinity and geochistry Geochimica et Cosmochimica Acta, 1953, vol. 3, pp. 1—29.
Asklund B. Petrological studies in the neighbhourhood of Stavsya at Kolmarden. Arsbook Sver. Geol. Und, 17, N 6, 1925.
Barth T. F. W. Crystallisation of pyroxenes from basalts. The amer. Miner. vol. 16, N 5, 1931.
Barth T. F. W. Crystallisation process of basalt. Amer. Jour. of Sci, I, 1936.
Barth T. F. W. The distribution of oxygen in the lithosphere. Jour. of Geol. vol. N 1, 1948.
Bateman Alan M. The formation of Mineral Deposits, 1951.
Bowen N. L. Crystals iron—rich pyroxenes from a slag. Jour. Wash. Acad. Sci. 26, 1933.
Bowen N. L., Schairer J. F. and Posnjak E. The system CaO—FeO—SiO_2. Amer. Jour. of Sci., 26, 1933.
Bowen N. L. and Schairer J. F. The System MgO—FeO—SiO_2. Amer. Jour. of Sci., 29, 1935.
Bowen N. L. and Tuttl O. F. The system MgO — SiO_2 — H_2O. Bull of the Geol. Soc. of. Am., vol. 60, 1949.
Buddington A. F. Alaskan Nickel Minerals. Econ. Geol., vol. XIV, N 6, 1924.
Cameron E. H. Origin of sulphides in the nickel deposits of Mount Prospect, Connecticut. Bull. of the Geol. Soc. of Am., vol. 54, 5, 1943.
Doelter und Leitmeir. Hand. der Mineralchemie, 1926.
Drescher F. K. Zur Kenntnis des Peridotites von Kaersut (Grönland und seines Ganggefolges). Min. und Petr. Mitt., S. 43, H. 5—6, 1932.
Ewrard F. Statistical relation between TiO_2, Fe_2O_3 and FeO in rock and ores during the differentiation of a titaniferrous magma. Bull. Geol. Soc. of. Am., vol. 58, N 3, 1947.
Erenberg H. Orientierte Verwachsungen von Magnetkies und Pentlandite Zeit. f. Krist., B. 82, H. 3—4, s. 309, 1932.
Fairbairn H. W. Ahrens and Lorrain G. Gorfinkel. Minor element content of Ontario diabase. Bull. Geol. Soc. of Am., vol. 58, N 3, 34—76, 1947.
Goldschmidt V. M. Skrifter Norske Videnskaps—Akad. Oslo, N. 2, 83, 1926.
Goldschmidt V. M. The principles of distribution of chemical elements in minerals and Koeks. J. Chem. Soc., p. 655, 1937.
Grimm N. G. u. Wulf. Handb. d. Phys., Bd. 24, T. I, 2, 1933.
Hägg G. Nature, 131, 167, 1933.
Hanawalt J. D., Rinn H. W. und Frekel L. K. Chemical analysis by X-ray diffraction. Jnd, Eng. Chem. Anal., 10, 457—512, 1938.
Handbook of chemistry and physies, Editor in chief. C. D. Holdman U. S. A. Ohio, 1950.
Hausen N. Über die präquartäre Geologie des Petsamo—Gebietes am Eismeere, Bull. Comm. geol. Finland, N 76, 1936.
Havighurts E. J., Mack E. and Blacke F. C. Jour. Am. Chem. Soc., 47, p. 29, 1925.
Hess H. H. Pyroxenes of common mafic magmas. Part. 1, 2. Amer. Min. 26, 1941.
Hess H. H. Chemical compositions and optical priperties of clinopiroxenes. Part I, Amer. Min, N 9—10, 1949.
Hess H. H. The problem of serpentinisation and the origin of certain chrysotile asbestos, talk and soapstone deposits. Econ. Geol. 28, 1933.
Hewitt R. Experiments bearing on the relation of Pyrrotite to other sulphides. Econ. Geol., vol. XXVIII, 3, 1933.
Horcort G. A. Tables for the identification of ore minerals by X-ray powder patterns. Am. Min., vol. 27, N 2, 1942.
Kania Joseph E. A. Some notes on the origin of pyritic copper deposits of the mesothermal type Econ. Geol. N 5, 1936.
Kerr P. F. Cattierite and vaesite new Co—Ni—minerals from the Belgian Congo Am. Min., 30, N 7—8, 1945.
Kuno H. Pigeonite in the groundmass of some andesite from Hakone volkano, etc. Jour. Geol. Soc. Japan, 67, 1940.
Lange N. A. Handbooke of chemistry U. S. A. Ohio, 1946.
Lindkvist M., Lundkvist D. u. Westgren A. Swensk. kein tidskr, 48 1936.

Lundegärdh P. H. Rocks Composition and Development in Central Roslagen, Sweden Arkiv Kemi (N 9). Miner Geol. 1946.
Lundkvist Dick. und A. Westgren. Köntgennuntersuchung des Systems Co—S. Zeit. anorg. und alld. Chemie. Monogr., 1947.
Menzer Zeit. f. Krist., B. 64,, s. 506, 1926.
Mervin H. E. and Lombard R. H. The system Cu—Fe—S. Econ Geol., vol. 32, N 2, 1937.
Nockolds S. K. and Mitschell K. L. The Geomestry of Sone Calodonian plutonic rocks, a study in the relationschip between the minor and trace elements of igneous rocks and their minerals. Trans. Kon. Soc. Edinburgh, 1948.
Phillips A. N. and H. H. Hess. Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks. The Amer. Min. vol. 21, 1936.
Sahama Th. G. and Rankama K. Geochemia. 1950.
Schols. D The magmatic nickelferrous deposits of East Griquwaland and Pondaland. Trans. of the Geol. Soc. of South Africa. vol. 39, 1936.
Spangenberg K. u. Neuhaus. Künstlichgefärbte Kristalle als Beispiele anomaler Mischkristalle und ihre mineral—chemische Bedeutung., Chem. d. Erde, B. 5, s. 438, 1930.
Structurbericht. Zeit. f. Krist., B. I V, 1913—1937.
Tanner V. The probleme of an esker. Kollaz. Jokkgaecce in Petsamo Lappland. Fennia 50, N 38, 1928.
Tanner V. Anmerkungen zum Vertage des Hernn. H. Väyrynen. Über die geologische Struktur der Fjeldgruppe Petsamon Tunturit. Bull. Comm. geolog. Finlande, N 87, 1929.
Tolman C. F. and Rogers F. A. Study of to magmatis sulfid ores. Stanford University, 1916. Cagliati.
Tsuboi S. On the course of cristallization of pyroxenes from rock-magmas. Jap. Jour. of geol. and geography., vol: 10.
Väyrynen H. Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi Kammikivitunturi in Petsamo., Bull. Geol. Finl. N 116, 1938.
Vogt J. H. L. Bildung von Erzlagerstäten durch Differentiations — Processe in basischen Eruptiven magma. Zeit. für prak. Geol., Bd. I. 4—11, 125—143, 259—289, 1893.
Vogt J. H. L. Nickel in igneous rocks Econ. Geol. XVIII, 307—353, 1923.
Vahl W. Die Enstatitaugite. T. M. P. M., 26, 1907.
Wegmann C. E. Zur Kenntnis der tektonischen Beriehungen metallogenetischer Provinzen in der nördlichsten Fennoskandia. Zeitscht. prakt. Geol., 37, 1929.
Zamboninie Levi. Rend. acad. Lincri, 149, 462, 1923.

ФОНДОВАЯ ЛИТЕРАТУРА

Алешунина А. Е. Минералогическая характеристика рудных интервалов по скважинам Кумужьей вараки. Фонды Североникеля, 1936.
Алешунина А. Е. Петрографическое описание пород массива Кумужья варака. Фонды Североникеля, 1937.
Алешунина А. Е. Массив Ниттис — Кумужья — Травяная. Монография по Монче-тундре, т. 3, Фонды Гипроникеля, 1947.
Алешунина А. Е. Отчет по камеральной обработке материалов геологического отдела комбината Североникель. Рукопись, фонды Североникеля, 1948.
Алешунина А. Е. Отчет по камеральной обработке материалов по буровым скважинам глубоких горизонтов Каулы и по месторождению Пильгуярви. Фонды Печенгской ГРП, 1949.
Алешунина А. Е., Попова Н. Н. и др. Описание геологии месторождения Каула по данным подземных работ. Фонды Ин-та Гипроникель, 1948.
Белоглазов К. Ф. Химические исследования распределения никеля в минералах медно-никелевых руд Мончи. Фонды Североникеля, 1935.
Белоглазов К. Ф. Химико-минералогическое исследование образцов руды Монче-тундры. Фонды Североникеля, 1936.
Белоглазов К. Ф. и Фадеев П. В. Рациональный анализ образцов медно-никелевых руд месторождений Мончи. Фонды Североникеля, 1937.
Белоглазов К. Ф. Химико-минералогическое исследование норильских руд. Отчет группы никеля Лен. Горн. ин-та. 1939.
Бруновская В. М. Геолого-петрографическое описание рудного пласта Сопчуайвенч. Фонды Североникеля, 1937.
Бруновская В. М. Количественно-минералогическая характеристика рудных интервалов по скважинам. Фонды Североникеля, 1937.
Бруновская В. М. Изогипсы рудного пласта. Фонды Североникеля, 1938.
Генкин А. Д. Минералогия медно-никелевых сульфидных руд Норильского месторождения. Кандидатская диссертация, ИГН АН СССР, 1952.
Геологические отчеты Печенгской ГРП за 1946—1949 гг. Фонды Печенгской ГРП.

Голуб Ю. Б. Предварительный отчет по съемке в масштабе 1 : 10 000 массива Нюд, Фонды Североникеля, 1935.
Голуб Ю. Б. Геологическое строение массива Сопчуайвенч в Монче-тундре. Фонды Североникеля, 1937.
Гольдбурт Т. Л. при участии Брауде Р. М. и Шарниной И. А. Отчет о работе геолого-съемочной партии № 2 Печенгской экспедиции в Петсамском районе Мурманской области летом 1945 г. Фонды Сев.-зап. геологического управления, 1946.
Горбунов Г. И. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 2000 медно-никелевого месторождения Каула в Печенгском р-не. Фонды Печенгской ГРП, 1947.
Григорьев Д. П. Отчет по экспериментальным исследованиям в связи с проблемой генезиса первичных никелевых руд. Фонды Североникеля, 1938.
Демчук А. И. Геологический отчет за 1936 г. Фонды Североникеля.
Денисова М. В. Минералогия первичных руд месторождения Каула. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук, 1949.
Дубинина В. Н. Рентгенографическое исследование «сажистой руды» месторождения Ниттис.— Кумужья. Фонды Североникеля, 1939.
Ездрова В. И. Описание руд и пород террасы горы Нюдуайвенч. Фонды Североникеля, 1937.
Елисеев Н. А. Структурный анализ Мончегорского плутона. Монография по Монче-тундре, т. 6, фонды Гипроникеля, 1947.
Елисеев Н. А. Петрология Мончегорского никеленосного плутона. Монография по Монче-тундре, т. 6, фонды Гипроникеля, 1947.
Елисеев Н. А. Геологический очерк Монче-тундры. Монография по Монче-тундре, т. I, фонды Гипроникеля, 1947.
Елисеев Н. А. Горные породы окрестностей месторождения Каула в Печенге. Фонды Печенгской ГРП, 1947.
Елисеев Н. А. О печенгской оруденелой тектонической брекчии. Фонды Ин-та земной коры Лен. Гос. ун-та, 1949.
Елисеев Н. А. Естественные ряды ультраосновных и основных горных пород Мончи. Фонды Ин-та земной коры Лен. Гос. ун-та, 1950.
Елисеев Н. А. Мончегорский плутон. 1950.
Елисеев Н. А. и Шульга В. М. Малые интрузии Монче-тундры и их связь с никеленосной интрузией ультраосновных и основных пород. Фонды Лаборатории геологии докембрия, 1951.
Елисеев Э. Н. Сульфидное оруденение рудного пласта Сопчи. 1950.
Зашихин Н. В. Исследование вещественного состава и обогатимости медно-никелевых руд месторождения Каула. Фонды Ин-та Механобр, 1949.
Зонтов Н. С. Месторождения медно-никелевых руд Монче-тундры. Фонды Североникеля, 1939.
Иванова Т. Н. Петрология массива Нюд — Поаз (Монче-тундра). Кандидатская диссертация, фонды Кольского филиала АН СССР, 1949.
Информационный отчет по геологическому картированию рудника Сопча за апрель — май 1941 г. Фонды Североникеля, 1941.
Карюкин Ф. Н. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 10 000 медно-никелевых месторождений Каула и Каммикиви в Печенгском районе за 1945 г. Фонды Печенгской ГРП, 1946.
Козлов Е. К. Петрология массива Сопчуайвенч (Монча-тундра). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук, 1949.
Козлов Е. К. Месторождения вкрапленных и гнездовых руд Мончегорского никеленосного плутона. Рукопись, фонды Кольского филиала АН СССР, 1953.
Кратц К. О. Геология и петрология основных пород иотнийской платформы Карелии. Кандидатская диссертация, Ленингр. ун-т, геол. фак., 1950.
Кудряков И. И. Лабораторные исследования вещественного состава и обогатимости 55 керновых проб месторождения Сопчуайвенч. Фонды МГРП, 1948.
Курылева Н. А., Биске С. Ф. и Мочульская Ю. Г. Отчет о геолого-петрологических и поисковых работах, проведенных в Печенгском р-не в 1948 г. Фонды Третьего геол. управл., 1949.
Лялин П. В. О морфологии жил и структуре месторождения Ниттис — Кумужья. Монография по Монче-тундре. Фонды Североникеля, 1947.
Лялин П. В. Возможное положение рудоподводящего канала на месторождения Ниттис — Кумужья. Фонды Североникеля, 1949.
Мартынов Е. Ф. Формация метадиабазов и метагаббро Нюда в Монче-тундре Фонды Североникеля, 1937.
Масленников В. А. К минералогии сульфидных жил рудного поля Ниттис — Кумужья — Травяная (Монче-тундра). Предварительный отчет о работах 1949—1950 гг. Фонды Кольского филиала АН СССР, 1950.

Масленников В. А. Минералогия сульфидных медно-никелевых жил Монче-тундры. Рукопись, фонды Кольского филиала АН СССР, 1952.
Маслова Е. Т. Комплекс дайковых пород месторождения Ниттис — Кумужья. Рукопись, фонды Североникеля, 1953.
Мурашев Д. Ф. Медно-никелевые сульфидные месторождения Кольского полуострова и перспективы расширения рудной базы. Докторская диссертация СЗГУ. 1946.
Монография. Монче-тундра и ее месторождения медно-никелевых руд. Коллектив авторов. Рукопись. Фонды Североникеля, 1947.
Никонов А. И., Назарова М. Ф., Ивановская З. Е. Отчет о посортном испытании проб руд месторождения Сопча. Фонды Североникеля, 1939.
Образцова З. А. Трещинная тектоника массива Ниттис — Кумужья — Травяная. Фонды Гипроникеля, 1949.
Образцова З. А. Петрология массива Ниттис — Кумужья — Травяная в Монче-тундре. Кандидатская диссертация, Лен. Гос. ун-т, 1950.
Папушис Б. И. Петрографическое описание горных пород по скважинам месторождений Каула, Каммикиви, Пильгуярви. Фонды Печенгской ГРП, 1948.
Папушис Б. И. Горные породы месторождений Пильгуярви и Каммикиви. Фонды Печенгской ГРП, 1950.
Папушис Б. И. Петрология никеленосных интрузивных массивов Печенги. Кандидатская диссертация, фонды ВСЕГЕИ, 1952.
Перевозчикова В. А. Отчет поисково-съемочной партии Печенгской комплексной экспедиции за 1945—1946 гг. Фонды сев.-зап. геол. упр.
Попова Н. Н. Дайковая формация района Монче-тундры. Монография Монче-тундры, т. 6, фонды Гипроникеля, 1947.
Попова Н. Н. Изучение вещественного состава вкрапленных руд по пробам месторождений Каула и Пильгуярви. Фонды Ин-та Гипроникель, 1949.
Пояснительная записка к подсчету запасов на 1 января 1947 г. Коллектив авторов. Рукопись, Фонды Североникеля.
Предложения бригады по определению направления геологопоисковых и разведочных работ на богатые руды в Мончегорском районе. Коллектив авторов: Холмов Г. В., Красильников Л. К., Лялин П. В., Горбунов Г. И., Козлов Е. К., Масленников В. А., Бондаревский, Галкин И. В., Шевельков В. П., Цибульчик М. А. Фонды Гипроникеля, Кольского Филиала АН СССР, Комбината Североникель, 1952.
Радугина Л. В. Минералогическое исследование руд месторождений Монче-тундры. Фонды Североникеля и ВСЕГЕИ, 1936.
Рудник И. С. и Н. Ф. Гончарик. Пояснительная записка к подсчету запасов месторождения Каулатунтури в Печенгском р-не, Т. I, Фонды Ин-та Гипроникель, 1945.
Русанова Е. П. Сводка о рудопроявлениях Нюда по данным разведочного бурения. Фонды Мончегорской геологоразведочной партии, 1949.
Рутштейн С. М. Геологическое строение и связь с ним оруденения медно-никелевых руд Монче-тундры. Фонды Североникеля, 1933.
Сиволобчик А. Геологическое описание района расположения аномалии Пентландитового ущелья. Фонды Североникеля, 1940.
Холмянский И. Я. и Шестопалов М. Ф. Отчет мончетундровской экспедиции по работам 1931—1932 гг.
Чирвинский П. Н. О петрографическом изучении медно-никелевых руд Сопчуайвенч. Фонды Североникеля, 1936а.
Чирвинский П. Н. Критические замечания на работу проф. Белоглазова: «Химическое исследование распределения никеля в минералах медно-никелевых руд Монче-тундры». Фонды. Североникеля, 1936б.
Чирвинский П. Н. и Фадеева. Количественный минералогический состав медно-никелевых руд гор Нюд и Сопча. Фонды Североникеля, 1936.
Чирков И. Н. Отчет о работах по изучению химико-минералогического состава жильных руд медно-никелевых месторождений Монче-тундры. Рукопись, фонды Кольского ФАН СССР, 1936.
Чирков И. Н. Химико-минералогическая характеристика медно-никелевых сульфидных руд жильных месторождений Монче-тундры. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Фонды Ин-та геол. наук АН СССР, 1941.
Шешукова Г. М. Минералогический состав сплошных руд из жил Ниттис — Кумужья. Фонды Североникеля. 1939.
Шильников Д. А. Минералогическая характеристика отдельных типов руд месторождения Ниттис—Кумужья и геологические условия залегания их. Гипроникель, рукопись, фонды Североникеля, 1950.
Шульга В. М. Малые интрузии Монче-тундры. Лен. гос. ун-т, 1950.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Часть I

Общие сведения

Глава 1. Краткие сведения из истории открытия и изучения Мончегорских месторождений 5
Глава 2. Общие сведения о районе Мончегорских месторождений 7

Часть II

Геология и структура Мончегорского плутона

Глава 3. Структура плутона 11
Глава 4. Малые интрузии 14
Глава 5. Корни Мончегорского плутона 25

Часть III

Петрология Мончегорского плутона

Глава 6. Горные породы плутона 31
Глава 7. Химический состав горных пород и минералов 41
Глава 8. Некоторые вопросы петрологии 61

Часть IV

Месторождения вкрапленных сульфидных руд

Глава 9. Геология и петрография месторождений вкрапленных руд 76
Глава 10. Рудные минералы месторождений вкрапленных руд Мончегорского плутона 104

Часть V

Гнездовые месторождения Мончегорского никеленосного плутона

Глава 11. Гнездовые месторождения 122

Часть VI

Сульфидные жилы массива Ниттис—Кумужья—Травяная

Глава 12. Общие сведения 148
Глава 13. Описание минералов сульфидных руд 163
Глава 14. Парагенетические ассоциации минералов и последовательность процессов минералообразования 173
Глава 15. Околорудные изменения пород, вмещающих сульфидные жилы . . 180
Глава 16. Зональность в строении месторождения 195
Глава 17. Структура рудного поля сульфидных жил массива Ниттис—Кумужья—Травяная 201
Глава 18. Проблема генезиса сульфидных жил 214
. 327

Часть VII

Второстепенные месторождения

Глава 19. Краткая характеристика второстепенных месторождений 222

Часть VIII

Геохимия никеля и металлогения Мончегорского плутона

Глава 20. Количественный минералогический анализ вкрапленных руд 230
Глава 21. О природе силикатного никеля 246
Глава 22. Материалы к рентгенографическому качественному фазовому анализу сульфидных медно-никелевых руд, генетически связанных с ультраосновными и основными горными породами 269
Глава 23. Пентландит 271
Глава 24. О взаимоотношениях между рудными минералами 277
Глава 25. Геохимия никеля и кобальта 288
Глава 26. Сравнение месторождений Мончи с другими месторождениями Кольского полуострова 303

Часть IX

Поисковые признаки на сульфидные руды

Глава 27. Поисковые признаки на сульфидные медно-никелевые руды. О направлении дальнейших геологопоисковых и разведочных работ в Мончегорском районе 314
Литература 318

Подписано к печати 8/V 1956 г. Формат бум. 70×108¹/₁₆.
Бум. л. 10,25. Печ. л. 20,5=28,08+24 вкл.
Уч.-изд. л. 32+1,21, вкл. Зак. 0136.

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
7	8 сн.	Акабирпаконч	Акабирпаконч
11	9 св.	оливиновых перидотитов	оливиновых пироксенитов
14	19 сн.	Л. А. Михайлов	Д. А. Михайлов
между 36 и 37	рис. 15	друзитов	гарризитов
50	анализ 106	Пироксенит гнейс	Пироксеновый гнейс
111	14 св.	объектом	объективом
128	10 св.	хромшипнелидов	хромшпинелидов
158	3 св.	положения	положение
158	4 св.	пересекается	совпадает
163	13 св.	главным	главных
163	Табл. 14, анализ 3, 2, 3 и 4 св.	TiO_2. . .— Al_2O_3. . .— MnO . . . 0,72	TiO_2. . . . 0,72 Al_2O_3. . . .— MnO . . . .—
170	19 св.	или $CuS \cdot 2FeS \cdot Fe_2S_3$	или $Cu_2S \cdot 2FeS \cdot Fe_2S_3$
176	11 сн.	окончаний	окончания
202	27 сн.	система	системы
202	20 сн.	простиранию	простирания
256	в табл. 22, 3—я гр., 1—я св.	H_2O	H_2O_2
260	27 св.	сульфидов	сульфатов
270	24 св.	направление	напряжение
278	25 сн.	спойности	спайности
302	7 св.	F	Fe
318	10 сн.	Татт	Таттл
323	21 сн.	physies	physics
323	1 сн.	Swensk. kein.	Svenska kennelkl.
324	4 св.	alld. Chemie	allg. Chemie
324	8 св.	Geomestry of Sone Calodonian	Geochemistry of Some Caledonian
324	14 св.	Schols	Scholtz
324	36 св.	Lincrl	Lincei

Зак. 0136.