

Ю.Н. ЯКОВЛЕВ, А.К. ЯКОВЛЕВА

---

МИНЕРАЛОГИЯ  
И ГЕОХИМИЯ  
МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ  
МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ  
РУД

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р

ОРДЕНА ЛЕНИНА КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ им. С. М. КИРОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

549 + 550, 4 + 553 43/48

Ю. Н. ЯКОВЛЕВ, А. К. ЯКОВЛЕВА

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ  
МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ  
МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД

(НА ПРИМЕРЕ АЛЛАРЕЧЕНСКОГО РАЙОНА)

166



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Ленинград · 1974



**Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд (на примере Аллареченского района).** Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 1—330.

В работе дана детальная характеристика минерального состава руд и околорудных пород сульфидных медно-никелевых месторождений Аллареченского района (Кольский полуостров). Медно-никелевые руды являются комплексными и по содержанию основных и некоторых второстепенных компонентов не имеют себе равных на Кольском полуострове; принятая классификация включает три группы и шесть типов руд. В рудах установлено и описано более 60 минералов, из них свыше 10 впервые для района. На основании анализа парагенетических ассоциаций и тектонической обстановки выделено три этапа в истории формирования месторождений: магматический, метаморфический и гидротермальный. Предполагается, что наиболее ценные в промышленном отношении эпигенетические руды образовались в середине метаморфического этапа и во времени тесно связаны с массовой амфиболитизацией ультраосновных пород. Высказаны предложения по использованию результатов проведенных исследований в практике геологопоисковых работ. Рис. — 123, табл. — 33+19 приложений, библи. — 273 назв.

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР Г. И. ГОРБУНОВ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Сульфидные медно-никелевые месторождения Аллареченского района относятся к числу немногих на Кольском полуострове источников богатых руд, используемых металлургическими предприятиями без предварительного обогащения. С момента своего открытия они привлекли пристальное внимание исследователей своеобразием геологической обстановки, строения рудных тел и вещественного состава руд. По условиям залегания, соотношению руд различных типов и высокому содержанию полезных компонентов они отличаются как от месторождений соседних Печенгского и Ловноозерского районов, так и от других медно-никелевых месторождений СССР, но имеют много общего с недавно открытыми месторождениями штата Манитоба в Канаде.

Систематическое изучение района началось лишь после 1945 г. При этом до 1957 г. проводились мелкомасштабные поисково-съемочные (под руководством Л. С. Коссового в 1948—1949 гг. и Е. М. Михайлюка в 1952 г.) и рекогносцировочные геофизические работы; Л. С. Коссовой впервые сделал вывод о перспективности района в отношении сульфидного медно-никелевого оруденения, проявление которого он связывал с зоной регионального Юля-Аккаярвинского разлома, проходящего вдоль северного контакта массива гиперстеновых диоритов.

В 1957 г. началось картирование района двумя партиями Северо-Западного геологического управления (СЗГУ) под руководством К. Д. Беляева и В. Ф. Ступицкого. Работами этих партий было уточнено геологическое строение района и выявлено несколько массивов ультраосновных пород, в том числе оруденелых. Обнаруженное К. Д. Беляевым на левом берегу р. Аллы рудопроявление в результате последующих разведочных работ стало Аллареченским месторождением богатых медно-никелевых руд.

В. Ф. Ступицкий и К. Д. Беляев отметили сходство интрузивов ультраосновных пород района с интрузивами Печенги и связывали их размещение с зонами тектонических нарушений северо-восточного направления. К. Д. Беляев, считая ультраосновные породы района протерозойскими, разделил их на две группы: ранние безрудные, испытавшие воздействие гранитов, и поздние рудоносные, не подвергшиеся влиянию гранитов.

Находки оруденелых ультраосновных пород 1957 г. послужили толчком к всестороннему изучению района, которое продолжается до настоящего времени. Начался новый этап исследования его территории, который отличается применением целого комплекса геолого-геофизических методов, постановкой и проведением ряда специальных тематических работ.

В условиях почти полного отсутствия обнаженности, развития довольно мощного чехла четвертичных отложений и сильной заболоченности района особенно широкий размах получили разнообразные геофизические методы поисков. Выявленные многочисленные геофизические аномалии

подвергались проверке буровыми скважинами и открытыми горными выработками. При этом подавляющая часть всех работ была сосредоточена в центральной и восточной частях района, что было обусловлено открытием Аллареченского месторождения. В результате здесь было открыто и передано в эксплуатацию месторождение Восток, выявлены рудопроявления Акким и Аннама, установлено большое число ультраосновных массивов, ряд графит-пирротиновых и магнетитовых рудопроявлений.

Что же касается западной части района, то до недавнего времени поисковые работы проводились здесь эпизодически, на отдельных объектах и в ограниченных объемах. Лишь с 1967 г. началось планомерное геолого-геофизическое исследование этой части района, которое привело к выявлению нескольких рудопроявлений (Вилгис, Руннийоки), ряда перспективных аномалий и большого числа объектов с колчеданным и графит-колчеданным оруденением.

Основной объем поисковых и целиком разведочные работы в районе выполнены Аллареченской геологоразведочной партией Северо-Западного территориального геологического управления (А. И. Богачев, Я. Х. Еселев, В. А. Горелов, В. И. Кочнев-Первухов, В. В. Проскуряков, Ю. И. Гольдберг и др.), а геофизические — партиями Западного геофизического треста (ЗГТ) и Мурманской геологоразведочной экспедиции (Е. П. Беляев, Б. С. Рувман, И. М. Стреж и др.).

Различные тематические и опытно-производственные работы выполнялись многими научно-исследовательскими организациями: Кольским и Карельским филиалами АН СССР (Е. К. Козлов, Г. И. Горбунов, Н. А. Корнилов, Ю. Н. Яковлев, А. К. Яковлева, С. И. Зак, В. В. Климовичкин, А. И. Богачев, В. И. Кочнев-Первухов и др.), Ленинградским горным институтом (Н. Ф. Майоров, И. В. Литвиненко и др.), институтом «Гипронибель» (А. Е. Алешунина и др.), Всесоюзным институтом методики и техники разведки (Д. В. Полферов, Ю. С. Рысс и др.), Всесоюзным институтом разведочной геофизики (Л. П. Надежкин), Центральным геологоразведочным институтом и др.

В последнее десятилетие появилось большое число публикаций о структуре медно-никелевых месторождений Аллареченского района, петрологии, геохимии и метаморфизме гипербазитов, генезисе руд (Козлов, 1960а, 1960б, 1961; Корнилов, 1962, 1967а, 1967б; Богачев и др., 1964, 1966; Гончаров, 1967, 1970; Богачев, Горелов, 1968; Горбунов, 1968; Кочнев-Первухов, 1968; Яковлева, Яковлев, 1970, и др.). В печати освещались и отдельные вопросы минералогии руд и ультраосновных пород (Яковлева, Яковлев, 1967; Гончаров, 1968; Золотухин, Васильев, 1968; Яковлева, 1968; Яковлев, 1970, и др.), но они не нашли должного обобщения.

В настоящей работе дается детальная характеристика минерального состава и геохимических особенностей руд и окколорудных пород района. Она основана на многолетних (с 1961 г.) минералого-геохимических исследованиях, систематически проводившихся авторами на месторождениях Аллареченское и Восток и многочисленных поисковых участках.

В связи с тем что естественных обнажений в районе очень мало, исходным материалом для исследований на всех объектах послужил керн поисковых и разведочных скважин. Исключение составляет лишь Аллареченское месторождение, где проводились также систематические наблюдения в карьере. Что же касается буровых скважин, то в пределах месторождений нами просмотрено и задокументировано не менее 50%, а на поисковых участках — около 30% их общего числа, причем полностью документировались скважины в опорных разрезах, а в остальных — лишь рудные интервалы.

В рудах и околорудных породах установлено более 60 минералов, среди них свыше 10 впервые для района. Из общего числа около 40 минералов представлено сульфидами и окислами и более 20 — силикатами, карбонатами и др. В работе содержатся сведения почти обо всех этих минералах, но основное внимание уделено характеристике главнейших минералов богатых (сплошных и брекчиевидных) руд, первичных и вторичных (цепочечных) силикатов ультраосновных пород, а также строению и химизму руд различных типов. Рассмотрение этих вопросов сопровождается многочисленными количественными данными, касающимися состава, структуры и физических свойств минералов, содержания и соотношения компонентов в рудах и т. п. В частности, использовано более 80 оригинальных анализов минералов, более чем для 100 проб различных минералов определены микротвердость и отражательная способность, примерно для 250 проб измерены показатели преломления.

Полученные материалы рассматриваются авторами не только с теоретических позиций, но и по отношению к поисково-разведочной практике. С этой целью в работу включены сведения о строении месторождений и типичных рудопоявлений, минеральном составе и химизме вмещающих пород, строении и метаморфизме гипербазитов и т. д., что необходимо для точной привязки минералого-геохимических данных к конкретным геологическим объектам. Учитывая специфику структурных условий медно-никелевых месторождений района и своеобразие вещественного состава их руд, мы стремились выяснить и основные закономерности локализации и формирования руд различных генетических и морфологических типов.

В работе использованы материалы из литературных источников, содержащие сведения по геологии района, петрологии гипербазитов, составе руд и другим вопросам. В частности, первая глава написана в основном по литературным данным; остальная часть работы содержит преимущественно результаты собственных исследований, с привлечением из литературных источников необходимых количественных характеристик (сведений о химическом составе минералов, содержании полезных компонентов в рудах и т. п.).

Все исследования выполнены в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР, поддержкой многих сотрудников которого авторы пользовались на протяжении всей работы. Постоянным нашим помощником являлся А. И. Алексеев, выполнивший основную часть определений микротвердости (на приборе ПМТ-3) и отражательной способности минералов (на установке ФМЭ-1, модернизированной Л. Н. Вяльсовым), а также изготовивший многие негативы для фотографий аншлифов. В полевых и камеральных исследованиях в разное время принимали участие: И. С. Богданов, Ю. А. Шабунников, Ю. Н. Нерадовский, Н. С. Перевалова и др. Часть аншлифов по участкам Северный, Алксоайв и Вешяур просмотрена и описана Е. Б. Метер. Отдельные зарисовки минеральных агрегатов сделаны В. Н. Басмановым.

Вспомогательные работы выполнены в соответствующих лабораториях Геологического института: химико-аналитической, физических методов исследования, шлифовальной мастерской, картографическом бюро и фотолаборатории. Основной объем аналитических работ приходится на долю Ю. Н. Новиковой и Т. С. Романовой (микрометод), А. М. Бондаревой и В. А. Ингуран (анализ сульфидов), В. В. Астафьевой и В. А. Попович (определение селена и теллура), Г. Р. Ожиговой и Е. А. Медниковой (спектральные анализы пород и руд).

Многие определения показателей преломления сделаны В. В. Колесниковой. Большую помощь в диагностике и выяснении структуры отдельных минералов оказали А. П. Денисов, Л. Г. Латышева и Е. А. Гойко.

Картографические работы выполнены главным образом И. Ф. Дементьевым и Н. П. Дьяковым, а фотоработы — В. К. Руденко и В. И. Яценко.

Авторы постоянно пользовались консультациями многих сотрудников Геологического института: Г. И. Горбунова, Е. К. Козлова, И. В. Белькова, В. Г. Загородного, Ю. А. Астафьева, Ю. В. Гончарова, П. М. Горяинова, Л. А. Виноградова, В. С. Докучаевой, С. И. Зака и др., а также сотрудников других учреждений: А. Д. Генкина, Л. Н. Вяльсова, З. П. Ершовой (ИГЕМ), Л. С. Дубакиной, В. П. Быкова (ВИМС), М. С. Безсмертной (ИМГРЭ), Е. П. Соколовой (ВСЕГЕИ), Д. П. Григорьева (ЛГИ), Р. В. Карпова, В. С. Ланева, К. Д. Беляева (Мурманская экспедиция, СЗТГУ) и др.

В полевых условиях работа проходила в тесном контакте с руководством и геологами Аллареченской геологоразведочной партии и Аллареченского рудника — Я. Х. Еслеевым, А. В. Литвиным, В. А. Гореловым, В. И. Кочневым-Первуховым, В. В. Проскураковым, А. Е. Лисичевым, В. И. Павленко и др., что способствовало более полному ознакомлению с геологией района, а также планомерному сбору материала.

Пользуясь случаем, авторы выражают глубокую признательность всем своим коллегам, так или иначе способствовавшим выполнению данной работы. Искреннюю благодарность приносят авторы Г. И. Горбунову, взявшему на себя нелегкий труд научного редактирования монографии.

Монография состоит из трех частей: «Основные черты геологии и медно-никелевого оруденения Аллареченского района» (включает введение, главы I—IV); «Минералогия и химизм медно-никелевых руд и околорудных пород» (главы V—XI, заключение) и «Приложения» (химические анализы и физические свойства минералов).

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ И МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО  
ОРУДЕНЕНИЯ АЛЛАРЕЧЕНСКОГО РАЙОНА**

---

ГЛАВА I

**КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ  
И МЕТАЛЛОГЕНИИ РАЙОНА**

**Сведения о геологии**

Аллареченский никеленосный район расположен в северо-западной части Кольского полуострова, площадь его около 2300 км<sup>2</sup>. Несмотря на большой объем проведенных работ, геологическое строение района выявлено недостаточно, особенно его западной части. Объясняется это слабой обнаженностью района, значительной мощностью четвертичных отложений и сосредоточением горнобуровых работ главным образом в пределах месторождений, рудопроявлений и отдельных участков развития ультраосновных пород и графит-пирротинового оруденения. Картировочные буровые работы в районе не проводились, хотя необходимость их очевидна.

Аллареченский район приурочен к северо-западной части Терско-Нотозерского антиклинория, сложенного преимущественно породами архея (Геология СССР, т. 27). С севера район ограничен образованиями Печенгского синклинория и массивами нижнепротерозойских гранитоидов, с востока и юго-востока — Урагубским разломом с развитыми вдоль него массивами протерозойских микроклиновых гранитов, а с юга и юго-запада — массивом гиперстеновых диоритов Сальнотундровского синклинория.

В районе выделяются два блока: собственно Аллареченский и Хихнаярвинский, разделенные Вешяурской зоной смятия; первый из них занимает всю центральную и восточную части района, а второй — западную. Площадь Аллареченского блока составляет 1400—1500 км<sup>2</sup>, Хихнаярвинского — 800—900 км<sup>2</sup>; Хихнаярвинский блок изучен значительно слабее Аллареченского, поэтому приводимые ниже геологические данные касаются преимущественно последнего.

По материалам предыдущих исследователей (Макиевский, Николаева, 1963; Богачев и др., 1964, 1966; Горбунов, 1968, и др.) и в соответствии с общепринятой для Кольского полуострова стратиграфической схемой (Кратц, Шуркин, 1960), геологическое строение района в самых общих чертах характеризуется следующим образом.

Под чехлом четвертичных отложений залегают сильно метаморфизованные и гранитизированные породы докембрия, смятые в крутые складки северо-западного простирания. Среди них резко преобладают архейские образования, представленные комплексом гнейсов и амфиболитов кольской серии, а также разнообразными магматическими формациями (рис. 1).

Породы кольской серии развиты на всей территории района; это биотитовые, гранат-биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы и подчи-

ненные полевошпатовые амфиболиты, нередко сланцеватые. Все они неправильно и иногда довольно тонко переслаиваются друг с другом. Среди гранат-биотитовых гнейсов на отдельных участках встречаются линзы или прослои с силлиманитом и кордиеритом, содержание которых не превышает 5%. Почти всюду гнейсы и амфиболиты сильно мигматизированы, местами почти полностью превращены в мигматиты, среди которых встречаются обширные поля слабо измененных амфиболитов.

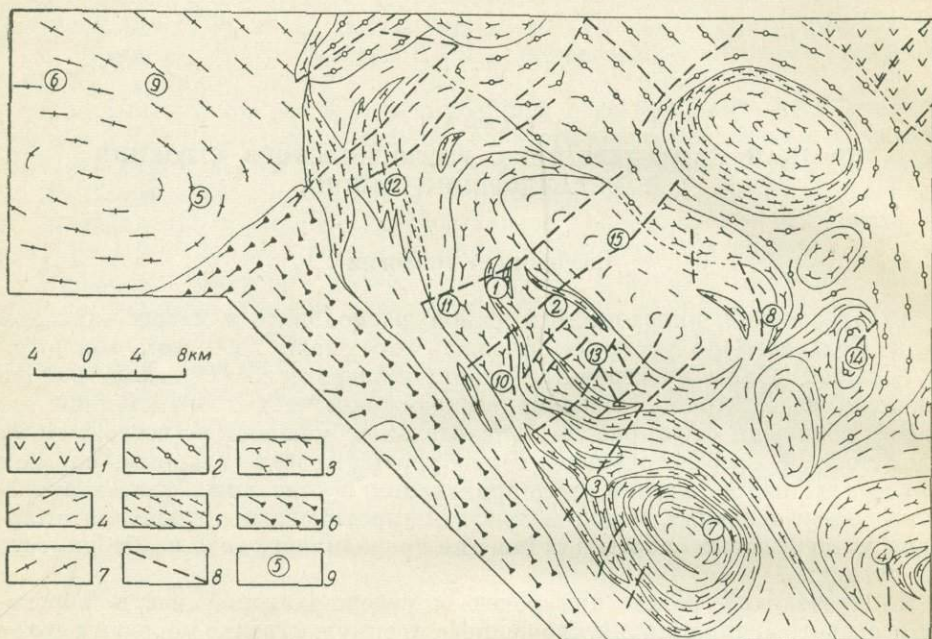


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Аллареченского района (Зак и др., 1972).

*Средний протерозой:* 1 — печенгская серия (песчаники, филлиты, туфогенные сланцы, метадиабазы); *нижний протерозой:* 2 — тундровая серия (зеленые сланцы, кварцито-песчаники, сланцеватые амфиболиты, двуслюдяные гнейсы), 3 — гнейсо-граниты, гранодиориты, диориты, плагио- и плагиоклаз-микроклиновые граниты; *архей:* 4 — биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, частично мигматиты (кольская серия), 5 — полевошпатовые амфиболиты (кольская серия), 6 — породы габбро-диоритового комплекса; 7 — нерасчлененные архейские и нижнепротерозойские образования (биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, мигматиты, сланцеватые амфиболиты, габбро-амфиболиты); 8 — тектонические нарушения; 9 — месторождения сульфидных медно-никелевых руд и поисковые участки: Аллареченское (1), Восток (2), Акким (3), Аннама (4), Хихнаярви (5), Руниййоки (6), Копос (7), Алксояв (8), Вирнимя (9), Рошяур (10), Южный (11), Вешяур (12), Пулдишк (13), гора Широкая (14), Маун (15).

С. И. Макиевский и К. А. Николаева (1963) в составе кольской серии, которую они считают идентичной беломорской, выделяют три свиты, залегающие согласно: нижнюю, сложенную лейкократовыми биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами; среднюю, состоящую из амфиболсодержащих гнейсов и амфиболитов, и верхнюю, представленную гиперглиноземистыми гнейсами.

Архейские магматические формации представлены габбро-амфиболитами, гиперстеновыми гнейсо-диоритами, олигоклазовыми гранитами и гнейсо-гранитами (I группы), микроклиновыми и плагио-микроклиновыми гранитами (II группы). Габбро-амфиболиты образуют линзообразные и межпластовые согласные залежи, а в юго-западной части района слагают краевую часть крупного массива гиперстеновых гнейсо-диоритов; и гнейсо-диориты и габбро-амфиболиты сильно мигматизированы. Олигоклазовые граниты и гнейсо-граниты встречаются в южной и юго-западной

частях района. Микроклиновые и плагио-микроклиновые граниты развиты вдоль северной и северо-западной границы района; многие исследователи считают их верхне-архейскими, так как они прорывают граниты I группы, гнейсо-диориты и габбро-амфиболиты.

Нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные породы слагают северную и северо-восточную окраины района. Это двуслюдяные и биотит-амфиболовые сланцы, сланцеватые амфиболиты, отчасти двуслюдяные гнейсы тундровой серии.

Интрузивные протерозойские породы — ультраосновные и гранитоиды — встречаются в районе довольно часто. К настоящему времени выявлено около 250 ультраосновных массивов, залегающих примерно согласно с вмещающими породами. Мощность этих массивов изменяется от 1—2 до 150—200 м, а протяженность — от десятков и первых сотен метров до 1—2 км. Положение их в архейском блоке окончательно не выяснено. К. Д. Беляев, а затем Г. И. Горбунов среди ультраосновных пород района выделяли две группы: несколько более ранние безникелевые и более поздние никеленосные; первые резко преобладают, вторые встречаются редко. Никеленосные ультраосновные интрузивы являются посторогенными и большей частью тяготеют к зонам региональных разломов северо-восточного направления; по мнению Г. И. Горбунова, важную роль в локализации интрузивов играют и складчатые структуры, особенно небольшие синклинальные складки. Е. К. Козлов (1960а, 1961) никеленосные ультраосновные породы относит к синорогенным, испытавшим метаморфизм в тех же условиях, что и вмещающие породы.

В последнее время одни исследователи придерживаются представления о наличии в районе двух самостоятельных групп гипербазитов (А. И. Богачев, В. И. Кочнев-Первухов, А. К. Яковлева, Ю. Н. Яковлев и др.), другие объединяют их в одну группу (Н. А. Корнилов, С. И. Зак, В. В. Проскураков и др.). Кроме того, обычно выделяется несколько зон распространения ультраосновных массивов, но количество этих зон и их границы различными исследователями принимаются по-разному и в известной мере условно. Наиболее часто отмечаются следующие зоны: Аллареченская, Восточная, Аккимская (Хутоярская), Копосовская, Аннамская, горы Широкой, Алксоайвская, Хихнаярвинская, Рунийокская.

Протерозойские гранитоиды (III группы) развиты главным образом вдоль северо-восточной и восточной границ района, где они образуют довольно крупные массивы (о. Каскельяур и др.). С ними генетически связаны многочисленные мелкие жилы пегматитов.

В районе часто встречаются различные метасоматические образования: пироксеновые и амфибол-пироксеновые скарны, амфибол-гранат-кварцевые, биотитовые, биотит-амфиболовые породы, кальцифиры, магнетитовые кварциты и др. Мощность их всюду невелика — до 1—2 м, в редких случаях больше. На месторождениях метасоматиты развиваются главным образом на контактах оруденелых ультраосновных пород, а также массивных и брекчиевидных руд с вмещающими амфиболитами, гнейсами и гранито-гнейсами, являясь типичными околорудными породами. В других случаях они представляют собой биметасоматические образования и располагаются на контактах разнородных пород (гнейсов и амфиболитов, гранито-гнейсов и амфиболитов).

В Аллареченском районе, особенно по периферии, широко развито безникелевое пирротиновое оруденение, которое также сопровождается образованием гранат-кварцевых и амфибол-биотит-кварцевых околорудных пород, реже — скарнов. В пирротиновых рудах почти постоянно наблюдается примесь графита, который иногда становится одним из главных минералов.

Для района нет единого представления о природе и номенклатуре слагающих его пород. Так, С. И. Макиевский и К. А. Николаева (1963) считают, что выделяемые ими в кольской серии верхняя и нижняя свиты соответствуют терригенным образованиям, а средняя — карбонатно-вулканогенным, которые испытали метаморфизм амфиболитовой фации и гранитизации. А. И. Богачев, В. И. Кочнев-Первухов, В. А. Горелов и другие полагают, что гнейсы района возникли в результате гранитизации амфиболитов, образовавшихся при метаморфизме основных эффузивов (Богачев и др., 1966; Кочнев-Первухов, Горелов, 1967, и др.). Гранитоиды многие исследователи считают анатектическими.

В настоящей работе гнейсы считаются метаморфизованными осадочными образованиями, амфиболиты — ортопорадами, метасоматические граниты отнесены к группе гранито-гнейсов, а грубо- и неравномернозернистые кварц-полевошпатовые породы пегматоидной структуры — к пегматитам. Последовательность формирования основных комплексов пород (и руд) представляется в следующем виде (от древних к более молодым): 1) гнейсы, амфиболиты, гранито-гнейсы; 2) ультраосновные породы, сингенетические медно-никелевые руды; 3) пегматиты, биотит-амфиболовые метасоматиты по ультраосновным породам, эпигенетические медно-никелевые руды, околорудные метасоматиты; 4) скарны, скарноиды, кварцитовидные породы, богатые колчеданные руды; 5) микроклин-альбитовые и хлоритовые породы в зонах дробления.

#### Сведения о тектонике

Территория района занимает северо-западную часть Терско-Нотозерского антиклинория и небольшие участки краевых зон Печенгского и Сальнотундровского синклинориев.

Состояние изученности района не позволяет достаточно подробно представить его строение, которое отличается значительной сложностью, обусловленной неоднократным проявлением складчатости, метаморфизма и развитием региональных разломов. Геологическая структура района сформировалась в саамскую складчатость, затем испытала дополнительную переработку в течение верхнего архея и протерозоя. В результате породы оказались смятыми в крутые складки, в основном северо-западного направления с наклоном осевых плоскостей на юго-запад.

По данным геофизических и геологоразведочных работ, в пределах Аллареченского блока выделены три куполовидные структуры второго порядка — Аллареченская, Копосовская и Аннамская (Богачев и др., 1964, 1966). В последнее время аналогичные структуры установлены и в Хихнаярвинском блоке. В краевой зоне Печенгского синклинория выделяются несколько брахисинклинальных структур (горы Широкой, Валлашская, Маунская и др.).

Все куполовидные структуры Аллареченского блока имеют в плане овальную форму с северо-западным простираем длинной оси, согласным с общей вытянутостью блока (рис. 1). Основную часть площади каждой из них занимают сводовые участки с пологим (5—15°) залеганием пород, а краевые зоны узкие, крутопадающие (до 70—80°), осложненные дополнительной складчатостью. Сводовые участки куполов сложены «теплыми» гранитами (гранито-гнейсами), а краевые — гнейсами, амфиболитами и мигматитами.

В районе установлено большое число разрывных нарушений, в основном северо-западного и северо-восточного направлений; реже встречаются меридиональные нарушения и очень редко — широтные. По отношению к породам среди них выделяются межслоевые и кососекущие (от продольных до поперечных). Возрастные взаимоотношения различных

нарушений не выяснены, чему в значительной степени препятствует омоложенность многих из них, в том числе наиболее крупных. Кроме того, в большинстве случаев значительного смещения пород по ним не наблюдается — это главным образом зоны дробления, брекчирования или смятия. Достаточно определенно установлен лишь послерудный характер поперечных нарушений.

Среди разрывных нарушений всех направлений наиболее часто фиксируются самые поздние, характеризующиеся развитием довольно мощных зон дробления и проявлением щелочного метасоматоза, в процессе которого почти все породы приобрели различные оттенки красного цвета, что послужило основанием для выделения этих нарушений под названием «красных зон» (Яковлев, Яковлева, 1967, и др.).

Таким образом, строение района определяется прежде всего соотношением куполовидных структур и региональных разломов, являющихся древнейшими структурными элементами и обусловившими основные закономерности размещения ультраосновных массивов. Позднее строение района было осложнено пликативными и дизъюнктивными нарушениями более высоких порядков, а также проявлениями метаморфизма различного характера. В результате возникла пестрая толща чередующихся гнейсов, амфиболитов, гранито-гнейсов, мигматитов и разнообразных метасоматитов.

Возникновение куполовидных структур некоторыми исследователями связывается не с обычной складчатостью, а с процессами гранитизации и перемещением пластичного материала (Богачев и др., 1964), но возможна и иная трактовка структуры района. По аналогии с Примандровским районом (Горяинов, 1971) можно предположить, что куполовидные структуры и межкупольные образования являются разновозрастными: купола заложены в архее, формирование пород в межкупольных трюгах происходило в нижнепротерозойское время. Основанием для проведения этой аналогии является значительное сходство между Аллареченским и Примандровским районами как по литологическому составу пород, так и по проявлению сульфидного (пирротинового) и магнетитового оруденения в межкупольном пространстве.

### Геолого-структурные особенности медно-никелевых месторождений и рудопроявлений

Со времени открытия Аллареченского месторождения (1957) геофизические и геологопоисковые работы проводились во многих пунктах района, которые принято называть поисковыми участками. В процессе этих работ были разведаны и переданы в эксплуатацию два промышленных месторождения — Аллареченское и Восток, объединяемые в одно рудное поле; оценены небольшие месторождения участков Северный и Рунныйоки; выявлено много массивов ультраосновных пород — безрудных или с непромышленным медно-никелевым оруденением; установлены зоны развития графит-пирротиновой и магнетитовой минерализации.

Описание месторождений Аллареченское и Восток имеется в ряде опубликованных работ (Богачев и др., 1966; Гончаров, 1967, 1971; Яковлев, Яковлева, 1967; Богачев, Горелов, 1968; Горбунов, 1968; Горбунов и др., 1968; Зак, Кочнев-Первухов, 1970, и др.), а сведения о поисковых участках весьма неполные. В настоящем разделе дается краткая характеристика месторождений медно-никелевых руд и отдельных поисковых участков, являющихся типичными представителями определенных видов оруденения.

По наличию и преобладанию той или иной минерализации поисковые участки можно объединить в четыре группы: 1) с непромышленным

медно-никелевым оруденением (Восток-2, Аннама, Акким, гора Широкая, Хихнаярви, Вилгис, Руннийоки и др.); 2) с преимущественно безрудными ультраосновными массивами (Копос-1, Пишкил, Хутоярв, Алксоайв, частью Вирнимя, Акким и др.); 3) с пирротиновым или графит-пирротиновым оруденением (Южный, Западный, Вешяур, Рошяур, Неяски, Копос-2, Маун, Пиедс, частью гора Широкая, Аннама, Хихнаярви, Вирнимя и др.); 4) с магнетитовым (иногда пирротин-магнетитовым) оруденением (Чуерлем, Пулдшик, Ямышкур, частью гора Широкая и др.).

#### Аллареченское рудное поле

Аллареченское рудное поле (рис. 2) расположено в центральной части района; помимо месторождений Аллареченское и Восток, здесь разведана непромышленная рудная залежь участка Северный, выявлен ряд ультраосновных массивов, отдельные из которых несут бедное медно-никелевое оруденение (уч. Восток-2 и др.).

В геологическом отношении рудное поле приурочено к юго-западному крылу Аллареченской куполовидной структуры, которое сложено мигматитами плагиомикроклиновых гранитов, гнейсо-гранитами, биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, полевошпатовыми амфиболитами. Все разновидности пород незакономерно и нередко очень тонко переслаиваются друг с другом, образуя труднорасчленяемый комплекс.

Все породы крыла собраны в пологие складки и разбиты тектоническими нарушениями северо-западного и северо-восточного направлений, а также многочисленными приразломными трещинами. Нарушения представлены главным образом зонами смятия и дробления, среди которых наиболее часто фиксируются поздние «красные зоны», проходящие вдоль западного и восточного флангов Аллареченского месторождения, а также на юго-западном и северо-восточном флангах месторождения Восток. Перемещение блоков по тектоническим нарушениям невелико или не устанавливается совсем.

Простираение пород меняется от северо-западного и почти широтного в восточной части рудного поля до почти меридионального и северо-восточного в западной и северной частях. Падение в основном юго-западное и западное пологое — от 20—30 до 50—60°. Предполагается, что ультраосновные массивы месторождений и непромышленных участков приурочены к синклиналильным складкам, осложняющим юго-западное крыло Аллареченского купола.

Аллареченское месторождение расположено вблизи восточного окончания оз. Алла—Аккаярви, в 50 км к югу от пос. Никель. В процессе разведки и эксплуатации месторождения взгляды на его структуру менялись неоднократно и достаточно резко.

К. Д. Беляев предполагал, что тело оруденелых перидотитов представляет собой крутопадающую дайку, и первые разведочные скважины в 1958 г. задавались исходя из этого предположения. Затем возникло представление о двух дайкообразных телах, падающих навстречу друг другу, но очень быстро от этого представления отказались. Весьма популярной оказалась гипотеза Е. К. Козлова (1960а), согласно которой пластовое ультраосновное тело в процессе складчатости приобрело форму синклиналильной складки и претерпело региональный метаморфизм амфиболитовой фации. Эта гипотеза нашла свое отражение в ряде работ и с небольшими вариациями отстаивается некоторыми исследователями до настоящего времени (Богачев и др., 1966; Богачев, Горелов, 1968 и др.).

Г. И. Горбунов (1968) впервые отметил наличие тектонического нарушения типа сброса, проходящего вдоль западного крыла синклиналильной

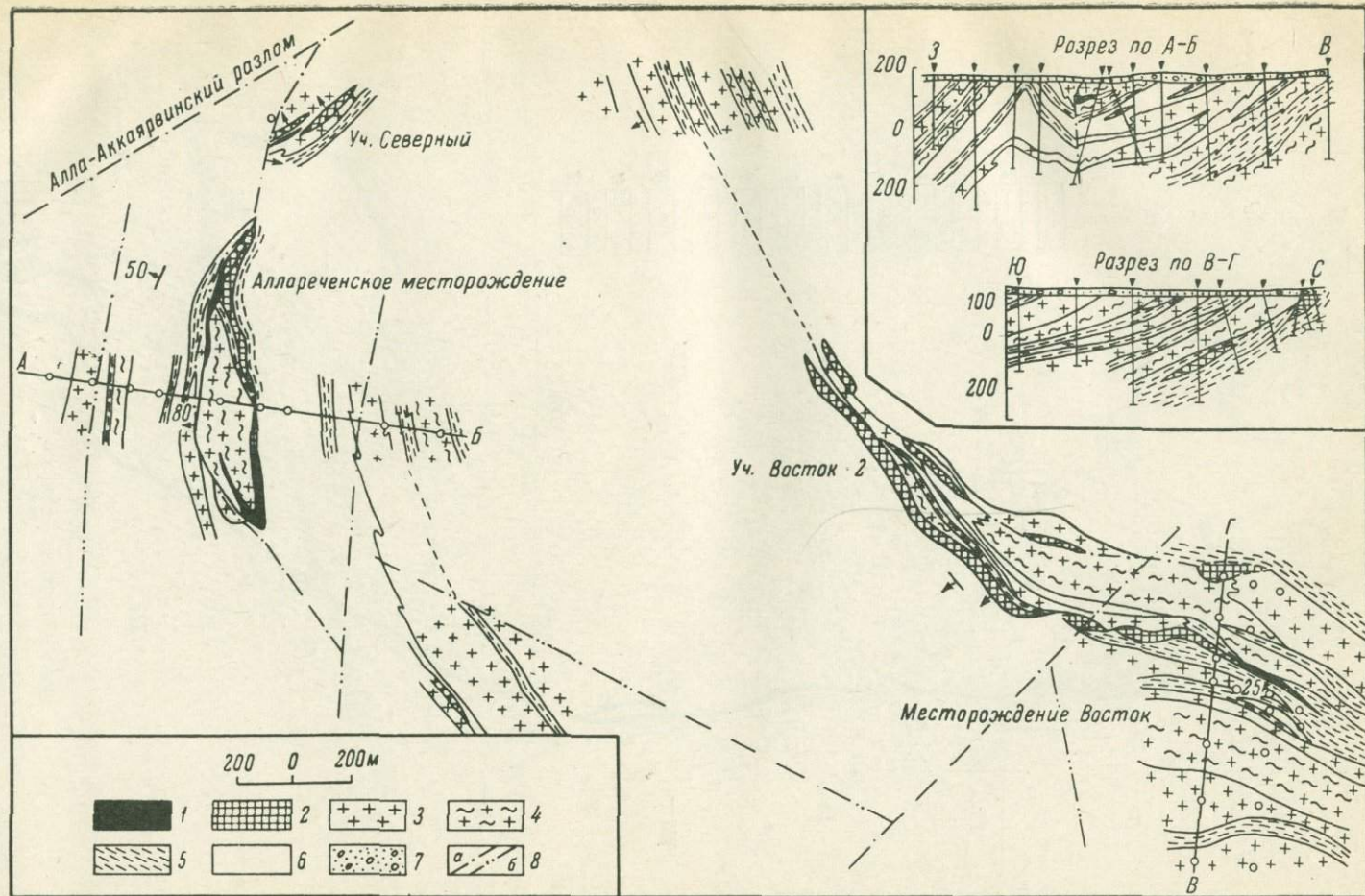
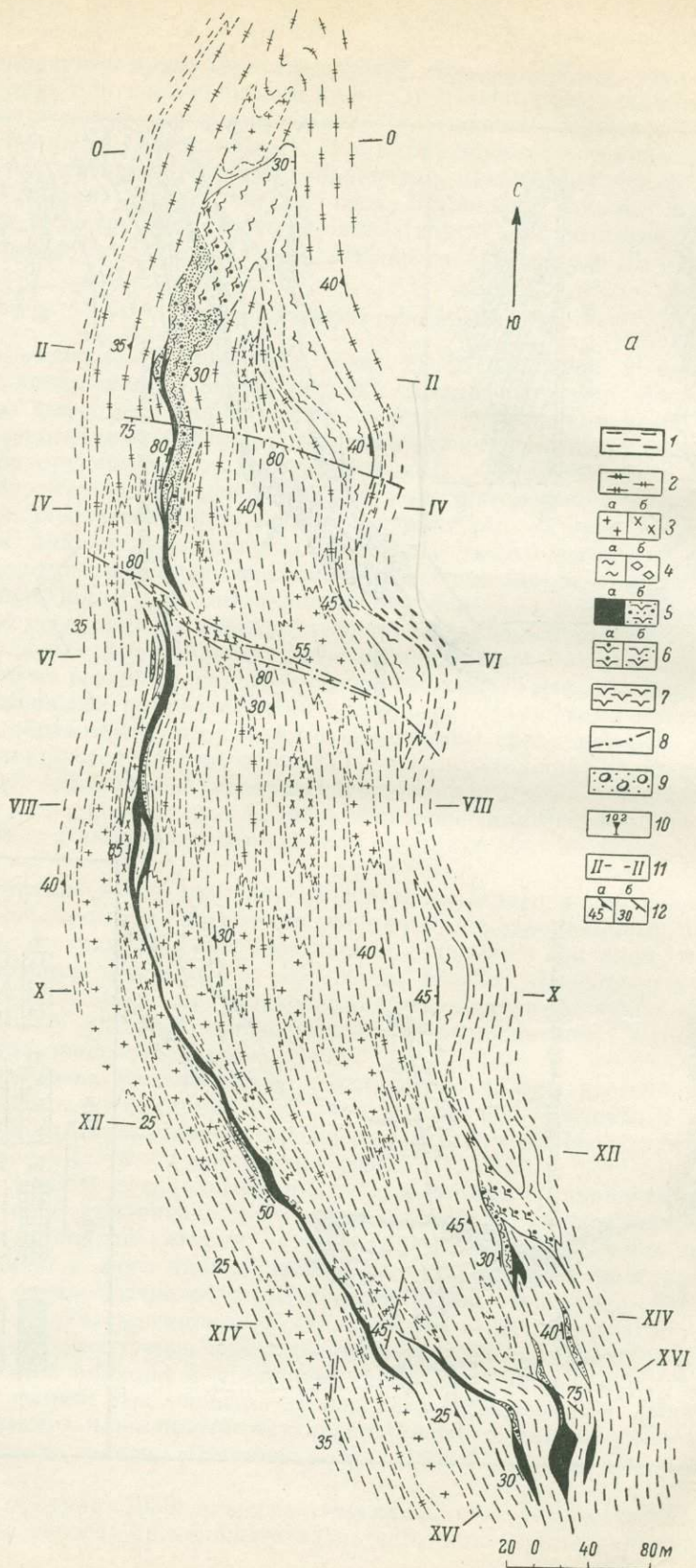


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Аллареченского рудного поля (по Горбунову, 1968).

1 — рудные тела; 2 — метаперидотиты; 3 — плагиомикроклиновые гнейсо-граниты; 4 — их мигматиты; 5 — полевошпатовые амфиболиты; 6 — биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы; 7 — морена; 8 — тектонические нарушения: установленные (а), предполагаемые (б).



а

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12

20 0 40 80m

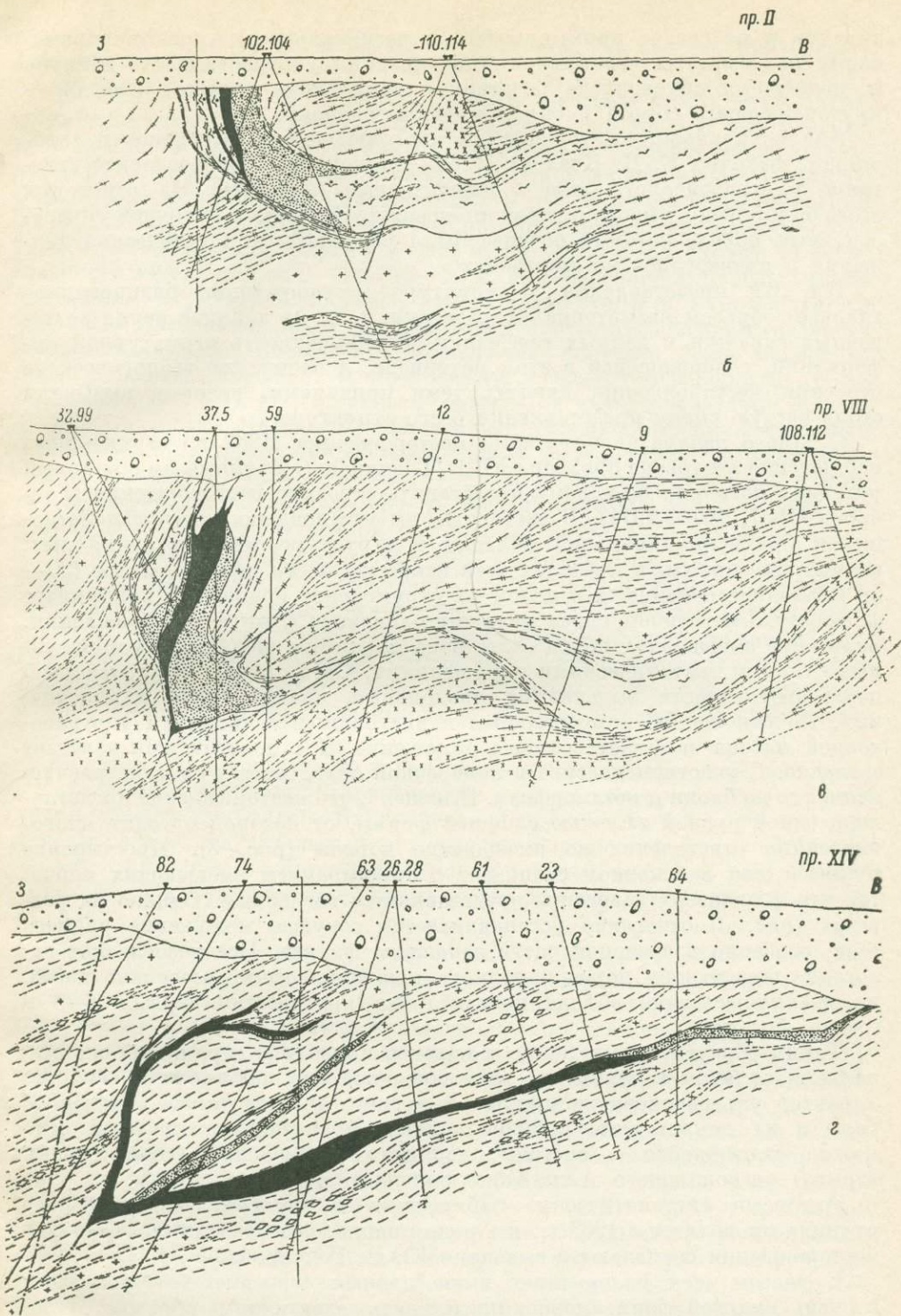


Рис. 3. Аллареченское месторождение.

*a* — геолого-структурный план горизонта +130 м; *б-г* — геологические разрезы северной, центральной и южной частей (по Гончарову, 1970). 1 — гнейсы; 2 — амфиболиты; 3 — гранито-гнейсы: плагиоклазовые (*a*) и плагиоклаз-микроклиновые (*б*); 4 — слюдиты (*a*), породы с гранатом (*б*); 5 — руды: сплошные (*a*), богатые вкрапленные (*б*); 6 — бедные вкрапленные (*a*), слабооруденелые перидотиты (*б*); 7 — безрудные перидотиты; 8 — тектонические нарушения; 9 — четвертичные отложения; 10 — буровые скважины; 11 — разведочные профили; 12 — элементы залегания вмещающих пород (*a*) и рудных тел (*б*). Масштаб на разрезах увеличен вдвое по сравнению с планом.

складки и на севере примыкающего к региональному Алла-Аккаярвинскому разлому. По его мнению, локализация ультраосновного массива и оруденения обусловлена сочетанием двух структурных элементов — крутопадающего сброса и синклинальной складки.

Анализ кернового материала по многочисленным разведочным скважинам позволил Е. К. Козлову (1963) установить псевдосогласное залегание ультраосновного тела с вмещающими породами. На основании этого он пришел к выводу о первично-трещинной природе интрузии ультраосновных пород, которые позднее были вовлечены в пластические движения и подверглись метаморфизму.

Все эти представления о структуре месторождения базировались главным образом на материалах разведки, т. е. на анализе керна разведочных скважин и данных геофизики. Ограниченность структурной информации, содержащейся в этом материале, и сложность геологического строения месторождения явились теми причинами, которые вызвали столь частую смену представлений о его структуре.

С самого начала эксплуатации месторождения (1962 г.) структурные наблюдения в карьере проводил Ю. В. Гончаров. Собранный им обширный материал позволил по-новому представить строение месторождения (Гончаров, 1967, 1970, 1971). В частности, им установлено, что предполагавшейся брахисинклинальной складки в структуре месторождения нет: вмещающие породы в пределах всей вскрытой части имеют пологое ( $30-50^\circ$ ) западное падение, а в целом их структурное положение напоминает флексуру с перегибом слоев на месте западного фланга месторождения. Залегание вмещающих пород осложнено мелкими складками и сопряженными с ними тектоническими нарушениями. Среди складок в возрастной последовательности выделяются продольные, диагональные и поперечные. По отношению к продольным и диагональным складкам ультраосновной массив занимает секущее положение, а с поперечными залегает согласно. С участием массива в поперечной складчатости связано расчленение его на блоки и метаморфизм. Выяснено, что месторождение представлено одной рудной залежью сложной формы, от которой отходят многочисленные ответвления во вмещающие породы (рис. 3). Простираение рудного тела в основном совпадает с простираением вмещающих пород, так что в плане их залегание представляется согласным. Однако на разрезах (рис. 3) отчетливо устанавливается секущее положение рудного тела, особенно в северной части западного фланга. Псевдосогласное залегание вмещающих пород и рудного тела наблюдается довольно часто, но преимущественно вблизи контакта, на протяжении первых 2—3 м (редко больше).

Таким образом, наблюдения в карьере привели к отрицанию синклинальной складки в структуре месторождения, но подтвердили секущий характер ультраосновного массива и рудного тела, а также решающую роль в их локализации субмеридиональной тектонической зоны, возможно относящейся к системе оперяющих нарушений (типа трещин отрыва) регионального Алла-Аккаярвинского разлома.

Авторами систематические наблюдения в карьере Аллареченского рудника проводятся с 1963 г., и в целом наши представления о структуре месторождения совпадают с выводами Ю. В. Гончарова.

С учетом всех изложенных выше данных строение месторождения в очень краткой форме можно представить следующим образом. Пространственно оно приурочено к небольшому массиву ультраосновных пород, залегающему среди гранито-гнейсов, мигматитов, биотитовых гнейсов и полевошпатовых амфиболитов. В разрезе вмещающей толщи преимущественным развитием пользуются гранито-гнейсы и мигматиты, но непосредственно вмещают руды главным образом гнейсы и амфиболиты,

причем амфиболиты преобладают в северной части месторождения, а гнейсы — в центральной и южной.

Массив вытянут в меридиональном направлении и представлен двумя соединяющимися ветвями — пологопадающей восточной и крутопадающей западной. Общая его форма определяется сочетанием меридиональной крутопадающей тектонической зоны, проходящей вдоль западного фланга месторождения, и примыкающих к ней межпластовых отслоений во вмещающих породах. Длина его по простиранию составляет около 1100 м, максимальная ширина до 200 м, на глубину он уходит до 80 м; мощность изменяется от 2—3 до 15—20 м. Ультраосновные породы сильно изменены — серпентинизированы, амфиболизированы, а в приконтактовой части рассланцованы и превращены в биотит-амфиболовые разности (эндоконтактовые). Вмещающие породы на контакте тоже изменены: полевошпатовые амфиболиты превращены в биотит-амфиболовые (роговообманковые), а гнейсы и гранито-гнейсы — в кварц-гранатовые породы (экзоконтактовые). На северном фланге месторождения преимущественным развитием пользуются биотит-амфиболовые околорудные метасоматиты, а в центральной части и на юге — кварц-гранатовые, нередко с примесью амфибола. Мощность эндо- и экзоконтактовых пород обычно невелика — 0.1—0.2 м, в редких случаях достигает 1.0—1.2 м.

Рудное тело отличается значительной изменчивостью формы, элементов залегания, мощности и соотношения руд различных типов. Оруденение представлено вкрапленностью сульфидов в ультраосновных, экзоконтактовых и вмещающих породах, а также обособлениями сплошных руд. Наибольшим распространением пользуются оруденелые ультраосновные породы, но значительную долю промышленных запасов составляют и сплошные руды. Брекчиевидные руды, а также оруденелые экзоконтактовые и вмещающие породы играют незначительную роль.

Богатые руды приурочены к западному и южному флангам месторождения, а на восточном ультраосновные породы содержат лишь убогую вкрапленность сульфидов. Вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение в экзоконтактовых и вмещающих породах представляют собой своеобразный ореол, окружающий богатые руды; мощность его, однако, невелика и в более благоприятных случаях исчисляется первыми метрами.

Характерной особенностью оруденения в экзоконтактовых и вмещающих породах является преобладание халькопирита над пентландитом, причем во вмещающих породах оно, как правило, слабее, чем в экзоконтактовых. Кроме того, состав сульфидной вкрапленности в этих породах также несколько различен: в экзоконтактовых наряду с преобладающим халькопиритом часто присутствуют пентландит и пирротин, а во вмещающих пентландит и пирротин встречаются крайне редко, зато часто, особенно в гнейсах, появляется борнит и иногда миллерит. Миллерит-борнитовая минерализация, как и все оруденение во вмещающих породах, наиболее интенсивна вблизи западного фланга и в южной части месторождения, а в пределах этих участков — главным образом в висячем боку рудного тела или в блоках пород, расположенных между отдельными апофизами сплошных руд. Правда, на южном фланге борнитовое оруденение иногда тяготеет к лежащему боку и прослоям амфиболитов, где образует крупные гнездовые включения, в то время как в гнейсах наблюдается только халькопиритовая вкрапленность (скв. 86; карьер — гор. 122, пр. X и др.).

В целом степень оруденения во вмещающих породах не зависит от мощности рудного тела, а определяется интенсивностью оруденения в нем и тектонической подготовкой самих вмещающих пород.



Основная масса руд относится к эпигенетическим, но вкрапленное оруденение в ультраосновных породах, обладающее сидеронитовой структурой, а также небольшие жилы сплошных руд в гипербазитах являются сингенетическими.

В заключение отметим отдельные моменты, которые требуют дальнейшей разработки.

1. Не выяснены причины изменения простирания (или падения) в районе IX—X разведочных профилей субмеридиональной тектонической зоны, с которой большинство исследователей связывают формирование месторождения. Этот разворот тектонической зоны и рудного тела в юго-восточном направлении прослеживается на всех горизонтах и всюду приурочен к участку месторождения, где вмещающие породы часто и незакономерно переслаиваются друг с другом.

2. Во многих работах отмечается совпадение формы рудной залежи с формой ультраосновного массива. Это справедливо, если иметь в виду сульфидную минерализацию в целом, без учета ее интенсивности на разных участках. Если же рассматривать только богатые руды, то отчетливо видно, что в северной половине месторождения, на протяжении более 500 м, промышленная залежь имеет неправильную столбообразную форму с желобовидным поперечным сечением, при мощности 10—15 м по нормали, а в южной, также на расстоянии около 500 м, — сложно изогнутую пластообразную, с отдельными жилородными ответвлениями, мощность ее здесь изменяется от 1—2 до 8—10 м. Причины, обусловившие резкое расширение зоны богатых руд в средней части месторождения, также остались невыясненными.

3. В качестве примечательной особенности месторождения указывается малая роль брекчиевидных руд, столь характерных для месторождений Печенги и соседнего месторождения Восток. Действительно, брекчиевидные руды обычной текстуры, т. е. с обломками пород до нескольких сантиметров в поперечнике, на Аллареченском месторождении пользуются весьма ограниченным распространением.

В то же время сам западный фланг на значительном протяжении представляет собой гигантскую рудную брекчию: здесь оруденелые метаперидотиты разбиты трещинами на блоки, пересечены многочисленными жилами сплошных руд, а среди крупных обособлений последних довольно часто встречаются округлые, как бы «закатанные» глыбы измененных и в различной степени оруденелых ультраосновных пород, размеры которых колеблются от 0.3—0.5 до 2—4 м в поперечнике (рис. 4, 5). Форма таких глыб большей частью близка к изометрической, но встречаются и удлинённые, эллипсоидальные, причем длинная ось последних совпадает с простиранием тектонической зоны (рис. 5). Изолированные глыбы по периферии рассланцованы и превращены в биотит-куммингтоновую породу, слагающую наружную оболочку мощностью 1—5 см, редко больше. В этой оболочке сульфиды представлены главным образом мелкой вкрапленностью халькопирита, тогда как во внутренних частях глыб наряду с халькопиритом присутствуют пирротин и пентландит. Соседние глыбы нередко отличаются не только содержанием сульфидов, но и степенью изменения самих ультраосновных пород.

Такое строение западного фланга наблюдалось нами на различных участках месторождения: от IV до IX профилей и от горизонта 145 м до горизонта 100 м. Наиболее ярко оно выражено на участке между IX и X профилями, т. е. в месте разворота тектонической зоны.

Подвижки здесь происходили и после формирования сплошных руд, о чем свидетельствуют явления их динамометаморфизма (Горбунов, 1968), а также наличие зонк рассланцевания и тонкого (до глинок) перетирания всех пород и руд. Мощность таких зонк изменяется в ши-

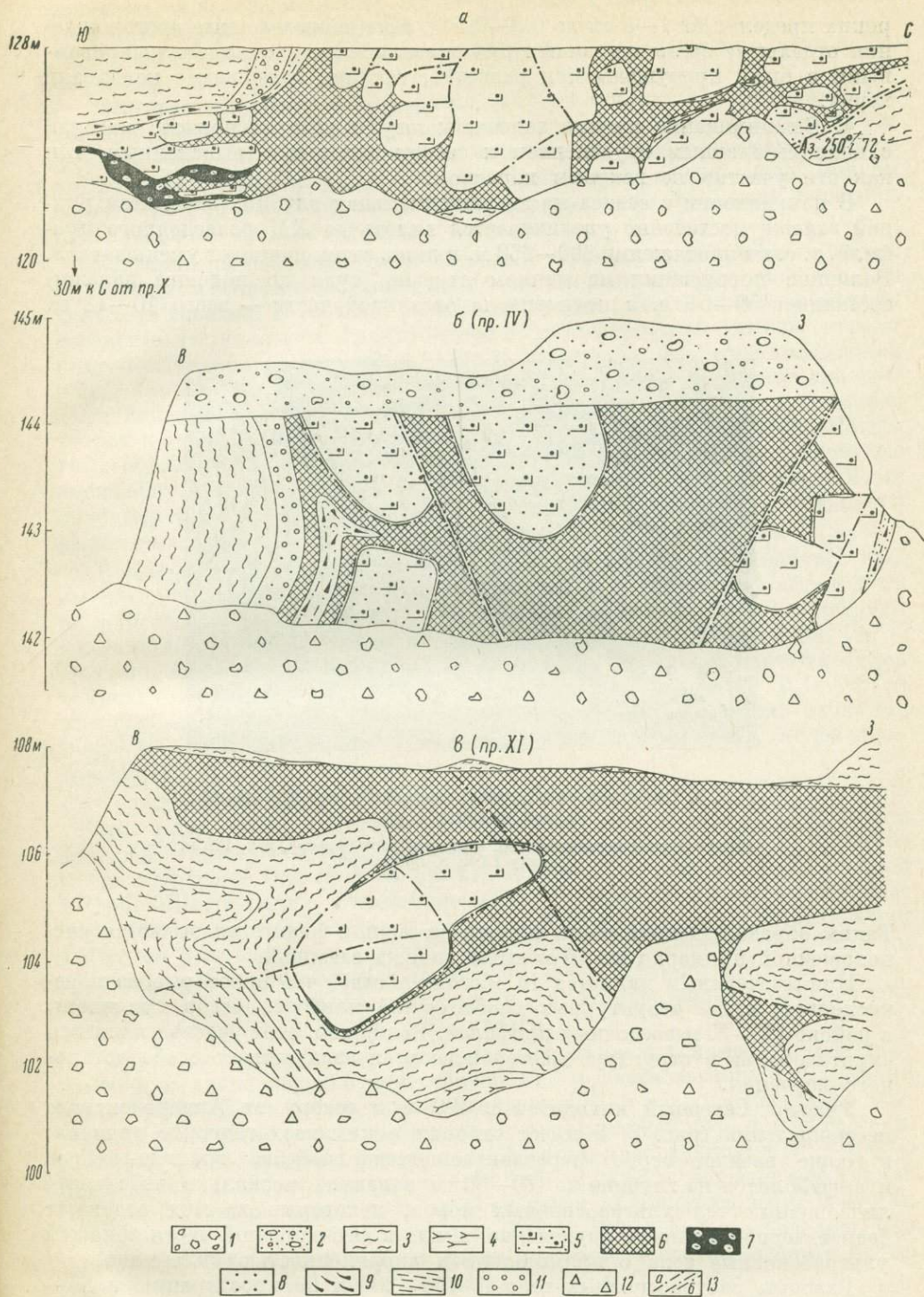


Рис. 4. Строение центральной части западного фланга Аллараченского месторождения.

*а* — схематическая зарисовка продольного, *б*, *в* — поперечных забоев. 1 — осыпь; 2 — морена; 3 — гнейсы биотитовые; 4 — амфиболиты; 5 — оруденелые перидотиты; 6 — сплошная руда; 7 — брекчиевидная руда; 8 — сульфидная вкрапленность; 9 — амфиболовые экзоконтактовые породы; 10 — слюдиты; 11 — гранатовые породы; 12 — кварцевые породы; 13 — тектонические нарушения: одиночные (*а*), зоны расщелачивания (*б*).

роких пределах от 1—3 см до 0.3—0.5 м, а на южном фланге месторождения отдельные жилы сплошных руд оказались нацело милонитизированными и были пропущены при разведке, так как совершенно не давали керна.

4. Выклинивание рудной залежи к югу и ультраосновного массива с непромышленным оруденением к северу осталось невыясненным, так как эти участки не вскрыты карьером.

В направлении с севера на юг максимальная глубина залегания рудной залежи постепенно увеличивается вплоть до XII разведочного профиля, т. е. на протяжении 600—650 м, и лишь затем начинает уменьшаться. Величина погружения на данном отрезке (судя по подошве залежи) составляет 50—55 м, а поднятие на остальной части — всего 10—12 м.



Рис. 5. Округлая глыба ультраосновных пород (в центре) среди сплошной руды.

Аллареченское месторождение, западный борт карьера, гор. 122 м, между IX и X профилями.

Таким образом, донная часть залежи на южном фланге оказывается расположенной примерно на 40 м выше, чем на северной.

Примечательным является то обстоятельство, что некоторые из перечисленных выше структурных особенностей наиболее четко проявлены в районе IX—X разведочных профилей. Возможно, этот участок является «критическим» в структуре месторождения и заслуживает особо детального изучения.

**Участок Северный** находится в 400 м к северу от Аллареченского месторождения (рис. 2) и имеет сходные с ним геологические условия: в толще незакономерно переслаивающихся гнейсов, гранито-гнейсов и амфиболитов на глубине до 70—80 м залегают несколько небольших линзовидных тел ультраосновных пород, некоторые из них содержат бедное медно-никелевое оруденение. Лишь в юго-западной части вскрыты ультраосновные тела с промышленной вкрапленностью сульфидов.

Размеры ультраосновных тел: до 150—200 м по простиранию и 50—100 м по падению при мощности от 2—3 до 20—25 м; в центральной части отдельные тела имеют мощность до 35—45 м.

Характерной особенностью является интенсивное развитие поздних зон дробления, что, по-видимому, объясняется близостью участка к региональному Алла-Аккаярвинскому разлому. Поэтому некоторые ультра-

основные тела представляют собой крупные глыбы или блоки, сильно рассланцованные по периферии.

Структура участка выяснена недостаточно, хотя здесь пройдено более 30 разведочных скважин.

**Месторождение Восток** находится в 4 км к востоку от Аллареченского месторождения (рис. 2) и приурочено к северо-восточному крылу синклинальной складки северо-западного простирания, осложняющей южное крыло Аллареченской куполовидной структуры. Вмещающие породы полого ( $20-40^\circ$ ) падают на юго-запад, испытывая небольшие перегибы по падению и по простиранию.

Месторождение связано с небольшими телами ультраосновных пород, залегающими согласно среди сильно метаморфизованных пород серии кольских гнейсов. В составе вмещающей толщи (рис. 6) наиболее распространенными являются гранито-гнейсы и амфиболиты; гнейсы играют подчиненную роль, а пегматиты — незначительную. Для всех вмещающих пород характерна частая перемежаемость друг с другом и широкие пределы изменения мощности — от долей метра до нескольких десятков метров и даже до 100—120 м (для амфиболитов и гранито-гнейсов). Пегматиты образуют жильные и линзообразные тела, отчетливо секущие всю вмещающую толщу или залегающие примерно согласно с остальными породами (рис. 6). Пересечение ими ультраосновных пород наблюдается редко (скв. 223).

В разрезе вмещающей толщи отчетливо выделяются три пачки с преимущественным развитием гнейсов, гранито-гнейсов и амфиболитов, хотя наряду с главными породами в каждой пачке постоянно присутствуют и остальные, но в подчиненном количестве (Яковлев, Яковлева, 1964, 1967). Верхняя пачка (200—250 м) сложена главным образом гранито-гнейсами и гнейсами, средняя (100—150 м) характеризуется тонким (0.1—0.5 м) или грубым (0.5—0.3 м) переслаиванием всех пород, а нижняя пачка (не менее 100—150 м) сложена преимущественно амфиболитами (полевошпатовыми и пироксен-полевошпатовыми).

Тела ультраосновных пород, с которыми связано оруденение, сосредоточены в двух зонах, или этажах, которые получили название Верхней и Нижней рудных зон, или залежей. Верхняя рудная зона приурочена к средней пачке (верхней ее части), нижняя — к самым верхам нижней амфиболитовой пачки. Расстояние между зонами по нормали составляет 140—180 м (оно возрастает в юго-западном направлении). Поисковыми работами ультраосновные тела в этих зонах прослежены на 2—2.5 км к северо-западу от месторождения (участок Восток-2), но здесь они не содержат промышленного оруденения; в юго-восточном направлении ультраосновные породы не обнаружены.

Форма тел ультраосновных пород неправильная линзо- и пластообразная, в плане нередко лентообразная, с разветвлениями и разрывами сплошности. Характерно резкое (нередко в 3—5 раз) преобладание размеров тел по падению над размерами по простиранию. Так, наиболее крупное тело в Верхней зоне имеет около 200 м по простиранию и 800—1000 м по падению; мощность его изменяется от 1—2 до 25 м, в среднем составляя 2—5 м. В Нижней рудной зоне интрузивные тела имеют меньшие размеры: от 50 до 150 м по простиранию и от 200 до 500—600 м по падению, при мощности от 1—2 до 10—15 м; лишь на северо-восточном фланге месторождения одно из тел имеет мощность 50—60 м.

Все ультраосновные породы месторождения сильно изменены, в основном амфиболизованы, а в приконтактной части рассланцованы согласно плоскости контакта и гнейсовидности вмещающих пород. Сами вмещающие породы вблизи контактов превращены в биотит-амфиболовые

и гранат-кварцевые метасоматиты мощностью от нескольких сантиметров до 0.6—0.8 м, редко до 1—2 м.

Промышленное оруденение всюду представлено сульфидной вкрапленностью в ультраосновных породах, скоплениями сульфидов в межпластовых тектонических зонах, а также их вкрапленностью и прожилками в экзоконтактовых и вмещающих породах. К сингенетическому типу относится бедная и богатая сидеронитовая вкрапленность сульфидов в ультраосновных породах, к эпигенетическому — все остальные разновидности. Эпигенетическое оруденение очень широко развито на месторождении — практически все промышленные руды относятся к этому типу.

По характеру и интенсивности оруденение в Верхней и Нижней зонах несколько различное. В Верхней зоне расположено самое крупное рудное тело месторождения, или собственно Верхняя залежь, в которой сосредоточена основная часть разведанных запасов.

Оруденелая тектоническая зона, сопровождающая интрузив, продолжается и к востоку от него на расстояние до 200 м, в то время как западные их границы совпадают. Мощность ее изменяется от нескольких сантиметров до 3—8 м на участках раздувов и разветвлений. Сложена она преимущественно брекчиевидными рудами, сплошные встречаются редко. Наибольшим содержанием никеля и меди эти руды обладают за пределами ультраосновного тела, но непосредственно вблизи его восточной кромки или в местах разветвления на северном фланге. Далее к востоку медно-никелевые брекчиевидные руды сменяются существенно медными прожилковыми и прожилково-вкрапленными, и оруденение постепенно затухает. Уменьшение интенсивности оруденения установлено и в южном направлении, хотя до полного выклинивания рудное тело здесь не прослежено.

Таким образом, для Верхней залежи характерна максимальная концентрация оруденения в «осевой», центральной части — вдоль восточного фланга ультраосновного тела — и постепенное уменьшение интенсивности его к западу и востоку. При этом в восточном направлении медная минерализация распространяется дальше никелевой, а в западном они развиваются примерно одинаково.

Нижняя рудная зона расположена целиком в нижней амфиболитовой пачке, причем многие рудные тела тяготеют к верхней ее части, к границе со средней пачкой. В продольных разрезах хорошо прослеживается прогиб, ось которого погружается согласно с падением пород. В этом прогибе сосредоточена основная часть оруденелых ультраосновных тел, имеющих линзобразную форму. Брекчиевидные и прожилковые руды встречаются в них лишь на отдельных участках и обладают небольшой мощностью (0.1—0.5 м).

Глубокие горизонты месторождения не изучены, хотя крайними скважинами юго-западного фланга (509, 519, 734, 730 и др.) установлено продолжение Верхней и Нижней рудоносных зон на значительную глубину (до 850 м от поверхности) при сохранении примерно того же падения, что и на верхних горизонтах. Но степень оруденения здесь постепенно ослабевает, в связи с чем выявленные рудные тела не имеют практической ценности. Однако не исключается возможность нахождения богатых медно-никелевых руд на глубинах более 750 м в благоприятных структурных условиях, так как представления о рудоносности этих горизонтов основаны на материалах лишь единичных скважин.

Рудные тела месторождения обладают довольно сложным строением, которое обусловлено пространственным соотношением оруденелых ультраосновных пород и тектонической брекчии, а также сочетанием руд различного состава, развитием околорудных пород и резкой неравномерностью оруденения в целом.

Почти все рудные тела характеризуются совместным развитием оруденения в ультраосновных породах и межпластовых тектонических зонах (рис. 6, 7). Это особенно показательно для промышленного оруденения — практически все ультраосновные тела с богатым вкрапленным оруденением сопровождаются оруденелыми тектоническими брекчиями. Последние развиваются не только в лежащем боку ультраосновных тел, но и висячем, а иногда в центральных частях; они могут располагаться как непосредственно на контакте ультраосновных пород с вмещающими, так и на некотором расстоянии от него во вмещающих породах (чаще) или в ультраосновных. Особенно сложные соотношения между этими рудами наблюдаются на участках раздувов и расщепления ультраосновных тел — здесь иногда оруденелая тектоническая брекчия сопровождает почти каждую ветвь интрузива.

В самой тектонической зоне участки брекчиевидных руд нередко сменяются прожилковыми и прожилково-вкрапленными, что до некоторой степени обусловлено составом вмещающих пород: в рассланцованных амфиболитах, а также в гнейсах чаще всего развиваются брекчиевидные руды, в гранито-гнейсах и пегматитах — прожилковые и прожилково-вкрапленные. Кроме того, брекчиевидные руды обычно медно-никелевые (иногда существенно никелевые), а прожилковые и прожилково-вкрапленные — большей частью существенно медные.

Как и на Аллареченском месторождении, рудные тела Востока окружены своеобразным ореолом бедного вкрапленного оруденения, приуроченного к окологрудным метасоматитам и слабо измененным вмещающим породам. Но экзоконтактовые гранат-кварцевые породы встречаются здесь значительно реже, зато очень широким развитием пользуются биотит-амфиболовые метасоматиты, мощность которых в отдельных случаях достигает 1.5—2 м. Это обусловлено резко выраженным тяготением рудных тел Востока к горизонтам и пластам амфиболитов — даже в Верхней зоне, расположенной в средней («пестрой») пачке, рудные тела со стороны лежащего или висячего бока сопровождаются амфиболитами.

И среди вмещающих пород оруденелыми чаще всего оказываются амфиболиты, в которых из сульфидов резко преобладает халькопирит. Миллерит-борнитовое оруденение во вмещающих породах здесь развито меньше, чем на Аллареченском месторождении, но гораздо отчетливее выражено тяготение его к лейкократовым разностям пород, причем оруденелыми нередко оказываются и тела пегматитов (скв. 443, 377, 442 и др.).

На месторождении выявлено также много мелких тел безрудных ультраосновных пород (пироксенитов), как правило, сильно измененных. Форма их линзо- и пластообразная, мощность измеряется первыми метрами. Несколько чаще они встречаются в верхней части разреза и на южном фланге; от оруденелых ультраосновных пород почти всегда отделены мощными горизонтами вмещающих пород.

Роль дизъюнктивной тектоники в структуре месторождения выяснена недостаточно, хотя имеется ряд фактов, свидетельствующих о проявлении дорудных, внутрирудных и послерудных нарушений (Яковлев, Яковлева, 1964).

**Некоторые замечания о структуре рудного поля.** Представляет интерес сравнение геолого-структурных условий локализации ультраосновных массивов и медно-никелевых руд в Аллареченском и Печенгском рудных полях. Оно дается в табл. 1 по материалам предыдущих исследователей и нашим данным.

Как видно из данных табл. 1, месторождения обоих рудных полей обладают определенными чертами сходства, несмотря на то что залегают в разных структурных этажах, среди различных вмещающих пород. Это сходство особенно заметно при сравнении Аллареченских месторожде-

ТАБЛИЦА 1

Сравнительная геолого-структурная характеристика месторождений Печенгского и Аллареченского рудных полей

Основные признаки	Печенгское	Аллареченское
Структурное положение	В областях максимального прогиба Печенгского синклиниория, осложненных межпластовыми и поперечными разломами	В юго-западном крыле Аллареченской куполовидной структуры, осложненном дополнительной складчатостью и разломами
Вмещающие породы	Складчатые филлиты, туффиты, туфы с линзами диабазов	Складчатые гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты и мигматиты по ним
Форма и размеры никеленосных интрузивных тел	Дифференцированные межпластовые тела — факолиты. Длина 200—7000 м, мощность 2—200 м	Пластообразные, линзовидные и лентообразные в трещинах отслаивания. Длина—100—1100 м, мощность 2—25 м
Основные структурные факторы	Сопряжение ультраосновных тел с межпластовыми и поперечными тектоническими нарушениями	Сочетание ультраосновных тел с крутопадающими или межпластовыми тектоническими нарушениями
Концентрация оруденения	Постепенное увеличение интенсивности оруденения по падению интрузивов	Нарастание интенсивности оруденения на флангах: западном (Аллареченское) или восточном (Восток)
Строение рудных тел	Сочетание вкрапленных, брекчиевидных и сплошных руд. Увеличение роли сплошных и брекчиевидных руд в нижних частях массивов, особенно на участках их выклинивания по падению	Сочетание вкрапленных, сплошных и брекчиевидных руд. Увеличение роли сплошных и брекчиевидных руд на флангах месторождений, в местах выклинивания массивов
Размеры рудных тел (м):		
L (по простиранию)	От 100—400 до 3000—4000	От 100—200 до 1100
n (по падению)	От 100—300 до 1500 и более	От 200 до 1500
m (мощность)	От 2 до 80	От 1—2 до 15—20
L-n отношение	Обычно 1 : 1, реже 2 : 1	5 : 1 (Аллареченское), от 1 : 2 до 1 : 5 (Восток)

ний с месторождениями западного фланга Печенгского рудного поля, в частности с Каулой, которое является к тому же наиболее изученным. Основное структурное различие между ними заключается в морфологических особенностях ультраосновных массивов и рудных тел, а также в местах концентрации богатого оруденения. Но и в этом отношении можно найти аналогию обоих районов, если допустить, что современные условия залегания ультраосновных массивов и рудных тел в Аллареченском районе не соответствуют первоначальным, а значительно изменены в течение длительной истории после их формирования.

Выше отмечалось, что размеры Аллареченского ультраосновного массива по простиранию превосходят размеры его по падению, т. е. по сути дела это лентообразное тело, неравномерно изогнутое по длинной оси в виде асимметричного желоба. Интенсивность оруденения в нем нарастает в направлении с востока на запад и с севера на юг. В этом же направлении происходит уменьшение роли ультраосновных пород, и в западном и юго-западном крыле они большей частью представлены разьединенными и округленными глыбами, заключенными среди сплошных руд.

Эти структурные особенности в меньшем масштабе повторяют основные соотношения оруденелых ультраосновных пород и сплошных руд в месторождении Каула — нарастание интенсивности оруденения по

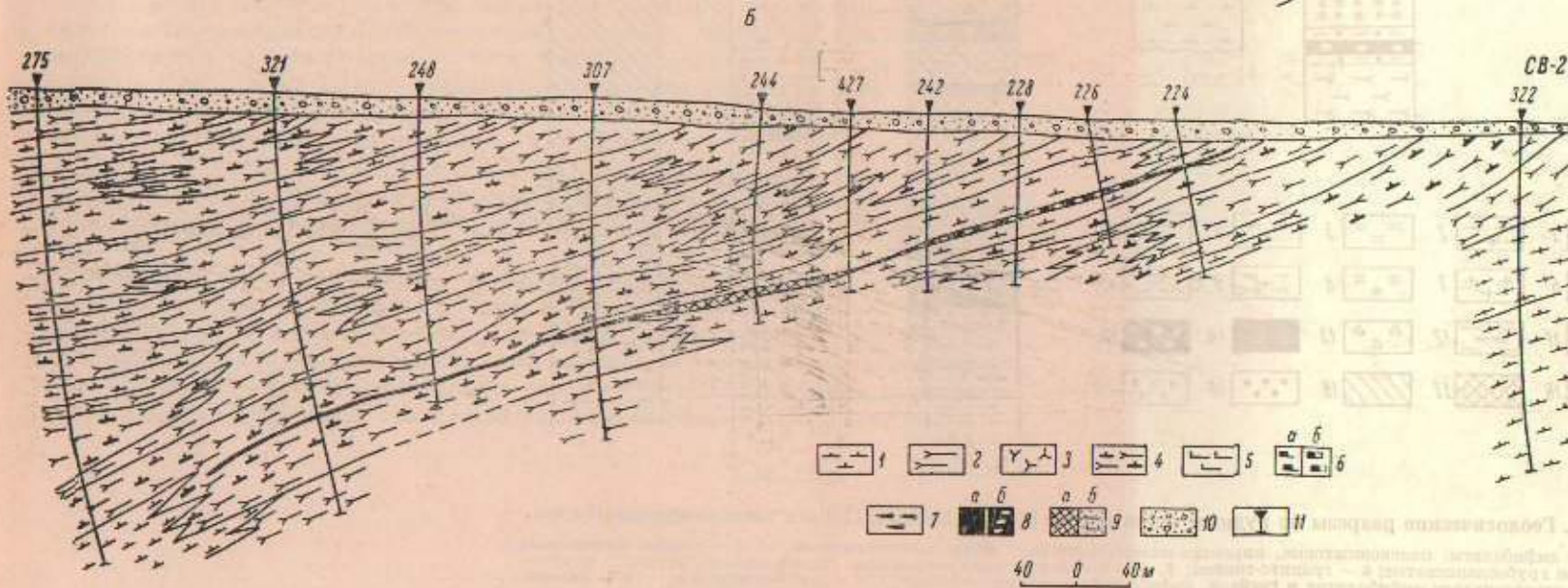
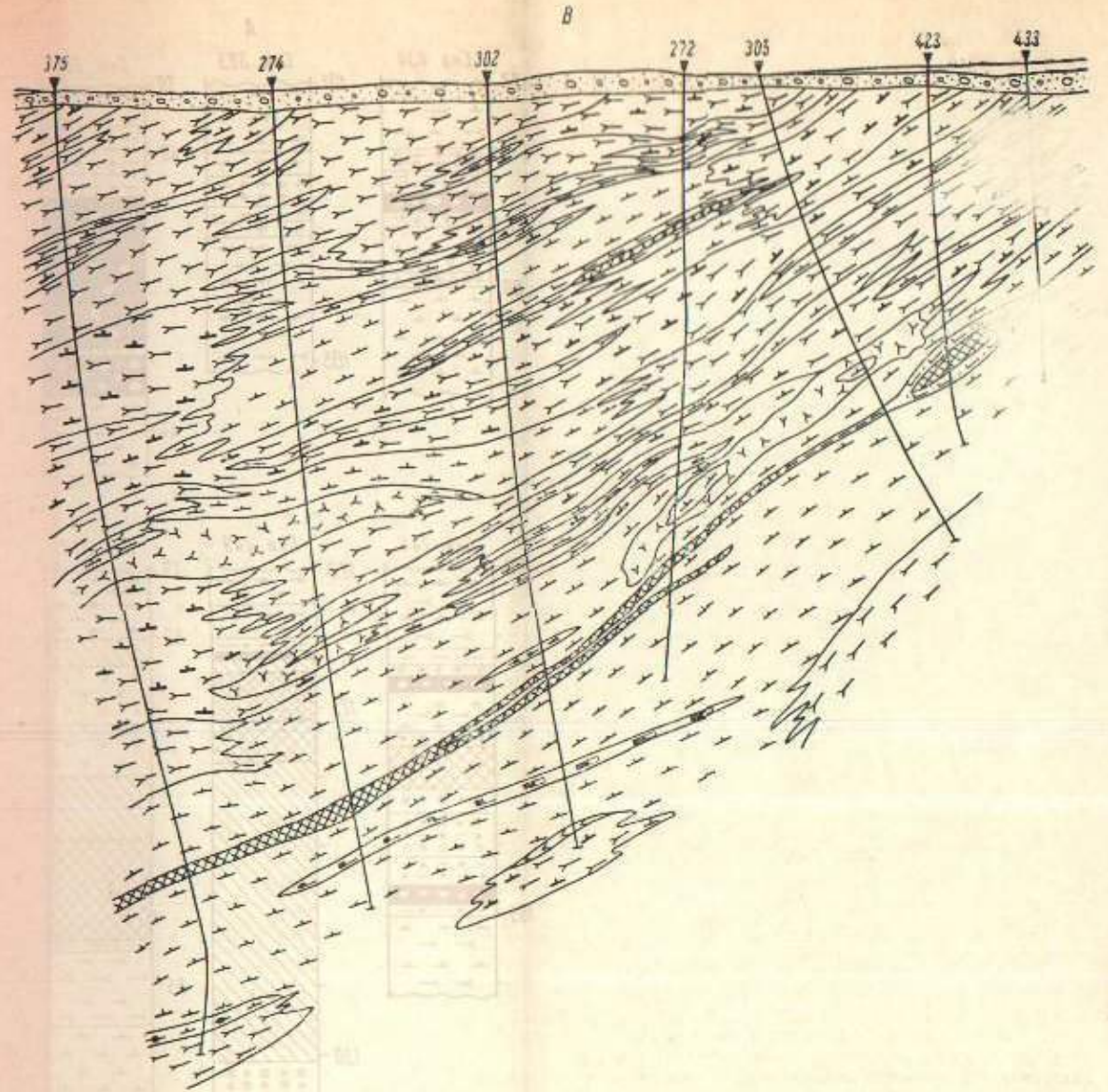
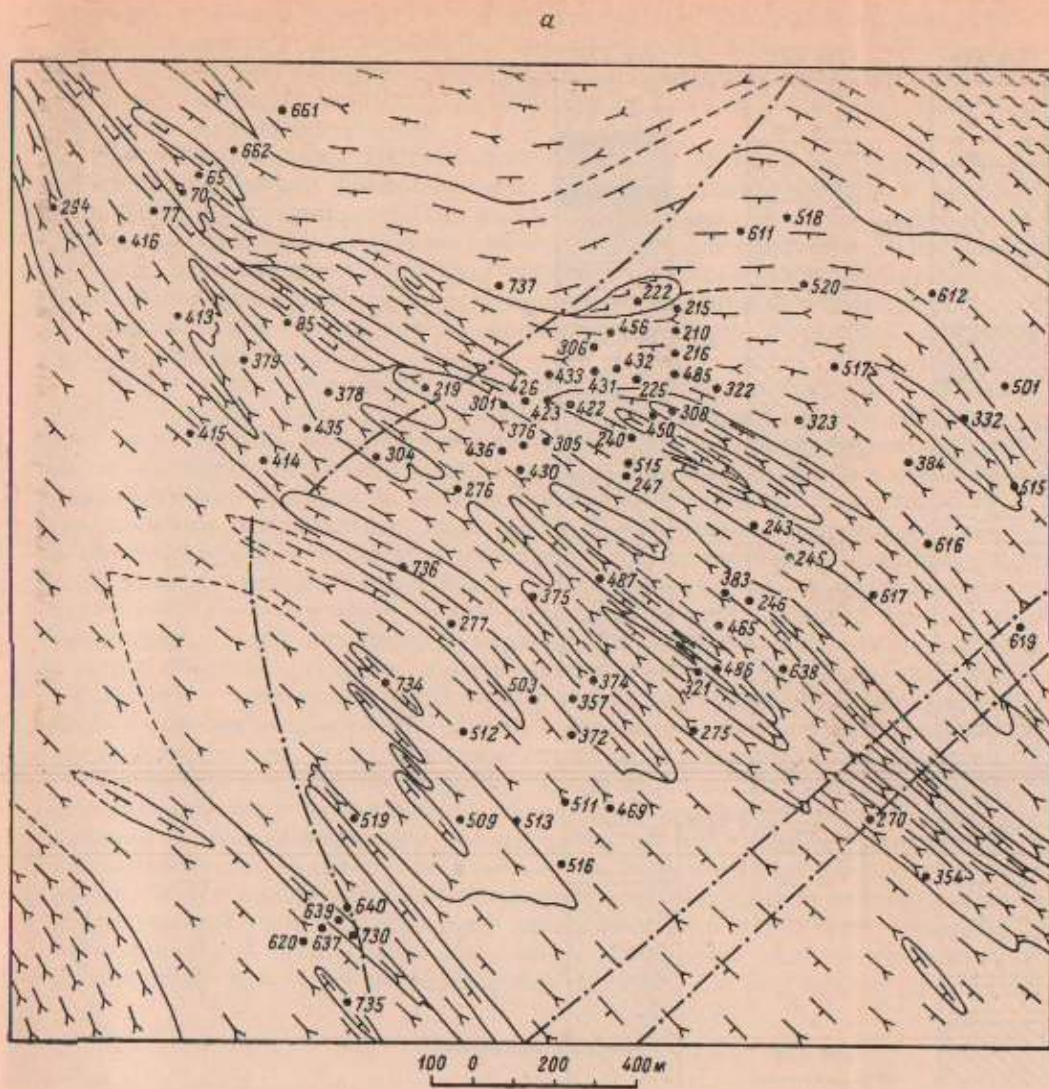


Рис. 6. Месторождение Восток.

а — геологическая карта; б, в — геологические разрезы восточного и западного флангов (материалы Алларченской ГРП).

1 — амфиболиты полевошпатовые; 2 — плагноклинокриновые гранито-гнейсы; 3 — пегматиты; 4 — мигматиты плагноклинокриновых гранитов по амфиболитам; 5 — перидотиты; 6 — амфиболовые породы по перидотитам; роговообманновые (а) и актинолитовые (б); 7 — биотит-амфиболовые породы; 8 — руды в тектонических зонах: сильные (а) и брекчиевидные (б); 9 — вращенные руды в перидотитах: богатые (а) и бедные (б); 10 — четвертичные отложения; 11 — скважины.

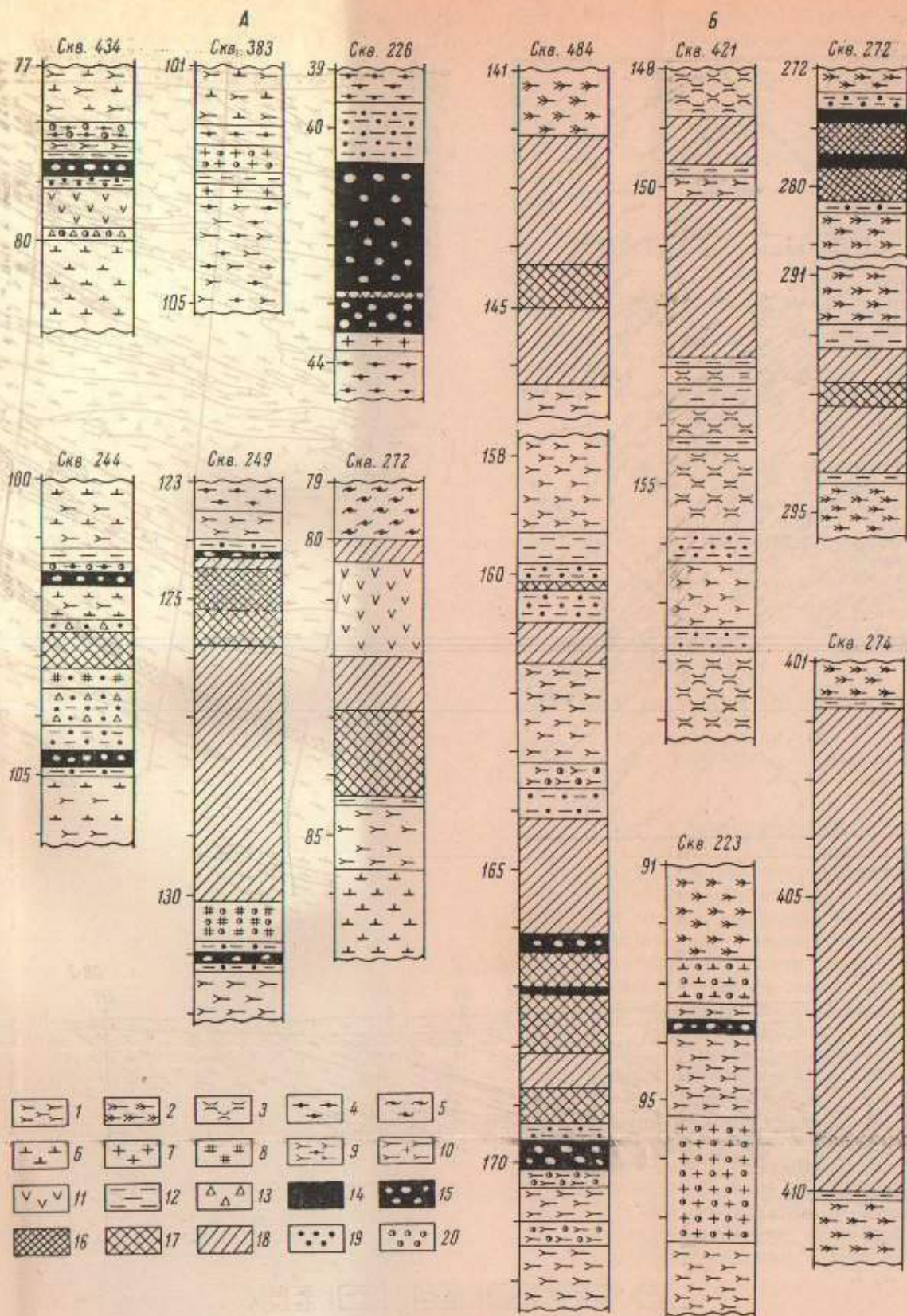


Рис. 7. Геологические разрезы по рудным телам Верхней (А) и Нижней (Б) зон месторождения Восток. 1-5 — амфиболиты: подковошпатовые, пироксен-полевошпатовые, кварц-полевошпатовые; 4, 5 — гнейсы биотитовые тонко- и грубошпатовые; 6 — гранито-гнейсы; 7, 8 — пегматиты: микроклиновые, плагиомикроклиновые; 9, 10 — тонко- и грубошпатовые амфиболиты и гнейсы, амфиболитов и гранито-гнейсов; 11 — металеридотиты; 12 — биотитовое переслаивание амфиболитов и гнейсов, амфиболитов и гранито-гнейсов; 13 — гранато-кварцевые породы; 14, 15 — массивные и брекчиевидные руды; 16-18 — густо-, нормально- и расселиновкварцевые руды (и металеридотитах); 19, 20 — оруденелые породы (экзоконтактовые и вмещающие).

падению и максимальную его концентрацию на участке выклинивания ультраосновного тела. Возможно, первоначально Аллареченский массив имел значительно большие размеры (особенно по восстанию); простираение его было близким к меридиональному или северо-западному, а падение — западным или юго-западным.

На месторождении Восток ультраосновные массивы и рудные тела обладают необычной формой: лентообразной и сильно вытянутой линзообразной; для них показательно резкое преобладание размеров по падению над размерами по простираению при незначительной мощности. В Верхней залежи, составляющей основную ценность месторождения, наблюдается увеличение интенсивности оруденения в направлении с запада на восток и максимальная концентрация богатых руд вдоль восточной кромки ультраосновного тела.

Но форма ультраосновных массивов и рудных тел, а также особенности локализации богатых руд представляются необычными лишь в современном их залегании, которое вряд ли было таким в момент формирования месторождения. Если предположить, что первоначальное простираение массивов было близким к меридиональному, а падение — восточным, то мы получим значительное сходство с Печенгскими месторождениями, в соответствующем масштабе, конечно. Тогда современные лентовидные тела ультраосновных пород можно рассматривать как будинированные части некогда значительно более крупного массива, верхние горизонты которого с убогой сульфидной вкрашенностью располагаются в районе участка Восток-2. Позднее южное крыло этого массива было опущено, а северное — приподнято и частично уничтожено эрозией. В таком случае становится «нормальным» обогащение восточного фланга месторождения — это первоначально более глубокие горизонты, аналогичные печенгским.

Таким образом, вполне возможно, что на обоих месторождениях ультраосновные массивы первоначально обладали большими размерами и имели близкое к меридиональному простираение, но на Аллареченском месторождении массив падал на запад (юго-запад), а на месторождении Восток — на восток. И в целом такая реконструкция приводит к выводу о приуроченности месторождений к крыльям антиклинальной структуры, имевшей меридиональное или северо-западное простираение: Аллареченского — к западному крылу, а месторождения Восток — к восточному.

#### Поисковые участки

Для большинства участков свойственно совместное проявление двух или более типов минерализации, хотя какой-либо один из них обычно преобладает. Ниже в качестве примеров развития непромышленного оруденения рассматриваются участки Акким, Аннама, Хихнаярви, Руннийоки; распространения безрудных ультраосновных пород — участки Копос и Алксоайв; широкого проявления пирротинового и графит-пирротинового оруденения — участки Рошняур и Вешаур; магнетитового и пирротин-магнетитового — уч. Пулдшик.

**Акким** — участок находится в 10—11 км к юго-юго-востоку от Аллареченского месторождения и приурочен к области сопряжения Аллареченской и Копосовской куполовидных структур (рис. 1). В его геологическом строении принимают участие полевошпатовые амфиболиты, гранито-гнейсы, мигматиты, биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, ультраосновные породы, пегматиты. На юге и юго-западе этот комплекс пород сменяется амфиболовыми гнейсами, которые рассматриваются как переходные разности к породам массива гиперстеновых диоритов. Преобладает северо-западное простираение пород с пологим (30—50°) падением на юго-запад. Лишь в восточной части, представляющей собой «внешнюю зону»

Копосовского купола, простираение пород с северо-западного постепенно меняется на меридиональное и северо-восточное, а падение — с юго-западного до северо-западного. Все породы собраны в пологие поперечные складки и пересечены многочисленными жилами пегматитов, мощность которых нередко достигает 10—20 м.

В месте сопряжения Аллареченской и Копосовской структур в северо-восточном направлении проходит крупное тектоническое нарушение — Хутояврский разлом, который на южном фланге является поперечным, а на северном — кососекущим и продольным.

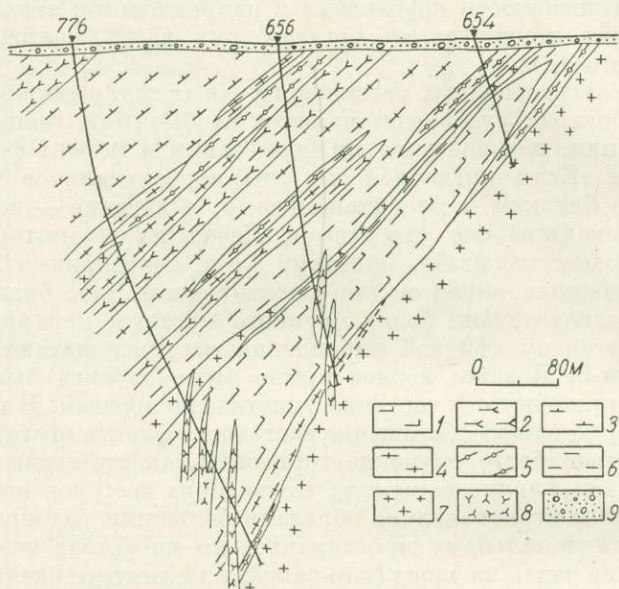


Рис. 8. Геологический разрез южного фланга участка Акким (Зак и др., 1972).

1 — измененные ультраосновные породы; 2 — плагиомикроклиновые гранито-гнейсы; 3 — амфибол-биотитовые гнейсы; 4 — мигматиты по полевошпатовым амфиболитам; 5 — полевошпатовые амфиболиты; 6 — биотитовые гнейсы; 7 — плагиомикроклиновые граниты; 8 — плагиомикроклиновые пегматиты; 9 — четвертичные отложения.

На участке выявлено большое число ультраосновных тел, залегающих среди биотит-амфиболовых гнейсов, амфиболитов, гранито-гнейсов и мигматитов. Размеры их варьируют в широких пределах: мощность от 0.5—1.0 до 180—200 м, длина по простираению и падению от десятков метров до 700—800 м; наиболее крупные до выклинивания не прослежены. Массивы имеют линзо- и пластообразную форму и залегают примерно согласно с вмещающими биотит-амфиболовыми гнейсами, амфиболитами и мигматитами (рис. 8).

Характерной особенностью участка является частая приуроченность к контактам ультраосновных тел и вмещающих пород жил гранитных пегматитов различной мощности, а также пересечение ими почти всех наиболее крупных массивов. Сами пегматиты в этих случаях десилицированы, а ультраосновные породы превращены в слюдисто-амфиболовые разности зонального строения. Кроме того, породы многих массивов, особенно расположенных вблизи тектонических нарушений (Хутояврского разлома и др.), интенсивно раздроблены и испытали изменения, свойственные «красным зонам».

По первичному составу ультраосновные тела относятся к трем группам: существенно оливинитовым, перидотитовым и пироксенитовым. Первые развиты меньше, но обладают наибольшими размерами (мощность до 150—200 м). Существенно перидотитовые тела имеют значительно меньшую величину (мощность 10—50 м, редко больше), но распространены гораздо шире оливинитовых. Пироксенитовые тела встречаются довольно часто, но они невелики по размерам: мощность обычно составляет 3—5 м, редко до 10—15 м.

Оливинитовые и пироксенитовые тела практически безрудные или содержат очень мелкую и редкую вкрапленность сульфидов и иногда самородной меди. В то же время они обладают довольно высоким общим содержанием никеля (до 0.2—0.3%), который присутствует, вероятно, в силикатной форме, так как содержание серы только в единичных случаях достигает 0.1%.

Заметная вкрапленность сульфидов встречается в перидотитовых интрузивах, а в трех из них установлено непромышленное медно-никелевое оруденение сингенетического типа. В двух массивах повышенное содержание сульфидов (до 3 об.%) встречено в нижней половине разреза; по падению оба массива быстро выклиниваются, по простиранию горными выработками не прослеживались. Наиболее интересным является третий массив, залегающий среди гранито-гнейсов и амфиболовых гнейсов на южном фланге участка; мощность его достигает 100 м. Спорадическая сульфидная вкрапленность наблюдается в пределах почти всего массива, а участки с повышенным содержанием сульфидов, мощностью от 0.2—0.3 до 2—3 м, тяготеют к лежащему боку, образуя ряд «висячих горизонтов». В средней части массива (скв. 560) суммарная мощность оруденелой зоны составляет около 7 м при содержании никеля и меди соответственно 0.55 и 0.40%. На флангах оруденение более бедное; по падению массив до выклинивания не прослежен.

Содержание сульфидов на обогащенных участках перидотитовых тел достигает 8—10% (по объему). Они образуют мелкую вкрапленность и реже мелкие гнездовые обособления размером до 8—15 мм в поперечнике. Минеральный состав их своеобразен, но типичен для бедного сингенетического оруденения, например некоторых ультраосновных тел северного фланга месторождения Восток (Яковлев, Яковлева, 1964, 1967). В то же время морфологические особенности вкрапленников и состав сульфидов иногда соответствуют эпигенетическому оруденению.

В результате проведенных работ всему участку дана отрицательная оценка в отношении промышленной никеленосности. Это решение нам представляется преждевременным, так как: а) участок в значительной степени насыщен ультраосновными массивами различного состава, в том числе несущими заметное сульфидное оруденение, что по аналогии с месторождением Восток не исключает принципиальной возможности наличия здесь более богатых руд; б) ни один из массивов, обладающих повышенным содержанием сульфидов, не прослежен до выклинивания (либо по простиранию, либо по падению); в) имеются признаки проявления эпигенетического оруденения, составляющего основную промышленную ценность на известных месторождениях.

**Аннама** — участок, расположенный на крайнем юго-востоке района (в 35—40 км от Аллареченского месторождения), в пределах юго-западного крыла Аннамской куполовидной структуры (рис. 1), осложненного синклинальной складкой и многочисленными тектоническими нарушениями. На южном и юго-западном его флангах вмещающие породы представлены тонкопереслаивающимися полевошпатовыми амфиболитами, биотитовыми и биотит-амфиболитовыми гнейсами, а на северном и северо-восточном флангах — толщей биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов с линзами

полевошпатовых амфиболитов. Синклинальная складка сложена сланцеватыми полевошпатовыми и гранат-полевошпатовыми амфиболитами и биотитовыми гнейсами.

На участке выявлено несколько линзо- и пластообразных тел ультраосновных пород и межпластовых зон с графит-пирротиновым оруденением.

Ультраосновные тела тяготеют к горизонтам полевошпатовых и гранат-полевошпатовых амфиболитов; с теми и другими залегают грубо согласно и вместе с ними пересечены жилами гранитных пегматитов мощностью 0.5—5.0 м (до 30 м во вмещающих породах). Размеры их изменяются в широких пределах: по простиранию от 300 до 1000 м, мощность от 2—3 до 70 м, по падению прослежены от первых десятков метров до 300 м. Отдельные массивы содержат непромышленное медно-никелевое оруденение (никеля до 0.2—0.3%, меди — до 0.1%).

Зоны с безникелевым пирротиновым или графит-пирротиновым оруденением приурочены к участкам рассланцевания в гнейсах или амфиболитах. Преобладают вкрапленные руды, реже наблюдается прожилково-вкрапленные и брекчиевидные. Протяженность зон вкрапленного оруденения достигает 2—3 км при мощности до 10 м и более, участки с богатыми рудами обладают значительно меньшими размерами (мощность от 0.1—0.2 до 2—3 м; длина до 200—300 м, по падению прослежены до 150 м). Содержание сульфидов изменяется от 5—10% во вкрапленных рудах до 50—70% в брекчиевидных. На юго-западном фланге пирротиновое оруденение ассоциирует с амфиболо-магнетитовыми сланцами и кварцитовидными породами; руды здесь в основном вкрапленные, содержание сульфидов не превышает 10—15%. Содержание меди и никеля во всех разновидностях пирротинового оруденения очень низкое (обычно 0.01—0.05%).

На юго-восточном фланге участка (рудопроявление Аннама-1) в 1963 г. обнаружено тело оруденелых ультраосновных пород с содержанием никеля (по данным штучного опробования) до 1.08%. Оно расположено висячем боку пачки расланцованных гранат-полевошпатовых амфиболитов, сильно вытянуто по простиранию (около 950 м), обладает неправильной линзо- и чечевицеобразной формой поперечного сечения. Мощность его составляет 3—25 м, по падению распространяется на 40—250 м, до полного выклинивания не прослежено. В составе массива преобладают перидотиты, значительно меньше развиты оливиниты и пироксениты, последние преимущественно вблизи контактов с вмещающими породами.

Ультраосновные породы содержат бедную (до 5 об.%) вкрапленность сульфидов размером от 0.1 до 2—3 мм в поперечнике, распределенную неравномерно; в отдельных случаях наблюдается ступенчатость вкрапленности вблизи лежачего и реже висячего боков, на некотором удалении от контактов. Минеральный состав оруденения характерен для бедных сингенетических руд района. Отличительной особенностью является повышенное содержание шпинели — в виде неправильных и изометрических выделений, субграфических сростков с ранним магнетитом, каемок на нем и т. п., а также слабое развитие решетчатых структур распада титаномагнетита. Кроме того, характерно интенсивное изменение первичных сульфидов — замещение их поздним магнетитом, развитие валлериита, а в отдельных местах — появление самородной меди. Содержание никеля и меди, по данным опробования керна, не превышает соответственно 0.22 и 0.08%.

Вкрапленное пирротиновое оруденение установлено во вмещающих породах как лежачего, так и висячего боков массива, но богатые графит-пирротиновые руды располагаются преимущественно в лежачем боку, обычно на некотором удалении от интрузива, а иногда и непосредственно на контакте с ним.

Севернее рудопроявления Аннама-1 выявлена мощная (около 16 м) зона графит-пирротинового оруденения в сильно измененных (рассланцованных и окварцованных) полевошпатовых амфиболитах, пересеченных маломощными жилами гранитных пегматитов, тоже оруденелых. Отличительной особенностью минерального состава руд данной зоны является повышенное содержание сфалерита и галенита (до 1% в некоторых образцах). Содержание никеля в отдельных пробах здесь достигало 0.10—0.17%, а меди 0.02—0.08%. По данным полуколичественного спектрального анализа штучных проб (лаборатория физических методов исследования, КФ АН СССР), содержание свинца составляет 0.001—0.03%, а цинка — 0.01—1.0%. Кроме того, в ряде проб обнаружены молибден (до 0.003%) и серебро (до 0.0003%, или 3 г/т).

Поисковые работы на участке Аннама были прекращены в конце 1964 г., но вопрос о его рудоносности не был решен. Между тем о возможности нахождения здесь медно-никелевых руд свидетельствует ряд фактов, важнейшими из которых являются следующие: а) сходство основных черт строения Аннамской и Аллареченской куполовидных структур; б) насыщенность территории участка ультраосновными массивами; в) наличие ультраосновных массивов с убогой медно-никелевой минерализацией.

**Хихнаярви** — участок находится в 25—27 км к северо-западу от Аллареченского месторождения, в юго-восточной части Хихнаярвинского блока, и в геологическом отношении приурочен, вероятно, к области сочленения Нотозерского антиклинория и Сальютундровского синклинория (рис. 1).

В строении участка принимают участие полевошпатовые и гранат-полевошпатовые амфиболиты, биотитовые и двуслюдяные гнейсы, гранито-гнейсы и мигматиты, а также ультраосновные породы. Все они часто пересечены жилами гранитных пегматитов мощностью до 5—7 м. На северо-восточном фланге породы смяты в сложную синклинальную складку, на остальной площади они полого падают на запад и юго-запад.

Поисковыми работами на участке выявлено несколько довольно крупных ультраосновных тел, имеющих пласто- и линзообразную форму и залегающих согласно с вмещающими породами. Наибольшими размерами обладает массив, приуроченный к центральной части синклинальной складки: длина его около 1000 м, максимальная ширина 400—450 м, мощность 13—58 м. Массив дифференцирован: в нижней части залегают пироксениты (1—3 м), которые выше сменяются перидотитами (10—40 м), а последние — оливинитами (2—5 м).

Почти на всем протяжении этот массив несет неравномерную сингенетическую вкрапленность сульфидов, содержание которых изменяется от 1—3 до 5—10%, а размеры вкрапленников от 0.1—0.2 до 3—4 мм в поперечнике. Несколько более обогащенной является северная часть массива, иногда наблюдается сгущение сульфидной вкрапленности и в придонной части (скв. 130). Среди сульфидов преобладают троилит и пирротин, в подчиненном количестве присутствуют пентландит и халькопирит, в качестве незначительной примеси встречаются кубанит и макиавит; пентландит иногда виоларитизирован. Содержание никеля, по данным опробования, изменяется от 0.01 до 0.43%, а меди от 0.01 до 0.17%.

Таким образом, этот массив по своему строению и составу сульфидной вкрапленности весьма напоминает оруденелые массивы участков Акким и Аннама. С последним его сближает и широкое развитие графит-пирротинового оруденения во вмещающих породах, главным образом со стороны лежащего бока. В примерно такой же геологической обстановке на соседнем участке Вилгис (в 5—6 км к северо-западу) вскрыты два массива мета-

перидотитов с аналогичным сингенетическим оруденением, отличающимся более высоким содержанием пирротина.

Вопрос о никеленосности участков Хихнаярви и Вилгис до настоящего времени не решен, хотя перспективы их в этом отношении расцениваются достаточно высоко. Основанием для такой оценки является насыщенность территории сравнительно крупными ультраосновными массивами и наличие повышенной сульфидной минерализации в отдельных из них.

**Руннийоки** — участок расположен на северо-западном фланге Хихнаярвинского блока, в 35—40 км от Аллареченского месторождения.

Поисковыми работами здесь выявлено несколько десятков ультраосновных тел, имеющих линзо- и пластообразную форму и группирующихся в четыре полосы северо-восточного простирания на юго-западном крыле куполовидной структуры. Отдельными скважинами вскрыто по 4—6 ультраосновных тел, разделенных горизонтами вмещающих пород мощностью от 10—20 до 50—70 м. Размеры ультраосновных тел варьируют в широких пределах: мощность от 2—3 до 100—110 м, длина по простиранию от 150—200 до 1000—1500 м, по падению прослежены от 50—100 до 200—250 м. Все они залегают в толще светло-серых и белых гранито-гнейсов или мигматитов с редкими и тонкими прослоями биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Вмещающие породы и ультраосновные тела нередко пересечены жилами гранитных пегматитов.

В трех северных полосах ультраосновные породы представлены безрудными серпентинизированными и отчасти амфиболитизированными оливинитами, реже перидотитами, а в южной — сильно амфиболитизированными и биотитизированными перидотитами и пироксенитами, часто содержащими убогую вкрапленность сульфидов. В средней части самого крупного тела южной зоны выявлено промышленное медно-никелевое оруденение, представленное двумя типами: а) бедной вкрапленностью сульфидов в ультраосновных породах вблизи лежачего бока и б) скоплениями сплошных и густовкрапленных руд, образующих отщепленную залежь в гранито-гнейсах лежачего бока на расстоянии 2—8 м от ультраосновного тела. Промышленное оруденение оконтурено со всех сторон, масштабы его незначительны, но сплошные руды в гранито-гнейсах отличаются высоким содержанием полезных компонентов.

**Копос** — занимает центр и кольцевую зону Копосовской куполовидной структуры и находится в 16—17 км к юго-востоку от Аллареченского месторождения (рис. 1).

В северной и северо-восточной частях кольцевой зоны выявлено несколько крупных тел ультраосновных пород, залегающих примерно согласно с вмещающими гнейсами и амфиболитами, которые на северо-востоке собраны в две пологие синклинальные складки, разделенные антиклинальным перегибом. По простиранию ультраосновные массивы прослежены до 2—2.5 км, по падению до 1.2 км, мощность их достигает 150—200 м. Нередко они пересечены жилами гранитных пегматитов мощностью от 0.2—0.3 до 2—3 м. Массивы относятся к группе безрудных существенно оливинитовых и аналогичны таким же массивам участков Акким, Вирнимя и др. В северной части кольцевой зоны выявлено несколько мелких линзовидных ультраосновных тел, измененных до слюдисто-амфиболовых разностей.

В северо-западной и южной частях зоны прослежен горизонт безникелевого пирротинового оруденения мощностью от 2—3 до 15—20 м. Содержание сульфидов в нем невысокое — от 3—5 до 15—20%, в редких случаях достигает 40—50%; мощность участков с повышенным содержанием сульфидов не превышает 0.3—0.4 м. Оруденение приурочено к прослоям пироксен-полевошпатовых и гранат-полевошпатовых амфиболитов и биотитовых гнейсов.

Содержание никеля и меди в наиболее богатых участках не превышает 0.15 и 0.06% соответственно, в среднем для горизонта 0.01—0.03%.

Аналогичное сульфидное оруденение установлено и за пределами внутренней кольцевой зоны, на восточном фланге куполовидной структуры (уч. Пишкил).

**Алксоайв (зона северного обрамления района)** находится в зоне контакта Аллареченской куполовидной структуры и Каскельяурского массива гранитоидов в 25—30 км к востоку от Аллареченского месторождения (рис. 1).

На южном и западном флангах участка среди вмещающих пород преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и гранито-гнейсы, переслаивающиеся с подчиненными полевошатовыми амфиболитами и двуслюдяными гнейсами. На восточном и северном флангах широким развитием пользуются диоритовидные гнейсы и грубопятнистые амфиболиты, обладающие повышенным содержанием сфена (до 5—10%) и относящиеся, вероятно, к комплексу пород контактовой зоны Каскельяурского массива гранодиоритов.

Вмещающие породы собраны в крутые складки, простирание которых меняется от почти меридионального на юге через северо-западное в центральной части до почти широтного на северном фланге. Падение пород всюду крутое (60—90°). Секущие жилы пегматитов встречаются довольно редко, мощность их составляет 0.5—5 м, в редких случаях достигает 8—10 м.

В южной и центральной частях прослежена секущая дайка габбро-диабазы протяженностью около 5 км и мощностью до 10—15 м. Простирание ее близко к меридиональному, падение крутое (70—80°).

Поисковыми работами на участке установлено около двух десятков пластообразных тел ультраосновных пород, залегающих согласно с вмещающими гнейсами и амфиболитами. Мощность их изменяется от 1—2 до 20—30 м, длина по простиранию от 100—200 м до 1—2 км, по падению прослежены до 100—200 м.

По составу это перидотиты и пироксениты, но в большинстве случаев они настолько сильно изменены (рассланцованы, амфиболлизированы, биотитизированы), что главным вторичным минералом, возникающим по ультраосновным породам, здесь является роговая обманка актинолитового ряда, которая на других участках характеризует лишь тонкие эндоконтактные зоны массивов.

Бедная вкрапленность сульфидов (до 1%) встречается в ультраосновных массивах редко. Содержание никеля, по данным опробования керн поисковых скважин, большей частью составляет 0.05—0.08% (до 0.15%), содержание меди не превышает 0.04%.

На северном фланге соседнего участка Чуерлем выявлено несколько мелких линз магнетитовых кварцитов и небольших массивов сильно измененных безрудных ультраосновных пород (вероятно, метапироксенитов), а на южном фланге — толща гранито-гнейсов с повышенным содержанием магнетита и ортита (до 5—10%).

На расположенном в 8 км к востоку участке горы Широкой (рис. 1) горнобуровыми работами среди амфиболита и двуслюдяных гнейсов вскрыто несколько мелких массивов сильно амфиболлизированных (кумингтонит, антофиллит) и биотитизированных перидотитов, из которых некоторые содержат бедную вкрапленность сульфидов (до 0.5% никеля). На южном фланге этого участка установлены залежи магнетитовых кварцитов, а в северной и центральной частях — небольшие зоны пирит-пирротинового оруденения в прослоях гнейсов.

Интенсивное пирротинное и графит-пирротинное оруденение выявлено на участке Маун (рис. 1), где оно приурочено к скарнированным

и окварцованным амфиболитам. Наряду с вкрапленными рудами здесь широко развиты прожилково-вкрапленные и брекчиевидные, иногда встречаются и сплошные колчеданные руды.

Пирротинное и графит-пирротинное оруденение прослеживается и в западной части района — на участках Киедг, Пиедс, Вирнимя и др. Выявленные здесь ультраосновные тела оказались безрудными, в связи с чем вся зона контакта Аллареченского района с Печенегским синклиниorium получили отрицательную оценку на никеленосность.

**Рошяур, Южный, Вешяур и др.** — Общей чертой всех этих участков является приуроченность к области контакта пород кольской серии с массивом гиперстеновых диоритов, а также наличие пирротинного и графит-пирротинного оруденения при слабом развитии ультраосновных пород. Поисковыми работами зона пирротинного оруденения прослежена более чем на 60 км — от озера Вескияур, находящегося на юго-востоке за пределами района, почти до северо-западной границы района.

На участке Рошяур, расположенном в 6—7 км к югу от Аллареченского месторождения, поисковыми скважинами вскрыты мелкие тела гипербазитов и зоны графит-пирротинного оруденения в скарнированных амфиболитах. Мощность ультраосновных тел изменяется от 1—1.5 до 15—17 м, размеры по простиранию и падению не установлены. По составу это метаперидотиты и метапироксениты, но реликты первичных минералов устанавливаются лишь в наиболее мощных телах. Наряду с обычными изменениями — серпентинизацией и амфиболлизацией — в ультраосновных породах участка иногда развивается ильваит (скв. 208). Сульфидная минерализация в них встречается редко (содержание никеля до 0.05—0.07%).

Пирротинное оруденение приурочено к зонам амфибол-гранат-кварцевых метасоматитов и скарнированных амфиболитов, а графит-пирротинное наблюдается в прослоях биотитовых гнейсов, мощность которых изменяется от 1—2 до 10 м. Форма развития пирротина в метасоматитах — крупная вкрапленность (более 0.5 мм), мелкие гнездовые скопления, реже прожилки и обособления брекчиевидных руд мощностью до 0.1—0.2 м. Кроме пирротина, в рудах встречаются халькопирит, пирит, марказит, молибденит, галенит и сфалерит, причем последние два преимущественно в поздних карбонатных прожилках. Графит-пирротинное оруденение в гнейсах имеет обычный состав.

На Южном участке графит-пирротинное оруденение также сосредоточено в гнейсах — биотитовых и гранат-биотитовых, часто рассланцованных, иногда окварцованных и скарнированных. Оруденение вкрапленное, содержание сульфидов и графита изменяется от 5—10 до 40—50%. Густовкрапленные руды приурочены к зонам рассланцевания и скарнирования, а также к контактам гнейсов с пегматитами. В отдельных случаях появляются своеобразные пирротин-биотит-графитовые сланцы мощностью до 1—2 м. Мощность гнейсов с невысоким содержанием пирротина и графита достигает 100 м (скв. 562).

Участок Вешяур приурочен к сложно построенной одноименной зоне интенсивной складчатости (рис. 4).

В разрезе вмещающих пород основная роль принадлежит амфиболитам — полевошпатовым и гранат-полевошпатовым, нередко скарнированным, пересеченным жилами гранитных пегматитов (до 5 м). Амфиболиты слагают крылья антиклинальной структуры, а в ее ядерной части располагаются биотитовые гнейсы с силиманитом и кордиеритом. В пачке амфиболитов встречаются прослои биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов мощностью до 10 м и редко небольшие пласты гранито-гнейсов.

Среди амфиболитов поисковыми работами выявлено много пластов и линзообразных тел ультраосновных пород, большей частью мелких,

мощностью 1—3 м; лишь на северном фланге встречены более крупные массивы, мощностью до 30 м. Бедная сингенетическая вкрапленность сульфидов (пирротина и халькопирита) установлена лишь в самом северном массиве гипербазитов (скв. 283), причем интенсивность ее несколько возрастает в сторону лежащего бока. Но и здесь максимальное содержание никеля не превышает 0.3%. Ни по падению, ни по простиранию этот массив не прослежен.

Безникелевое сульфидное оруденение здесь развито очень широко и в основном аналогично таковому на других участках: в гнейсах оно графит-пирротинное, а в скарнированных амфиболитах и метасоматитах существенно пирротинное (или пирит-пирротинное).

Интенсивное развитие метасоматитов является достопримечательностью участка. При этом на северном фланге среди них преобладают своеобразные породы пироксен-полевошпатового или амфибол-пироксен-полевошпатового состава, иногда с примесью карбоната и редкой вкрапленностью магнетита, пирита, халькопирита, а также молибденита и ортита. Мощность таких метасоматитов (по скважинам) достигает 20—25 м (скв. 261); они отчетливо развиваются по амфиболитам. На южном фланге развиты преимущественно амфибол-гранат-кварцевые метасоматиты (до почти мономинеральных разностей). Мощность их, как правило, значительно меньше — до 2—3, редко до 5 м. Содержание меди и никеля в пирротинных рудах всех разновидностей не превышает 0.1%.

Весьма сходные амфибол-кварцевые и амфибол-гранат-кварцевые породы с пирротинным оруденением установлены и в Хихнаярвинском блоке, на участке Вирния. Мощность их здесь достигает 10—20 м, при мощности зон с богатыми пирротинными рудами до 5—6 м. Вкрапленность пирротина содержится также в скарнированных и окварцованных амфиболитах участка, а к горизонтам милонитизированных биотитовых гнейсов приурочено графит-пирротинное оруденение.

**Пулдшик.** Участок сложен мигматитами и гранито-гнейсами с подчиненными прослоями полевошпатовых и пироксен-полевошпатовых амфиболитов и биотитовых гнейсов; довольно часто встречаются секущие жилы гранитных пегматитов мощностью 0.5—3.0 м, редко до 15 м. Породы имеют северо-западное простирание и полого (25—30°) падают на юго-запад. На участке установлено несколько мелких линзо- и пластообразных тел ультраосновных пород мощностью 2—3 м, редко 8—9 м, отдельные из которых содержат мелкую вкрапленность сульфидов (до 1—2%). Ультраосновные породы сильно изменены и первоначально были представлены пироксенитами. Малые размеры ультраосновных тел и бедность сульфидной минерализации обусловили отрицательную оценку участка в отношении никеленосности.

На всей площади участка установлено широкое развитие магнетит-пирротинного оруденения, приуроченного к согласным многоярусным зонам гранат-кварцевых метасоматитов. Наряду с гранатом (альмандином) и кварцем нередко присутствует амфибол (грюнерит); состав пород непостоянен и изменяется до почти мономинеральных разностей, среди которых чаще других встречаются существенно кварцевые.

Мощность окварцованных зон изменяется от 1—2 до 15 м, а мощность оруденелых пород от 0.5 до 2—3 м. В одних случаях магнетит и пирротин разобщены, приурочены к различным ярусам зон или разным зонам, в других — встречаются совместно. Преобладает вкрапленное оруденение, лишь иногда наблюдаются прожилково-вкрапленные и брекчиевидные пирротинные руды. Содержание пирротина достигает 30%, магнетита 50—60%. В качестве примесей в пирротин-магнетитовых рудах встречаются пирит, халькопирит, марказит, сфалерит, галенит, молибденит; примечательно отсутствие графита. Содержание никеля и меди составляет

0.01—0.03%, лишь в одной пробе (скв. 396) было обнаружено 0.17% никеля. Длина зон по простиранию составляет 50—350 м, по падению прослежены на 100—120 м.

#### О размещении оруденения различных типов

Закономерности размещения различных типов оруденения в районе еще недостаточно изучены. Выдвигавшееся некоторыми исследователями (Горелов, 1969, и др.) представление о металлогенической зональности, свойственной куполовидным структурам, не нашло подтверждения.

В региональном плане сейчас можно отметить лишь приуроченность большей части рудоносных и безрудных массивов гипербазитов к краевым частям куполовидных структур и зонам их сочленения, а пирротинового и графит-пирротинового оруденения — в основном к областям контакта Аллареченского и Хихнаярвинского блоков с Печенгским и Сальнотундровским синклиниями.

В пределах отдельных участков локализация никеленосных массивов и сульфидных медно-никелевых руд подчиняется местному структурному и отчасти литологическому контролю: дополнительной складчатости, осложняющей крылья куполов; определенным горизонтам вмещающих пород, чаще всего амфиболитов; дизъюнктивным нарушением типа косо секущих зон дробления и межпластовых сколов.

Зоны колчеданного оруденения прослеживаются вдоль юго-западной и северо-восточной границ района на протяжении десятков километров. При этом рассеянно-вкрапленное графит-пирротинное оруденение сосредоточено преимущественно в горизонтах милонитизирования биотитовых гнейсов, а чисто пирротинное или пирит-пирротинное тяготеет к горизонтам полевошпатовых и гранат-полевошпатовых амфиболитов, к участкам развития в них скарноподобных метасоматитов. Что же касается богатых пирротинных руд, то в их локализации ведущая роль принадлежит дизъюнктивным нарушениям: они концентрируются в межпластовых и внутрипластовых зонах расланцевания, полостях отслоения и трещинах отрыва.

Магнетитовое оруденение нередко ассоциирует с пирротинным, но встречается и самостоятельно; оно всюду тяготеет к горизонтам или зонам амфибол-кварцевых пород в амфиболитах или гнейсах.

Возрастные соотношения различных типов оруденения также не выяснены. По ряду общих геологических признаков можно предполагать, что магнетитовые и рассеянно-вкрапленные колчеданные или графит-колчеданные руды возникли раньше сингенетических медно-никелевых руд, а эпигенетические медно-никелевые руды — раньше богатых колчеданных.

ГЛАВА II  
ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

По минеральному составу и текстурно-структурным особенностям среди вмещающих пород нами выделяются следующие группы: амфиболиты, гнейсы, гранито-гнейсы, пегматиты и метасоматиты. Каждая группа содержит несколько разновидностей, различающихся по соотношению главных минералов и текстурным особенностям. Отдельные из них, вероятно, соответствуют мигматитам, что видно из конкретного описания пород.

**Амфиболиты**

По соотношению роговой обманки, полевого шпата, кварца, граната, сфена и ильменита среди амфиболитов выделено 4 основных разновидности (табл. 2): полевошпатовые, пироксен-полевошпатовые, гранат-полевошпатовые и сфен-ильменитовые. Кроме того, за счет изменения полевошпатовых амфиболитов образуются кварц-полевошпатовые, биотит-роговообманковые и почти мономинеральные роговообманковые разновидности.

ТАБЛИЦА 2  
Минеральный состав амфиболитов (в об. %)

Минерал	Разновидность			
	полевошпатовая	пироксен-полевошпатовая	гранат-полевошпатовая	сфен-ильменитовая
Роговая обманка . . . . .	40—80	20—50	50—70	50—70
Плагиоклаз . . . . .	5—30 (андезин)	15—40 (андезин)	5—15 (андезин)	15—20 (олигоклаз)
Кварц . . . . .	1—20	5—20	3—5	5—10
Пироксен (моноклинный) . . . . .	Ед. з.	10—30	0—5	Нет
Гранат . . . . .	0—5	0—2	5—20	Нет
Титаномагнетит, ильменит . . . . .	Ед. з.—3	Ед. з.	2—10	5—15 (ильмено-гематит)
Сульфиды . . . . .	0—5	0—5	2—10 (пирротин)	1
Сфен . . . . .	1—3	1—2	Ед. з.—1	5—10
Апатит . . . . .	Ед. з.	Ед. з.—1	Ед. з.	2—5
Биотит . . . . .	0—15	10—20	0—1	5—15
Хлорит . . . . .	0—5	0—2	Нет	Нет
Микроклин . . . . .	0—5	2—10	Нет	Нет
Актинолит . . . . .	Ед. з.	Нет	1—10	1

Полевошпатовые амфиболиты пользуются наиболее широким развитием в районе, тогда как гранат-полевошпатовые встречаются значительно реже, а сфен-ильменитовые установлены только на отдельных участках. Основная часть амфиболитов большинством исследователей относится к числу древнейших пород района (кольской серии), за исключением сфен-ильменитовых, которые, вероятно, являются более поздними образованиями (тундровая серия?).

Полевошпатовые амфиболиты наибольшим развитием пользуются в Аллареченском рудном поле, образуя слои, пачки мощностью от десятков до 150 м (месторождение Восток) в низах разреза, а также маломощные пропластки (от 1 до 10 м) в вышележащих гранито-гнейсах. На других участках мощность не превышает первых десятков метров.

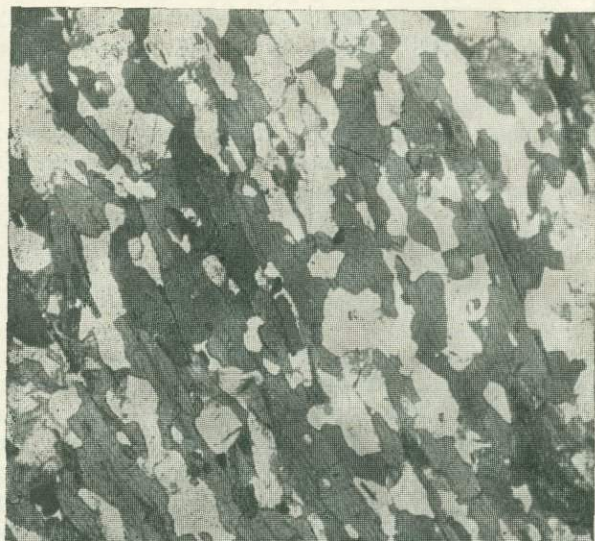


Рис. 9. Полевошпатовый амфиболит с параллельной текстурой (мелкие черные зерна — ильменит).

Шлиф, при одном никеле, увел. 30.

Контакты амфиболитов с гранито-гнейсами и гнейсами обычно резкие, но в приконтактной части (0.1—0.2 м) амфиболиты становятся более крупнозернистыми, в них увеличивается количество полевого шпата и биотита, а непосредственно на контакте образуется тонкая (1—2 см) биотитовая оторочка.

Первичная массивная однородная текстура полевошпатовых амфиболитов устанавливается лишь на коротких интервалах, в основном же она «вторичная» — сланцеватая, параллельно-сланцеватая до пloyчатой; структура изменяется от нематобластовой до нематолепидобластовой (рис. 9).

Роговая обманка образует идиоморфные индивиды с изрезанными контурами, окрашенные в темно-зеленый цвет. По номенклатуре Б. Лика (Leake, 1968), она относится к ряду чермакита (см. ниже гл. IX).

Плагиоклаз-андезин (№№ 30—45) образует ксеноморфные зерна, в шлифе бесцветные и часто полупрозрачные за счет включений очень мелких чешуек серицита и пелитового вещества.

Кварц встречается в виде двух морфологических разновидностей: мелких пойкилитовых включений в зернах всех минералов и крупных

ксеноморфных зерен. В амфиболитах контуры крупных зерен очень извилистые; на участках интенсивного изменения плагиоклаза они раздроблены и гранулированы.

Ильменит находится в виде мелких (0.1 мм) зерен в форме пластинок и неправильных «дендритовидных» образований.

Сульфиды присутствуют часто и представлены пиритом, халькопиритом, пирротинном, реже борнитом, миллеритом. Последние два являются только вблизи тел богатых медно-никелевых руд; остальные распространены повсеместно, особенно в местах изменения амфиболитов.

Хлорит встречается часто, но интенсивно развивается лишь в секущих зонах дробления. Он замещает биотит, а также плагиоклаз и роговую обманку и содержит много мелких реликтовых зерен сфена, апатита, серицита и др. По составу хлорит является рипидолитом.

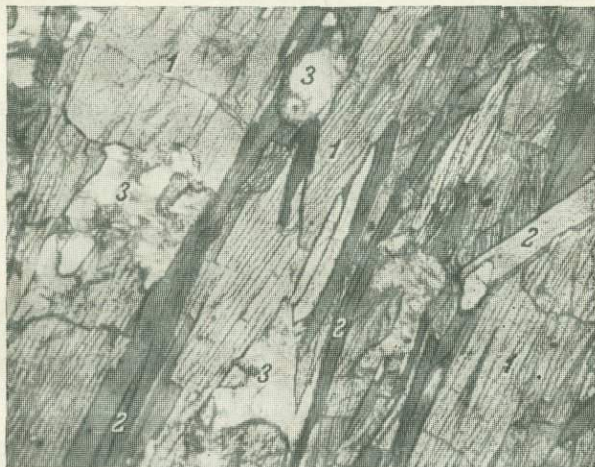


Рис. 10. Рассланцованная биотит-амфиболовая порода.

1 — роговая обманка; 2 — биотит; 3 — серицитизированный плагиоклаз. Шлиф, при одном никеле, увел. 40.

Сфен типичный аксессуарный минерал амфиболитов. Он образует мелкие (0.1—0.2 мм) эллипсоидальные зернышки в роговой обманке.

Кварц-полевошпатовые амфиболиты являются производными полевошпатовых амфиболитов, образуясь в результате насыщения их кварц-полевошпатовым материалом. Своим обликом они напоминают мигматиты. Породы имеют характерную мелкопятнистую («рябчиковую») текстуру, обусловленную частыми раздувами и пережимами кварц-полевошпатовых прослоев и прерывистостью прослоев амфибола. Главные породообразующие минералы по составу остаются теми же, что и в первичных полевошпатовых амфиболитах. Очень часты мелкие зерна эпидота в плагиоклазе и около зерен пирита.

Биотит-амфиболовые породы образуются за счет полевошпатовых амфиболитов в зонах рассланцевания и на контакте с пегматитами, реже с гранито-гнейсами. Они слагают прослои мощностью от десятков сантиметров до 5 м и, как правило, несут бедную сульфидную вкрапленность. От других амфиболитов отличаются голубовато-зеленым цветом, совершенно сланцеватой текстурой и малым количеством плагиоклаза и кварца (рис. 10).

Роговая обманка образует крупные (до 3 мм и более) длинно-призматические зерна, обладающие синевато-зеленым цветом и повышенным двулучепреломлением.

**Биотит** представлен идиоморфными, удлинёнными по гнейсовидности чешуями, часто содержащими включения халькопирита.

**Плагиоклаз** находится в виде реликтовых ксеноморфных зерен, неравномерно замещенных серицитом, хлоритом, а на участках интенсивной биотитизации — микроклином.

**Роговообманковые амфиболиты** — это крупнокристаллические, почти мономинеральные породы черно-зеленого цвета, которые залегают в гранито-гнейсах в виде небольших (0.1—0.5 м) линз, имеющих резкие контакты. Строение их грубозернистое и линзовидно-пятнистое: на фоне крупных (до 3 см) призматических кристаллов роговой обманки выделяются пятнистые обособления моноклинного пироксена и розового полевого шпата. Структура нематобластовая и пойкилобластовая. Кроме названных минералов в породе содержатся: кварц, микроклин, биотит, сфен, эпидот, карбонат и постоянная рассеянная вкрапленность пирита; иногда встречается турмалин (шерл).

**Роговая обманка** образует идиоморфные кристаллы, переполненные ксеноморфными включениями плагиоклаза, кварца, микроклина, сфена и др. Она обладает аномальными синеватыми и бурыми цветами плеохроизма и является феррочермакатом (Leake, 1968).

**Моноклинный пироксен-салит** напоминает таковой из пироксен-полевошпатовых амфиболитов.

**Плагиоклаз** сильно преобразован, замещается серицитом, микроклином, эпидотом.

**Сфен** есть в породе постоянно; он образует редкие крупные зерна, видимые макроскопически, а также цепочечные прожилки.

Минеральный состав и текстурно-структурные особенности роговообманковых амфиболитов свидетельствуют об их вторичном происхождении — вероятно, путем перекристаллизации прослоев полевошпатовых амфиболитов.

**Пироксен-полевошпатовые амфиболиты** отличаются от полевошпатовых наличием порфиробластических зерен моноклинного пироксена, текстурно-структурными особенностями и повышенным содержанием лейкократовых минералов и биотита. В Аллареченском рудном поле они залегают в низах разреза, образуя прослой и линзы в толще полевошпатовых амфиболитов, а также самостоятельные горизонты мощностью до 60 м (месторождение Восток). Иногда прослой их мощностью 1—1.5 м встречаются в гранито-гнейсах. Переход от полевошпатовых амфиболитов к пироксен-полевошпатовым постепенный, а контакты с гнейсами и гранито-гнейсами резкие.

Макроскопически это волнистослоистые, очковые (очково-параллельные) породы, текстурный рисунок которых обусловлен параллельным расположением всех минералов и «обтеканием» порфиробласт диопсида биотит-роговообманковыми и кварц-полевошпатовыми прослойками. Структура порфиробластическая, основная ткань гранонематобластовая, с увеличением биотита — лепидонематобластовая.

**Роговая обманка** аналогична таковой в полевошпатовых амфиболитах, но отличается большей степенью резорбирования кварцем, плагиоклазом, биотитом и диопсидом.

**Моноклинный пироксен** образует линзовидные порфиробласты, незакономерно распределенные в породе. Размер их в поперечнике от 2 до 15 мм. В шлифе обнаруживается ситовидная структура зерен за счет большого количества (до 50%) беспорядочно ориентированных мелких включений всех окружающих минералов (рис. 11). Последовательность формирования индивидов пироксена такова. Сначала появляются скелетовидные однородные монокристаллы, которые затем разрастаются, захватывают отдельные части всех окружающих минералов

и «перерабатывают» их. Постепенно исчезают роговая обманка, плагиоклаз; в сформированных кристаллах в конечном счете остаются округлые зерна кварца и минералы «индикаторы», указывающие на исчезнувший минерал: серицит из плагиоклаза, сфен из роговой обманки и т. д. Все это свидетельствует о метасоматическом характере развития пироксена. По оптике и химизму пироксен относится к ряду диопсид—геденбергит и содержит около 30% геденбергитового компонента.

Плагиоклаз представлен в основном ксеноморфными зернами, неравномерно замещенными серицитом, микроклином, хлоритом; изредка встречаются идиоморфные кристаллы.

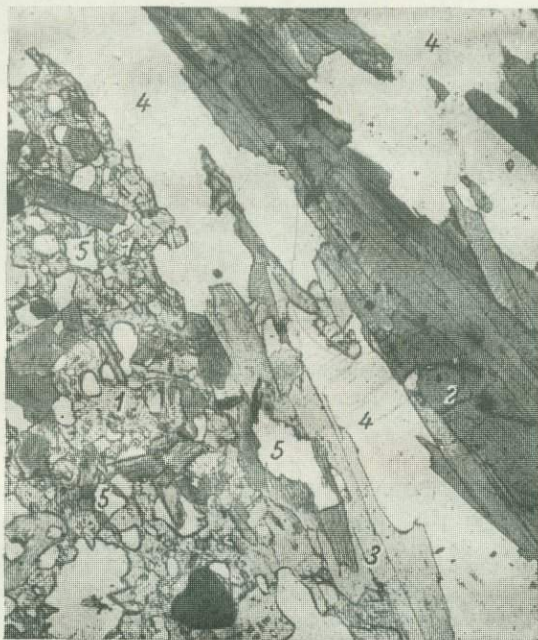


Рис. 11. Пироксен-полевошпатовый амфиболит.

1 — пироксен с реликтами окружающих минералов; 2 — роговая обманка; 3 — биотит; 4 — плагиоклаз; 5 — кварц.  
Шлиф, при одном николе, увел. 40.

Акцессорные представлены сфеном, апатитом и турмалином. В отличие от полевошпатовых амфиболитов, здесь увеличивается количество апатита и появляется турмалин.

**Гранат-полевошпатовые амфиболиты** макроскопически видны благодаря порфиробластам граната, полосчатому и линзовидно-полосчатому строению и частому скарнированию моноклинным пироксеном. Очень часто они несут безникелевое пирротинное оруденение. Гранат-полевошпатовые амфиболиты образуют слои мощностью от 1—3 до 50 м и переслаиваются с гнейсами и гранито-гнейсами. Они развиты на участках Аннама, Вешяур, Хихнаярви и др., а в пределах Аллареченского рудного поля распространены мало. Текстура амфиболитов полосчатая и линзовидно-полосчатая, обусловлена неправильными полосами кварцевого и кварц-полевошпатового состава, около которых часто симметрично расположены зоны актинолита и моноклинного пироксена; реже наблюдается массивная и сланцеватая текстура. Структура порфиробластовая,

а основной ткани нематобластовая (рис. 12), реже микророговиково-подобная в местах окварцевания.

Роговая обманка образует короткопризматические идиоморфные индивиды, содержащие мелкие овальные включения сфена.



Рис. 12. Порфиробластический мелкозернистый гранат-полевошпатовый амфиболит с ильменитом (мелкие черные зерна). Шлиф, при одном никеле, увел. 40.



Рис. 13. Сфен-ильменитовый амфиболит.

1 — роговая обманка; 2 — биотит; 3 — сфен; 4 — ильменит; 5 — кварц; 6 — плагиоклаз; 7 — апатит. Шлиф, при одном никеле, увел. 40.

Плагиоклаз находится в виде мелких серицитизированных зерен и образует каемки вокруг порфиробласт граната (рис. 12).

Гранат представлен округлыми порфиробластами размером от 0.5 мм до 2 см. Крупные порфиробласты содержат включения кварца,

актинолита, кальцита, ильменита и нередко замещается плагиоклазом или биотит-кварц-полевошпатовым агрегатом.

Ильменит присутствует в виде равномерной вкрапленности.

**Сфен-ильменитовые амфиболиты** резко отличаются от всех предыдущих обилием сфена и вкрапленностью ильменита в графическом сростании с гематитом. По внешнему виду они напоминают интрузивные породы и встречены лишь на участках Алксоайв и Акким. Макроскопически это очковые, порфиробластические породы, состоящие из крупных (до 5 см) кристаллов роговой обманки, окруженных сланцеватой нематобластовой основной массой (рис. 13).

Роговая обманка доминирует в породе. Она содержит многовостков биотита, сфена, плагиоклаза, эпидота, крупных зерен ильменита. Характерны также включения ильменита в виде линз и мельчайших пылевидных частиц (рис. 13). По составу является магнио-роговой обманкой.

Кварц и плагиоклаз представлены мелкими зернами, обычно кварца немного больше, чем плагиоклаза.

Ильменит образует равномерную вкрапленность мелких зерен, которые представляют собой сложные сростания с гематитом.

Сфен представлен крупными (до 1 см) индивидами и агрегатами; особенно много его в амфиболитах участка Акким.

Апатит развит в виде мелких округлых зерен.

### Гнейсы

К гнейсам отнесены кварц-полевошпатовые породы, содержащие более 10% биотита и имеющие отчетливую сланцевую текстуру. Среди них выделяются разновидности: биотитовые, биотитовые с пирротином и графитом, гранат-биотитовые, двуслюдяные (биотит-мусковитовые) и амфибол-биотитовые. Минеральный состав гнейсов приведен в табл. 3.

ТАБЛИЦА 3  
Минеральный состав гнейсов (в об. %)

Минерал	Разновидность				
	биотитовая	биотитовая с пирротином и графитом	гранат-биотитовая	биотит-мусковитовая	амфибол-биотитовая
Плагиоклаз . . . . .	30—60	40—60	30—40	40—50	50—70
Кварц . . . . .	10—35	10—20	10—20	10—25	
Биотит . . . . .	10—40	15—20	20—40	5—15	10—20
Гранат . . . . .	Ед. з.—1	1—2	10—30	Нет	Нет
Роговая обманка	Нет	Нет	Нет	Нет	5—20
Халькопирит . . . . .	Ед. з.—5	1—2	1		
Пирротин . . . . .	Ед. з.	3—20	Ед. з.—1	Ед. з.	Ед. з.
Ильменит . . . . .	1	Ед. з.	1—3	—	—
Графит . . . . .	Нет	1—20	Нет	Нет	Нет
Апатит . . . . .	—	Нет	—	Ед. з.	Ед. з.
Сфен . . . . .	Ед. з.	Ед. з.	Ед. з.		Ед. з.
Турмалин . . . . .	Нет	Ед. з.	Нет	Нет	Нет
Мусковит . . . . .	1	1—5	1	10—20	1
Микроклин . . . . .	Ед. з.	1	Ед. з.	1—5	1
Хлорит . . . . .	1—5	1	1	Ед. з.	Ед. з.

**Биотитовые гнейсы** являются мелкозернистыми породами серого цвета. В Аллареченском рудном поле они развиты незначительно, образуя прослой мощностью от 1 до 15 м среди амфиболитов и гранито-гнейсов.

На других участках играют большую роль (Аннама, Хихна). Биотитовые гнейсы имеют сланцеватую до тонкослоистую текстуру, которая на участках мигматизации преобразуется в линзовидную, свилеватую. Обычно в таких местах появляется заметная сульфидная (халькопирит, пирит) вкрапленность, приуроченная к прослоям крупночешуйчатого биотита. Структура породы гранолепидобластовая.

**Плаггиоклаз** (олигоклаз, первые номера) представлен ксеноморфными зернами, неравномерно замещенными серицитом и содержащими единичные включения эпидота.

**Биотит** образует чешуи размером от 0.1 до 10 мм и часто замещается хлоритом, мусковитом и кальцитом. При замещении хлоритом выделяются мелкие зерна эпидотоподобного минерала.



Рис. 14. Биотитовый гнейс с пирротиниом (черное, неправильные выделения) и графитом (черное, пластинки).

Шлиф, при одном николе, увел. 30.

**Кварц** присутствует в виде ксеноморфных зерен; количество его увеличивается на контакте с сульфидными рудами.

**Акцессори** представлены сфеном и апатитом, иногда гранатом.

**Биотитовые гнейсы с пирротиниом и графитом** по текстуре, структуре и основному минеральному составу (табл. 3) аналогичны биотитовым гнейсам и отличаются от последних наличием пирротинового и графитового оруденения (рис. 14). Иногда участки породы мощностью до 0.3—0.5 м состоят почти нацело из пирротина и графита.

Эти гнейсы наиболее широким развитием пользуются на участках Аннама, Пишкил, Южный, Хихнаярви, Вилгис и других и отсутствуют в Аллареченском рудном поле. Они образуют самостоятельные слои мощностью до нескольких десятков метров и прослои в амфиболитах (0.2—3.0 м). Отдельные участки породы бывают сильно милонитизированы, и в них проявляется интенсивная мусковитизация (прожилки, отдельные чешуи и т. п.) и развитие микроклина, т. е. изменение породы сопровождается калиевым метасоматозом.

**Плаггиоклаз** образует мелкие идиоморфные относительно свежие зерна и имеет непостоянный состав: от первых номеров олигоклаза до первых андезина. В зонах дробления он серицитизирован.

**Биотит** образует чешуи (от 0.1 до 3 мм) с неровными краями; в шлифах имеет интенсивную коричневую окраску с красноватым оттенком. Он более поздний, чем плагиоклаз и кварц.

**Пирротин** приурочен к прослоям биотита, он образует в них и около них неправильные выделения. На участках дробления обособляется в виде лизо- и нитеобразных прожилков.

**Графит** также в основном приурочен к биотиту, но встречается и среди кварц-полевошпатовой массы. Он представлен как изолированными чешуйками, так и их агрегатами, в которых индивиды расположены субпараллельно. Чаше агрегаты графита наблюдаются среди биотитовых слоев, где многие его чешуйки изогнуты, деформированы.

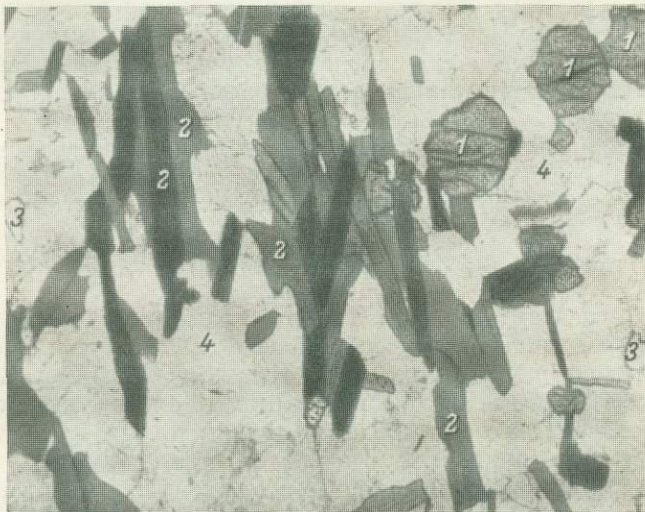


Рис. 15. Гранат-биотитовый гнейс.

1 — гранат; 2 — биотит; 3 — кварц; 4 — плагиоклаз. Шлиф, при одном никеле, увел. 30.

**Гранат** встречается часто в виде мелких изотропных зерен.

Из аксессуарных характерен сфен, а апатит очень редок. В некоторых разновидностях этих гнейсов на участке Вилгис встречен турмалин в виде редких идиоморфных кристалликов с хорошей огранкой и полихромной окраской.

**Гранат-биотитовые гнейсы** отличаются от биотитовых более крупнозернистым строением и наличием порфиробласт граната (рис. 15). Они образуют маломощные прослои (3—5 м) в биотитовых гнейсах. Текстура их волнисто-сланцеватая, а структура порфиробластическая. Основные минералы (плагиоклаз, кварц, биотит) по составу и строению такие же, как в биотитовых гнейсах.

**Гранат** (альмандин) образует зерна размером от 0.5 до 20 мм. Крупные кристаллы переполнены включениями кварца, плагиоклаза, реже биотита и ильменита.

В гранатовых гнейсах изредка встречается куммингтонит в виде мелких идиоморфных полисинтетически сдвойникованных кристаллов, более поздних, чем биотит. Образование куммингтонита связано, по-видимому, с окварцеванием гнейсов.

**Биотит-мусковитовые гнейсы** возникают в процессе мусковитизации биотитовых гнейсов и образуют маломощные прослои (1—10 м), приуро-

ченные к определенным зонам. Текстура сланцевато-слоистая, параллельно-слоистая; структура гранолепидобластовая до лепидобластовой. Плагноклаз, кварц и биотит морфологически те же, что и в биотитовых гнейсах.

Мусковит образуется путем замещения биотита вплоть до полных псевдоморфоз. При этом увеличивается количество кварца и появляется микроклин. Таким образом, двуслюдяные гнейсы, скорее всего, возникают при калиевом метасоматозе биотитовых гнейсов.

Амфибол-биотитовые гнейсы отличаются неотчетливой гнейсовидностью, обилием согласных и кососекущих прожилков кварц-полевошпатового состава, крупнозернистым сложением и постепенными переходами к полевошпатовым амфиболитам. Они образуют пласты, горизонты мощностью от 10 м до 50 м. Текстура слабосланцеватая до массивной, структура гранобластовая. Все минералы отличаются резким ксеноморфизмом.

Роговая обманка образует короткопризматические реликтовые зерна, сильно корродируемые плагноклазом и кварцем. По составу она такая же, как в полевошпатовых амфиболитах.

Эти особенности амфибол-биотитовых гнейсов свидетельствуют о том, что они не являются первичными породами, а образовались, по-видимому, в результате мигматизации полевошпатовых амфиболитов.

### Гранито-гнейсы

К гранито-гнейсам отнесены породы гранитного состава, розовато-серого цвета, имеющие облик разгнейсованных гранитов. Породы очень широко развиты в районе. Они образуют пластообразные залежи, пачки мощностью от 10—20 до 100 м, которые могут содержать прослои гнейсов и амфиболитов. Контакты с последними резкие, но согласные, а с гнейсами могут быть и постепенными.

Гранито-гнейсы имеют неоднородное сложение: в них часто встречаются линзы и прожилки мощностью 0.1—0.2 м пегматоидного и аплитовидного облика; всюду равномерно развиты согласные розовые мелкозернистые линзочки существенно микроклинового состава и т. д. Преобладают сланцеватые текстуры, переходящие в сложно-сланцеватые, особенно при вторичных изменениях, когда чередуются и располагаются параллельно полосы, струи, линзы микроклина, биотита и кварц-плагноклазового вещества. Структура гетеробластовая (чешуйки биотита очень мелки по сравнению с другими минералами), гранобластовая и часто роговикоподобная. Все минералы (кроме биотита) ксеноморфны (рис. 16). На отдельных участках появляются катакластические структуры и породы приближаются к милонитам.

Минеральный состав: плагноклаз (25—50%), кварц (20—30%), биотит (5—15%), микроклин (10—40% до 70%). Очень часто есть магнетит (до 10%), сульфиды. Из аксессуарных характерен ортит, кроме того, есть апатит, циркон и в меньшей мере сфен. Из вторичных встречаются: мусковит, кальцит, эпидот, хлорит, гранат.

Плагноклаз (олигоклаз, №№ 20—25) образует чаще ксеноморфные зерна размером от 0.5 до 3 мм. Отдельные из них обнаруживают зональное строение: центр более основной, чем периферия. Повсеместно развита микроклинизация плагноклаза, доходящая до полного ее замещения. По границе крупных зерен этих минералов часто образуется прерывистая каемка альбита, а в зернах плагноклаза появляется много мелких «зародышей», являющихся частями одного зерна микроклина, т. е. образуются антипертиты. Индивиды плагноклаза могут содержать изометрические включения кварца и, реже, его закономерные графические вроски; кроме того, они часто неравномерно серицитизированы.

М и к р о к л и н содержится в переменных количествах и на отдельных участках исчезает совсем. Он является типичным вторичным минералом, возникая путем замещения плагиоклаза и других минералов, о чем свидетельствуют реликты последних в нем. Индивиды его отличаются прозрачностью и «чистотой» (отсутствуют глинистые частицы и серицит).



Рис. 16. Гранито-гнейс с неотчетливой гнейсовидностью.  
а — при одном николе, б — николи скрещены. Шлиф, увел. 30.

Агрегаты имеют вид линз, полос и неправильных отдельных участков в гранито-гнейсах, превращенных в микроклиниты.

К в а р ц представлен ксеноморфными зернами разного размера (от 0.1 до 5 мм), мелкими включениями в других минералах и графическими сростками с плагиоклазом.

Б и о т и т образует мелкие (0.1—0.5 мм) идиоморфные чешуйки темно-коричневого цвета, иногда с зеленоватым оттенком за счет хлоритизации.

**Магнетит** представлен идиоморфными кристаллами (от 0.5 до 4 мм), равномерно рассеянными в породе, или цепочечными прожилками из крупных кристаллов (до 2 см), приуроченными к пегматоидным участкам в породе. В парагенезисе с магнетитом встречаются пирит и халькопирит.

**Ортит** находится в мелких зернах, неравномерно распределенных в породе, имеющих таблитчатую форму, смолистый блеск и буроватый ореол метамиктного происхождения.

**Апатит** образует мелкие зерна. Иногда в аплитовидных прослоях встречаются более крупные скопления голубоватого апатита (1—5 мм).

Из вышеизложенного видно, что гранито-гнейсы имеют признаки как гнейсов, так и гранитов. С гнейсами их сближают: 1) согласное залегание с амфиболитами; 2) слоисто-сланцеватые текстуры; 3) отсутствие первичного микроклина; 4) наличие граната. Признаки гранитов: 1) минеральный состав; 2) структура, близкая к гранитной; 3) небольшое содержание биотита; 4) состав аксессуарив.

Относя эти породы к гранито-гнейсам, мы считаем их примерно одно-возрастными с амфиболитами и гнейсами. Заметим, что в Приимандровском районе аналогичные породы составляют группу лептитов — метаморфизованных кислых эффузивов (Горяинов, 1967).

### Гранитные пегматиты

Это крупнозернистые до гигантозернистых породы гранитного состава, залегающие в виде секущих жилообразных тел. В районе пегматиты развиты во вмещающих и ультраосновных породах. В первом случае — это обычные гранитные пегматиты, а во втором — десилицированные их разновидности.

**Пегматиты во вмещающих породах.** По внешним признакам (цвету, текстуре) и оруденению выделяются пегматиты: 1) гигантозернистые (красные), 2) аплитовидные (белые) и 3) оруденелые (зеленые).

Первые образуют тела мощностью до 10—20 м и имеют наиболее широкое развитие. В Аллареченском рудном поле они тяготеют к средней части разреза, преимущественно к области контакта с амфиболитами. Аплиты развиты меньше, мощность их не превышает 1—2 м. Зеленые пегматиты имеют небольшую мощность (0.1—0.5 м, редко до 1—2 м), тяготеют к рудным телам и сами иногда содержат медное оруденение.

Пегматиты пересекают не только вмещающие породы, но и участки их мигматизации. При этом нередко происходит смещение разделенных частей породы или даже дробление и захват обломков пегматитом. Как правило, на контакте с пегматитами образуется узкая зона биотита, реже биотит-амфиболовой породы.

1. Гигантозернистые (красные) пегматиты имеют неравномернозернистое сложение, нередко дифференцированы, причем отчетливо наблюдаются две зоны: внутренняя (более мощная) крупнозернистая и внешняя (маломощная) приконтактовая аплитовидная. Отдельные жилы обладают массивной текстурой и по строению приближаются к пегматоидному граниту. Структура пегматитов субграфическая, типа «письменных гранитов». Цвет розово-белый, красный. Последний обусловлен окраской грубозернистых гнездовых обособлений микроклина. Кроме микроклина, плагиоклаза и кварца в пегматитах находятся биотит, мусковит, магнетит, гранат и более редкие — ортит, сульфиды, апатит, самородная медь.

**Биотит** образует крупные (до 4 см) кристаллы, расположенные или беспорядочно, или в виде полос. В них часто есть вкрапленность пирита и халькопирита.

**Г р а н а т** находится в виде разрозненных идиоморфных кристаллов, размером от 1 мм до 2 см. Он относится к ряду спессартин—альмандин и содержит до 25% спессартинового компонента.

**М у с к о в и т** образует зеленоватые чешуи разных размеров и распределен очень неравномерно.

**С а м о р о д н а я м е д ь** встречена на месторождении Восток в виде тонкой пылевидной вкрапленности, пронизывающей по спайности зерна микроклина. Мощность участка с медью составляет около 5 м.

2. Аплитовидные пегматиты в отличие от красных имеют белый цвет, мелкозернистое и равномернозернистое сложение, массивную сахаровидную текстуру. Структура их аплитовидная. По минеральному

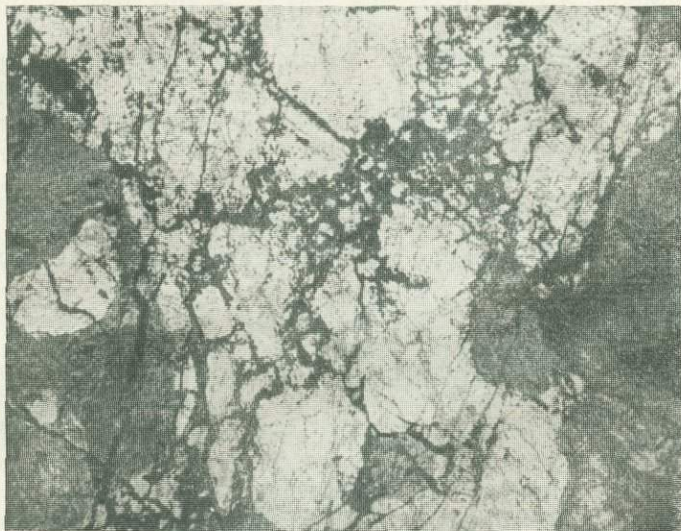


Рис. 17. Бедное сульфидное оруденение в пегматите. Прожилково-вкрапленная текстура. Шлиф, при одном николе, увел. 40.

составу они отличаются от первых незначительным содержанием микроклина и биотита и отсутствием магнетита.

3. Оруденелые пегматиты отличаются голубовато-зеленым цветом, средне- и крупнозернистым строением, пегматоидной структурой и структурой типа «письменных гранитов». В оруденелых участках текстура прожилково-вкрапленная цементная до брекчиевой (рис. 17). Минеральный состав: микроклин (20—60%, иногда отсутствует), плагиоклаз (20—40 до 70%), кварц (10—20%), мусковит (до 10%), биотит, хлорит, магнетит, сульфиды.

**П л а г и о к л а з** имеет голубую с зеленоватым оттенком пятнистую окраску, которая, возможно, является вторичной, связанной с оруденением. Отдельные зерна крупные (до 2 см), часто полисинтетически сдвойникованы, изредка в них встречаются графические прорастания кварца.

**С у л ь ф и д ы** представлены халькопиритом, пирротинном и пентландитом. Они выделяются в виде гнезд, мелкой вкрапленности и тонких ветвящихся прожилков. Чаще сульфиды избирательно развиваются по границе кварца и плагиоклаза и проникают в кварц.

**Десилицированные пегматиты** приурочены преимущественно к крупным интрузивам ультраосновных пород (участков Акким, Конос, Аннама и др.) и редки в интрузивах с промышленным оруденением. Чаще они находятся внутри ультраосновных тел и реже — на контакте их с вмещаю-

щими породами. Макроскопически пегматиты отчетливо выделяются на фоне черно-зеленых ультраосновных пород своим белым цветом.

На границе раздела возникают реакционные приконтактные образования как по ультраосновным породам (описаны ниже), так и по пегматитам. Последние не всегда проявлены и имеют небольшую мощность (от нескольких сантиметров до 1 м). В шлифах они напоминают крупнозернистый роговообманковый амфиболит. Кристаллы роговой обманки (типа гастингсита) содержат пойкилитовые вростки микроклина, включения мелких зерен сфена и окружены кварц-плаггиоклазовым агрегатом. Кроме того, в составе породы есть биотит и характерен F-апатит.

Наличие роговой обманки, микроклина, F-апатита и других минералов свидетельствует о том, что в этой породе фиксируются как выносимые из пегматита компоненты (F,  $K_2O$ ,  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и др.), так и привносимые в него из ультраосновного тела ( $MgO$ ,  $FeO$  и др.).

Основное тело представлено типичным десилицированным пегматитом с пегматоидной, неравномерно-зернистой текстурой, идиоморфнозернистой и субграфической, типа «письменных гранитов» структурой. По составу они часто являются плаггиоклазитами, но отдельные участки обогащены кварцем или биотитом. Это обусловлено, по-видимому, неполной и неравномерной десиликацией пегматита.

Плаггиоклаз (олигоклаз №№ 20—25) представлен крупными идиоморфными кристаллами, полисинтетически сдвойникованными по альбитовому закону.

Биотит в отдельных участках образует крупные таблитчатые кристаллы, на других часто отсутствует.

К телам пегматитов нередко приурочены зоны дробления, и тогда по трещинам в них выделяются карбонат, гипс, цеолиты, кварц в виде щеток. Иногда эти минералы метасоматически развиваются по плаггиоклазу.

### Метасоматиты

В эту группу включены все метасоматические породы, образовавшиеся по вмещающим на контактах их друг с другом, с оруденельными и безрудными ультраосновными массивами, в зонах окварцевания и поздних тектонических зонах дробления. Среди них выделяются разновидности: экзоконтактные околоинтрузивные, экзоконтактные околорудные, скарноподобные, кварцитовидные и породы в поздних тектонических зонах («красных зонах»).

Таким образом, среди экзоконтактных метасоматитов различаются две разновидности: образовавшиеся около гипербазитовых интрузивов (независимо от их размеров, состава и степени оруденения), а также возникшие на контактах с рудными телами, сложенными богатыми (сплошными или брекчиевидными) эпигенетическими рудами. Первые являются более ранними и нередко подвергаются дополнительным изменениям под влиянием жил сульфидных руд.

**Экзоконтактные околоинтрузивные породы.** Среди них различаются:

1) биотит-амфиболовые, возникшие за счет амфиболитов, и 2) биотит-кварцевые, образовавшиеся по гнейсам и гранито-гнейсам.

1. Биотит-амфиболовые породы макроскопически выделяются зелено-черным и черным цветом, равномерно-зернистым строением и сланцеватой (до совершенно сланцеватой) текстурой. Структура их идиогранобластовая и нематобластовая. Они образуют зоны мощностью 0.1—0.5 м, редко до 1—2 м, и иногда несут бедное халькопиритовое оруденение.

Минеральный состав: роговая обманка (70—90%), биотит (5—20%), кварц (1—2%), плаггиоклаз (1—5%), сульфиды; примеси — сфен, апатит, гранат.

Роговая обманка представлена идиоморфными крупными (до нескольких миллиметров индивидами, часто обладающими аномальными синеватыми цветами плеохроизма. По составу она чаще является магнезио-роговой обманкой. Наличие включений сфена и апатита, окруженных плеохроичными двориками, отличает ее от сходного амфибола из эндоконтактных пород.

**Биотит** образует коричневые чешуи, пересекающие амфибол.

Остальные минералы являются в основном реликтовыми и играют небольшую роль. Необычен лишь гидроксил-apatит, образующий зернистые гнездообразные скопления желтого цвета.

2. Биотит-кварцевые породы представляют собой окварцованные и биотитизированные гнейсы и гранито-гнейсы. Лишь в редких случаях образуются маломощные (0.1—0.2 м) мономинеральные слюдиты или кварцевые породы. Первые сложены крупночешуйчатым сильно железистым биотитом (лепидомеланом) с незначительной примесью кварца, плагиоклаза и др. Текстура их совершенно сланцеватая. Кварцевые породы имеют массивную текстуру, сложены кварцем и содержат незначительную примесь плагиоклаза, биотита и граната.

**Околорудные гранат-кварцевые и гранат-амфиболовые породы.** Гранат-кварцевые породы образуются по гранито-гнейсам, а гранат-амфиболовые — по амфиболитам и биотит-амфиболовым гнейсам. Между этими породами существуют непрерывные переходы, поэтому они описываются вместе. На Аллареченском месторождении преобладают гранат-кварцевые породы, а на месторождении Восток существенно амфиболовые, иногда без граната; в последнем случае они близки вышеописанным амфиболовым околоинтрузивным породам.

Текстура их массивная, неравномерно-вкрапленная за счет халькопиритового оруденения, сланцеватая в существенно амфиболовых разностях. Структура сложная диаблостовая, до пойкилобластовой, обусловленная прорастанием всех трех основных минералов (кварца, граната и амфибола).

Минеральный состав: гранат (10—80%), кварц (20—80%), амфибол (1—5 до 40—70% — в существенно амфиболовых породах), биотит (5—20%); второстепенные — плагиоклаз, сфен, апатит, сульфиды.

**Гранат** (альмандин) — изотропный, образует идиоморфные кристаллы и зернистые агрегаты.

**Кварц** находится в тесном сростании с другими минералами и образует в них, особенно в амфиболе, мелкие неправильные включения. Большая часть последних, вероятно, представляет собой остаточный пойкилобластический кварц вмещающих пород.

**Амфибол** в кварц-гранатых породах образует ситовидные, скелетовидные крупные кристаллы (рис. 18), которые примечательны аномальными (синими) цветами плеохроизма и интерференции (коричнево-синими). По составу он является гастингситом ( $N_g$  до 1.703). Амфибол из существенно амфиболовых пород близок таковому из околоинтрузивных.

**Сульфиды** цементируют нерудные минералы и представлены в основном халькопиритом, реже пирротином и пентландитом.

В эту же группу следует отнести метасоматиты, образовавшиеся по обломкам вмещающих пород в брекчиевидных рудах. Чаще наблюдаются малоизмененные (амфиболизированные, гранатизированные и окварцованные) обломки, а в сильно измененных амфиболиты превращаются в биотит-амфиболовые породы, иногда с гранатом, гранито-гнейсы — в кварц-гранатые породы. Состав и свойства минералов в них те же, что и в околорудных метасоматитах.

**Скарноподобные породы.** Эти метасоматиты развиты незначительно и представлены: 1) пироксеновыми скарнами, 2) актинолитовыми скарнами, 3) скарноподобными (полиминеральными) образованиями.

1. Пироксеновые скарны образуются обычно на контакте амфиболитов и гранито-гнейсов, развиваясь чаще за счет последних. Они образуют согласные зоны мощностью 0.1—0.2 м, очень редко до 0.5 м. Часто встречаются округлые, гнездовые выделения пироксеновых скарнов в амфиболитах размером 2—5 см в диаметре. Они иногда имеют зональное строение: внутренняя зона — мономинеральная пироксеновая, а внешняя — узкая роговообманковая.



Рис. 18. Околорудная кварц-амфибол-гранатовая порода. Роговая обманка (1) цементирует зерна граната (2) и кварца (3). Шлиф, при одном никеле, увел. 30.

Текстура массивная, сложение от мелко- до крупнозернистого. Структура гранобластовая в мономинеральных разностях и переходит в диаблостовую, когда в породе появляются другие минералы. Кроме преобладающего пироксена почти всегда есть полевой шпат, кварц и гранат. Очень часто встречается крупнокристаллический кальцит, тяготеющий к центру скарновых зон.

Пироксен, как правило, идиоморфен, особенно крупные индивиды образуются около гнезд кальцита. В участках неполного скарнирования исходной породы зерна пироксена содержат включения первичных минералов — кварца, плагиоклаза (серицитизированного), биотита и становятся похожими на выделения его в пироксен-полевошпатовых амфиболитах. Пироксен принадлежит к ряду диопсид—геденбергит и содержит 25% геденбергитового компонента.

Пироксеновые скарны почти всегда содержат вкрапленность пирита, реже халькопирита.

2. Актинолитовые породы образуются на участках тонкого переслаивания амфиболитов и гнейсов, а также амфиболитов и гранито-гнейсов. Это крупнозернистые породы, обладающие грубопятнистой или радиально-лучистой текстурой. Актинолит в них составляет 60—90%, а остальными минералами являются полевой шпат, кварц, крупнокристаллический кальцит. Иногда около гнезд последнего появляется зона более железистого

актинолита (темно-зеленого), отделяющая кальцит от «основного» актинолита (зеленого). Мощность актинолитовых пород от 20 до 70—80 см.

Индивиды актинолита имеют игольчатый облик, наиболее крупные из них легко распадаются на игольчатые субиндивиды, а по границам последних проникают поздние минералы — кварц, кальцит. Для актинолитовых пород характерна вкрапленность молибденита.

3. Скарноподобные образования наблюдаются часто и представляют собой маломощные зоны частичного преобразования вмещающих пород (гранито-гнейсов и амфиболитов).

По минеральному составу эти породы можно объединить в две группы: пироксен-актинолитовые, эпидотовые (эпидозиты).

Пироксен-актинолитовые образуют зоны мощностью 20—30 см, но иногда мощность их достигает нескольких метров. Текстура мелко- и крупнопятнистая, сложение неравномернозернистое. По минеральному составу относятся к скарнам смешанного типа; кроме амфибола (от актинолита до роговой обманки), моноклинового пироксена (салита) и граната почти постоянно присутствуют кварц, плагиоклаз, микроклин, кальцит, сфен, апатит.

Эпидозиты встречаются в гранито-гнейсах и амфиболитах (около жил пегматитов), но никогда не обладают большой мощностью (от 1—2 до 10 см). Макроскопически это оливково-зеленые породы, имеющие мелкозернистое строение, массивную структуру, а иногда структура их слоистосланцеватая: существенно эпидотовые полосы чередуются с кварцевыми или плагиоклазовыми полосами.

Минеральный состав: эпидот, гранат, кварц, амфибол, плагиоклаз. Эпидот представлен мелкими изометрическими зернами, часть из которых идиоморфные, чистые, а другие — неправильные, губчатые, с реликтами замещаемых минералов (плагиоклаза, кварца, амфибола). Эпидот слабо плеохроирует в буровато-зеленоватых тонах.

Эпидозиты нередко содержат вкрапленность пирита и иногда халькопирита.

**Кварцитовидные породы.** Зоны интенсивного окварцевания встречаются в районе довольно часто (уч. Вешяур, Пулдшик, Рошяур и др.), но мощность их обычно не превышает нескольких метров. На северо-восточном фланге месторождения Восток несколькими скважинами вскрыта зона окварцевания мощностью до 50—60 м, приуроченная к гранат-полевошпатовым амфиболитам и гранит-биотитовым гнейсам. Около зон окварцевания повсюду есть участки скарнов или скарноидов.

Переход от кварцевых зон к вмещающим породам довольно резкий, в краевых частях зон сохраняется реликтовая гнейсовидная и сланцеватая текстура, а в центре располагаются массивные существенно кварцевые породы (кварцитолиты).

Окварцованные вмещающие породы (гнейсы, гранито-гнейсы) характеризуются постепенным увеличением количества кварца в направлении к центру зоны: сначала кварц накапливается в основной массе, затем он образует гнезда, линзовидно-струйчатые обособления, удлинение которых параллельно общей гнейсовидности. В крупных линзах кварца находятся ксеноморфные реликты плагиоклаза с включениями серицита, хлорита, кальцита. Из числа новообразований интересны куммингтонит и роговая обманка. Куммингтонит наблюдается лишь в краевых частях окварцованных пород, где содержание его достигает 5%. Он развивается метасоматически, захватывая зернышки кварца. В условиях интенсивного окварцевания куммингтонит становится неустойчивым и замещается по периферии роговой обманкой.

Роговая обманка — типично реакционный минерал, образующийся не только за счет куммингтонита, но и за счет граната. При интенсивном окварцевании она также замещается кварцем.

Особенно наглядно кварцевый метасоматоз фиксируется на порфиро-бластах граната (в гранат-биотитовых гнейсах). При слабом окварцевании корродируется только периферическая каемка кристалла, края его становятся изрезанными. Внутри кристалла появляется множество мельчайших червеобразных включений кварца, параллельных друг другу, но перпендикулярных общей гнейсовидности. С усилением окварцевания резорбируется весь кристалл: он пересекается струйчатыми прожилками кварца, приобретая структуру типа «снежного кома». Иногда на месте граната остаются лишь его реликты и мелкозернистые агрегаты биотит-плагноклазового материала с небольшим количеством кальцита.



Рис. 19. Кварцевая порода с реликтами гранито-гнейса.

1 — кварц; 2 — микроклин. Шлиф, николи скрещены, увел. 25.

В окварцованных гнейсах первичная текстура просматривается даже при содержании кварца более 50%. В гранито-гнейсах текстурный рисунок утрачивается быстрее, но первичные минералы сохраняются лучше, в том числе и микроклин, который иногда замещается петельчатыми агрегатами эпидота.

В окварцованных породах любого состава часто наблюдается мелкая вкрапленность пирротина, реже — халькопирита и в отдельных случаях — молибденита и сфалерита.

Кварцитолиты макроскопически выглядят мономинеральными, но в шлифах видно, что кварц составляет в них 80—90%, а остальная часть сложена реликтовыми минералами преобразованных вмещающих пород

(рис. 19). Текстура массивная, структура гранобластовая, реликтовая. Кварц представлен в основном крупными зернами, среди которых «зажаты» мелкие. Внутри кварцевых зерен наблюдаются реликты минералов вмещающих пород и скарнов. В первом случае они представлены обрывками плагноклаза и биотита или их агрегатов (рис. 19), во втором — остатками моноклинного пироксена (иногда с уралитовой каемкой), чистых зернышек эпидота и кальцита.

На некоторых участках (Рошяур, Вешяур, Вирния) кварцитолиты содержат значительную примесь крупнозернистого граната (до 20—30%), который в этих случаях не выглядит реликтовым. Мощность таких гранат-кварцевых пород обычно невелика (0.4—0.5 м), но иногда достигает 2—3 м.

Очень часто кварцитолиты содержат примесь пирротина (3—15%), который образует вкрапленность и мелкие линзовидно-струйчатые обособления; реже встречается халькопирит, иногда — сфалерит.

В Приимандровском районе породы, аналогичные кварцитолитам, считаются безрудными разновидностями железистых кварцитов (Горяинов, 1967).

**Породы в поздних тектонических зонах дробления.** Поздние зоны дробления, или «красные зоны», встречаются в районе часто и имеют северо-западное (нередко почти меридиональное) и северо-восточное (до широтного) направления. Они являются одними из наиболее поздних образо-

ваний: вызванные ими изменения захватывают не только вмещающие и ультраосновные породы, но и эпигенетические медно-никелевые руды. Развитие «красных зон» в скарнах и породах с графит-пирротинным оруденением нами не наблюдалось, но, судя по отдельным признакам (интенсивная пиритизация пирротинных руд на некоторых участках), они, вероятно, проявляются и в них.

Строение «красных зон», характер изменения в них минерального и химического состава вмещающих пород подробно рассмотрены нами на примере западного фланга Аллареченского месторождения (Яковлев, Яковлева, 1971), поэтому ниже дается весьма краткая их характеристика.

«Красные зоны» являются секущими даже в том случае, если их простираение совпадает с простираем вмещающих пород. В направлении от периферии к центру в зонах среди гранито-гнейсов, гнейсов и амфиболитов выделяются три подзоны с постепенными переходами между ними: внешняя (подзона окварцевания), промежуточная (подзона микроклинизации) и внутренняя (подзона альбитизации).

Минеральный состав пород испытывает изменения во всех подзонах, но наиболее интенсивные — во внутренней. Так, плагиоклаз начинает замещаться микроклином уже во внешней подзоне, хотя полное замещение его происходит в промежуточной, а во внутренней микроклин замещается альбитом. Роговая обманка и биотит подвергаются последовательной хлоритизации. Во внутренней подзоне породы нередко превращаются в пористые и грубо-кавернозные существенно альбитовые или хлоритовые метасоматиты с обильными гидроокислами железа, друзочками кварца и гнездами кальцита в кавернах. Ультраосновные породы в «красных зонах» подвергаются интенсивной хлоритизации и замещению гидроокислами железа, а первичные сульфиды руд замещаются дисульфидами железа, вторичными сульфидами меди и в отдельных случаях — гидроокислами и окислами железа, сульфатами, карбонатами.

#### Химический состав вмещающих пород

Химические анализы выполнены почти для всех разновидностей вмещающих пород, как свежих, так и измененных (Яковлева и др., 1970). Результаты пересчета анализов по методу П. Ниггли (Четвериков, 1956) показаны на диаграммах (рис. 20), а основные числа приведены в табл. 4.

ТАБЛИЦА 4

Основные петрохимические характеристики вмещающих пород и метасоматитов

Порода	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>c : fm</i>
Амфиболиты . . . . .	16.9—23.1	42.0—53.8	20.4—28.1	4.1—13.0	0.44—0.59
Гнейсы . . . . .	31.2—56.4	7.4—54.5	2.9—21.9	9.1—31.4	0.12—0.99
Гранито-гнейсы . . . . .	40.5—46.9	7.5—19.3	7.2—13.1	26.5—37.8	0.52—1.59
Пегматиты . . . . .	43.1—47.6	3.2—13.3	5.0—21.5	24.5—44.2	0.75—2.48
Биотит-амфиболовые породы . . . . .	11.9—27.7	40.6—71.1	7.0—27.0	3.4—9.3	0.10—0.55
Скарны пироксеновые	3.0—10.2	42.8—47.9	43.6—48.1	1.0—3.4	1.00—1.02
Актинолитовые метасоматиты . . . . .	4.6—26.1	30.8—48.0	27.2—45.9	1.5—15.9	0.88—0.96
Кварцитолиты . . . . .	15.1—25.2	26.5—41.5	34.0—37.8	9.4—10.5	0.82—1.43
Гранито-гнейсы в «красных зонах»	33.7—44.0	9.0—20.1	1.7—29.6	1.7—27.7	0.10—3.29
Пегматиты в «красных зонах» . . . . .	39.3	7.5	18.1	35.1	2.41
Амфиболиты в «красных зонах» . . . . .	15.1	71.2	12.6	1.1	0.18

Наиболее выдержанными по составу являются амфиболиты: их основные характеристики изменяются в узких пределах, и по величине отношения  $c : fm$  все они находятся в IV сечении тетраэдра П. Ниггли, располагаясь в поле изверженных пород.

Гнейсы, напротив, отличаются пестротой химического состава, так что фигуративные точки их анализов приурочены к четырем сечениям (от II

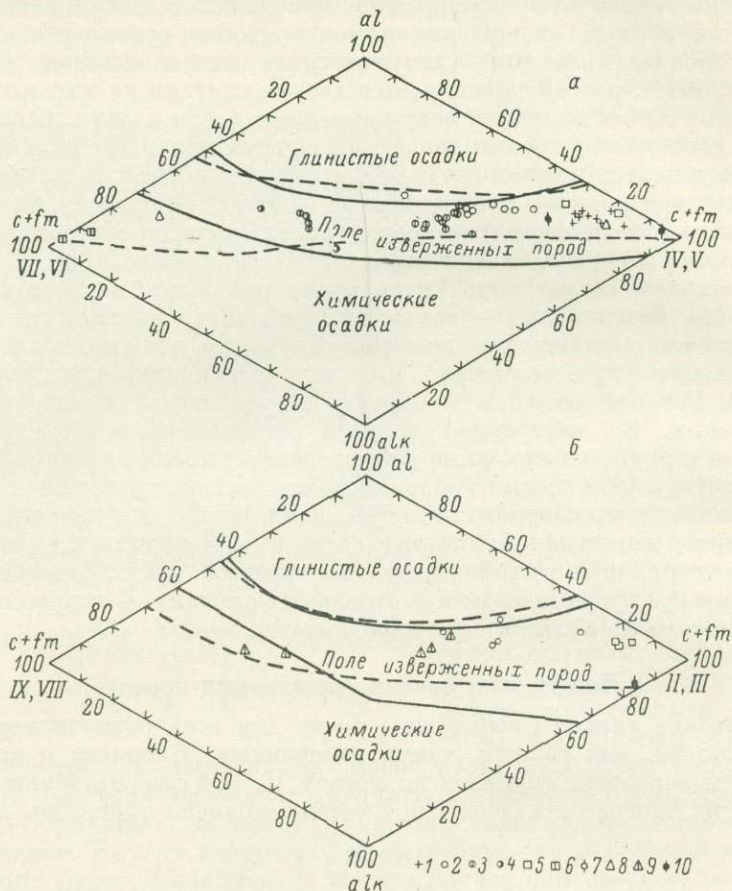


Рис. 20. Диаграмма химических составов вмещающих пород (римскими цифрами обозначены номера сечений тетраэдра П. Ниггли).

1 — амфиболиты; 2 — гнейсы; 3 — гранито-гнейсы; 4 — пегматиты; 5 — биотит-амфиболовые породы; 6 — пироксеновые скарны; 7 — актинолит-полевошпатовые метасоматиты; 8 — кварцитолиты; 9 — гранито-гнейсы и пегматиты в «красных зонах»; 10 — амфиболиты в «красных зонах». Пунктирными линиями показаны границы полей изверженных пород в сечениях V—VI (а) и II—VIII (б).

до V) тетраэдра П. Ниггли. Почти все они также располагаются в поле изверженных пород, за исключением двуслюдяных гнейсов — последние оказываются в поле глинистых осадков, хотя и вблизи границы поля изверженных пород. Это обстоятельство требует, вероятно, более внимательного и специального рассмотрения, особенно с учетом того, что двуслюдяные гнейсы района имеют признаки милонитов.

Гранито-гнейсы обладают меньшими вариациями состава, их фигуративные точки также находятся в поле изверженных пород, но по величине отношения  $c : fm$  принадлежат трем сечениям (IV—VI). По срав-

нению с гнейсами они характеризуются заметно меньшими числами  $fm$  и  $c$  и большими —  $alk$ . Пегматиты по всем характеристикам довольно близки гранито-гнейсам, отличаясь несколько большей величиной параметра  $c$  и, следовательно,  $c : fm$ .

Экзоконтактовые биотит-амфиболовые метасоматиты по своим петрохимическим характеристикам близки полевошпатовым амфиболитам, по которым они в большинстве случаев и возникают. Отличием является лишь меньшая величина параметра  $c$  и отношения  $c : fm$  для существенно биотитовых разностей, благодаря чему фигуративные точки их составов располагаются во II и III сечениях, тогда как существенно амфиболовых разностей — в IV сечении. Но те и другие не выходят за пределы поля изверженных пород, что свидетельствует об унаследовании ими основных черт химизма исходных пород.

В противоположность биотит-амфиболовым метасоматитам скарно-подобные образования заметно отличаются по своему составу от исходных гнейсов и амфиболитов, что выражается главным образом в уменьшении чисел  $al$  и  $alk$  и возрастании числа  $c$ . По величине  $c : fm$  они отвечают V сечению тетраэдра, т. е. не выходят за пределы вариаций составов лейкократовых пород.

Кварцитоциты по сравнению с гнейсами и гранито-гнейсами обладают меньшими значениями параметров  $al$  и  $alk$  и большими —  $fm$  и особенно  $c$ , а по величине  $c : fm$  принадлежит V и VI сечениям.

Гранито-гнейсы в «красных зонах» по сравнению со свежими разностями отличаются более широким диапазоном изменения всех основных петрохимических характеристик. Примечательно, что величина  $alk$  в целом здесь уменьшается, а  $c$  — возрастает. Что же касается пегматитов и амфиболитов, то их состав, судя по единичным анализам, в «красных зонах» изменяется в меньшей степени, чем гранито-гнейсов.

Для выяснения роли и поведения отдельных элементов и окислов в процессе метасоматического преобразования пород нами подобраны и соответствующим образом пересчитаны серии анализов из различных метасоматических колонок (Яковлева и др., 1970). Эти данные характеризуют: а) замещение амфиболитов биотит-амфиболовыми и биотит-гранат-амфиболовыми породами, а также пироксеновыми скарнами; б) замещение гнейсов актинолит-пироксеновыми метасоматитами и кварцитоцитами; в) изменение гранито-гнейсов, амфиболитов и пегматитов в поздних тектонических зонах.

а) Развитие экзоконтактовых биотит-амфиболовых и биотит-гранат-амфиболовых пород по амфиболитам имеет много сходных черт: оно сопровождается выносом  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  и привносом  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$  и  $S$  (рис. 21, а). В то же время наблюдаются и существенные различия между этими метасоматитами, заключающиеся в противоположном характере изменения содержания  $CaO$ ,  $K_2O$ ,  $TiO_2$  и  $P_2O_5$ , а также в более интенсивном привносе  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$  и  $MgO$  при развитии биотит-гранат-амфиболовых разностей. Кроме того, в целом процесс образования биотит-амфиболовых пород характеризуется преобладанием выноса над привносом (21 г на 100 см<sup>3</sup>, или 6.4 отн. %), а при развитии биотит-гранат-амфиболовых пород привнос и вынос практически одинаковы. В том и другом случаях физические свойства пород изменяются слабо, но примечательно общее уменьшение пористости (от 1.0—1.2 до 0.9—0.4%).

Скарнирование амфиболитов резко отличается от развития экзоконтактовых биотит-амфиболовых пород: оно характеризуется интенсивным выносом почти всех главных компонентов и столь же интенсивным привносом  $MgO$ ,  $CaO$  и  $CO_2$ , тогда как содержание  $SiO_2$  остается почти без изменения (рис. 21). В целом процесс скарнирования амфиболитов отличается небольшим преобладанием выноса над привносом

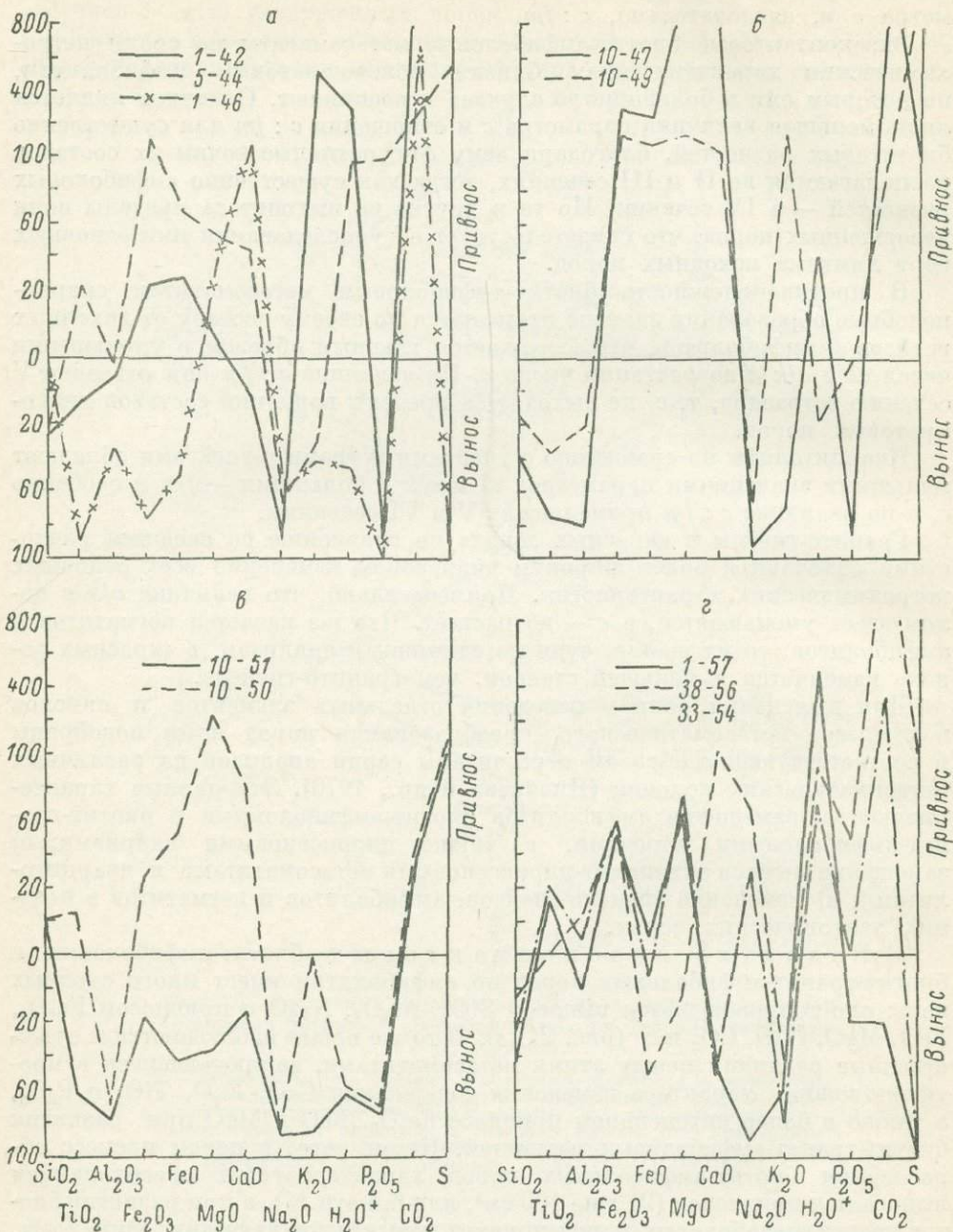


Рис. 21. Диаграммы изменения состава вмещающих пород при метаморфизме.

а — замещение амфиболов биотит-амфиболовыми (обр. 1—42), биотит-гранат-амфиболовыми (обр. 5—44) и пироксеновыми (обр. 1—46) метасоматитами; б — замещение гнейсов пироксеновыми (обр. 10—47) и актинолит-полевошпатовыми (обр. 10—49) метасоматитами; в — начальная (обр. 10—50) и конечная (обр. 10—51) стадии замещения гнейсов кварцитолитами; г — изменение амфиболов (обр. 1—57), пегматитов (обр. 38—56) и гранито-гнейсов (обр. 33—54) в «красных зонах». Химические анализы образцов приведены в работе А. К. Яковлевой и др. (1970).

(6.7 г на 100 см<sup>3</sup>) и очень незначительным изменением констант исходных пород.

б) Замена гнейсов полевошпат-актинолитовыми метасоматитами и пироксеновыми и скарнами сопровождается более энергичным перемещением вещества: интенсивно выносятся SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, но в еще большем количестве привносятся Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, CaO, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> и S (рис. 21, б), так что в целом привнос преобладает над выносом (15 г на 100 см<sup>3</sup>, или 5 отн. %). В результате объемный вес и плотность пород увеличиваются, а пористость остается примерно прежней.

Развитие кварцитовидных пород по гнейсам в начальной стадии обладает различным поведением отдельных компонентов (рис. 21, в, обр. 10—50), что отчасти напоминает процесс скарнирования гнейсов. Но для колонки в целом (обр. 10—51) характерен значительный вынос почти всех компонентов и привнос лишь SiO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> и S. Благодаря этому объемный вес и плотность пород уменьшаются (соответственно от 2.93 до 2.68 г/см<sup>3</sup> и от 2.96 до 2.69 г/см<sup>3</sup>), но одновременно уменьшается пористость (от 0.97 до 0.37%).

в) В «красных зонах» состав всех пород изменяется наиболее сильно (рис. 21, г), в процессе изменения гранито-гнейсов происходит вынос кремнезема из всех подзон метасоматической колонки, а поведение других компонентов оказывается различным: одни из них выносятся из внешней и промежуточной подзон и привносятся во внутреннюю (Na<sub>2</sub>O, CaO, FeO), другие, наоборот, выносятся из внутренней и привносятся в промежуточную и внешнюю (K<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Для колонки в целом превышение выноса над привносом составляет 54 г на 100 см<sup>3</sup> исходной породы, в результате значительно уменьшаются объемный вес и плотность (соответственно от 2.73 до 2.19 г/см<sup>3</sup> и от 2.75 до 2.49 г/см<sup>3</sup>), а пористость возрастает от 0.70 до 12.20%.

Изменение амфиболитов во многих отношениях происходит аналогично изменению гранито-гнейсов. Из числа главных окислов противоположным является лишь поведение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO и Na<sub>2</sub>O. В целом вынос из амфиболитов также преобладает над привносом и оказывается даже большим, чем в гранито-гнейсах: выносятся 66 г из 100 см<sup>3</sup> породы, или 19.9 отн. %. Объемный вес и плотность уменьшаются соответственно от 3.32 до 2.66 г/см<sup>3</sup> и от 3.36 до 2.96 г/см<sup>3</sup>, а пористость возрастает (от 1.23 до 10.2%).

Изменение пегматитов в «красных зонах» (рис. 21, г) принципиально одинаково с изменением гранито-гнейсов.

В целом для различных пород в «красных зонах» характерны многие общие черты изменения химического состава: вынос SiO<sub>2</sub>, FeO, CaO, K<sub>2</sub>O, S<sub>общ.</sub> и привнос Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Na<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>. Что же касается «малых» компонентов (TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и др.), то различие в их поведении может быть обусловлено и погрешностями анализа. В целом преобладает вынос компонентов, который для различных пород и подзон варьирует от 4—5 до 19—20 отн.%; причем наибольшее количество вещества выносятся из амфиболитов.

Таким образом, почти все метасоматические процессы во вмещающих породах протекают с преобладанием выноса вещества над привносом, вследствие чего метасоматиты по сравнению с исходными породами имеют заметно меньшие объемный вес и плотность и более высокую пористость. Исключение составляет скарнирование гнейсов, в процессе которого привносятся вещества больше, чем выносятся, а объемный вес и плотность скарноподобных пород выше, чем исходных.

## Выводы

1. Предложена классификация вмещающих пород, которая включает пять групп, различающихся по минеральному составу, текстурно-структурным особенностям и условиям залегания. Группы содержат несколько разновидностей, разделяемых по соотношению главных породообразующих минералов и текстурам. Для каждой группы и ведущих разновидностей пород приводятся петрографо-минералогические характеристики и сведения о химизме.

2. Наибольшим распространением в районе пользуются лейкократовые породы — гранито-гнейсы и гнейсы, слагающие центральные части куполовидных структур и горизонты значительной мощности по периферии. Амфиболиты развиты преимущественно в краевых частях куполовидных структур и в зонах их сочленения, образуя многочисленные маломощные пласты и линзы и лишь на отдельных участках — более значительные горизонты и пачки. Пегматиты и метасоматиты играют незначительную роль, хотя встречаются повсеместно. Пегматиты образуют секущие и грубо согласные жильные и линзовидные тела мощностью от долей метра до 20—30 м.

3. По своим петрохимическим характеристикам все вмещающие породы приурочены к полю изверженных пород в тетраэдре П. Ниггли, за исключением двуслюдяных гнейсов, которые попадают в поле глинистых осадков. При этом амфиболиты располагаются компактной группой вблизи вершины  $s+ft$  плоской диаграммы, а гнейсы, гранито-гнейсы и пегматиты, отличаясь более пестрым составом, тяготеют к ее центральной части. Метасоматиты в основном наследуют петрохимические особенности исходных пород, но фигуративные точки их составов обычно находятся в других сечениях тетраэдра.

4. Все вмещающие породы в процессе метаморфизма подвергаются различным метасоматическим преобразованиям, продукты которых в возрастной последовательности ориентировочно образуют следующий ряд: биотит-амфиболовые породы, скарноподобные метасоматиты, кварцитолиты, хлорит-полевошпатовые породы «красных зон».

Почти для всех метасоматических колонок характерно превышение выноса отдельных компонентов над привносом, в результате чего заметно изменяются физические свойства исходных пород — объемный вес, плотность и пористость. Наиболее интенсивно изменяется состав пород в поздних тектонических зонах, где в общей сложности выносятся до 20% вещества исходных пород.

## ГЛАВА III

### УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ РАЙОНА

#### Общие сведения

К настоящему времени в пределах района известно около 250 массивов ультраосновных пород. Все они залегают примерно согласно с вмещающими породами и относятся к группе синорогенных безкорневых интрузий и представлены сравнительно небольшими телами. С отдельными массивами связано богатое медно-никелевое оруденение (месторождения Аллареченское и Восток, участки Северный и Руннийоки), в некоторых установлена непромышленная сульфидная минерализация (участки Акким, Аннама, Хихнаярви и др.), а подавляющая часть ультраосновных тел относится к числу безрудных.

Размеры массивов варьируют в широких пределах; по относительной величине их можно разделить на три группы: мелкие, мощностью до 5—7 м и длиной до 100—150 м; средние, мощность которых изменяется от 5—10 до 50—70 м, длина от 300—400 до 1000—1200 м; крупные, мощностью более 70 м, длиной от 500 м до 2 км. Преобладают мелкие и средние тела, крупные встречаются довольно редко.

Мелкие массивы имеют главным образом уплощенную чечевице- и линзовидную форму, реже наблюдаются эллипсоидальная и неправильная, близкая к изометрической. Для средних и крупных массивов характерны пласто- и линзообразная форма, в отдельных случаях наблюдается корыто- и чашеобразная (месторождение Аллареченское, уч. Хихнаярви) и иногда лентовидная (месторождение Восток). Особенности морфологии и условий залегания ультраосновных тел в пределах месторождений и отдельных участков отмечены выше (см. гл. I).

Ультраосновные породы района до настоящего времени изучены недостаточно как в отношении их геологической позиции, строения, возрастных соотношений, металлогенетической специализации, так и в отношении минерального состава, последовательности метаморфизма и связи его с рудоносностью. Разумеется, приведенная ниже характеристика ультраосновных пород не претендует на исчерпывающую полноту. Полученные результаты следует рассматривать как предварительные, так как они основаны главным образом на изучении ультраосновных массивов Аллареченского блока.

#### Классификация ультраосновных пород

Первичными минералами ультраосновных пород являются оливин, ромбический пироксен, титаномагнетит и сульфиды. По минеральному составу, структуре и текстуре выделяются оливиниты, пироксениты и перидотиты, что в целом соответствует классификации Н. А. Корнилова (1962)

для пород Аллареченского интрузива, где им были выделены оливиниты, гарцбургиты и пироксениты, а также «рудные» их разновидности. Вместо термина «гарцбургит» нами используется термин «перидотит», поскольку в породах района наряду с основными минералами постоянно присутствует то или иное количество второстепенных — магнетита, шпинели, сульфидов, амфиболов.

В большей части ультраосновных массивов преобладающим развитием пользуются перидотиты, несколько меньше распространены оливиниты, пироксениты всюду имеют подчиненное значение. В оливинитах и пироксенитах нередко в заметном количестве присутствует второй первичный породообразующий минерал, и их можно назвать пироксеновыми оливинитами или оливиновыми пироксенитами.

Ультраосновные породы района испытали автометаморфизм и региональный метаморфизм амфиболитовой фации (Козлов, 1960а; Корнилов, 1962; Яковлев, Яковлева, 1967, и др.), поэтому в свежем виде они практически не встречаются.

По степени метаморфизма ультраосновные породы можно разделить на три обширные группы: сравнительно слабо измененные («свежие» — вторичных минералов меньше 25%), сильно измененные («метапороды» — вторичных минералов 25—50%) и очень сильно измененные (вторичных минералов более 50%) — это уже метасоматиты по ультраосновным породам.

Породы двух первых групп описаны вместе, причем дается детальная характеристика «свежих» разновидностей и отмечаются наиболее распространенные вторичные их преобразования. Породы третьей группы рассматриваются отдельно.

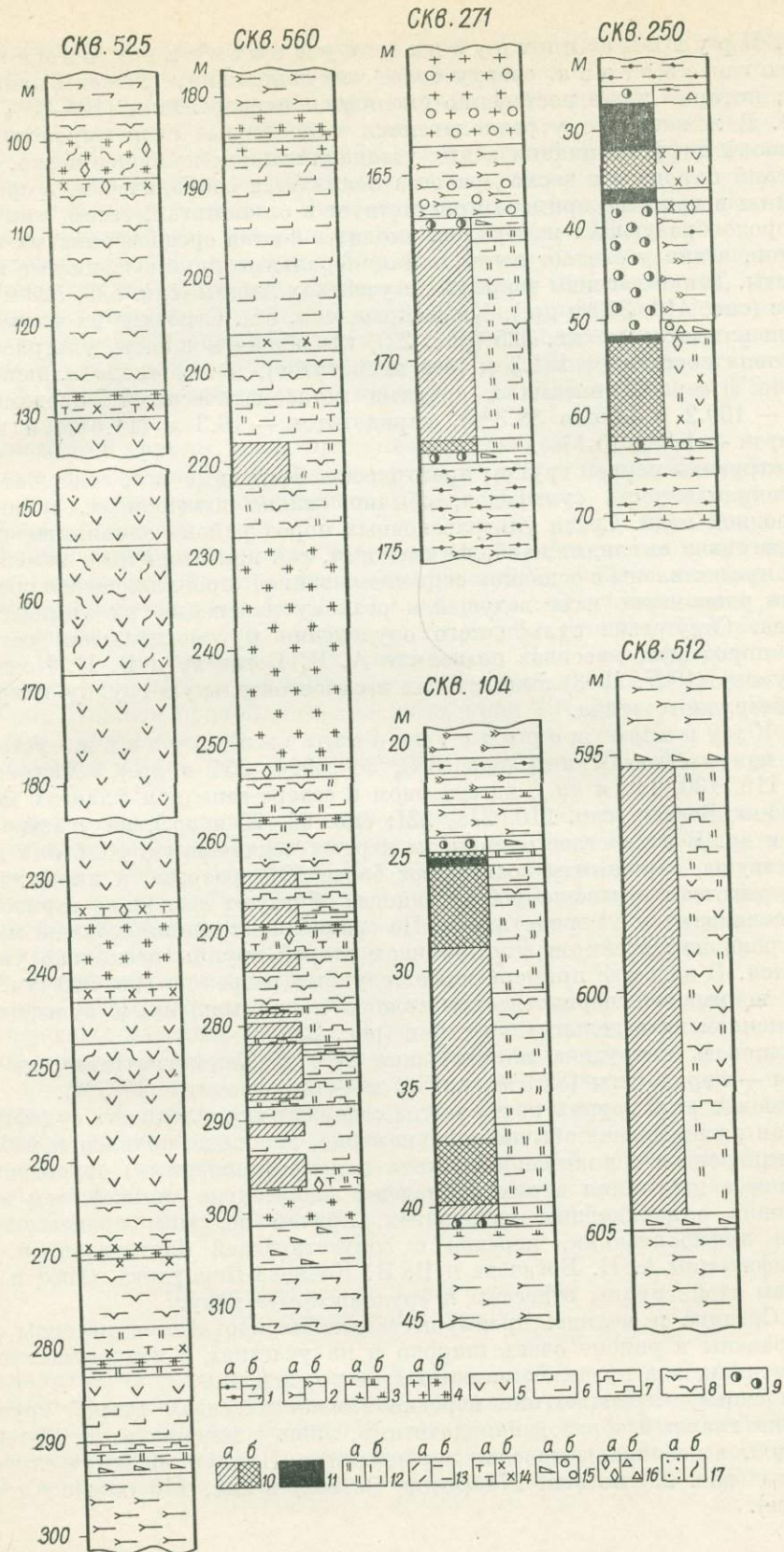
### Строение массивов

В разрезах ультраосновных тел первичные разновидности пород нередко располагаются закономерно, что является следствием дифференциации. Признаки дифференциации можно наблюдать почти в каждом, даже небольшом теле, но во всех случаях степень ее оказывается невысокой: смена пород происходит постепенно, границы между ними нечеткие. Общей особенностью большей части массивов является последовательное увеличение содержания и размеров индивидов ромбического пироксена в направлении от всячего бока к лежащему. Вследствие этого пироксениты залегают обычно в нижних частях массивов, непосредственно на контакте с вмещающими породами, образуя слои небольшой мощности; перидотиты располагаются в средней части разреза, а оливиниты — в средней и верхней частях.

Хотя эта последовательность, как правило, выдерживается, соотношение отдельных разновидностей пород и роль их в строении конкретных ультраосновных массивов заметно различаются, особенно для массивов разной величины. В зависимости от размеров и преимущественного развития тех или иных разновидностей пород можно выделить 4 группы ультраосновных массивов: 1) крупные, существенно оливинитового состава; 2) крупные, в основном перидотитовые; 3) средние и мелкие, существенно перидотитовые; 4) мелкие пироксенитовые.

Рис. 22. Геологические разрезы по скважинам.

1 — гнейсы: биотитовые (а) и биотит-амфиболовые (б); 2 — амфиболиты: полевошпатовые (а) и пироксен-полевошпатовые (б); 3 — гранито-гнейсы; 4 — гранитовые пегматиты: обычные (а) и десилицированные (б); 5 — оливиниты; 6 — перидотиты; 7 — пироксениты; 8 — серпентиниты; 9 — бедные руды во вмещающих породах; 10 — руды в ультраосновных породах: бедные (а) и богатые (б); 11 — сплошные руды; 12—14 — минералы ультраосновных пород: 12а — Са-амфиболы, 12б — куммингтонит, 13а — антофиллит, 13б — биотит, 14а — тальк, 14б — хлорит; 15—17 — минералы вмещающих пород: 15а — роговая обманка, 15б — гранат, 16а — карбонат, 16б — кварц, 17а — редкая сульфидная вкрапленность; 17б — зоны дробления.



1. Крупные интрузивы существенно оливинитового состава сверху более чем наполовину сложены оливинитами, которые ниже постепенно сменяются перидотитами (10—30% разреза). В лежачем боку располагаются маломощные слои пироксенитов. Признаки дифференциации в них устанавливаются наиболее четко. Ромбический пироксен в верхах разреза появляется спорадически, в средней части он в качестве примеси присутствует в оливинитах, затем, как один из породообразующих минералов, входит в состав среднезернистых перидотитов, а внизу слагает почти мономинеральные крупнозернистые пироксениты. Такие массивы вскрыты на участках Акким (скв. 525, 523 и др.), Копос (скв. 410, 350 и др.), Хихнаярви (скв. 54). Строение их иллюстрируется разрезом по скв. 525 (рис. 22), где общая мощность ультраосновного тела составляет 181.3 м (без пегматитов), в том числе оливинитов (вместе с серпентинитами и другими метасоматическими породами по ним) — 160.2 м (около 88.3%), перидотитов — 19.3 м (11.6%) и пироксенитов — 1.8 м (0.1%).

Интрузивы первой группы практически безрудные или содержат убогую вкрапленность сульфидов, обычно сильно измененных, и иногда самородной меди. Среди ультраосновных пород района оливиниты крупных массивов выглядят наиболее свежими, так как вторичные изменения в них представлены в основном серпентинизацией, проявляющейся сравнительно равномерно и не ведущей к резкому изменению их химического состава. Отсутствие сульфидного оруденения и относительная сохранность пород этих массивов позволили А. И. Богачеву и В. К. Кочневу-Первухову (1967, 1968) выделить их в самостоятельную группу интрузивов «безрудного» типа.

2. Крупные перидотитовые интрузивы установлены на участках Акким (скв. 559, 560, 594, 654 и др.), Хихнаярви (скв. 116, 130, 140 и др.), на северном и северо-западном флангах месторождения Восток (скв. 210, 215, 221; скв. 65, 70 и др.), на участке Аннама и др. В их составе оливиниты играют подчиненную роль или даже отсутствуют, перидотиты составляют более 50% разреза, а пироксениты также тяготеют к лежачему боку, иногда образуют несколько горизонтов и переслаиваются с перидотитами. По сравнению с оливинитовыми массивами роль пироксенитов в интрузивах второй группы несколько увеличивается. В качестве примера может служить разрез по скв. 560 (уч. Акким), вскрывшей перидотитовое тело с непромышленным сульфидным оруденением на отдельных участках (рис. 22).

Мощность интрузива по скважине 87.0 м (без пегматитов), из них 71.8 м — перидотиты (82.5%) и 15.2 м — пироксениты (17.5%).

Массивы этой группы почти всегда содержат вкрапленность сульфидов, которая распределена обычно неравномерно, вплоть до появления небольших горизонтов с повышенным (хотя и непромышленным) оруденением. Вторичные изменения в них проявлены значительно сильнее, чем в существенно оливинитовых интрузивах, причем ведущим процессом является амфиболитизация, нередко с сопутствующей биотитизацией. По классификации А. И. Богачева и В. И. Кочнева-Первухова (1968 и др.) массивы этой группы отнесены к «рудноносному» типу.

3. Средние и мелкие, преимущественно перидотитовые массивы распространены в районе очень широко и на участках с непромышленным оруденением, и в пределах известных месторождений.

По своему строению они нередко близки массивам второй группы: сложены главным образом перидотитами, лишь в нижних частях разреза появляются небольшие прослои пироксенитов. Примерами могут служить разрезы (рис. 22) по скв. 271 (м-ние Восток) и скв. 140 (м-ние Аллареченское).

Характерной особенностью массивов этой группы является наличие горизонтов или слоев пород с очень высоким (более 40—50%) содержанием сульфидов, так называемых «серых руд». Чаще других встречаются «рудные» разновидности оливинитов, реже — перидотитов и в единичных случаях — пироксенитов. Все они обладают сидеронитовой структурой и отличаются наименьшими вторичными изменениями по сравнению с окружающими породами массива. Участок массива, полностью сложенный «рудными» оливинитами, показан на разрезе по скв. 250.

Некоторые мелкие массивы обладают более сложным строением: центральная их часть сложена оливинитами (или перидотитами), краевые — пироксенитами, причем те и другие развиты примерно одинаково. Подобным строением обладают некоторые ультраосновные тела месторождения Восток, как например вскрытое на юго-западном фланге скважинами 512 и 509 (соответственно в интервалах 592.2—604.6 и 678.5—683.2 м — рис. 22).

Массивы этой группы всюду являются оруденелыми, причем на месторождениях Аллареченское и Восток, а также на участках Северный и Руннийоки оруденение промышленное, нередко богатое, на других участках — беднее, сингенетическое.

4. Мелкие пироксеновые тела встречаются довольно часто как в пределах месторождений, так и на поисковых участках, особенно в центральной части Аллареченского блока. В отдельных подсечениях они, возможно, представляют собой краевые части более крупных дифференцированных массивов перидотитов и оливинитов. Наиболее крупное тело пироксенитов вскрыто на западном фланге месторождения Восток в лежащем боку Нижней рудной зоны, на расстоянии 20—70 м от нее. Здесь оно, как и оруденелое перидотитовое тело, имеет лентовидную форму и прослеживается по падению на 800—900 м при ширине 100—300 м и мощности от 2—3 до 10—15 м.

Строение этих массивов очень однообразно: они нацело сложены в различной степени измененным крупнозернистым пироксеном с незначительной примесью рудных минералов. Как правило, пироксениты безрудные, лишь иногда в них наблюдается рассеянная вкрапленность сульфидов, преимущественно пирротина. Всюду они сильно изменены, в основном амфиболлизированы, а в приконтактной части (0.1—0.2 м) превращены в почти мономинеральные амфиболовые породы.

Таким образом, примечательной особенностью строения большей части ультраосновных массивов района (за исключением существенно пироксенитовых) является «перевернутое» расположение отдельных разновидностей пород: пироксениты тяготеют к низам современных разрезов, а оливиниты — к верхним частям, тогда как для «нормальных» массивов (Печенгский район и др.) характерно обратное залегание этих пород. Причины такого явления не установлены. Возможно, они обусловлены какими-то особенностями состава и формирования самих массивов или изменением условий их залегания в последующее время.

#### Петрографическая характеристика ультраосновных пород

**Оливиниты.** В соответствии с классификацией ультраосновных массивов можно различать три разновидности оливинитов: мощные горизонты и почти нацело оливинитовые крупные интрузивы, где они сравнительно слабо изменены; прослой в существенно перидотитовых массивах, в различной степени метаморфизованные; «рудные» оливиниты в небольших телах.

Макроскопически это большей частью черно-зеленые породы, а неизмененные — зеленые до светло-зеленых. Даже слабо измененные оливиниты приобретают более темный цвет за счет выделения большого количества магнетита.

Минеральный состав оливинитов довольно прост: резко преобладает оливин (до 95%), но всегда есть примесь как первичных минералов (брон-

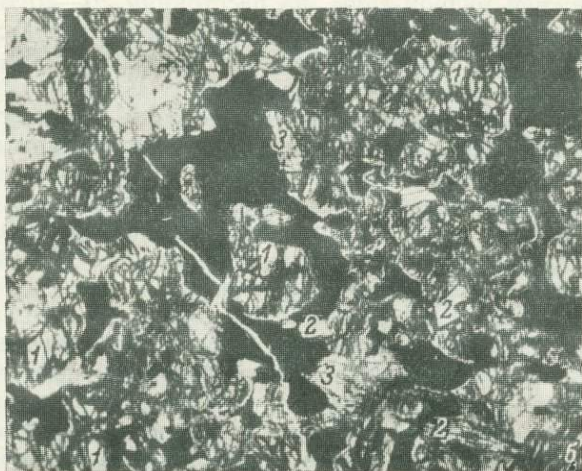


Рис. 23. Структуры оливинитов.

*a* — микродрузитовая: 1 — оливин, 2 — актинолит; шлиф, николи скрещены, увел. 170; *б* — сидеронитовая; 1 — оливин, 2 — хлорит, 3 — куммингтонит, черное — сульфиды, магнетит; шлиф, при одном николе, увел. 30.

зита, магнетита, титаномагнетита, сульфидов), так и вторичных (амфибола, серпентина, флогопита, хлорита и в очень незначительном количестве талька, карбоната).

Неизмененные разности оливинитов имеют массивную равномернозернистую текстуру (иногда сахаровидную), а измененные — пятнистую. Оливин и продукты его разложения (магнетит и серпентин) образуют в породе черные пятна, которые как бы цементируются светло-зелеными

агрегатами вторичных минералов — актинолита, хлорита и др., что создает подобие брекчиевидной текстуры. «Рудные» оливиниты месторождений Аллареченское и Восток имеют равномерную мелко- и густо-вкрапленную текстуру. Лишь в приконтактных участках сульфидные выделения приобретают удлиненную форму и располагаются субпараллельно. Иногда ориентированы и зерна оливина или параллельно расположены линзы вторичного магнетита — в этом случае текстура приближается к трахитоидной.

В неизмененных оливинитах структура панидиоморфнозернистая, равномернозернистая. Наряду с преобладающими равными зернами встречаются более мелкие, находящиеся в крупных в виде пойкилитовых

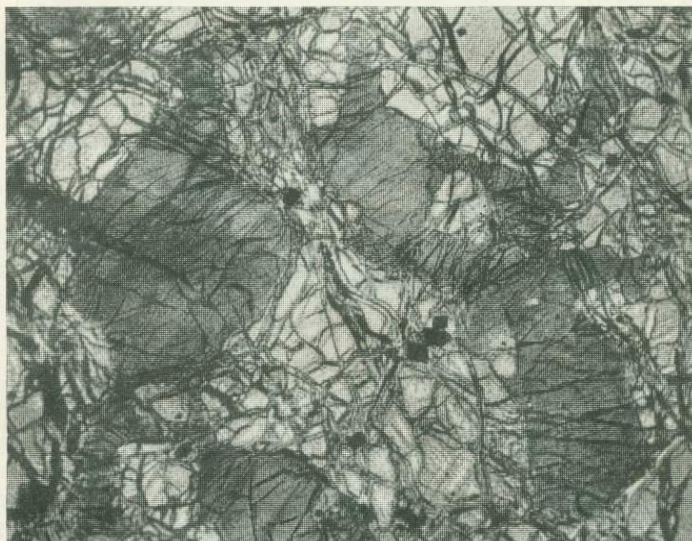


Рис. 24. Пироксеновый оливинит.

Бронзит (темно-серое) цементирует зерна серпентинизированного оливина (светло-серое). Шлиф, при одном никеле, увел. 30.

вростков. Иногда эти мелкие зернышки обособляются в микропрожилки, что, по-видимому, связано с зонками дробления.

Чаще при наличии вторичного «цемента» структура становится аллотриоморфнозернистой. В зависимости от строения «цемента» появляются разновидности этой структуры: микродрузитовая (рис. 23, а), когда на поверхности оливиновых зерен вырастают индивиды актинолита, образуя параллельно-шестоватый агрегат; петельчатая и петельчато-полосчатая, когда одни полосы серпентинизированы, а другие — менее серпентинизированы, но заметно амфиболлизированы. «Рудные» оливиниты имеют типичную сидеронитовую структуру (рис. 23, б).

О л и в и н образует изометрические зерна размером от 0.5 до 5 мм. Цвет его светло-зеленый, в шлифе бесцветный. По оптическим данным ( $2V=88-90^\circ$ ,  $N_g=1.701-1.730$ ) минерал является хризолитом и содержит от 15 до 30% фаялитового компонента.

Б р о н з и т встречается часто в виде мелких зерен, содержащих пойкилитовые вростки оливина. На контакте бронзита и оливина образуется узкая полоска талька. По отношению к оливину бронзит всегда является более поздним (рис. 24).

Титаномагнетит представлен изолированными мелкими выделениями (0.01—0.5 мм) изометрической формы. Почти всегда он содержит пластинчатые и неправильные включения ильменита и шпинели.

Магнетит — постоянный спутник даже самых «свежих» оливинитов. С увеличением степени изменения породы количество магнетита возрастает за счет разложения первичных минералов, в целом оно составляет 5—10% и более.

Серпентин в слабо измененных оливинитах образует симметрично-зональные прожилки с просечками магнетита, имеющие параллельно-шестоватое строение. В сильно измененных породах прожилки серпентина многослойные.

Амфибол находится между зернами оливина, в «цементе» и внутри зерен оливина в виде изолированных идиоморфных кристаллов. Они образуются после серпентина и встречаются в том или ином количестве повсеместно, на всех участках и на разных глубинах.

Биотит (флогопит) образует мелкие чешуйки в интерстициях вместе с амфиболом и развивается иногда непосредственно по оливину, чаще тяготеет к серпентинизированным участкам породы. В «рудных» оливинитах чешуйки его располагаются и внутри сульфидных вкрапленников. По составу, как и в других разновидностях ультраосновных пород, чаще соответствует флогопиту.

Хлорит присутствует почти всегда, но в небольшом количестве. Он образует идиоморфные чешуйки бледно-зеленоватого цвета.

Тальки и карбонаты наблюдаются реже; они развиваются по спайности амфиболов, флогопита, хлорита и в интерстициях отдельных минералов в самые поздние стадии изменения.

Изменение оливинитов начинается, вероятно, уже в магматическую стадию, когда оливин пересекается цепочечными прожилками магнетита. Затем в верхней части крупных интрузивов оливин серпентинизируется нацелом, образуя типичные серпентиниты, а в центральных частях оливиниты остаются «свежими». «Рудные» оливиниты («серые руды») на этой стадии изменений почти не претерпевают. Оливиниты маломощных интрузивов слабо серпентинизируются с образованием «неполных» серпентинитов. Позднее развиваются амфиболы, в основном кальциевые. В эндоконтактных породах и «рудных» оливинитах возникают безкальциевые амфиболы: куммингтонит, реже антофиллит. В самую позднюю стадию на отдельных участках образуются полиминеральные амфибол-карбонат-хлорит-тальковые породы.

В целом последовательная схема изменения оливинитов такова: оливиниты ← серпентиниты ← актинолитовые породы ← куммингтонитсодержащие породы ← полиминеральные породы.

**Пироксениты.** Пироксениты образуют небольшие самостоятельные тела, а также маломощные прослои, линзы в сложных массивах; в некоторых интрузивах отсутствуют. Реже в одном интрузиве появляется несколько слоев пироксенитов, разделенных ультраосновными породами другого состава. Мощность их невелика, от 0.2—0.5 до 3—5 м, а чаще 1.0—1.5 м.

По минеральному составу пироксениты на 80—90% состоят из ромбического пироксена — бронзита, в качестве постоянной и заметной примеси (до 10—15%) встречается титаномагнетит, часто присутствуют сульфиды, незначительные вроски оливина; из вторичных всегда есть роговая обманка, в меньшем количестве хлорит, тальк, иногда биотит (флогопит) и очень типична примесь шпинели — особенно в интрузивах участков Хихнаярви, Вешяур и др.

Макроскопически пироксениты — крупнозернистые породы серовато-зеленого цвета, в которых зерна бронзита достигают нередко 2—3 см

в длину. В неизменном виде пироксениты имеют массивную, изредка трахитоидную текстуру. Даже незначительная примесь вторичных минералов приводит к появлению пятнистой текстуры: темно-серые, розоватые кристаллы бронзита цементируются зеленым актинолитом, иногда био-



Рис. 25. Структуры пироксенитов.

*a* — гипидиоморфнозернистая: между зернами бронзита (1) располагаются чешуй флогопита (2), черное — титаномagnetит; *b* — сидеронитовая: серое — оталькованный бронзит, черное — сульфиды, магнетит. Шлифы, при одном никеле, увел. 30.

титом. На контактах с вмещающими породами пироксениты рассланцованы до образования пород с параллельно-сланцеватой текстурой.

Структура панидиоморфнозернистая с элементами гипидиоморфнозернистой — степень идиоморфизма пироксена значительно больше, чем всех других минералов. Вторичные минералы располагаются в интерстициях беспорядочно ориентированных призматических индивидов бронзита (рис. 25, *a*). Часто встречаются различные структуры замещения с явле-

ниями псевдоморфизации. Отдельные участки породы имеют петельчатую структуру замещения при развитии по бронзиту прожилков талька с магнетитом. В «рудных» пироксенитах структура сидеронитовая (рис. 25, б).

**Пироксен** образует крупные идиоморфные кристаллы светлорозового, иногда серовато-розового цвета, содержащие включения как первичных (шпинели, титаномагнетита), так и вторичных минералов (амфибола, талька, магнетита, хлорита, карбоната). Минерал содержит от 15 до 25% ферросилитового компонента и является бронзитом.

**Титаномагнетит** присутствует постоянно, образует равномерную вкрапленность мелких зерен, гнездовые и линзообразные скопления; обычно ассоциирует с зеленой шпинелью.

**Магнетит** встречается часто, в виде прерывистых прожилков, нередко содержащих отдельные вроски ильваита.

**Шпинель** образует мелкие выделения (менее 1 мм), возникающие за счет разложения титаномагнетита — каемки, цепочки вокруг зерен последнего. В шлифах шпинель обладает густым темно-зеленым цветом, изотропна.

**Роговая обманка** встречается повсеместно. Даже в самых «свежих» разностях пироксенитов она присутствует в виде неиндивидуализированных зародышей внутри зерен бронзита или мелкозернистых агрегатов, окружающих зерна последнего. В шлифах имеет зеленоватый цвет, более интенсивный, чем у амфибола, развивающегося по оливину. По оптическим данным ( $N_g=1.652-1.662$  и  $N_p=1.626-1.640$ ) относится к магнезио- и актинолитовой роговой обманке.

**Хлорит** образует идиоморфные чешуйки, которые пересекают зерна пироксена, изредка образуют гомоосевые сростания с ним.

**Оливин** присутствует часто (1% и менее), в виде мелких неправильных зернышек между индивидами бронзита и пойкилитовых вросок в них.

**Биотит** (флогопит) наблюдается редко. Лишь на контакте с секущими пегматитами количество его может заметно увеличиваться.

**Тальк** встречается часто, но содержание его невелико. Он образует симметрично-зональные прожилки и каемки на контакте бронзита с биотитом, сульфидами и другими минералами.

Как правило, пироксениты изменены очень сильно, что обусловлено, вероятно, их небольшой мощностью и расположением на контакте с вмещающими породами. В раннюю стадию по пироксенитам локально образуются тальксодержащие и амфиболсодержащие породы, затем происходит интенсивное развитие роговой обманки, а в дальнейшем — образование пород с куммингтонитом. Если проявлены наиболее поздние изменения, то появляются полиминеральные метасоматиты, в состав которых входят амфиболы, биотит, хлорит, карбонаты, тальк; следовательно, общая схема изменения пироксенитов такова: первичные пироксениты ← ← пироксениты с тальком, роговой обманкой ← биотит-роговообманковые породы ← биотит-роговообманково-кумингтонитовые породы ← полиминеральные метасоматиты.

**Перидотиты.** Среди ультраосновных пород района перидотиты являются наиболее распространенными, встречаясь в любых по форме и размерам интрузивах. В дифференцированных массивах они занимают нижние и средние части, иногда чередуясь с пироксенитами. Лишь в некоторых крупных существенно оливинитовых телах они имеют подчиненное значение.

На месторождениях Аллареченское и Восток перидотиты отчетливо преобладают над всеми другими разновидностями ультраосновных пород. Переход от перидотитов к оливинитам и пироксенитам постепенный. Мощность горизонтов перидотитов или их самостоятельных тел изме-

няется в широких пределах — от 2—5 до 30—50 м. Они могут быть оруденельными и безрудными.

Минеральный состав пород таков: первичные — оливин (40—70%), бронзит (15—50%), титаномагнетит и магнетит (5—10%), сульфиды (первичные и вторичные, в переменных количествах); вторичные минералы — амфиболы, хлорит, серпентин, флогопит, в меньшей мере карбонаты, тальк. Из аксессуарных встречаются шпинель и апатит.

Макроскопически это темно-зеленые, серовато- до черно-зеленых породы массивной (реже) и пятнистой текстуры, среднезернистого сложения. Пятна могут быть черными, принадлежащими агрегатам серпентина с магнетитом, и розовыми — бронзитовыми. За счет амфиболизации и в меньшей мере других вторичных изменений появляются пятнисто-цементные текстуры. При сильной серпентинизации возникают вторично-трахитоидные текстуры (параллельное расположение серпентиновых полос, просечек и прожилков магнетита). Местами встречаются полосато-такситовые текстуры, характеризующиеся тем, что вторичный амфибол объединяется в полосы, которые, вероятно, наследуют полосчатое расположение первичных минералов. Иногда цементная текстура видоизменяется до свилеватой — агрегат амфибола «обтекает» первичные зерна бронзита и оливина. Вблизи вмещающих пород наблюдаются зоны рассланцевания.

Структура перидотитов гипидиоморфнозернистая, обусловленная лучшей степенью идиоморфизма бронзита, чем оливина. Нередко оливин и пироксен находятся в пойкилитовом сростании, особенно при увеличении количества последнего. В результате вторичных изменений образуются структуры замещения, в оливиновой части петельчатые и решетчатые (от замещения серпентином), в пироксеновой — грацобластовые, нематобластовые (особенно при интенсивной амфиболизации).

**О л и в и н** всегда в той или иной мере изменен, разбит трещинами, по которым развивается серпентин с магнетитом. По составу он такой же, как в оливинитах.

**П и р о к с е н** образует более крупные и более идиоморфные зерна, чем оливин. Цвет слабо-розоватый, плеохроизма нет. По составу является бронзитом.

**Т и т а н о м а г н е т и т** и **м а г н е т и т** развиты здесь широко, отличаясь разнообразием форм проявления.

**А м ф и б о л** встречается повсеместно, предпочтительнее развивается по пироксену, но может замещать и оливин. Интенсивность амфиболизации усиливается по направлению к контактам. Амфибол в шлифе светло-зеленый, почти не плеохроирующий. По составу он является актинолитом или роговой обманкой.

**Б и о т и т** (**ф л о г о п и т**) обычно идиоморфен, представлен разрозненными индивидами или сгруппированными в гнезда, пятна, неправильные прожилки; выделяется позднее кальциевого амфибола. Он тяготеет к зонам дробления, контактам с секущими пегматитами и т. п.

**Х л о р и т** образует крупные чешуи, в которых иногда содержатся реликты не только первичных минералов (оливина и бронзита), но и вторичных, например актинолита.

**Ш п и н е л ь** встречается часто в виде мелких зерен (до 0.4 мм), ассоциирующихся с титаномагнетитом.

Обычно перидотиты изменены в большей степени, чем оливиниты, причем оливин изменен сильнее, чем пироксен. В раннюю стадию метаморфизма оливин замещается серпентином не нацело, а бронзит почти не преобразуется, что характерно как для крупных, так и для мелких интрузивов, лишь в мелких интенсивность серпентинизации меньше. В результате появляются серпентинсодержащие породы, или «неполные серпентиниты». Позднее возникают биотит-амфиболовые породы с хлори-

том, затем на контактах с вмещающими породами ранний амфибол замещается куммингтонитом, а иногда и антофиллитом, в результате чего появляются биамфиболовые породы с биотитом. В заключительную стадию, как и по другим ультраосновным породам, образуются полиминеральные хлорит-карбонатные метасоматиты с реликтами амфиболов. Таким образом, последовательная схема изменения перидотитов имеет вид: перидотиты ← серпентинсодержащие породы ← биотит-амфиболовые породы ← приконтактные куммингтонитсодержащие породы ← полиминеральные метасоматиты.

Таким образом, в свежих ультраосновных породах отсутствуют кальцийсодержащие минералы, и лишь незначительное количество СаО (до 0.5% весовых) обнаруживается в ромбическом пироксене в качестве изоморфной примеси. В то же время они являются высокомагнезиальными (состоят преимущественно из бронзита и хризолита), даже ультрамагнезиальными. По классификации П. П. Смолина (1964), учитывающей кроме общепринятых признаков ( $FeO : MgO$ ) роль третьего главного фермического компонента — СаО, эти интрузивы можно отнести к дунит-гарцбургитовой формации. По более распространенной классификации Ю. А. Кузнецова (1964) их можно считать принадлежащими гипербазитовой формации.

### Метаморфизм ультраосновных пород

**Последовательность изменения.** Ультраосновные породы района претерпели многократные изменения, характер и интенсивность проявления которых неодинаковы в массивах отдельных групп, а иногда и в породах различного состава в пределах одного массива.

Общая схема метаморфизма пород показана в табл. 5. Основные черты изменения пироксенитов и перидотитов в крупных и мелких массивах примерно одинаковы, в то время как преобразование оливинитов в крупных массивах, мелких интрузивных телах и на «рудных» участках отличается некоторыми особенностями, что заставляет рассматривать их отдельно.

В длительном процессе изменения ультраосновных пород отчетливо выделяются четыре периода (этапа), наиболее ранний из которых отвечает автометаморфизму, средний — региональному метаморфизму, а поздний — контактовому и гидротермальному метаморфизму. Периоды регионального и гидротермального метаморфизма разделяются внедрением секущих жил гранитных пегматитов, в приконтактной части с которыми ультраосновные породы также испытывают интенсивное преобразование.

Автометаморфические изменения проявлены повсеместно, но интенсивность их сравнительно невелика. Они сводятся к серпентинизации оливина и замещению пироксена тальком (а местами, возможно, и актинолитом). Пироксениты в этот период изменяются слабо: лишь на отдельных участках по ним образуются тальксодержащие породы, иногда с примесью актинолита. О возможности образования последнего в процессе автометаморфизма свидетельствует присутствие его в виде мелких ксеноморфных выделений и тонкокристаллических агрегатов гнездообразной формы даже в самых свежих пироксенитах. Возможно, актинолитизация пироксенитов обусловлена близостью контакта с вмещающими породами.

Серпентинизация оливинитов протекает значительно сильнее, особенно в верхних частях крупных массивов первой группы: здесь появляются типичные «полные» серпентиниты мощностью до 20—30 м (рис. 22). «Рудные» оливиниты серпентинизации не подвергаются; возможно, это обусловлено защитной ролью сульфидов, окружающих зерна оливина. Нередко единственным вторичным минералом в «рудных» оливинитах является

ТАБЛИЦА 5

Характерные минералы последовательных этапов метаморфизма ультраосновных пород

Порода	Этапы метаморфизма					
	автометаморфический	регионально-метаморфический		контактово-метаморфический	гидротермально-метаморфический	
		центральных частей массивов	краевых участков массивов			
Пироксениты	Тальк, актинолит (немного)	Роговая обманка, флогопит, хлорит	Роговая обманка, куммингтонит, биотит			
Оливиниты	Больших массивов	Серпентин	Актинолит, флогопит, хлорит	Роговая обманка, куммингтонит, биотит	Биотит, актинолит, куммингтонит, антофиллит, тальк	Хлорит, тальк, карбонаты, сульфаты, гидрокислы железа
	«Рудных» участков	—	Куммингтонит, хлорит	Куммингтонит, антофиллит, актинолит, хлорит		
	Мелких тел	Серпентин (немного)	Актинолит, биотит, хлорит	Роговая обманка, куммингтонит, биотит		
Перидотиты	Серпентин	Актинолит, флогопит	Роговая обманка, куммингтонит, антофиллит, биотит			

Примечание. Жирным шрифтом выделены главные минералы каждого этапа метаморфизма во всех породах.

высокомагнезиальный куммингтонит, но он, по-видимому, появляется несколько позже. В оливинитах мелких ультраосновных тел серпентинизация проявлена слабо: здесь возникают лишь серпентинсодержащие породы.

В перидотитах больших и малых интрузивов серпентинизация имеет одинаковые особенности: она проявляется повсеместно, но не интенсивно. Оливин замещается серпентином не нацело, а ромбический пироксен почти не изменяется. В расположении серпентинитов и серпентинсодержащих пород закономерности не наблюдается, даже в крупных перидотитовых массивах.

Таким образом, главным вторичным минералом раннего периода метаморфизма является серпентин. «Полные» серпентиниты на 90—95% сложены серпентином и магнетитом, в качестве примеси находятся хлорит и флогопит; «неполные» отличаются значительным содержанием флогопита, амфибола, хлорита и реликтов первичных минералов.

Как правило, «полные» серпентиниты безрудные. Это тонкозернистые массивные породы с раковистым изломом, обладающие комбинированной

структурой: параллельно-прожилковой и поперечно-волнистой. Реликтовые островки оливина замещаются чешуйчатым антигоритом, так что в целом порода может быть названа «апооливинитовым антигорит-хризотилловым серпентинитом».

— Метаморфизм следующего периода характеризуется развитием в ультраосновных породах амфиболов (Са-амфибола, куммингтонита, антрофиллита), магнезиального хлорита (клинохлора) и слюд (биотита и флогопита), а в некоторых массивах — еще ильваита. Более ранними среди них являются актинолит (и роговая обманка), ильваит, флогопит и хлорит, причем амфиболизация, как ведущий процесс, захватывает все ультраосновные массивы, большие и малые, серпентинизированные и почти не



Рис. 26. Амфиболовая порода реликтовой структуры.

Оливин (рельефные серые зерна) цементируется амфиболом; темно-серое — реликты пятен титаномагнетита в бронзите. Шлиф, при одном никеле, увел. 30.

измененные. Характер преобразования пород в начале периода всюду примерно одинаков, в общем случае интенсивность его максимальная в приконтактных частях интрузивов и постепенно убывает к центру. В связи с этим можно выделить две зоны измененных пород — приконтактную и внутреннюю. В первой из них, обладающей небольшой мощностью (обычно 0.1—0.5 м, редко до 1—2 м), породы изменяются настолько, что утрачивают свою первичную структуру, не содержат реликтов первичных минералов. Во второй же обычно сохраняются остатки первичных минералов, прослеживается первичная структура (рис. 26).

Амфибол внутренних зон представлен двумя морфологическими разновидностями: крупными порфиробластами и мелкозернистыми агрегатами; первые содержат мелкие включения магнетита, вторые чистые. Как правило, амфиболы, замещающие оливин, оказываются менее железистыми, чем развивающиеся по пироксену; последние отличаются обилием пятнистых обособлений магнетита. Флогопит тяготеет к эндоконтактовым зонам массивов, образует пятнистые и полосовидные обособления. Амфибол и флогопит тесно прорастают друг друга, что свидетельствует о близости времени их образования. Хлорит развит среди порфиробластических агрегатов амфибола в виде полисинтетически сдвойникованных идиоморфных чешуек.

В приконтактных зонах образуются биотит-роговообманковые породы сланцеватой и совершенно-сланцеватой текстуры, характеризующейся параллельным расположением индивидов биотита и амфибола. Структура их чаще равномерно-зернистая (рис. 27), иногда порфиробластическая. В составе пород преобладает роговая обманка, плеохроирующая в светлых синевато-зеленоватых тонах и постоянно содержащая более крупные, чем в амфиболах центральной части, включения магнетита. Возрастные соотношения роговой обманки и биотита примерно такие же, как и в центральных участках массивов.



Рис. 27. Эндоконтактная порода.

1 — роговая обманка; 2 — биотит; черное — магнетит и сульфиды.  
Шлиф, при одном никеле, увел. 30.

Естественно, наибольшим изменениям в это время подвергаются пироксениты: близость их к контактам с вмещающими породами и малая мощность слоев приводят к тому, что приконтактная и внутренняя зоны по составу не различаются: и там и здесь пироксен замещается роговой обманкой с примесью слюд. Отличие заключается лишь в несколько меньшей железистости минералов внутренней зоны.

В оливинитах амфиболизация проявлена значительно слабее. Во внутренних частях крупных массивов оливин частично замещается актинолитом вместе с флогопитом и магниезальным хлоритом, приконтактные породы по составу примерно таковы же, как в пироксенитах, но встречаются они реже и обладают меньшей мощностью. «Рудные» оливиниты внутренних зон или совсем не изменяются, или в них появляются высокомагнезиальные куммингтонит и хлорит.

Перидотиты крупных массивов изменяются незначительно, по ним развиваются актинолит и флогопит, а в перидотитах мелких тел актинолитизация очень интенсивная — в приконтактных частях они превращаются в биотит-роговообманковые породы, как например на месторождении Восток.

Позднее на обособленных участках — в местах выклинивания ультраосновных тел, вблизи контактов с вмещающими породами, а также в зонах смятия и рассланцевания, занимающих почти согласное или кососекущее

положение по отношению к массивам, — происходит повторная амфибололизация. Ведущими минералами этого процесса являются куммингтонит и антофиллит, сопровождающиеся биотитом, которые развиваются по всем породам, в том числе и сильно актинолитизированным. В результате возникают полиминеральные метаморфические породы сланцеватой и свилеватой, иногда массивной текстуры, не содержащие реликтов первичных минералов. Структура этих пород лепидонематобластовая, нематобластовая и порфиробластовая, часто похожая на диабазовую: беспорядочно ориентированные идиоморфные кристаллы куммингтонита образуют каркас, в ячейках которого располагаются остальные минералы



Рис. 28. Биотит-куммингтонитовая порода («серая» руда) «диабазовой» структуры.

1 — куммингтонит; 2 — биотит; черное — сульфиды, магнетит. Шлиф, николи скрещены, увел. 30.

(рис. 28). Состав их варьирует до почти мономинеральных куммингтонитовых или антофиллитовых разностей. Обычно он довольно сложный: кроме постоянно присутствующих куммингтонита, биотита, сульфидов и магнетита часто встречаются антофиллит, актинолит, а также тальк, хлорит. В безрудных массивах иногда появляются своеобразные биотит-актинолит-куммингтонитовые породы, в которых куммингтонит замещает актинолит. Небольшая мощность таких пород (до 0.5—1.0 м), текстурные особенности и локальный характер развития — все это позволяет связывать их образование с проявлением тектонических подвижек.

Таким образом, во всех ультраосновных телах района период регионального метаморфизма характеризуется последовательным развитием амфиболов: наиболее ранними среди них являются кальцийсодержащие, которые позднее сменяются магниевыми, отличающимися почти полным отсутствием кальция и высокой магниезальностью. Хотя в деталях соотношение между вторичными минералами, возникающими в этот период в массивах ультраосновных пород, может до некоторой степени изменяться, в целом достаточно четко всюду прослеживается последовательный ряд: актинолит (или роговая обманка) + магниезальный хлорит + флогопит ← куммингтонит ← антофиллит.

Последующие изменения ультраосновных пород связаны с воздействием на них жил секущих гранитных пегматитов. На контакте с последними образуется своеобразная реакционная оторочка, имеющая параллельно-зональное строение, которое заключается в последовательной смене мономинеральных зон (рис. 29). В направлении от пегматита к ультраосновной породе сменяются зоны биотита (до 2 см), актинолита (0.5—1.5 см), куммингтонита (до 1 см), ромбического пироксена (пре-

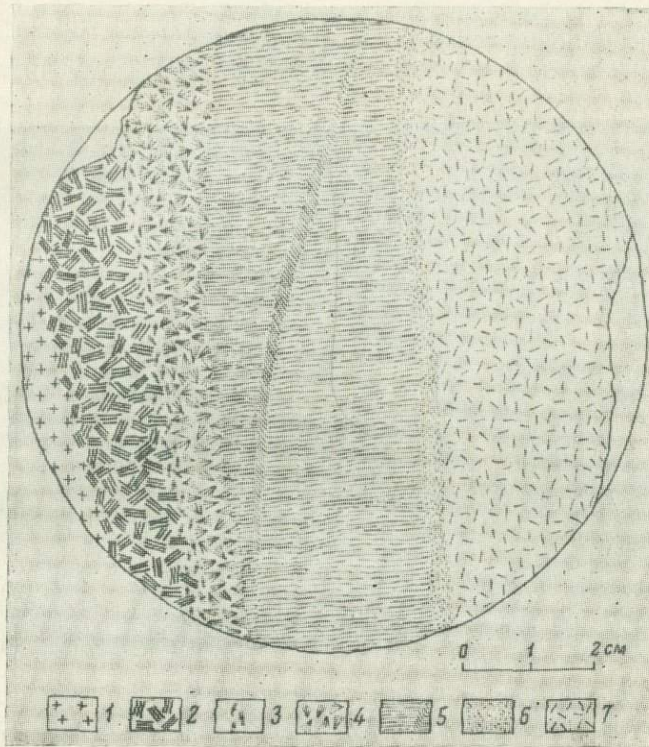


Рис. 29. Зональная реакционная оторочка в серпентините около гранитного пегматита.

1 — пегматит; 2 — флогопит; 3 — актинолит; 4 — куммингтонит; 5 — антофиллит; 6 — тальк; 7 — серпентинит. Зарисовка штуфа.

рывистая), антофиллита (2—8 см) и талька (до 1 см), причем центральные из них обладают параллельно-шестоватой структурой. Наиболее развитой обычно является зона антофиллита.

Границы между отдельными зонами, а также между оторочкой в целом и ультраосновной породой, как правило, резкие, прямолинейные. Но иногда в приконтактовой части ультраосновной породы наблюдается метасоматическое развитие некоторых минералов оторочки (например, образование гомосевых псевдоморфоз антофиллита по раннему актинолиту).

Около некоторых жил пегматитов происходит разрастание отдельных зон и возникают породы более сложного состава: биотит-антофиллитовые, биотит-актинолит-антофиллитовые, биотит-куммингтонит-антофиллитовые и др. Они имеют вид типичных сланцев и достигают мощности 1.5—2 м. Границы между отдельными зонами в них менее четкие, часто постепенные, за счет уменьшения или увеличения количества того или

иногo минерала. Бiotит-актинолит-антофиллитовые породы имеют как массивную, так и сланцеватую текстуру, структура их порфиробластическая, а основной массы — фибробластовая. Бiotит-антофиллитовые породы обладают сланцеватой, иногда спутанно-волнистой текстурой, структура их нематобластовая (рис. 30).

Зональные оторочки и полиминеральные сланцевые и массивные породы являются типичными реакционными образованиями около жил «десилицированных пегматитов», возникающими за счет выноса из последних щелочей и кремнезема (Татаринoв, 1963).

Самые поздние изменения ультраосновных пород обусловлены воздействием низкотемпературных гидротермальных растворов в зонах



Рис. 30. Бiotит-антофиллитовый сланец.

*Светло-серое — антофиллит, темно-серое — биотит, черное — ильменит, магнетит. Шлиф, при одном никеле, увел. 30.*

дробления и трещиноватости. Здесь возникают гидрохлориты, гидрослюды, серпентины, карбонаты, иногда сульфаты и гидроокислы железа. Наиболее заметными являются изменения ультраосновных пород в пределах так называемых «красных зон» (Яковлева, Яковлев, 1971), где происходит их интенсивная хлоритизация, выпадают обильные гидроокислы железа. Карбонат-тальк-хлоритовые, карбонат-хлоритовые и тальковые породы очень часто содержат реликты метасоматических пород более ранних стадий метаморфизма. Мощность таких пород обычно не превышает 0.5—1 м, по простиранию они очень невыдержанные.

Макроскопически это тонкозернистые, тонкочешуйчатые и землистые породы серовато-зеленого, грязно-зеленого и беловато-серого цвета. Под микроскопом обнаруживается реликтовая структура, которая распознается по остаткам магнетита и титаномагнетита, частично преобразованных актинолита, серпентина и других минералов. Хлорит и биотит представлены более крупными чешуйками, окруженными тонкозернистой основной массой, состоящей из смешанного агрегата многих минералов.

Все многообразие вторичных пород, возникающих при изменении гипербазитов, можно объединить в четыре группы, соответствующие различным периодам метаморфизма. В пределах групп отдельные раз-

новидности метасоматитов выделяются по ведущим вторичным минералам или характерным особенностям их развития. В соответствии с этим классификация метаморфизованных ультраосновных пород и метасоматитов по ним имеет следующий вид:

1) автометаморфические породы — серпентиниты (неполные и полные); тальксодержащие, актинолитсодержащие;

2) регионально-метаморфические — биотит-роговообманковые, флогопит-актинолитовые, куммингтонитсодержащие, биотит-куммингтонитовые (с антофиллитом);

3) окологегматитовые — зональные образования сложного состава;

4) низкотемпературные гидротермальные — карбонат-хлорит-тальковые (в зонах смятия), гидрохлорит-гидроокисные (в «красных зонах»).

Сравнение минеральных ассоциаций, возникающих при изменении ультраосновных пород, показывает, что характер этих преобразований в разные периоды был различным. Так, на протяжении первого периода метаморфизм носил регрессивный характер (по первичному оливину и пироксену развивались серпентин и тальк), а во втором он был прогрессивным (на смену серпентину и тальку приходят амфиболы и слюды). Изменение пород около жил гранитных пегматитов во многом напоминает изменение их в процессе регионального метаморфизма, отличаясь лишь локальностью этого процесса и более четким строением возникающей метасоматической колонки. Что же касается поздних гидротермальных преобразований в зонах дробления, то они имеют регрессивный характер (развитие хлоритов, серпентина, гидроокислов железа и др.).

**Основные черты химизма метаморфических преобразований ультраосновных пород.** Для выяснения особенностей химизма метаморфических преобразований ультраосновных пород использованы полные силикатные анализы, а также частные определения ряда компонентов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+$  и др.) в сериях образцов по разрезам наиболее представительных интрузивов (Яковлева, Яковлев, 1970; Яковлева и др., 1970).

Наложение метаморфизма различных периодов в большинстве случаев затрудняет выделение участков пород с каким-либо одним типом его проявления. Исключения составляют лишь полные серпентиниты, слагающие значительные участки крупных ультраосновных тел. Все это делает невозможной точную количественную оценку характерных преобразований пород, поэтому приводимые ниже сведения указывают лишь на тенденцию изменения их химизма в отдельные периоды метаморфизма.

А в т о м е т а м о р ф и з м в общем не вызывает резкого изменения химического состава<sup>1</sup> пород, за исключением содержания  $\text{H}_2\text{O}$ . В то же время серпентинизация всех пород приводит к некоторому уменьшению содержания  $\text{MgO}$ , наиболее заметному (5—10 вес.%) в оливинитах. Одновременно в серпентинитах несколько возрастает содержание  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Количество  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  изменяется незначительно и незакономерно, иногда в серпентинитах их даже меньше, чем в слабо измененных породах. Содержание  $\text{H}_2\text{O}$  в серпентинитах возрастает в 3—5 раз, достигая в наиболее «полных» разностях 11—13 вес. %.

Примечательно изменение соотношения  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : в слабо измененных породах  $\text{FeO}$  в несколько раз больше, чем  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , но по мере серпентинизации эта разница уменьшается, а в «полных» серпентинитах  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  иногда преобладает над  $\text{FeO}$ . Содержание  $\text{TiO}_2$  остается почти постоянным, а поведение халькофильных элементов не обнаруживает какой-либо определенной зависимости от степени серпентинизации.

<sup>1</sup> Здесь и ниже под изменением состава подразумевается изменение содержания только тех компонентов, которые определялись в анализах.

В процессе регионального метаморфизма химический состав пород изменяется значительно сильнее.

Развитие роговой обманки и актинолита гипербазитов вызывает резкое увеличение содержания  $\text{CaO}$  (в 3—10 раз) и заметное уменьшение  $\text{MgO}$  (на 3—10%). Одновременно несколько увеличивается содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  и щелочей, причем количество последних возрастает в тех местах, где актинолитизация сопровождается развитием слюд. Закономерное увеличение содержания  $\text{CaO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и щелочей в направлении от центральных частей массивов к их периферии (особенно в сторону висячего бока) свидетельствует, очевидно, о привносе этих компонентов из вмещающих пород. Содержание  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  значительно уменьшается по сравнению с серпентинизированными разностями ультраосновных пород, а содержание  $\text{FeO}$  — увеличивается. Количество  $\text{Ni}$  и  $\text{Cu}$  изменяется различно: судя по имеющимся данным, в породах с ничтожной сульфидной минерализацией на участках развития актинолита оно увеличивается, а в массивах с небогатым, но промышленным оруденением — уменьшается.

Куммингтонитизация и антофиллитизация измененных ультраосновных пород приводят к обратным явлениям по сравнению с актинолитизацией, а именно: содержание  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{H}_2\text{O}$  значительно возрастает, а  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$  уменьшается. Содержание  $\text{K}_2\text{O}$  определяется количеством биотита, которого во многих случаях меньше, чем в эндоконтактных актинолитовых породах.

В результате содержание почти всех основных компонентов как бы возвращается к исходному, благодаря чему состав куммингтонитовых и антофиллит-куммингтонитовых пород весьма близок к составу слабо измененных гипербазитов. Заметные отклонения свойственны лишь  $\text{MgO}$  — количество ее в куммингтонитовых породах все же ниже, чем в исходных ультраосновных.

На месторождениях Аллареченское и Восток с существенно куммингтонитовыми и антофиллитовыми породами часто ассоциируют богатые руды — чаще, чем с другими разновидностями метасоматитов. Но в массивах с непромышленным оруденением закономерного увеличения сульфидной медно-никелевой минерализации на участках развития куммингтонитовых пород не наблюдается.

Преобразование ультраосновных пород в процессе контактового метаморфизма около секущих жил гранитных пегматитов характеризуется очень резкими изменениями содержания всех компонентов при переходе от одной зоны к другой на протяжении метасоматической колонки. В целом они являются типичными для хорошо изученных примеров образования десилицированных пегматитов среди ультраосновных пород и в значительной степени повторяют изменение последних в процессе регионального метаморфизма.

Химизм низкотемпературных гидротермальных изменений ультраосновных пород в зонах дробления еще недостаточно изучен.

В процессе метаморфизма выявляются некоторые общие особенности изменения химического состава ультраосновных пород. Прежде всего основные породообразующие окислы весьма четко разделяются на две группы:  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2$  — с одной стороны, и  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$  — с другой. В подавляющем большинстве случаев характер изменения этих групп оказывается противоположным: если содержание окислов первой группы возрастает, то второй — уменьшается, и наоборот.

Сходно с окислами первой группы изменяется содержание щелочей, особенно в мелких массивах, тогда как в крупных наблюдаются отклонения, преимущественно для  $\text{K}_2\text{O}$ , что обусловлено неравномерным развитием слюд. Примечательно и поведение  $\text{MgO}$  и  $\text{H}_2\text{O}$  в различных мас-

сивах: в существенно оливинитовых изменения их содержания имеют противоположный знак, а в существенно перидотитовых (безрудных и оруденелых) — одинаковый. Это обусловлено, очевидно, наиболее интенсивным проявлением в первых процессов автометаморфизма (серпентинизации), а во вторых — регионального метаморфизма (амфиболизации).

### Петрохимические особенности ультраосновных пород

Химические анализы выполнены нами для всех разновидностей ультраосновных пород — от сравнительно свежих до полных метасоматитов (амфиболовых, слюдяных, хлорит-тальковых и др.); использованы

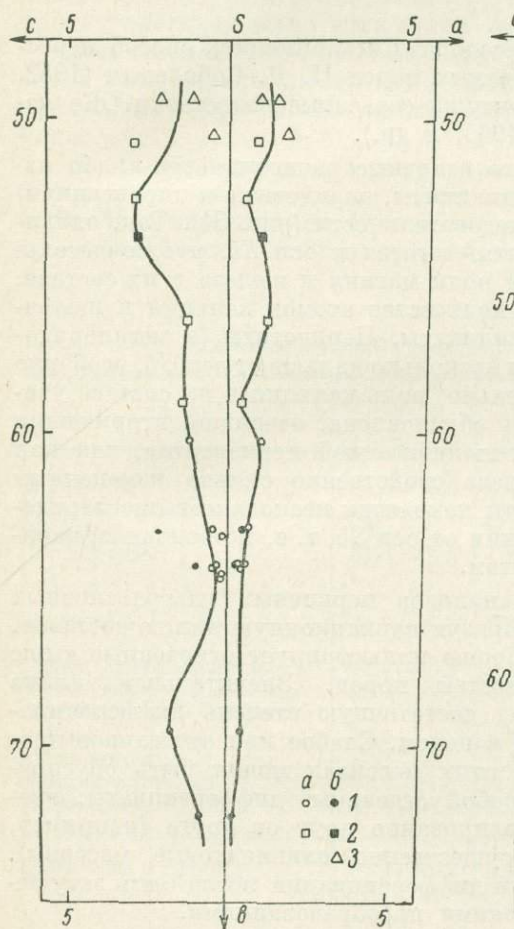


Рис. 31. Диаграммы химических составов слабо измененных ультраосновных пород.

1 — оливиниты: безрудные (а), рудоносные (б);  
2 — перидотиты: безрудные (а), рудоносные (б);  
3 — пироксениты.

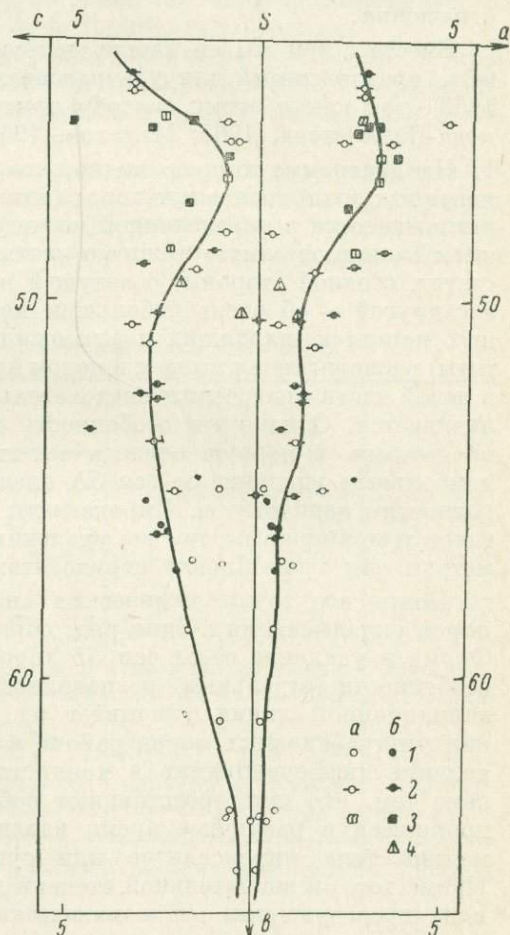


Рис. 32. Диаграмма химических составов сильно измененных ультраосновных пород.

1 — серпентиниты: безрудные (а), рудоносные (б);  
2 — амфиболовые породы: безрудные (а), рудоносные (б); 3 — слюдяно-амфиболовые породы: безрудные (а), рудоносные (б); 4 — тальковые породы.

также анализы из литературных источников, но только те, для которых имелись данные о минеральном составе анализировавшихся пород (Яковлева и др., 1970).

Результаты пересчета анализов по методу А. Н. Заварицкого (1960) представлены на барцентрических диаграммах (рис. 31, 32), отдельно

для первичных и вторичных пород. Как известно, этот метод недостаточно четко отражает особенности состава ультраосновных пород, особенно в отношении дополнительных характеристик: параметры  $a'$  и  $c'$ , как правило, в десятки раз меньше параметра  $m'$ , что вызывает однообразное почти вертикальное расположение длинных векторов в правой части диаграммы. Кроме того, невысокое содержание щелочей и резкое преобладание в большей части пород натрия над калием обуславливает почти столь же крутое расположение векторов и в левой части диаграммы. Исключение составляют лишь породы с существенным содержанием биотита — в них калий резко преобладает над натрием. В связи с этими обстоятельствами на диаграмме дополнительные характеристики не нашли отражения.

Вместе с тем мы не нашли целесообразным применить способ пересчета, предложенный для ультраосновных пород Н. Д. Соболевым (1952, 1959), так как и этому способу присущи серьезные недостатки (Желязкова-Панайотова, 1965; Малахов, 1965, и др.).

На диаграмме хорошо видно, что основные разновидности слабо измененных ультраосновных пород (оливиниты, перидотиты и пироксениты) располагаются в определенной последовательности (рис. 34). Так, оливиниты занимают самую нижнюю часть, тяготея к оси  $Sb$ , что свидетельствует, с одной стороны, о ведущей роли магния и железа в их составе, а с другой — об очень небольшом количестве атомов кальция и щелочных металлов, входящих в алюмосиликаты. Перидотиты (и метаперидотиты) располагаются выше и в целом несколько дальше от оси  $Sb$ , особенно в левой части диаграммы; следовательно, роль кальция в их составе увеличивается. Однако эта особенность обусловлена, очевидно, вторичными процессами, в первую очередь актинолитизацией перидотитов, так как наибольшее удаление от оси  $Sb$  влево свойственно сильно измененным разновидностям перидотитов. Пироксениты находятся несколько выше перидотитов и примерно на том же удалении от оси  $Sb$ , т. е. по основным параметрам они очень близки перидотитам.

Почти все точки химических анализов первичных ультраосновных пород укладываются в один ряд, образуя вариационную линию составов. Форма и удаление ее от оси  $Sb$  хорошо иллюстрирует отмеченные выше особенности отдельных разновидностей пород. Значительная длина вариационной линии указывает на достаточную степень дифференциации ультраосновных пород района в целом. Слабое или отчетливое проявление дифференциации в конкретных массивах может быть обусловлено тем, что они представляют собой отдельные дифференциаты, внедрившиеся в различное время изолированно друг от друга (например, мелкие тела пироксенитов или существенно оливинитовые массивы). Кроме того, в значительной степени дифференциация могла быть затуманена последующими метасоматическими преобразованиями.

Что же касается вторичных пород, то здесь картина несколько иная (рис. 32). Серпентиниты более или менее равномерно распределены в нижней половине диаграммы, охватывая верхнюю часть поля оливинитов и нижнюю — перидотитов. При этом и в правой, и в левой частях диаграммы точки анализов серпентинитов находятся примерно на таком же расстоянии от оси  $Sb$ , что и точки анализов оливинитов и перидотитов.

Амфиболовые и биотит-амфиболовые породы занимают верхнюю половину диаграммы, причем большая их часть (около  $\frac{2}{3}$ ) располагается выше поля пироксенитов, а остальные не выходят за пределы поля перидотитов. Примечательно, что в самом верху диаграммы находятся существенно актинолитовые породы, образовавшиеся по пироксенитам мелких

массивов. По отношению к оси *Sb* существенно амфиболовые породы находятся примерно на таком же расстоянии, что и первичные; исключение составляют актинолитовые породы — они в правой части находятся ближе к оси *Sb*, а в левой — значительно дальше слабо измененных первичных пород. А биотит-амфиболовые и существенно биотитовые породы размещаются значительно дальше первичных в правой части диаграммы и примерно на таком же или даже заметно меньшем расстоянии в левой. Эти особенности в распределении амфиболовых и биотит-амфиболовых пород обусловлены большей ролью в их составе кремнезема, кальция и щелочных металлов. В то же время группа куммингтонитовых и антофиллитовых пород (с небольшой примесью слюд) по своим петрохимическим характеристикам мало отличается от исходных гипербазитов.

Существенно тальковые породы расположены на диаграмме в пределах поля пироксенитов, по которым они преимущественно и возникают, причем петрохимические особенности исходных пород изменяются очень мало.

Таким образом, как в ряду первичных пород, так и в ряду возникших по ним метасоматитов отчетливо прослеживается общая тенденция (табл. 6) в направлении от оливинитов к пироксенитам и от серпентинитов к биотит-амфиболовым породам: параметр *b* постепенно уменьшается

ТАБЛИЦА 6  
Изменение основных характеристик ультраосновных пород

Порода	<i>S</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>Q</i> (—)
Оливиниты . . . . .	34.5—37.6	0.4—1.1	0.2—1.2	60.2—64.6	28.0—32.8
Оливиниты «рудные» . . . . .	26.8—34.5	0.2—0.4	0.8—2.2	63.1—72.2	32.6—47.6
Перидотиты . . . . .	39.2—45.4	0.1—1.2	1.3—3.0	50.7—59.0	14.0—23.8
Пироксениты . . . . .	47.0—48.5	1.0—1.8	0.5—2.1	49.4—50.5	5.9—11.1
Первичные в целом . . . . .	26.8—48.5	0.2—1.8	0.2—3.0	49.4—72.2	5.9—47.6
Серпентиниты «полные»	34.4—36.8	0.1—0.6	0.0—1.8	61.0—65.1	29.0—31.8
Серпентиниты «неполные»	39.0—41.4	0.3—2.6	1.6—3.0	55.3—58.7	20.8—24.8
Серпентиниты в «красной зоне» . . . . .	37.7—43.8	0.2—1.0	0.9—1.0	55.0—61.2	13.8—25.7
Актинолитовые . . . . .	40.2—50.0	0.5—4.1	0.8—5.0	44.0—56.2	7.6—23.8
Куммингтонитовые . . . . .	43.9—51.4	0.3—3.5	0.0—1.7	45.3—55.1	0.3—14.2
Тальковые . . . . .	47.8—48.1	0.5—1.0	0.5—2.1	49.6—50.4	6.3—7.5
Вторичные в целом . . . . .	34.4—51.4	0.1—4.1	0.4—4.5	44.0—65.1	0.3—31.8

(т. е. уменьшается количество атомов металлов, входящих в состав простых силикатов), а параметры *a* и *c* — увеличиваются (т. е. возрастает число атомов щелочных металлов и кальция, входящих в алюмосиликаты).

Все ультраосновные породы и возникшие по ним метасоматиты относятся к категории пород, значительно недосыщенных кремнеземом. При этом в ряду первичных гипербазитов степень недосыщения уменьшается в направлении от оливинитов к пироксенитам, а в ряду метасоматитов — от серпентинитов к биотит-куммингтонитовым породам, т. е. изменяется обратно пропорционально параметру *b*. Наименее недосыщенными оказываются биотит-куммингтонитовые породы из реакционных каемок около жил гранитных пегматитов, где величина *Q* в них составляет всего от —2.2 до —0.3%. Близкими к насыщенным кремнеземом

породам являются отдельные разновидности пироксенитов и актинолитовых метасоматитов ( $Q = -8.5\%$ ).

подавляющая часть первичных и измененных пород района принадлежит нормальному ряду, и только немногие из них (около 17%) — к плюмазитовому. Последние представлены рудными оливинитами и оруденелыми куммингтонитовыми и антофиллитовыми породами средних и мелких массивов, а также отдельными разновидностями пироксенитов, серпентинитов и амфибол-тальковых пород в крупных оливинитовых интрузивах.

Вторичные породы в целом (за исключением серпентинитов) отличаются большим диапазоном изменения состава, что хорошо иллюстрируется пределами изменения их основных петрологических характеристик, особенно  $a$  и  $c$  (табл. 6).

В то же время вариационная линия составов метасоматитов в общих чертах сходна с таковой слабо измененных ультраосновных пород, но смещена вверх по оси  $Sb$  на 5—7%. Это лишний раз подчеркивает преемственность состава вторичных пород и позволяет построить общую вариационную линию составов для первичных и вторичных пород (рис. 33).

В нижней части сводная вариационная линия повторяет линию первичных пород, а в верхней — вторичных; собственно общей является лишь средняя ее часть, которая оказывается более плавной. На этой же диаграмме показаны средние химические составы ультраосновных пород Печенги, по данным Г. И. Горбунова (1968). В табл. 7 приведены пределы изменения основных петрохимических характеристик ультраосновных пород обоих районов. Анализ этих материалов показывает, что гипербазиты Аллареченского и Печенгского районов несколько отличаются друг от друга.

Так, все ультраосновные породы Печенгского района обладают большей величиной параметра  $b$  (на 3—5%), благодаря чему вариационные линии их составов смещены по оси  $Sb$  вниз относительно однотипных пород Аллареченского района. Диапазон изменения основных харак-

теристик для первых значительно больше. Наибольшие различия свойственны пироксенитам и биотит-амфиболовым метасоматитам; эти породы в Аллареченском районе обладают заметно большей величиной характеристики  $a$  (в 2—3 раза) и примерно такой же или меньшей — характеристики  $c$ ; лишь существенно актинолитовые породы Аллареченского района отличаются большей величиной характеристики  $c$ .

Вместе с тем ультраосновные породы обоих районов обладают и определенными чертами сходства, о чем свидетельствует почти одинаковая конфигурация вариационных линий в средней и нижней частях диаграммы,

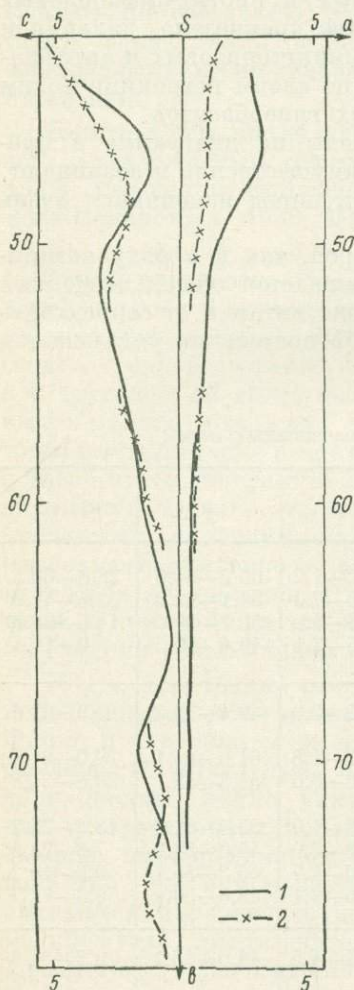


Рис. 33. Вариационная диаграмма составов ультраосновных пород Аллареченского (1) и Печенгского (2) районов.

ТАБЛИЦА 7

Изменение основных числовых характеристик в ультраосновных породах  
Печенгского и Аллареченского районов

Характеристики	Печенгский район			Аллареченский район		
	оруденелые серпентиниты	измененные перидотиты	пироксениты	оливиниты, серпентиниты	перидотиты (с актинолитовыми породами)	пироксениты (с куммингтонитовыми породами)
<i>S</i>	20.3—46.4	35.2—51.1	43.9—49.2	26.8—43.8	39.2—50.0	43.9—51.4
<i>a</i>	0.0—2.3	0.0—4.0	0.4—2.0	0.1—2.6	0.4—4.1	0.3—3.5
<i>c</i>	0.1—2.9	0.1—7.2	1.2—3.8	0.2—3.0	0.8—5.0	0.0—2.1
<i>b</i>	50.6—77.8	38.1—62.1	45.9—51.9	55.3—72.2	44.0—59.0	45.3—55.1
<i>Q</i> (—)	10.9—62.9	0.9—40.6	6.4—16.8	20.8—47.6	7.6—23.8	0.3—14.2

т. е. в пределах полей перидотитов и серпентинитов (оливинитов). Сходство будет еще более заметным, если учесть «сдвиг» вариационной кривой Печенгского района (на 3—5% вниз по оси *Sb*). Правда, правая ветвь кривой для серпентинитов Печенгского района совпадает с осью *Sb* (характеристика *a* отсутствует), но и кривая оливинитов Аллареченского района располагается очень близко от нее ( $a = 0.5—1.1$ ). На сходство главных пород этих районов указывает и приуроченность оруденелых их разновидностей к нижним частям диаграммы: основная масса анализов оруденелых серпентинитов Печенги и «рудные» оливиниты Аллареченского района имеют параметр *b* более 60%.

Многими исследователями петрохимические особенности пород используются для выяснения металлогенической специализации интрузивов. Применительно к гипербазитам общеизвестно положение о преобладании магния над железом ( $m' > f'$ ) в сульфидоносных массивах, но этот признак является слишком общим и в ряде случаев недостаточным (Горбунов, 1968, и др.).

Вопросу использования петрохимических особенностей ультраосновных пород района в качестве критериев их никеленосности посвящен ряд работ (Богачев, Кочнев-Первухов, 1965; Корнилов, 1967; Кочнев-Первухов, 1967; Проскуряков, Зак, 1969). Наиболее подробно он рассматривается В. И. Кочневым-Первуховым, который ультраосновные массивы района разделяет на две группы — безрудные и рудоносные, высказывая предположение, что последние внедряются позднее первых. По его данным, безрудные ультраосновные массивы отличаются от рудоносных по ряду дополнительных характеристик, в основе которых лежит соотношение между магнием, железом и суммой щелочных металлов и кальция; кроме того, учитывается отношение титана и хрома. Но анализ фактического материала показывает, что предложенные В. И. Кочневым-Первуховым петрохимические критерии различия безрудных и рудоносных интрузивов района на самом деле отражают степень их метаморфизма, а не первичную металлогеническую специализацию. Это обстоятельство было отмечено Н. А. Корниловым (1967) применительно к Аллареченскому месторождению, а нами измененение химического состава ультраосновных пород в процессе их метаморфизма еще ранее показано на примере месторождения Восток (Яковлев, Яковлева, 1964, 1967).

Некритическое использование «критериев никеленосности» может привести к тому, что в различной степени измененные участки одного и того же массива могут быть отнесены к разным категориям интрузивов.

Исключение оставляет лишь одна из характеристик — отношение титана к хромуму: в рудоносных породах оно почти всегда больше единицы, тогда как в безрудных большей частью меньше единицы.

Характеристики ультраосновных пород всех групп большей частью перекрывают друг друга. Достаточно четко отделяются лишь безрудные оливиниты больших интрузивов и образовавшиеся по ним «полные» серпентиниты, а также «рудные» оливиниты. Что же касается перидотитов (и пироксенитов) и образовавшихся по ним амфиболовых и биотит-амфиболовых метасоматитов в рудоносных, оруденелых или безрудных массивах, то их характеристики достаточно близки друг другу, что не дает оснований для уверенного суждения о принадлежности к той или иной категории массивов.

### Выводы

1. Ультраосновные массивы Аллареченского района относятся к группе межпластовых синорогенных интрузивов, размеры которых варьируют в широких пределах: от десятков метров до 1.5—2.0 км по простиранию и падению и от первых единиц метров до 150—200 м мощностью. Первичными минералами в них являются хризолит (№№ 15—30) и бронзит (№№ 10—25), в качестве примесей присутствуют титаномagnetит и сульфиды. Свежие породы отличаются очень высоким содержанием магния и почти полным отсутствием кальция. Многие массивы пересечены жилами гранитных пегматитов.

2. По соотношению первичных минералов среди ультраосновных пород выделяются оливиниты, перидотиты и пироксениты, которые слагают как самостоятельные тела, так и сложно построенные массивы с неотчетливой дифференциацией. Наиболее крупные массивы сложены преимущественно оливинитами, средние — перидотитами, частью с оливинитами, а мелкие — пироксенитами, реже перидотитами.

Промышленное оруденение связано с существенно перидотитовыми телами средних размеров, крупные оливинитовые и мелкие пироксенитовые тела практически безрудные.

3. По основным петрохимическим характеристикам ультраосновные породы района близки соответствующим разновидностям основных—ультраосновных интрузивов Печенги. Главное отличие от последних заключается в меньшей величине параметра  $b$  всех однотипных пород и большей величине параметра  $a$  пироксенитов Аллареченского района.

4. Все ультраосновные породы района претерпели многократные метаморфические преобразования, которые сменяют друг друга в следующей последовательности: автометаморфические, регионально-метаморфические в условиях амфиболитовой фации, контактовые (околопегматитовые) и поздние гидротермальные.

Автометаморфические изменения проявились относительно слабо и выразились в частичной серпентинизации оливинитов и перидотитов. Более интенсивным изменениям ультраосновные породы подверглись в процессе регионального метаморфизма, на ранней стадии которого они были частично (крупные тела) или полностью (мелкие и средние тела) актинолитизированы. В дальнейшем вдоль секущих и согласных зон сматия и рассланцевания развивались существенно куммингтонитовые или антофиллитовые породы. Около секущих жил гранитных пегматитов возникли зональные актинолит-флогопит-антофиллит-талльковые метасоматиты, а в заключительную стадию в локальных зонах дробления образовались тальк-хлорит-карбонатные породы, иногда с обильными гидрокислами железа.

5. В процессе автотематоморфизма состав ультраосновных пород не испытывает существенного изменения, за исключением значительного привноса воды. Начало регионального метаморфизма характеризуется привносом кальция и алюминия и выносом магния, а дальнейшие изменения приводят к выносу кальция и привносу магния; количество  $H_2O$  в этот период резко сокращается. В результате происходит изменение состава возникающих вторичных минералов: существенно кальциевые амфиболы ранней стадии (актинолит и роговая обманка) сменяются на последующих стадиях существенно магниевыми (антофиллитом и куммингтонитом).

6. Различие в строении ультраосновных тел разного размера, степени их метаморфизма и интенсивности сульфидной минерализации, возможно, свидетельствует о наличии в районе нескольких разновозрастных групп гипербазитов.

## ГЛАВА IV

### ПРИРОДНЫЕ ТИПЫ РУД И ИХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

#### Классификация руд

В настоящее время обычно различают следующие классификационные единицы руд: группы, типы и разновидности (Иванов, 1963). В группы объединяются руды с общими главными признаками, типы выделяются по какому-либо из основных признаков, а разновидности типов — по второстепенным.

В общем виде классификация медно-никелевых руд Аллареченского района показана в табл. 8. По своему содержанию она является морфолого-минералогической и соответствует общепринятой для медно-никелевых руд Кольского полуострова (Горбунов и др., 1973). От ранее использовавшейся нами (Яковлева, Яковлев, 1964, 1967; Яковлева, Яковлев, Алексеев, 1970) она отличается порядком расположения групп и типов руд, а также сокращением количества последних в группе оруденелых ультраосновных пород.

В связи с необходимостью применения классификации в полевых условиях использованы только макроскопические признаки, основными из которых являются:

- 1) для групп руд — состав оруденелых пород и степень контроля оруденения основными структурными элементами;
- 2) для типов руд — общее содержание главных рудных минералов, определяемое визуально, и текстурные особенности;
- 3) для разновидностей руд — соотношение главных рудных минералов.

Всего выделяется три группы руд: А — оруденелые ультраосновные породы; Б — руды в тектонических зонах; В — оруденелые экзо-контактные и вмещающие породы.

В группе оруденелых ультраосновных пород выделяются два типа: рассеянно-вкрапленные и густо-вкрапленные. Содержание сульфидов в первом составляет 3—30%, во втором — 30—60%. Руды в тектонических зонах подразделяются на сплошные и брекчиевидные. Содержание главных рудных минералов в первых составляет до 100%, а во вторых 50—80%. В рудах группы В выделены также два типа: оруденелые экзоконтактные метасоматиты и оруденелые вмещающие породы. Содержание сульфидов в тех и в других изменяется от 3 до 40%, но чаще не превышает 15—20%.

По соотношению главных рудных минералов в рудах всех типов выделяются 2 разновидности. Наиболее важным является соотношение между пентландитом и халькопиритом. В рудах первых четырех типов отмечаются как существенно никелевые (или «нормальные», халькопирит-

ТАБЛИЦА 8

## Классификация медно-никелевых руд Аллареченского района

Основные признаки	А. Оруденелые ультраосновные породы		Б. Руды в тектонических зонах		В. Оруденелые экзоконтактовые и вмещающие породы	
	I. Рассеяно-вкрапленные	II. Густо-вкрапленные	III. Брекчиевидные	IV. Сплошные	V. Экзоконтактовые породы	VI. Вмещающие породы
Минеральный состав руд (в об. %):						
сульфиды . . . . .	3—30	30—75	50—80	80—95	3—40	3—30
окислы . . . . .	1—10	1—5	0—3	5—10	0—3	0—5
перудные . . . . .	60—90	20—60	20—50	0—5	60—95	70—95
Содержание основных рудных минералов (об. %):						
пирротин . . . . .	1—25	25—50	30—60	40—80	1—10	1—5
пентландит . . . . .	1—10	5—25	5—20	10—30	1—10	1—3
халькопирит . . . . .	1—15	5—35	5—50	5—25	1—30	1—30
троилит . . . . .	3—10	Редко	—	—	—	—
титаномагнетит . . . . .	1—5	1—3	—	—	—	0—3
магнетит . . . . .	1—3	1—3	0—3	5—10	0—3	0—5
Ведущие нерудные минералы	Актинолит, куммингтонит, серпентин, остатки оливина и широксена, флогопит, хлорит		Роговая обманка, биотит, гранат, кварц, полевой шпат, апатит	Роговая обманка, биотит, кварц, апатит, карбонат	Роговая обманка, биотит, кварц, гранат	Роговая обманка, биотит, полевой шпат, кварц
Преобладающие текстуры	Вкрапленная, прожилково-вкрапленная, гнездовая, волнисто-полосчатая, сланцеватая		Брекчиевидная, плейчатая, прожилково-пестельчатая	Массивная, реже пятнистая, полосчатая	Вкрапленная, прожилково-вкрапленная, полосчатая, плейчатая, сланцеватая, пятнистая, брекчиевая	
Особенности развития на отдельных участках района	Аллареченское месторождение	Слагают восточный и северный фланги массива	Слагают западный и южный фланги массива	Встречаются редко	Развиты широко, особенно по западному флангу	Распространены широко, сопровождают в виде ореола богатые руды
	Месторождение Восток	Развиты широко в Верхней и Нижней зонах	Развиты слабо, только в Верхней зоне	Развиты широко, особенно в Верхней зоне	Встречаются редко	Развиты широко, как на Аллареченском месторождении
	Поисковые участки	Распространены широко	Отсутствуют	Отсутствуют	Только на участках Северный и Рунийки	Очень редки

пентландитовые), так и существенно медистые, пентландит-халькопиритовые руды. В экзоконтактовых и вмещающих породах оруденение всегда существенно медное, но на отдельных участках наряду с халькопиритом широко развиты миллерит и борнит, поэтому выделяются существенно халькопиритовые и халькопирит-миллерит-борнитовые разновидности.

По аналогии с Печенгскими медно-никелевыми месторождениями среди сплошных руд можно бы выделить так называемые «матовые» (пиритизированные) руды. Однако в Аллареченском районе эти руды пользуются ограниченным развитием, образуя мелкие гнездо- и линзообразные участки среди массивных и брекчиевидных руд. Всего, таким образом, в медно-никелевых рудах района выделено три группы, 6 типов и 12 разновидностей руд.

Главная масса руд второй и все руды третьей групп относятся к эпигенетическим.

Что же касается ультраосновных пород, то в них, как выше уже отмечалось, оруденение может быть как сингенетическим, так и эпигенетическим, а во многих случаях оба типа оруденения пространственно совмещены, причем интенсивность любого из них бывает различной. Для их уверенного разграничения приходится учитывать морфологические особенности и минеральный состав сульфидной вкрапленности в сингенетических и эпигенетических рудах.

Ведущей формой развития сульфидов в сингенетических рудах является сидеронитовая вкрапленность, в которой сосредоточено не менее 90% сульфидов; часто встречаются мелкие «эмульсионные» и каплевидные включения и иногда — гнездообразные и шпировидные обособления. В ультраосновных породах с эпигенетическим оруденением основная масса сульфидов заключена в метасоматической вкрапленности; значительно меньшую роль играют рудно-силикатные псевдоморфозы, прожилки и мелкие хлопьевидные выделения сульфидов («сыпь»). Таким образом, главное значение имеют признаки различия сидеронитовой и метасоматической вкрапленности, как основных форм развития сульфидов в этих типах оруденения. Они рассматривались нами специально (Яковлев, 1970; Горбунов и др., 1973).

При наложении поздних метаморфических процессов сидеронитовая вкрапленность изменяется и теряет свои специфические черты, в конце концов превращаясь в интерстициальную и метасоматическую (рис. 34). Интенсивная амфиболизация, биотитизация и расслаивание ультраосновных пород сопровождаются перекристаллизацией и перераспределением сульфидов бывшей сидеронитовой вкрапленности. Но так как зоны расслаивания и полного изменения, как правило, не охватывают ультраосновные тела целиком, в породах с богатым эпигенетическим оруденением (вплоть до «серых» руд) почти всегда можно обнаружить реликты сингенетического оруденения. Эмульсионная вкрапленность сохраняется значительно дольше даже в сильно амфиболизированных породах, но при расслаивании и она изменяется, превращаясь в «сыпь» или исчезая совсем.

Минеральный состав сингенетических и эпигенетических руд также различен, и хотя главные минералы входят в состав тех и других, но они представлены различными генерациями. Для сингенетического оруденения показательна простота минерального состава и наличие таких типоморфных минералов, как троилит, макинавит, титаномагнетит. Эпигенетическое оруденение отличается более разнообразным составом и появлением не характерных для медно-никелевых месторождений минералов: теллуридов, самородного золота, галенита, сфалерита и др. Помимо этих общих черт различия минерального состава, все главные и многие

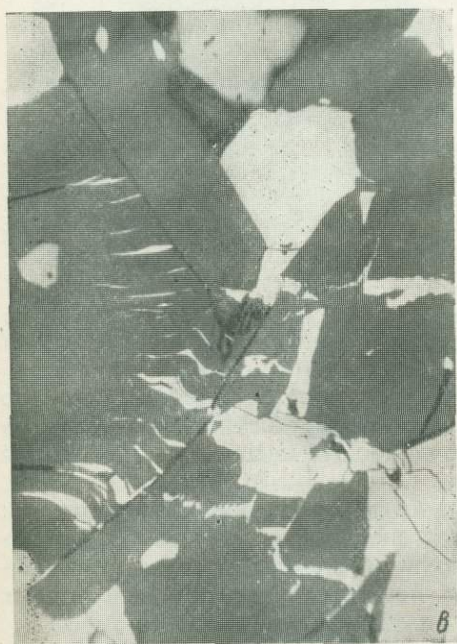


Рис. 34. Сульфидная вкрапленность в ультраосновных породах.

*a* — сидеронитовая (сульфиды замещаются магнетитом); *б* — переходная к метасоматической (сульфиды пронизаны выделениями амфибола); *в* — метасоматическая (сульфиды проникают внутрь амфибола и флогопита); *г* — метасоматическая (миркеитоподобное срастание сульфидов и силикатов). Сульфиды всюду светло-серые и серые; магнетит — темно-серый, рельефный; силикаты — почти черные. Аншлифы, при одном никеле, увел.: *a* — 200, *б* — 80, *в*, *г* — 150.

второстепенные минералы сингенетического и эпигенетического типов оруденения обнаруживают отличительные особенности форм развития, физических свойств и структуры (Яковлев, 1970).

Ниже дается более подробная характеристика текстурно-структурных особенностей и минерального состава руд, причем типы и разновидности их обозначаются следующим образом:  $I_1$  — первая разновидность первого типа,  $III_2$  — вторая разновидность третьего типа и т. д.

### Оруденелые ультраосновные породы (группа А)

#### Рассеянно-вкрапленные руды (тип I)

Это в различной степени измененные ультраосновные породы с умеренной или бедной сульфидной минерализацией. Сульфиды в них образуют сидеронитовую и метасоматическую вкрапленность, эмульсионные и каплевидные включения в силикатах, мелкие гнезда и прожилки. Преобладает

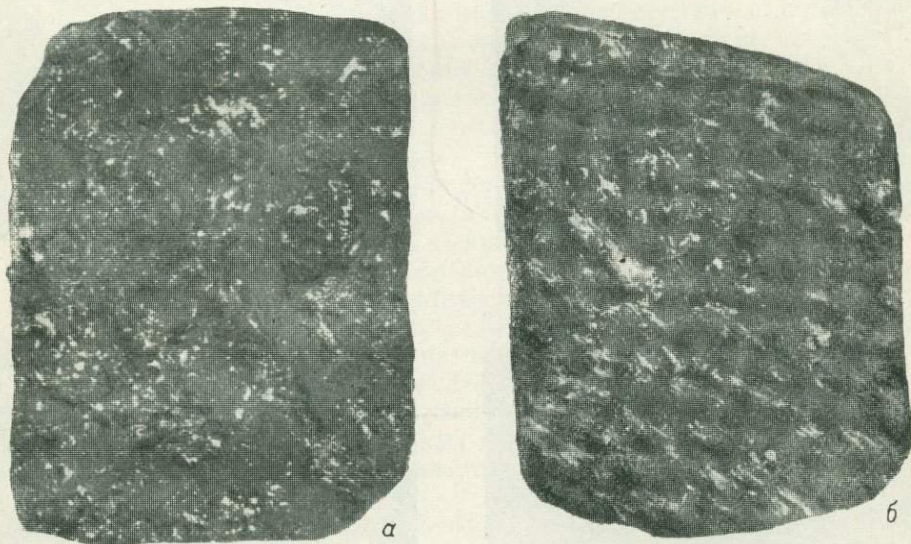


Рис. 35. Рассеянно-вкрапленные руды.

$a$  — неравномерно-вкрапленная текстура;  $b$  — вкрапленно-сланцеватая текстура. Полир. штuffy, натур. вел.

(особенно на рудопроявлениях) сидеронитовая вкрапленность, но широко развита и метасоматическая (главным образом на участках с промышленным оруденением), а в краевых частях рудоносных массивов — и короткие прожилки.

Как правило, сульфидные вкрапленники являются полиминеральными: в преобладающем пирротине содержатся включения пентландита, халькопирита и магнетита. Правда, халькопирит иногда образует самостоятельные вкрапленники и просечки, а магнетит развивается в виде тонких прожилков и мельчайшей сыши среди силикатов.

Эмульсионная вкрапленность (менее 0.01 мм) и мелкие каплевидные выделения (до 0.1 мм) встречаются очень часто, но роль их в составе руд невелика. Эмульсионная вкрапленность наблюдается главным образом в зернах пироксена и представлена пирротинном, реже халькопиритом; каплевидные выделения приурочены к зернам оливина и сложены большей частью пирротинном с халькопиритом или пентландитом (иногда все вместе).

В расположении сульфидных вкрапленников отчетливо проявляется зависимость от минерального состава и текстурных особенностей породы. Так, на участках интенсивной амфиболитизации оруденение становится неравномерно-вкрапленным, пятнистым (рис. 35, а) и прожилково-вкрапленным; в местах рассланцевания сульфиды образуют послойные линзовидные скопления или цепочки вытянутых по сланцеватости зерен, часто соединяющихся тонкими проводничками (рис. 35, б). Гнездовая вкрапленность встречается редко, причем размеры таких вкрапленников не превышают 8—10 мм в поперечнике.

Для всех рудных минералов рассеянно-вкрапленных руд характерно сравнительно мелкозернистое строение: зерна пирротина, халькопирита и магнетита не превышают 0.1—0.2 мм, пентландита — 0.3—0.5 мм. Да и в целом сульфидные вкрапленники невелики — преобладают размером 0.5—3.0 мм, очень редко до 5.0 мм. Главным рудным минералом обычно является пирротин, в подчиненном количестве присутствуют пентландит и халькопирит, иногда троилит. Постоянными минералами являются магнетит, ильменит, титаномагнетит; в качестве примесей присутствуют макинавит, виоларит, кубанит и борнит. Нерудные минералы представлены породообразующими силикатами ультраосновных пород и продуктами их изменения — серпентином, тальком, амфиболами, слюдами, хлоритом, иногда карбонатами.

**П и р р о т и н** преобладает во всех морфологических разновидностях сульфидов, причем размеры его индивидов изменяются от тысячных долей миллиметра (эмульсионная вкрапленность) до 0.1—0.2 мм (прожилки). Иногда сдвойникован, но двойники простые. Очень часто содержит мелкие включения силикатов, а также пластинчатые вросстки пентландита, вкрапленность и просечки магнетита. В бедных разновидностях руд наряду с пирротинном нередко встречается троилит, обладающий аналогичными формами развития.

**П е н т л а н д и т** сосредоточен главным образом в сидеронитовой и метасоматической вкрапленности, где он представлен двумя разновидностями: мелкими порфиризовидными выделениями и пластинчатыми вростками в пирротине. Ведущая роль принадлежит первым, размеры которых составляют 0.01—0.2 мм в поперечнике; они представлены как отдельными зернами (идиоморфными), так и агрегатами зерен (большой частью изометрическими); нередко тяготеют к периферии сульфидных вкрапленников, располагаясь на контакте с окружающими силикатами.

**Х а л ь к о п и р и т** образует неправильные выделения во вкрапленности и прожилках, часто встречается в эмульсионных выделениях. На отдельных участках (главным образом по периферии оруденелых массивов) халькопирит преобладает над остальными сульфидами, составляя до 80—90% всей сульфидной массы.

**М а г н е т и т** представлен несколькими морфологическими разновидностями: мелкой (0.1—0.5 мм) вкрапленностью (титаномагнетит), прожилками и просечками в первичных силикатах (вместе с серпентином); линзовидными выделениями в хлорите и флогопите; каемками около сульфидных вкрапленников и тонкими прожилками в них; мелкой «сыпью» в амфиболах и др.

Среди нерудных минералов примечательно неравномерное развитие амфибола, благодаря чему порода приобретает пятнистый облик; при этом в ультраосновной породе преобладает мелкая сидеронитовая вкрапленность сульфидов, а в амфиболовой — более крупная метасоматическая или гнездовая.

Для рассеянно-вкрапленных руд очень характерно также рассланцевание, особенно вблизи контакта с вмещающими породами. Здесь широким развитием пользуется биотит, а в отдельных случаях — тальк и хлорит.

Кроме того, на отдельных участках (месторождение Восток, скв. 484 и др.) в рассеянно-вкрапленных рудах интенсивно развиваются карбонаты, содержание которых иногда достигает 10—15%. Вместе с карбонатами встречаются биотит и хлорит — в виде скоплений около и внутри карбонатных выделений.

В рудах этого типа наиболее распространенной является мелковкрапленная однородная текстура, обусловленная равномерным распределением сульфидных вкрапленников. Встречаются также пятнистая, мелкогнездовая, гнейсовидная, сланцеватая и прожилково-вкрапленная текстуры, причем две последние — главным образом по периферии оруденелых ультраосновных массивов. Широко распространены в них микротекстуры замещения — прожилковые, каемочные, пятнистые и т. д.

Среди структур примерно одинаково развиты сидеронитовая и интерстициальная; что касается внутреннего строения собственно силикатной и сульфидной частей, то первая обладает гипидиоморфнозернистой, иногда пойкилитовой структурой, а вторая — аллотриоморфнозернистой, графической, порфиривидной.

Рассеянно-вкрапленные руды широко распространены на месторождениях Аллареченское и Восток, а также рудопроявлениях Акким, Аннама и др. Мощность участков или целиком рудных тел, сложенных рассеянно-вкрапленными рудами, составляет обычно несколько метров, а в отдельных случаях достигает 10—15 м и более. Среди них преобладают руды первой разновидности, а пентландит-халькопиритовые играют ничтожную роль.

#### Густо-вкрапленные руды (тип II)

Содержание сульфидов в густо-вкрапленных рудах достигает 60—70%. По содержанию никеля и меди богатые их разности нередко не уступают сплошным и брекчиевидным рудам.

Сульфиды в них представлены метасоматической и сидеронитовой вкрапленностью, прожилками, сульфидно-силикатными псевдоморфозами, а также эмульсионными и каплевидными включениями в силикатах. Ведущая роль принадлежит метасоматической вкрапленности, но на отдельных участках (в «рудных» оливинитах и перидотитах) широко развита и сидеронитовая. Размеры вкрапленников изменяются от 0.1—0.2 до 5—8 мм в поперечнике, преобладают вкрапленники размером 1—4 мм.

Вкрапленность сульфидов, а также их эмульсионные и каплевидные выделения обладают теми же особенностями развития, что и в рассеянно-вкрапленных рудах. Самостоятельные прожилки сульфидов, не связанные с вкрапленностью, встречаются в богатых рудах; мощность их изменяется от 1—2 до 10—15 мм. Обычно они имеют неровные контакты, обусловленные частичным замещением силикатов, прямолинейные границы наблюдаются редко.

Рудно-силикатные псевдоморфозы по первичным силикатам встречаются здесь реже, чем в «серых» рудах Печенгских месторождений. Нерудная часть в них представлена хлоритом или поздним амфиболом, а среди сульфидов резко преобладает халькопирит.

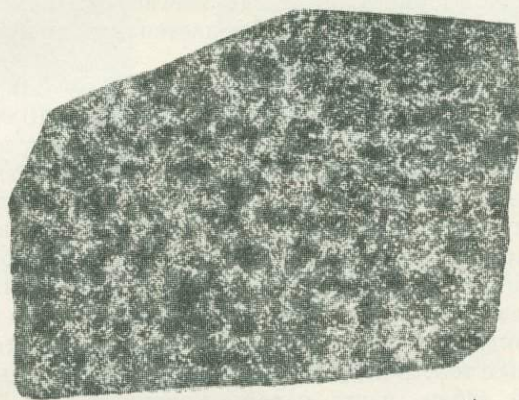
Минеральный состав этих руд в основном аналогичен таковому в рассеянно-вкрапленных рудах. Отличие заключается лишь в появлении некоторых второстепенных минералов (галенита, сфалерита, виоларита и др.), уменьшении относительного содержания минералов, характерных для рассеянно-вкрапленных руд (троилита, макинавита, титаномагнетита). Кроме того, все главные минералы здесь более крупнозернистые, в них реже наблюдаются структуры распада твердых растворов и замещение сульфидов поздним магнетитом; пирротин и халькопирит часто сдвойничены.

Нерудные минералы представлены главным образом вторичными, оливина и пироксена сохраняется мало, за исключением «рудных» оливинитов или «рудных» перидотитов. Среди вторичных минералов наиболее распространенными являются актинолит, куммингтонит, биотит, флогопит, хлорит, серпентин, а тальк и карбонаты встречаются реже и в меньшем количестве.

По текстурно-структурным особенностям густо-вкрапленные руды также во многом сходны с рассеянно-вкрапленными, с которыми они, как



а



б

Рис. 36. Густовкрапленные руды.

а — текстура равномерно-вкрапленная; б — текстура мелкопятнистая. Полир. штуфы,  $\frac{2}{3}$  натур. вел.

правило, связаны постепенными переходами. В них также преобладает равномерно-вкрапленная текстура, но нередко наблюдается и мелкопятнистая, главным образом в «рудных» оливинитах и перидотитах (рис. 36).

Чрезвычайно широким развитием здесь пользуются микротекстуры, среди которых главнейшей является интерстициальная, но часто встречаются и коррозионные — разъедания, пересечения, петельчатая и др.

Среди густо-вкрапленных руд наиболее распространенными являются «нормальные», а существенно медные встречаются лишь на отдельных участках (восточный фланг интрузива Верхней залежи месторождения Восток и др.), или образуют незначительные обособления среди руд первой разновидности. В целом же эти руды на Аллареченском месторождении развиты широко, слагая участки массива мощностью до 5—10 м на западном и

южном флангах, а также отдельные «закатанные» глыбы среди сплошных руд. На месторождении Восток они встречаются редко, тяготея к оруденелой тектонической брекчии, причем мощность их здесь обычно составляет 0.2—0.5 м, лишь в редких случаях увеличиваясь до 1—1.5 м.

## Руды в тектонических зонах (группа Б)

### Брекчиевидные руды (тип III)

Брекчиевидные руды приурочены к зонам смятия и дробления, проходящим обычно вдоль подошвы массивов и продолжающимся во вмещающие породы. Они состоят из обломков ультраосновных и вмещающих пород и сульфидного цемента.

Общее содержание сульфидов в брекчиевидных рудах чаще составляет 60—70%, но нередко уменьшается до 40—50% и иногда возрастает до 80% и более. В последнем случае наблюдаются постепенные переходы к сплошным рудам, с которыми они, как правило, пространственно тесно связаны.

Минеральный состав руд: пирротин, пентландит, халькопирит, виоларит — главные; магнетит, пирит, сфалерит, галенит, борнит, арсениды никеля, теллуриды и мн. др. — второстепенные. Среди нерудных минералов выделяются две группы: одни из них входят в состав обломков вмещающих пород, другие образуют самостоятельные включения и относятся к категории жильных.

**Пирротин** слагает основную массу сульфидного цемента. Он чаще мелко- и среднезернистый, почти всегда сдвойникованный, очень часто двойники сложные; иногда наблюдается его дробление и милонитизация.

**Пентландит** представлен крупными (0.5—5.0 мм, иногда до 8—10 мм) порфиroidными вкрапленниками и мелкими (0.01—0.10 мм) пламенеvidными и пластинчатыми вростками по периферии зерен пирротина. Нередко вкрапленники пентландита образуют цепочки, тяготеющие к нерудным включениям, или обрастают последние в виде сплошных каемок.

**Халькопирит** в брекчиевидных рудах часто является ведущим минералом, а по восточному флангу месторождения Восток нередко встречаются почти мономинеральные халькопиритовые разновидности. В обычных рудах он образует мелкие (1—10 мм) изометрические и более крупные (1—5 см) полосовидные и линзообразные обособления, тяготеющие к висящему боку рудных тел. Всюду он представлен агрегатами довольно мелких (менее 1 мм) зерен, часто сдвойникованных.

Помимо цемента, халькопирит проникает в нерудные обособления, развиваясь здесь в виде тончайших прожилков по плоскостям спайности нерудных минералов или частично замещает их.

**Виоларит** встречается очень часто, так что на отдельных участках пентландит почти нацело замещен им. В брекчиевидных рудах месторождения Восток виоларит составляет 10—20% от объема пентландита. Формы его развития: каплевидная вкрапленность, каемки, псевдоморфозы.

**Пирит и магнетит** в сульфидном цементе встречаются редко (особенно магнетит).

Нерудные минералы составляют от 20 до 60% объема руды; они заключены частью в обломках пород, частью образуют самостоятельные выделения.

Обломки в брекчиевидных рудах представлены главным образом биотит-амфиболовыми экзоконтактовыми породами, а также рассланцованными и биотитизированными амфиболитами; значительно реже (и большей частью в медистых рудах) встречаются обломки гнейсов, гранито-гнейсов, пегматитов и экзоконтактовых гранат-кварцевых пород (рис. 37, а).

Обломки ультраосновных пород встречаются редко и только там, где оруденелая тектоническая зона проходит по контакту ультраосновных тел с вмещающими породами или непосредственно внутри этих тел. Исключение составляет западный фланг Аллареченского месторождения, который можно рассматривать как гигантскую оруденелую брекчию (см. гл. I).

Размеры обломков изменяются в широких пределах — от нескольких миллиметров до 10—15 см, преобладают обломки 10—50 мм в поперечнике. Форма их большей частью овальная, реже линзовидная или неправильная, но всегда отчетливо округленная, как бы окатанная; породы в них часто перемяты или раздроблены. Неправильные остроугольные обломки наблю-

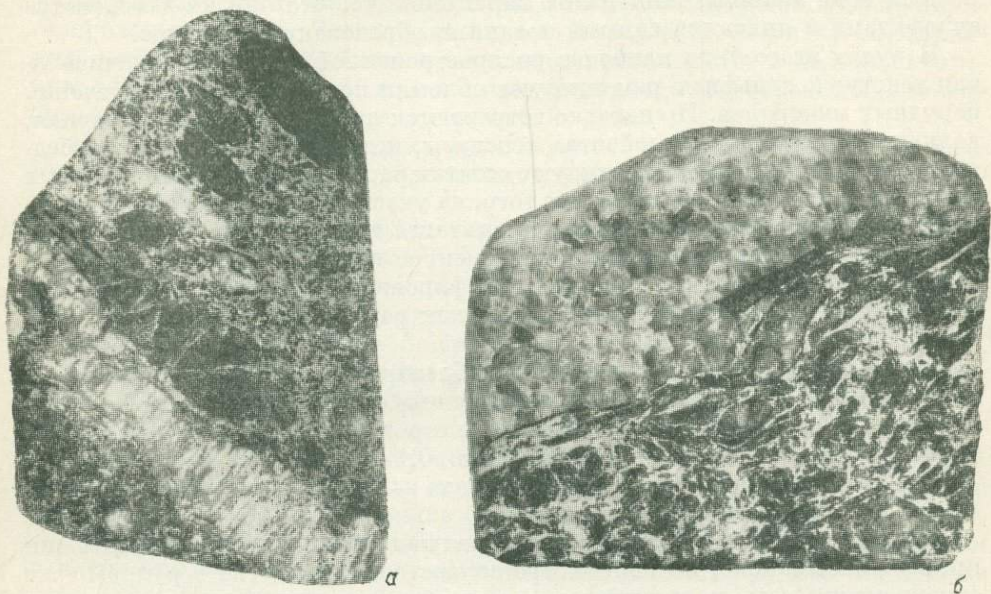


Рис. 37. Брекчиевидные руды.

*а* — обломки представлены амфиболитом (темно-серые и черные) и пегматитом (серые и светло-серые);  
*б* — обломки представлены измененным амфиболитом (темно-серое), вверху — гнездо дымчатого кварца. Полир. штuffy, 2/3 натур. вел.4

даются лишь в местах затухания оруденения и перехода его в прожилковое и прожилково-вкрапленное.

Обломки всех пород в той или иной степени подвергаются замещению сульфидами, которые проникают в них по трещинкам, плоскостям спайности или развиваются в виде каемок с периферии.

Самостоятельные выделения нерудных минералов очень часто представляют собой просто более мелкие и обычно не округленные обломки упомянутых выше пород, но нередко встречаются и типичные жильные образования. К минералам первой группы относятся: крупночешуйчатый биотит и крупнозернистый амфибол экзоконтактовых пород, полевой шпат и кварц гранито-гнейсов и пегматитов и др.

Типичных жильных минералов в брекчиевидных рудах немного — это кварц, апатит, карбонаты, хлорит и альбит. Чаще других встречается кварц, за ним следует апатит и хлорит, а карбонаты сравнительно редки. Жильный кварц образует гнездообразные скопления размером от 3—5 до 35—50 мм в поперечнике, обычно заключенные в тонкую (менее 0.5 мм) «рубашку» биотита (рис. 37, б). Эти скопления сложены средне- и крупнозернистым прозрачным или дымчатым кварцем, индивидуиды которого имеют полигонально-изометрическую форму и достигают 5—10 мм в поперечнике.

Они слабо скреплены друг с другом, «гранулированы» и легко рассыпаются при ударе. Примечательно, что сульфиды в эти агрегаты кварца не проникают, хотя тонкочешуйчатый биотит «рубашки» нередко развивается по стыкам его зерен вплоть до центральной части скоплений.

Апатит образует мелкую (до 3—5 мм) изолированную вкрапленность, реже — мелкие скопления, состоящие из нескольких зерен; как и кварц, он лишен сульфидных включений. Хлорит, помимо каемок на обломках гнейсов и гранито-гнейсов, развивается также в виде мелкочешуйчатых и спутанно-волокнистых агрегатов, тяготеющих к более крупным включениям биотита или амфибола.

Для всех жильных минералов характерно то, что они не замещаются сульфидами и являются самыми поздними образованиями в руде.

В рудах этого типа наиболее распространенной является брекчиевидная текстура: сульфиды цементируют обломки пород, а также включения нерудных минералов. Но нередко встречаются пятнистая, кольцеобразная, волнисто-полосчатая и плейчатая текстуры, которые характерны для бедных руд, где сульфиды цементируют остатки рассланцованных и перемятых биотит-амфиболовых пород. Кроме того, на участках затухания оруденения нередко появляются прожилково-петельчатая и прожилково-вкрапленная текстуры. Структура сульфидного цемента гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая, иногда порфириовидная; часто наблюдаются также графические структуры (на участках развития сульфидно-силикатных сростков и др.).

На Аллареченском месторождении брекчиевидные руды (в обычном понимании) пользуются весьма ограниченным развитием, слагая на западном фланге небольшие (до нескольких метров по простиранию) линзо- и пластообразные обособления мощностью 0.1—0.5 м. На месторождении Восток они распространены очень широко — на их долю приходится не менее 50% всех запасов.

Что же касается разновидностей брекчиевидных руд, то развиты они примерно одинаково, но первая преимущественно там, где в рудном теле одновременно есть и оруденелые ультраосновные породы, а вторая — главным образом по периферии рудных тел.

#### Сплошные руды (тип IV)

Большая часть этих руд относится к категории «нормальных», но иногда встречаются разности, почти нацело сложенные халькопиритом, в которых пирротин и пентландит в сумме составляют не более 10—20%; значительно реже наблюдаются существенно пентландитовые руды, содержащие до 70—80% пентландита, но те и другие слагают небольшие участки среди руд обычного состава. В сплошных рудах почти постоянно присутствуют магнетит (1—5%), виоларит и очень часто — пирит (1—20%), а также большая группа рудных минералов-примесей. Нерудные минералы (биотит, роговая обманка, хлорит, карбонаты, апатит, кварц и др.) встречаются редко и в небольшом количестве (до 5—10%).

**Пирротин**, как правило, слагает основную массу руды; обычно он средне- и крупнозернистый, преобладают индивиды размером 0.5—2.0 мм в поперечнике.

**Пентландит** представлен двумя разновидностями: крупной порфириовидной вкрапленностью и мелкими пластинчатыми и пламеневидными вростками. Размеры вкрапленников изменяются от 0.5—1.0 до 5—10 мм, иногда до 20—50 мм в поперечнике, форма их большей частью близка к изометрической, но встречаются линзовидные и неправильные. Последние представляют собой агрегаты зерен и являются наиболее крупными. Размеры пластинчатых вростков не превышают 0.05—0.1 мм; роль их в руде ничтожна.

Халькопирит образует неправильные включения размером от 1—2 до 15—20 мм, являющиеся, как правило, агрегатами нескольких зерен. Нередко встречаются прожилки мощностью до 10—15 мм, а также чрезвычайно мелкозернистые сростки с пиритом.

Пирит встречается обычно в небольшом количестве: это мелкие червеобразные и петельчатые выделения, субграфические сростания с халькопиритом, пирротинном и пентландитом; последние имеют как резкие, так и расплывчатые очертания, размеры их изменяются от 3—5 до 30—50 мм в поперечнике. Форма таких агрегатов очень разнообразна: это гнезда, линзы, полосовидные скопления и т. п. Именно эти сростки и являются собственно «матовыми», хотя к таковым относятся вообще пиритизированные руды. Значительно реже встречается более крупнозернистый пирит, образующий изолированную вкрапленность и мелкие скопления; в поздних кварц-карбонатных прожилках есть обособления идиоморфного пирита, зерна которого достигают 3—5 мм.

Виоларит развит главным образом в рудах месторождения Восток, где присутствует почти постоянно, замещая пентландит изометрических вкрапленников.

Магнетит представлен редкой порфирированной вкрапленностью, размеры которой составляют 0.5—5.0 мм. Вкрапленники представлены правильными октаэдрами, более крупные из них имеют округленные, как бы «оплавленные» контуры. Реже встречаются включения, представляющие собой агрегаты 2—5 зерен, тоже идиоморфных.

В сплошных рудах в качестве незначительной примеси присутствуют: сфалерит, галенит, марказит, арсениды, теллуриды, самородное золото и др.

Нерудные минералы образуют мелкую вкрапленность (биотит, амфибол, апатит) или неправильные, часто ветвящиеся прожилки (кварц, карбонаты), содержащие обособления позднего пирита.

Текстура руд большей частью массивная, иногда неясно-полосчатая и пятнистая, обусловленная распределением основных рудных минералов (рис. 38). На западном фланге Аллареченского месторождения встречаются чрезвычайно грубозернистые руды пегматоидного сложения, получившие название «рудных пегматитов». В этих рудах размеры индивидов пирротина и халькопирита достигают 10—15 мм, а пентландита — 40—60 мм в поперечнике, причем последние иногда имеют правильные кристаллографические очертания. Сростки нескольких индивидов пентландита имеют 10—12 см в поперечнике, а местами среди массивных руд встречаются почти мономинеральные пентландитовые жилы, имеющие поперечно-шестоватое строение; мощность их достигает 10—15 см, длина 2—3 м. Кроме того, «рудные пегматиты» содержат крупные включения нерудных минералов — карбонатов, апатита, кварца, оливина, амфиболов, биотита, а также редкие округленные обломки оруденелых ультраосновных пород (рис. 39). К последним иногда тяготеют крупнозернистые агрегаты пентландита и пирротина, создавая подобие кокардовых текстур. На отдельных участках встречаются гнезда крупнокристаллического кварца до 20—30 см в поперечнике, окаймленные крупночешуйчатой биотитовой «рубашкой» (пр. IX, гор. 120 и др.).

Непосредственно в тектонической зоне (и большей частью вблизи контакта с вмещающими породами) массивные руды подвергаются расщеплению и местами превращаются в своеобразные «сульфидные сланцы», обладающие совершенно-сланцеватой текстурой, но мощность таких участков обычно невелика — от 1—3 до 15—20 см.

Структура руды большей частью аллотриоморфнозернистая или гипидиоморфнозернистая, местами пегматоидная (рис. 39), иногда наблюдаются пластинчатые структуры распада твердых растворов; нередко пе-

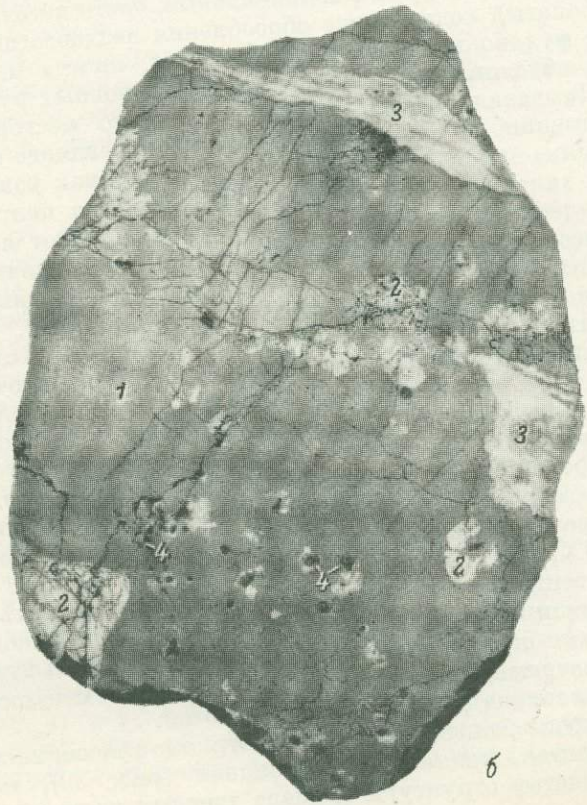
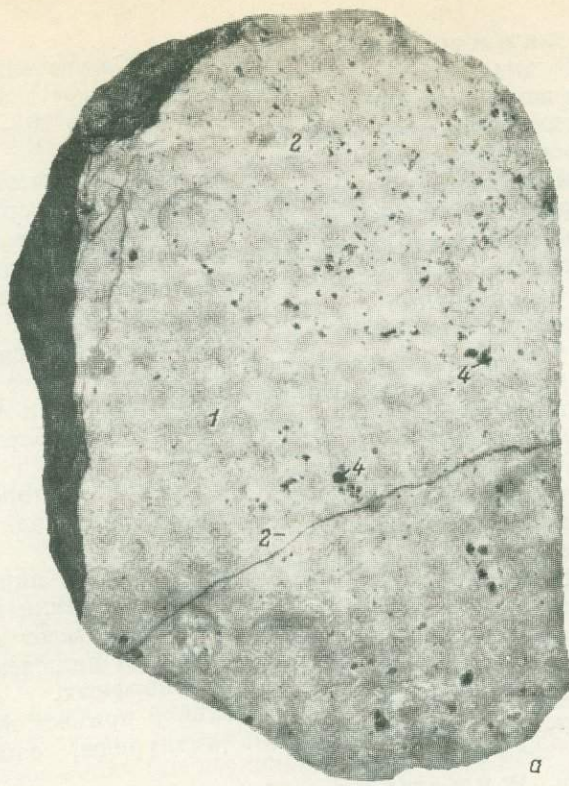


Рис. 38. Сплошные руды равномернозернистой (а) и пятнисто-линзовидной (б) текстур.  
 1 — пирротин; 2 — пентландит; 3 — пиритизированные участки; 4 — магнетит. Полир. штуфы,  $\frac{2}{3}$  натур. вел.

тельчатые и субграфические (мирмекитовые) микротекстуры замещения (пиритизация и прочее).

Контакты сплошных руд с вмещающими породами, а также с вкрапленными рудами большей частью резкие, как секущие, так и согласные.



Рис. 39. Сплошная руда грубо-пятнистой текстуры.

Слева внизу — обломок оруденелой ультраосновной породы. Полир. штuff,  $\frac{2}{5}$  натур. вел.



Рис. 40. Контакт сплошной и густо-вкрапленной руды.

Полиров. штuff, 0.9 натур. вел.

Воздействие сплошных руд на вмещающие породы и вкрапленные руды выражается в образовании по первым экзоконтактовых пород с вкрапленным оруденением, интенсивность которого быстро уменьшается с удалением от контакта. А во вкрапленных рудах не только увеличивается содержание сульфидов вблизи контакта со сплошными рудами, но и наблюдается резор-

бирование пород, несущих вкрапленное оруденение (рис. 40), благодаря чему нередко появляются руды, переходные к брекчиевидным.

Сплошные руды наиболее широким развитием пользуются на Аллареченском месторождении, главным образом на западном и южном флангах, где мощность их изменяется от 0.2—0.5 до 10—15 м. На месторождении Восток они образуют небольшие участки среди брекчиевидных руд, а также жилы во вмещающих породах. Мощность тех и других не превышает 0.2—0.3 м. Существенно халькопиритовые разновидности этих руд на обоих месторождениях обычно тяготеют к местам выклинивания рудных тел, или образуют небольшие обособления прихотливой формы на участках раздувов и повышения интенсивности оруденения.

### Оруденелые экзоконтактовые и вмещающие породы (группа В)

#### Оруденелые экзоконтактовые породы (тип V)

Содержание сульфидов в рудах этого типа изменяется от 1—5 до 35—40%, однако богатые разности встречаются редко и образуют незначительные обособления (до 0.1—0.2 м) среди обычных рассеянно-вкрапленных руд. Наиболее распространенной формой развития сульфидов в экзоконтактовых породах является вкрапленность, но часто встречаются прожилки и гнездообразные выделения.

Морфология сульфидной вкрапленности и ее характер определяются составом оруденелых пород. В амфиболовых разностях она типично интерстициальная, с острозазубренными контурами. Размеры вкрапленников варьируют в широких пределах — от 0.1—0.5 до 5—7 мм в поперечнике. В биотит-амфиболовых и биотитовых породах сульфидные вкрапленники имеют резко вытянутую тонкопластинчатую и пластинчатую формы и располагаются по сланцеватости породы. Длина их изменяется от 0.5—1.0 до 10—15 мм при мощности 0.1—0.5 мм. В перемьятых биотитовых породах встречаются неправильные, но довольно крупные (до 15—20 мм в поперечнике) скопления сульфидов в пустотах отслоения.

В кварц-гранатовых породах вкрапленность имеет отчетливо метасоматический характер: сульфиды развиваются в промежутках между зернами граната, замещая кварц и второстепенные минералы. Гранат ими обычно не замещается, за исключением зоннок, сложенных кварцем и хлоритом. При интенсивном развитии сульфиды замещают кварц и минералы-примеси почти целиком, так что образуется гранат-сульфидная масса с самыми различными соотношениями между ее составными частями.

Прожилки и гнездообразные обособления сульфидов встречаются главным образом в гранат-кварцевых породах, где они обладают неправильной формой: прожилки часто и беспорядочно разветвляются, образуют много раздувов и пережимов, а гнездовые выделения имеют извилисто-зазубренные очертания. В породах сложного состава (биотит-амфибол-гранатовых и др.) наблюдаются очень разнообразные формы развития сульфидов: вкрапленность, гнезда, прожилки, неправильные обособления (рис. 41).

Ведущая роль среди сульфидов в оруденелых экзоконтактовых породах принадлежит х а л ь к о п и р и т у: он составляет на 50—100% вкрапленники, прожилки и гнезда. Здесь халькопирит обычно крупнозернистый, почти всегда сдвойникованный, отчетливо анизотропный. Все остальные сульфиды образуют включения в нем и в редких случаях — самостоятельные обособления.

Из числа второстепенных минералов чаще других встречаются пирит, ильменит, борнит и миллерит. При этом пирит развивается и в халькопирите (изометрические, иногда идиоморфные зерна), и среди нерудных ми-

нералов («пенистые» и дендритовидные образования). Ильменит встречается только в биотит-амфиболовых породах в виде мелкой таблитчатой вкрапленности. Борнит и миллерит образуют мелкие включения в халькопирите, а также самостоятельные выделения.

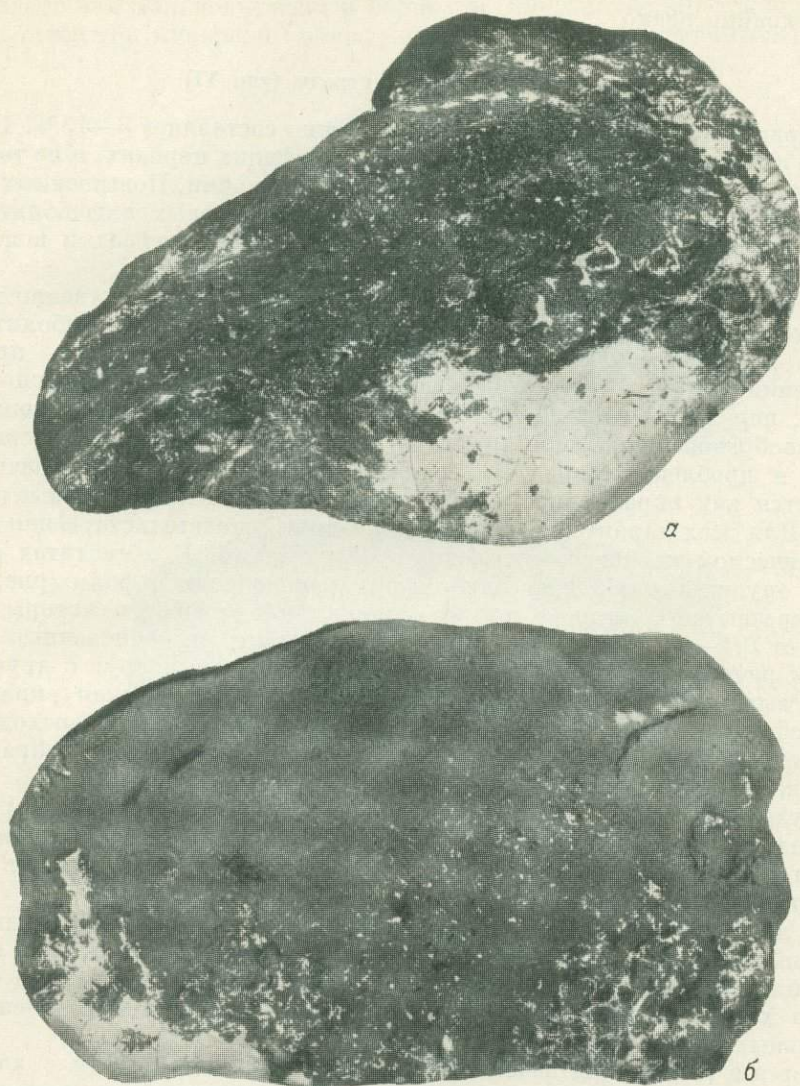


Рис. 41. Оруденелые экзоконтактовые породы.

а — гранат-биотит-амфиболовая с разнообразными формами развития сульфидов; б — гранатовая с вкрапленностью и гнездами сульфидов. Полир. штуфы, 0.9 и 0.6 натур. вел.

В биотит-амфиболовых породах преобладают тонкополосчатая и сланцеватая текстуры, а также плейчатая и прожилково-вкрапленная. В гранат-кварцевых породах наиболее широким распространением пользуется неравномерно-вкрапленная, часто наблюдаются прожилково-вкрапленная и пятнистая текстуры. Преобладающими структурами как в тех, так и в других являются аллотриоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая, а также различные коррозионные; нередко встречается порфириовидная.

В целом руды пятого типа на месторождениях Аллареченское и Восток распространены широко, но в связи с незначительной мощностью доля их в общих запасах невелика. При этом гранат-кварцевые породы наибольшим развитием пользуются на первом из них, а биотит-амфиболовые — на втором. На поисковых участках оруденелые экзоконтактовые породы встречаются крайне редко.

#### Оруденелые вмещающие породы (тип VI)

Содержание сульфидов в этих рудах обычно составляет 3—15%. Вкрапленное оруденение наблюдается во всех вмещающих породах, и не только на контакте с рудными телами, но и на их продолжении. Повышенных концентраций оно достигает чаще всего в полевошпатовых амфиболитах и плагио-микроклиновых гранито-гнейсах, биотитовых гнейсах и в пегматитах.

По составу оруденение во всех вмещающих породах существенно халькопиритовое, иногда с примесью борнита и миллерита. В амфиболитах и гнейсах резко преобладает метасоматическая вкрапленность, причем вкрапленники имеют уплощенную форму и располагаются согласно слоистости, нередко соединяясь в тонкие послойные скопления. Прожилки и гнездообразные выделения редки — только на участках интенсивного смятия и дробления пород. В гранито-гнейсах одинаковым развитием пользуется как вкрапленность, так и прожилки, и гнездообразные выделения. Для всех характерна неровность границ, свидетельствующая о метасоматическом характере сульфидного оруденения. В пегматитах сульфидное оруденение обладает наибольшим разнообразием форм (рис. 42). Здесь чрезвычайно широко развиты прожилки, мощность которых меняется от 0.1—0.5 до 10—15 мм. Они испытывают многочисленные пережимы и раздувы, сложно разветвляются, пересекаются друг с другом и быстро выклиниваются. Часто наблюдается метасоматическая вкрапленность, обычно мелкая или средняя (до 5—7 мм), но нередко переходящая в гнездовую (10—30 мм). Форма вкрапленников и гнезд очень неправильная, «звездчатая».

В рудах этого типа преобладает халькопирит, менее развиты пирротин, пентландит, пирит, борнит, миллерит, иногда встречается самородная медь, а в амфиболитах — ильменит. Остальные минералы играют роль незначительной примеси.

**Х а л ь к о п и р и т** всюду крупнозернистый, часто сдвойникованный. Остальные минералы образуют в нем неправильные, обычно мелкие включения или идиоморфную вкрапленность (пентландит). Пирротин в существенно халькопиритовых рудах встречается редко — в виде очень неправильных мелких выделений.

**Б о р н и т** образует решетчатые и пластинчатые сростки с халькопиритом, самостоятельные вкрапленники с включениями последнего.

**М и л л е р и т** представлен мелкой вкрапленностью в халькопирите и борните, реже самостоятельными выделениями. В некоторых случаях он преобладает над халькопиритом, развиваясь в виде прожилков в гранито-гнейсах.

В рудах этого типа преобладают вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры, часто встречаются неправильно-полосчатые, сланцеватые и пятнистые, а в отдельных случаях — брекчиевые. Среди структур широким развитием пользуются аллотриоморфнозернистая и коррозионные (пересечения, петельчатая и др.), нередко встречаются пластинчатые и решетчатые.

Эти руды развиты только на месторождениях Аллареченское и Восток. Наиболее распространенными среди них являются халькопиритовые,

которые встречаются во всех вмещающих породах, но преимущественно — в пегматитах; мощность их достигает 1—2 м, но обычно составляет 0.3—0.6 м. Борнит-халькопиритовые руды наблюдаются часто и главным образом вблизи контакта с рудными телами, сложенными сплошными рудами. Миллерит присутствует здесь далеко не всегда; чаще оруденение представлено или халькопиритом и борнитом, или халькопиритом и миллеритом, а все три минерала наблюдаются одновременно сравнительно редко.

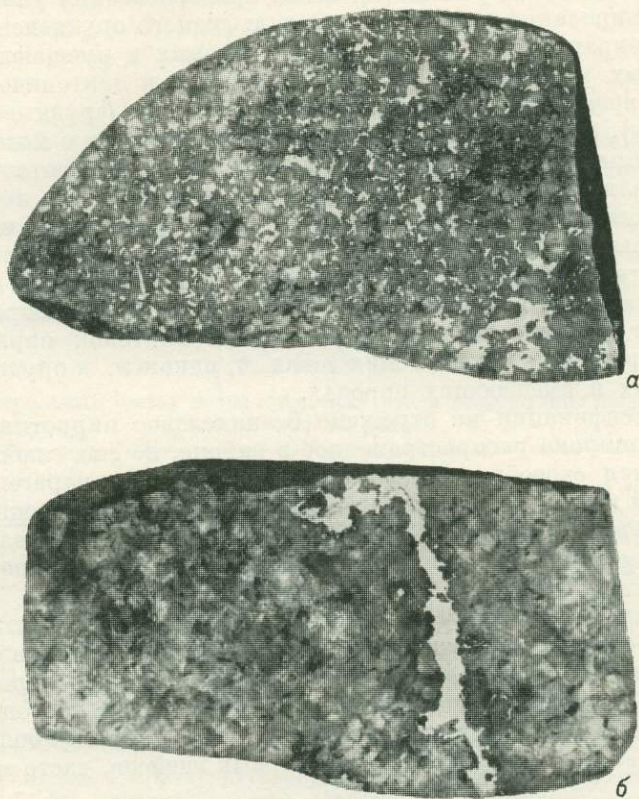


Рис. 42. Оруденелые среднезернистые пегматиты.  
*a* — вкрапленность и мелкие гнезда сульфидов; *б* — прожилки и редкая вкрапленность сульфидов. Полиров. штуфы,  $\frac{3}{4}$  натур. вел.

### Некоторые общие замечания

В заключение необходимо отметить некоторые особенности развития сульфидного оруденения в целом.

1. Почти все руды связаны друг с другом постепенными переходами как в нормальных разрезах (от почвы к кровле), так и по падению и восстановлению рудных тел. В первом случае величина переходных интервалов изменяется от 0.1—0.2 до 0.8—1.0 м, а во втором составляет несколько метров. Постепенные переходы особенно характерны для сульфидоносных ультраосновных пород, где нередко трудно провести границу между рудами соседних типов.

Резкие контакты с рудами других типов имеют лишь сплошные и брекчиевидные руды. Однако и здесь вблизи контакта с ними наблюдается обогащение сульфидами руд других типов, благодаря чему переходная зона

почти всегда представлена богатыми вкрапленными рудами. В то же время постепенные переходы между брекчиевидными и массивными рудами обычны.

2. На месторождениях Аллареченское и Восток богатое (промышленное) оруденение, как правило, имеет эпигенетический характер. Об этом свидетельствуют многие факты, главными из которых являются: а) приуроченность богатого вкрапленного оруденения в ультраосновных породах к рудам в тектонических зонах; б) связь преобразования ультраосновных пород и формирования в них богатого сульфидного оруденения; в) наличие ореола вкрапленных руд в экзоконтактных и вмещающих породах около богатых руд в ультраосновных породах и тектонических зонах.

В то же время часть богатых вкрапленных руд («рудные» оливиниты и перидотиты), а также отдельные жилы сплошных руд в массивах гипербазитов, несомненно, являются сингенетическими, доказательством чему в первых являются типичные сидеронитовые структуры и сохранность первичных силикатов, а для вторых — слабое изменение окружающих ультраосновных пород.

3. Принятая в классификации последовательность групп и типов руд в известной мере соответствует генетическому ряду формирования оруденения — от ультраосновных пород с сидеронитовой вкрапленностью сульфидов к рудам в тектонических зонах и, наконец, к оруденению в экзоконтактных и вмещающих породах.

4. В классификации не отражено безникелевое пирротинное оруденение, очень широко распространенное в районе, но еще слабо изученное. Оно отличается своеобразием условий локализации, парагенетическими ассоциациями и геохимическими особенностями, не свойственными медно-никелевым рудам, в связи с чем рассматривается нами как самостоятельное, возможные связи которого с медно-никелевым оруденением еще предстоит выяснить.

По минеральному составу уже сейчас в нем можно различить три разновидности: собственно пирротинное (иногда с примесью галенита и сфалерита), магнетит-пирротинное и графит-пирротинное. Первое развито в скарированных вмещающих породах и межслоевых тектонических зонах, иногда в ультраосновных породах; второе — в амфибол-кварцевых породах, а третье — в горизонтах биотитовых гнейсов, часто милонитизированных.

МИНЕРАЛОГИЯ И ХИМИЗМ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД  
И ОКОЛОРУДНЫХ ПОРОД

Минеральный состав медно-никелевых руд Аллареченского района в качественном отношении аналогичен рудам других медно-никелевых месторождений Кольского полуострова, в первую очередь Печенгских. Но количественные соотношения между отдельными минералами здесь нередко своеобразны, и в целом руды характеризуются повышенным содержанием пентландита и замещающего его виоларита, а также присутствием многих редких минералов.

ТАБЛИЦА 9

Минеральный состав медно-никелевых руд и околорудных пород Аллареченского района

Группа минералов	Рудные минералы	Нерудные минералы
Главные минералы	Пирротин, троилит, пентландит, халькопирит, магнетит, пирит виоларит	Бронзит, оливин, актинолит, куммингтонит, антофиллит, роговая обманка, флогопит, биотит, гранат, полевые шпаты, кварц
Второстепенные минералы	Ильменит, кубанит, макиनावит, валлернит, борнит, миллерит, бравоит, марказит, мельниковит	Серпентины, тальк, прохлорит, дженкинсит, карбонаты, мусковит, диопсид
Минералы-примеси	Шпинель, хромит, рутил, ортит, графит, самородное золото, сфалерит, галенит, молибденит, арсенопирит, алтаит, мелонит, гессит, паркерит, халькозин, дигенит, ковеллин, медь самородная, гидроокислы железа, гематит, неопределенные	Ильваит, сфен, эпидот, апатит, турмалин, грюнерит, цеолиты, сульфаты (ретжерсит)

В настоящее время в медно-никелевых рудах района известно более 60 минералов (табл. 9), из которых около 40 представлены рудными (в основном сульфидами, а также окислами) и более 20 нерудными (главным образом силикатами и алюмосиликатами). По распространенности их можно разделить на три группы: главные (преобладают в составе руд определенных типов), второстепенные (встречаются часто, но играют подчиненную роль) и минералы-примеси (наблюдаются редко и в небольшом количестве). Подавляющая часть минералов имеет эндогенное происхождение; определенно экзогенными являются единичные из них (часть гидроокислов, сульфатов), а для некоторых возможно и эндогенное и экзогенное происхождение (халькозин, ковеллин, мельниковит и др.).

Естественно, не все минералы изучены в одинаковой степени. Более полные сведения имеются для главных минералов ультраосновных пород и руд, для остальных приводятся в основном морфологические данные.

В ряде случаев более детальное исследование тех или иных минералов определялось не только их ролью в составе руд или пород, но и возможностью применения тех или иных методик, а также получения необходимого количества чистого материала.

Многие нерудные минералы отличаются очень широким диапазоном развития: они встречаются в ультраосновных, экзоконтактовых и вмещающих породах.

Как правило, вторичные минералы ультраосновных пород рассматриваются отдельно; исключение составляют лишь амфиболы из десилицированных пегматитов — они описаны совместно с генетически родственными им амфиболами из ультраосновных пород.

Описание всех главных минералов дается по единой схеме: вначале рассматриваются морфологические особенности отдельных генераций и разновидностей, условия их нахождения в породах и рудах, вторичные изменения в процессе метаморфизма, затем — их физические свойства, особенности состава и структуры.

## ГЛАВА V

### ГЛАВНЫЕ РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

#### Пирротин

**Морфологические особенности, генерации.** Пирротин — самый распространенный рудный минерал, пользующийся одинаково широким развитием в сплошных рудах и оруденелых ультраосновных породах; меньшую роль он играет в оруденелых экзоконтактовых и вмещающих породах. Преобладают мелко- и среднезернистые агрегаты пирротина (0.1—0.5 мм в поперечнике). Форма зерен обычно неправильная, но близкая к изомет-

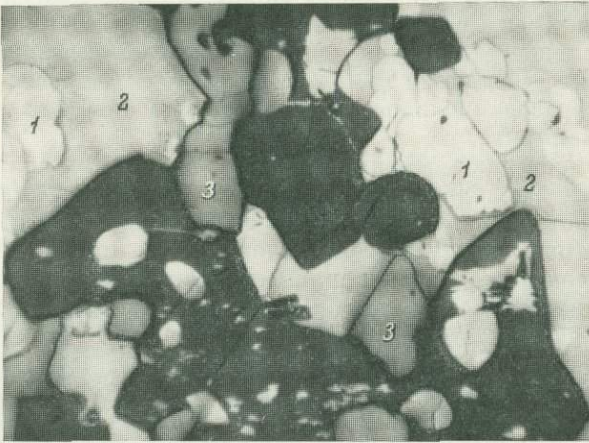


Рис. 43. Сидеронитовая вкрапленность и каплевидные включения сульфидов в ультраосновной породе.

1 — пентландит; 2 — пирротин; 3 — магнетит; черное — силикаты. Аншлиф, при одном никеле, увел. 120.

рической, контуры их сечений плавные, изредка прямолинейные. Резко ксеноморфные зерна располагаются лишь непосредственно на контакте с окружающими нерудными минералами.

По взаимоотношениям с ассоциирующими минералами и принадлежности к сингенетическому или эпигенетическому оруденению выделяются три его генерации.

**Пирротин-1** — это пирротин сингенетических руд, для которого характерны следующие морфологические разновидности.

а) Очень мелкие (0.001—0.05) «эмульсионные» включения в пироксене и более крупные (0.05—0.2 мм) «каплевидные» в оливине (рис. 43); те и

другие имеют вид пойкилитовых. Форма включений — шарообразная, эллипсоидальная, нередко грушевидная. Зерна пироксена с эмульсионной вкрапленностью пирротина часто содержат такие же (по форме и размерам) включения ильменита, реже титаномагнетита, однако совместные выделения пирротина и ильменита не наблюдались. Контуры эмульсионных включений плавные, без каемки вторичных силикатов, а каплевидные выделения иногда окружены тонкой каемочкой серпентина.

Сами включения чаще представляют собой монозерна пирротина, причем соседние нередко обладают одинаковой оптической ориентировкой. Довольно часто в них содержатся мелкие включения пентландита или халькопирита (реже того и другого одновременно), первые — таблитчатые, вторые — неправильные; какой-либо закономерности в их расположении не наблюдается.

б) Аллотриоморфнозернистые агрегаты в сидеронитовой и гнездовой вкрапленности (рис. 43), а также в сульфидных жилах, приуроченных к протектоническим трещинам среди ультраосновных пород. Как правило, пирротин в них составляет не менее половины объема; он обычно мелко- и среднезернистый (0.05—0.5 мм), иногда сдвойникованный. Остальную часть слагают пентландит, халькопирит, титаномагнетит, магнетит и некоторые второстепенные рудные минералы, а из числа нерудных наблюдаются включения серпентинизированного оливина и оталькованного пироксена. При этом нерудные минералы и титаномагнетит являются более ранними, халькопирит отчетливо более поздний, а взаимоотношения с пентландитом сложные.

Кроме пирротина основной массы вкрапленников иногда наблюдаются мелкие прожилки его в халькопирите, которые, возможно, являются остатками от замещения. Но для подобных выделений пирротина в рудах Ждановского месторождения В. А. Маслеников (Елисеев и др., 1961) предполагает образование в результате распада твердого раствора пирротина и халькопирита.

в) Каемки, прожилки и неправильные обособления «оливкового пирротина», которые располагаются на стыках индивидов аллотриоморфнозернистого пирротина, на контактах его с пентландитом или среди агрегатов последнего (рис. 44). Для этой разновидности примечательно наличие мелких изометрических и неправильных включений пентландита, тяготеющих к наружным частям каемок или зальбандам прожилков; в некоторых случаях наблюдается сложное внутреннее строение, обусловленное срастанием двух компонентов (Яковлев, Яковлева, 1967).

г) Неправильные обособления тонкозернистого мозаичного строения, в отдельных случаях составляющие значительную часть объема сидеронитовых вкрапленников и содержащие обильные мелкие включения пентландита (и иногда халькопирита) неправильной «лапчатой» формы (рис. 45)

Среди всех разновидностей пирротина-1 резко преобладает вторая; первая хотя и встречается часто, но роль ее ничтожна, а третья и четвертая наблюдаются редко и преимущественно в ультраосновных породах с бедным оруденением.

П и р р о т и н - 2 — это пирротин эпигенетических руд, тесно ассоциирующий со вторичными нерудными минералами — амфиболами, биотитом, хлоритами, карбонатами, кварцем и др. Выделяются несколько его морфологических разновидностей.

а) Метасоматическая вкрапленность в сильно измененных ультраосновных породах. Пирротин здесь средне- и мелкозернистый, нередко сдвойникованный. Во вкрапленниках он составляет около  $\frac{1}{2}$  объема, но иногда его меньше, чем халькопирита.

б) Пирротин сплошных руд, средне- и крупнозернистый (до 3—4 мм), постоянно сдвойникованный. Как правило, он слагает основную массу

руды, в которой остальные минералы присутствуют в виде вкрапленности или неправильных обособлений. Значительно реже пирротин находится в подчиненном количестве по отношению к халькопириту или пентландиту.

в) Тонкие субграфические сростки со вторичными силикатами (амфиболами, хлоритами, биотитом и др.), наиболее часто встречающиеся во вкрапленных и брекчиевидных рудах.

г) Метасоматическая и интерстициальная вкрапленность, а также мелкие прожилки в экзоконтактовых и вмещающих породах. Форма вкрапленников очень разнообразна и обусловлена минеральным составом оруденелой породы. Как правило, пирротин здесь присутствует в подчиненном количестве, образуя мелкие включения в преобладающем халькопирите.

д) Мелкие разрозненные обособления неправильной формы, отличающиеся тонкозернистым (менее 0.1 мм) строением и постоянным присутствием мельчайших ксеноморфных выделений пентландита и несколько более крупных — халькопирита. Встречаются как в сплошных, так и в богатых вкрапленных рудах, но главным образом в «медистых» разностях тех и других. Весьма напоминают аналогичные агрегаты пирро-



Рис. 44. Прожилочек «оливкового» пирротина с включениями пентландита.

1 — «оливковый» пирротин; 2 — пентландит; 3 — обычный пирротин-1. Аншлиф, при одном никеле, увел. 400.



Рис. 45. Обособления тонкозернистого пирротина (темно-серое).

Видны обильные мелкие включения пентландита и халькопирита (светло-серое), черное — силикаты и магнетит. Аншлиф, при одном никеле, увел. 200.

тина-1 и в некоторых случаях являются, вероятно, реликтовыми (в ультраосновных породах).

В рудах ведущая роль принадлежит первой и второй разновидностям пирротина-2, которые развиты примерно одинаково; остальные занимают подчиненное положение, хотя и наблюдаются довольно часто.



Рис. 46. Прожилки пирротина-3 поперечно-шестоватого строения.

1 — пирротин-3; 2 — халькопирит; 3 — пентландит; черное — силикаты. Аншлифы: а — при одном никеле, б — никели скрещены, увел. 90.

Пирротин-3 — это мелкозернистые линзовидные и неправильные выделения в существенно халькопиритовых сплошных рудах, которые нередко образуют цепочки или прожилковидные обособления. Часто напоминают реликты от замещения «нормальных» руд халькопиритом, но в линзовидных и шнуровидных выделениях устанавливается поперечно-шестоватое строение, свойственное метасоматическим прожилкам (рис. 46).

На месторождениях Аллареченское и Восток наибольшим развитием пользуется пирротин-2 в сплошных и богатых вкрапленных рудах; пирротин-1 играет заметную роль в ультраосновных породах с бедным оруденением. На остальных участках района ведущим является пирротин-1,

а пирротина-2 там практически нет. Что же касается пирротина-3, то он имеет лишь минералогическое значение, встречаясь эпизодически в сплошных рудах.

**Внутреннее строение.** Для внутреннего строения отдельных зерен и агрегатов пирротина характерны: поликомпонентность, вросстки пентландита, двойникование и перекристаллизация под влиянием динамометаморфизма.

В свежих, неокисленных аншлифах поликомпонентность выявляется только у одной из разновидностей пирротина-1, так называемого «оливкового пирротина». В местах утолщения каемок и прожилков последнего обнаруживается второй компонент, напоминающий пирротин сидеронитовой вкрапленности, но отличающийся более густым цветом, меньшим рельефом и несколько меньшей анизотропностью. Он тяготеет к внутренней части прожилков, где образует тонкие мирмекитоподобные сростания с «оливковым пирротином».

Для пирротина-1 сидеронитовой вкрапленности характерно неравномерное окисление на воздухе, благодаря чему хорошо выявляется пластинчато-линзовидное строение многих зерен, а также зазубренные, гребенчатые каемки различной мощности, которые содержат отдельные значительно более светлые пластинки и линзочки. В центральных частях зерен, наоборот, среди светлого основного поля встречаются темные линзовидные выделения. Наличие двух разновидностей П. Рамдор (1962) объясняет как распад твердого раствора неопределенного типа. Однако исследованиями А. Д. Генкина и др. (1965) установлено, что подобное строение зерен пирротина соответствует наличию гексагональной (центральная часть) и моноклинной (наружная) его модификаций, причем моноклинная оказывается более поздней и развивается по гексагональной с периферии индивидов, от прожилков нерудных минералов и т. п.

Вросстки пентландита свойственны всем генерациям пирротина, но наиболее часто они встречаются в пирротине-2 сплошных, несколько реже вкрапленных руд, значительно реже в пирротине-1 (за исключением тонкозернистой разновидности) и крайне редко в пирротине-3. Отдельные разновидности генераций пирротина также обладают неравномерным содержанием этих вростков. Так, тонкозернистые разности пирротина-1 и пирротина-2 отличаются максимальным количеством включений пентландита, достигающим 10—20% их объема, в сидеронитовой вкрапленности включений не более 1—3%, в метасоматической вкрапленности и крупнозернистых агрегатах пирротина-2 — 1—5% и т. д. Как правило, они тяготеют к стыкам зерен пирротина, двойниковым швам, а в ряде случаев к прожилкам карбонатов и других вторичных минералов. В целом количество вростков пентландита в пирротине Аллареченского района значительно меньше, чем в пирротинах Печенгских и других медно-никелевых месторождений.

Двойникование наблюдается главным образом в пирротине-2 брекчиевидных и массивных руд, реже в метасоматической вкрапленности в ультраосновных и экзоконтактовых породах и редко в пирротине-1 сидеронитовых руд. При этом пирротину-1 свойственны простые двойники роста или превращения, а в пирротине-2 очень часто встречаются сложные двойники давления, смятия и др. (рис. 47), которые не всегда можно уверенно классифицировать.

Перекристаллизация с уменьшением размера зерен распространена довольно широко, особенно в пирротине-2 сплошных руд. Но обычно она захватывает небольшие участки последнего, главным образом на контакте с крупными порфиридовидными выделениями пентландита, где появляются каемки, линзообразные и прожилковидные агрегаты пирротина гранобластовой структуры (рис. 47, з).

Двойникование и перекристаллизация пирротина-2 чаще всего наблюдаются в массивных рудах на западном фланге Аллареченского месторождения и в брекчиевидных рудах Верхней залежи месторождения Восток.

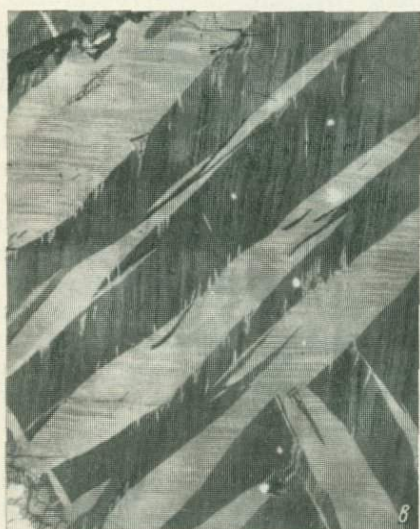
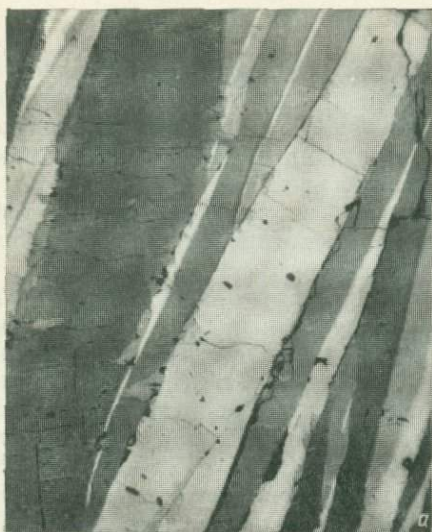


Рис. 47. Внутреннее строение пирротина.

*а* — двойники роста; *б* — двойники давления; *в* — двойники превращения (крупные веретенообразные) и смятия (мелкие, клиновидно-полисинтетические); *г* — гранобластовая структура. Рельефные зерна на всех снимках — пентландит. Аншлифы, николи скрещены не полностью, увел.: *а, б* — 50, *в, г* — 100.

**Вторичные изменения.** При наложении поздних преобразований пирротин-1 сидеронитовой вкрапленности подвергается замещению магнетитом, пиритом, марказитом, мельниковитом, а также нерудными минералами. Магнетит развивается главным образом в виде неправильных,

сильно ветвящихся, дендритовидных прожилков с зазубренными краями, иногда в виде четких линзовидных выделений или каемок по периферии вкрапленников (рис. 34, а). В некоторых случаях прожилки и неправильные выделения магнетита сливаются друг с другом, образуя сплошную массу, содержащую реликты пирротина.

Замещение пирротина-1 пиритом наблюдается очень редко — пирит образует мелкую вкрапленность, иногда серповидные и линзовидные, также мелкие выделения. Замещение же его мельниковитом и марказитом встречается значительно чаще и притом как в приповерхностной части, так и на значительной глубине. Морфологически процесс дисульфидизации пирротина очень разнообразен и по существу аналогичен более распространенному замещению пирротина второй генерации, характеристика которого дается ниже. Нерудные минералы (серпентин, амфибол, биотит и др.) развиваются с периферии вкрапленников и в виде прожилков.

Пирротин-2 замещается халькопиритом, пиритом, а также сложными марказит-мельниковитовыми и пирит-мельниковитовыми агрегатами. Замещение пирротина халькопиритом наблюдается во всех морфологических разновидностях и всюду оно примерно одинаково: халькопирит развивается с периферии выделений пирротина, проникает по стыкам зерен, трещинам и т. п.

Замещение пирротина-2 пиритом распространено широко в массивных и брекчиевидных рудах, несколько меньше в оруденелых экзоконтактовых породах, иногда встречается в метасоматической вкрапленности. Пирит образует мелкую вкрапленность изометрических зерен, линзовидные и червеобразные выделения, сильно ветвящиеся прожилки, а также тончайшие субграфические срастания. Довольно часто пирротин замещается марказитом, развивающимся в виде пластинчатых и клиновидных выделений, параллельных (0001) пирротина.

Весьма примечательным является замещение пирротина морфологически разнообразными мельниковитовыми агрегатами, обычно с примесью пирита или марказита. Наиболее интенсивно этот процесс протекает в поздних тектонических зонах дробления, где он сопровождается выделением значительного количества нерудных минералов (карбонатов и сульфатов), а также гидроокислов железа. В отношении разновидностей пирротина-2 он аналогичен пирритизации.

**Физические свойства.** Разновидности пирротина отличаются и некоторыми физическими свойствами. Так, пирротин-1 сидеронитовой вкрапленности имеет коричневый оттенок, двуотражение и анизотропия его отчетливые, но не сильные, двойники встречаются очень редко и только простые, он сравнительно слабо магнитен. Пирротин-2 метасоматической вкрапленности имеет более светлый розоватый оттенок, двуотражение и анизотропия его сильные, а двойники встречаются чаще, чем в пирротине сидеронитовой вкрапленности; он сильно магнитен. Пирротин-2 сплошных руд обладает отчетливым розовато-коричневым оттенком, сильным двуотражением и анизотропией (с оранжево-коричневым цветным эффектом), сдвойникован он всегда и часто сложно (сочетание ланцетовидных и тонкопластинчатых двойников), сильно магнитен. Для пирротина-3 характерны: наиболее густой цвет, очень сильные двуотражение и анизотропия, отсутствие двойников, малое количество вростков пентландита.

Следовательно, в направлении от сидеронитовой вкрапленности к сплошным рудам заметно увеличивается анизотропия и магнитность пирротина, усложняется его внутреннее строение.

Для наиболее распространенных разновидностей пирротина выполнены измерения микротвердости и отражательной способности (приложения 11, 12). По величине микротвердости (Н) между ними устанавливается определенное различие. Так, пирротин-1 сидеронитовой вкрапленности

обладает в целом меньшей  $H$  (256.4—293.6 кГ/мм<sup>2</sup>), чем ведущие разновидности пирротина-2 (276.9—382.6 кГ/мм<sup>2</sup>). В то же время коэффициент анизотропии первого рода ( $K_H$ ) для пирротина-1 заметно выше: он изменяется от 1.10 до 1.50, тогда как для пирротина-2 он в большей части проб составляет 1.05—1.12 и только в двух достигает 1.21—1.26; последние представляют пирротин метасоматической (?) вкрапленности в сильно измененных ультраосновных породах участка Алксоайв.

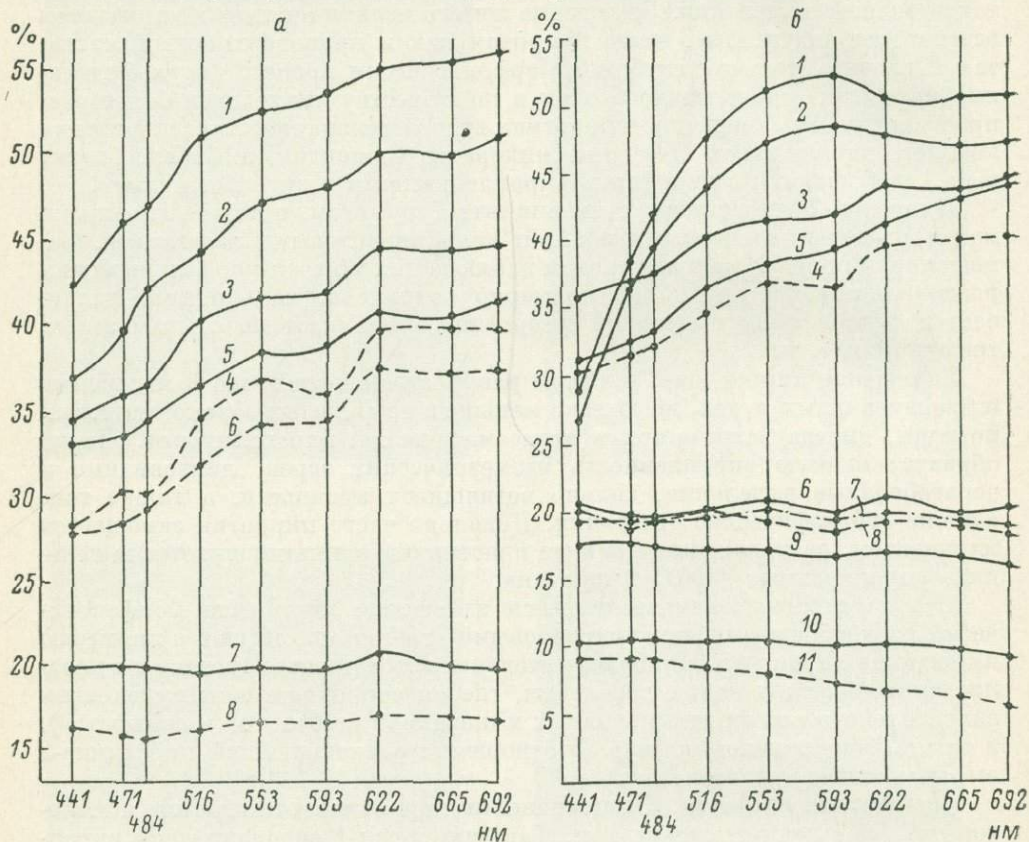


Рис. 48. Кривые дисперсии отражательной способности рудных минералов.

На а: 1 — пентландит-2, 2 — пентландит-1, 3, 4 — пирротин-1, 5, 6 — пирротин-2, 7, 8 — ильменит; на б: 1 — халькопирит-2, 2 — халькопирит-1, 3—5 — троилит, 6 — магнетит-1, 7 — магнетит-3, 8 — магнетит-2, 9 — сфалерит, 10, 11 — ильменит. Пунктиром обозначены минимальные значения отражательной способности.

В приложении 11 для сравнения приведены значения  $H$  пирротина безникелевого оруденения (пр. 20—28). Видно, что и здесь по величине  $H$  выделяются две группы, до некоторой степени аналогичные таковым в медно-никелевых рудах: пирротин из графит-пирротиновых руд отличается большей микротвердостью (330—390 кГ/мм<sup>2</sup>) и низким  $K_H$  (1.01—1.06), а пирротин существенно пирротинового оруденения — меньшей  $H$  (260—270 кГ/мм<sup>2</sup>) и заметно большим  $K_H$  (1.09—1.24).

Таким образом, в обоих случаях сравнительно низким значениям микротвердости соответствуют гораздо более высокие коэффициенты анизотропии первого рода. Эти факты пока не имеют удовлетворительного объяснения. Возможно, они обусловлены структурными особенностями отдельных разновидностей пирротина. Кроме того, не исключены неточности в определении микротвердости, так как для минералов с  $K_H \geq 1.12$

необходимы специальные методики измерения и обработки полученных данных (Лебедева, 1963).

По величине отражательной способности ( $R$ ) существенных различий между отдельными генерациями и разновидностями пирротина не устанавливается, что объясняется, вероятно, произвольной ориентировкой срезов. Но для пирротина-2 несколько чаще обнаруживается большее значение двуотражения, достигающего в некоторых участках спектра 5—6 абс.%. Дисперсия отражательной способности всех анализированных разновидностей пирротина практически одинакова (рис. 48): она характеризуется значительно большей (на 9—14 абс.%) величиной  $R_{\max}$  и  $R_{\min}$  в длинноволновой части спектра, а также более резким возрастанием  $R_{\min}$  на участке спектра 593—622 нм. Последнее особенно характерно для пирротина-1 сидеронитовой вкрапленности. В целом же кривые дисперсии  $R$  хорошо иллюстрируют особенности цветовых оттенков пирротина.

**Структура и состав.** Пирротин, как известно, является минералом переменного состава: содержание железа в нем изменяется от 46.5 до 50.0 ат.%, причем с изменением соотношения между железом и серой связано изменение его структуры и магнитных свойств (Липин, 1946, 1951; Минералы, т. I, 1960; Генкин и др., 1965; Дир и др., 1966, т. 5, и мн. др.). В последние 5—7 лет появилось большое число работ, посвященных анализу состава и структуры пирротина, выяснению термодинамических условий существования отдельных фаз и их магнитных свойств, выявлению характера связи между железом и серой и т. д., выполненных с применением новейших методов и аппаратуры (Грабовский, Жерденко, 1966; Arnold, 1966, 1967, 1969; Clark, 1966, 1970; Крестин, 1968; Fleet, 1968; Morimoto Nobuo, Nakazawa Hiromoto, 1968; Yund, Hall, 1969; Брызгалов, Ракчеев, 1970; Михайлова и др., 1971; Bayer, Siemes, 1971, и др.).

И все же до настоящего времени в расшифровке структуры и состава сульфидов ряда троилит—пирротин очень много неясного, равно как и в объяснении их физических свойств. Общепринятыми остаются предположения, что при низких температурах могут существовать три модификации моносulfида железа: 1) троилит —  $\text{FeS}$ , гексагональный, антиферромагнетик; 2) пирротин гексагональный —  $\text{Fe}_{0.935}\text{S}$ — $\text{Fe}_{0.900}\text{S}$ , парамагнитный или слабо ферромагнитный; 3) пирротин моноклинный — содержание  $\text{Fe} < 0.900$  на формульную единицу, ферромагнитный. При температуре выше  $325^\circ\text{C}$  все разновидности обладают структурой гексагонального пирротина. По данным Гренвольда и Харалдсена (Gronvold, Haraldsen, 1952), дефицит железа (или величина  $x$  в общей формуле  $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ ) для различных модификаций сульфидов в ряду троилит—пирротин изменяется от 0.00 до 0.125, причем значение  $x=0.125$  является предельным для температур до  $360^\circ\text{C}$ . Этому значению соответствует содержание серы 53.27 ат.%, хотя в некоторых химических анализах пирротина оно оказывается более высоким (Дир и др., 1966).

Основные черты структуры и состава сульфидов этого ряда были установлены на синтетических образцах и преимущественно для гексагональных модификаций. Именно для последних выявлена зависимость структуры от содержания железа, которая в настоящее время широко используется (Arnold, Reichen, 1962) для решения обратной задачи — установления содержания железа по величине отражения (102).

Наиболее распространенными в природе являются гексагональный и моноклинный пирротины. По данным М. А. Грабовского и О. Н. Жерденко (1964), в интрузивных горных породах развиты главным образом гексагональные пирротины, а в гидротермальных месторождениях преимущественно моноклинные. В рудах медно-никелевых месторождений при-

существуют обе разновидности, но гексагональные пирротины большей частью во вкрапленных рудах, а моноклинные — в массивных и брекчиевидных; нередко обе разновидности встречаются совместно, и в их распределении не устанавливается определенной закономерности (Леонченкова, 1963; Генкин и др., 1965).

По данным Е. Т. Леонченковой (1963а) и Э. Н. Елисеева (1961), гексагональные пирротины медно-никелевых руд являются слабо магнитными и содержат от 52.0 до 53.0 ат. % серы, а моноклинные — сильно магнитными, содержание серы в которых составляет 54.0—54.7 ат. %. В интервале 53.0—54.0 ат. % серы пирротины представлены смесью гексагональной и моноклинной фаз, на основании чего Е. Т. Леонченковой сделан вывод о скачкообразном переходе в этом интервале гексагональной фазы в моноклинную.

Детальные исследования пирротина из различных месторождений, проведенные А. Д. Генкиным, В. П. Логиновым и Н. И. Органовой (1965), показали, что при совместном нахождении в рудах моноклинный пирротин всегда оказывается более поздним и развивается по гексагональному в виде каемок, клиновидных и пластинчатых обособлений с периферии зерен и агрегатов гексагонального, от карбонатных и других прожилков. Из всех возможных путей образования моноклинного пирротина они считают наиболее вероятным возникновение его за счет выноса части железа из гексагонального пирротина под воздействием гидротермальных растворов в окислительных условиях.

В Аллареченском районе рентгенометрические анализы выполнялись для пирротина первой и второй генерации из медно-никелевых руд всех типов (табл. 10), но преимущественно из сплошных, а также для пирротина безникелевого колчеданного оруденения. Все пробы анализировались с помощью дифрактометра УРС-50И. Вместо записи рентгенограммы применялась съемка отражений от плоских сеток в области  $\theta = 28-43^\circ$  ( $\frac{da}{n} = 2.06-1.42$ ). Результаты съемки показали, что пирротин почти всех проб из сплошных и брекчиевидных руд является моноклинным, а пирротин из оруденелых ультраосновных и вмещающих пород — гексагональным. В одной пробе (табл. 10, № 5), представляющей небольшую сульфидную жилу среди оруденелых ультраосновных пород, пирротин оказался гексагональным, а в другой, отобранной из «медистой» сплошной руды (табл. 10, № 17) — смесью примерно равных количеств гексагональной и моноклинной модификаций. Параметры элементарной ячейки моноклинного пирротина изменяются в узких пределах:  $a_0 = 5.948-5.956 \text{ \AA}$ ,  $b_0 = 3.433-3.436 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 5.690-5.696 \text{ \AA}$  и угол  $\beta = 89^\circ 16' - 89^\circ 44'$ . Зависимости угла  $\beta$  от величины параметров не наблюдается. Параметры ячейки гексагонального пирротина изменяются заметнее, особенно  $c_0 = 5.679-5.746 \text{ \AA}$ .

Пирротин вкрапленных колчеданных руд большей частью является гексагональным, а в прожилково-вкрапленных и брекчиевидных он нередко представлен смесью гексагональной и моноклинной фаз и в отдельных случаях — одной моноклинной фазой. Параметры ячейки гексагонального пирротина различных участков почти не отличаются друг от друга ( $a_0 = 3.439-3.449 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 5.732-5.751 \text{ \AA}$ ) и близки таковым гексагонального пирротина медно-никелевых руд. То же самое относится и к моноклинной фазе.

В нашем распоряжении имеется один химический анализ пирротина-1 и 10 анализов пирротина-2 из сплошных и брекчиевидных руд, а также несколько анализов пирротина из колчеданных руд (приложение 1, обр. 1—18).

ТАБЛИЦА 10  
Рентгенометрические анализы пирротина

№ образца	Месторождение, участок	Тип руды	Параметры, Å			$\beta$	Сингония	Генерация
			$a_0$	$b_0$	$c_0$			
1	Аллареченское	I <sub>1</sub>	3.433	—	5.687	—	Гексагональ- ная	Первая
2	Северный	I <sub>1</sub>	3.437	—	5.732	—	То же	»
3	Аллареченское	II <sub>1</sub>	3.447	—	5.730	—	»	»
4	»	II <sub>1</sub>	3.442	—	5.743	—	»	»
5 (1)	»	IV <sub>1</sub>	3.444	—	5.734	—	»	»
6	Восток	III <sub>1</sub>	5.951	3.433	5.691	89°39'	Моноклин- ная	Вторая
7 (9)	»	III <sub>1</sub>	5.951	3.435	5.695	89 38	То же	»
8	»	III <sub>1</sub>	5.953	3.436	5.693	89 34	»	»
9	»	III <sub>1</sub>	5.954	3.436	5.696	89 44	»	»
10 (11)	»	III <sub>1</sub>	5.955	3.436	5.691	89 31	»	»
11 (8)	»	III <sub>1</sub>	5.956	3.436	5.692	—	»	»
12	»	IV <sub>1</sub>	5.949	3.434	5.690	89 34	»	»
13 (10)	Аллареченское	IV <sub>1</sub>	5.951	3.433	5.695	89 38	»	»
14 (4)	»	IV <sub>1</sub>	5.952	3.435	5.696	89 38	»	»
15 (7)	»	IV <sub>1</sub>	5.955	3.434	5.699	89 40	»	»
16 (6)	Рунныйоки	IV <sub>1</sub>	5.948	3.434	5.696	89 16	»	»
17	Аллареченское	IV <sub>2</sub>	3.436	—	5.694	—	Гексаго- нальная и моно- клинная	»
	»	IV <sub>2</sub>	5.956	3.436	5.694	89 38		»
18	»	V <sub>2</sub>	3.428	—	5.685	—	Гексаго- нальная	»
19	Восток	V <sub>1</sub>	3.437	—	5.689	—	То же	»
20	Северный	VI <sub>1</sub>	3.444	—	5.679	—	»	»
21	Восток	VI <sub>1</sub>	3.447	—	5.746	—	»	»
22 (12)	Широкая	VII	3.442	—	5.734	—	»	—
23 (13)	Маун	VII	3.443	—	5.736	—	»	—
24 (16)	Аннама	VII	3.444	—	5.732	—	»	—
25	Хихнаярви	VII	3.446	—	5.741	—	»	—
26 (15)	Аннама	VII	3.449	—	5.741	—	»	—
27 (17)	Вешяур	VII	3.439	—	5.740	—	Гексагональ- ная и мо- ноклинная	—
	»	VII	5.956	3.439	5.697	—		—
28	Маун	VII	3.441	—	5.739	—	Гексагональ- ная и мо- ноклинная	—
	»	VII	5.960	3.441	5.695	—		—
29 (18)	Аннама	VII	5.951	3.430	5.695	—	Моноклин- ная	—
30	Маун	VII	5.960	3.437	5.696	—	То же	—

Примечание. Определения параметров выполнены А. П. Денисовым и Л. Г. Латышевой, обр. 16 Ю. П. Меньшиковым с точностью  $\pm(0.002-0.006)$  Å. В скобках указаны номера образцов в приложении 1.

Анализы выполнялись различно: в более ранних (и, вероятно, заимствованных) применялось быстрое растворение всего материала в крепких кислотах (царской водке); как правило, нерастворимого остатка в этом случае не было или он оказывался очень мал и был представлен трудно-растворимыми силикатами или кварцем. В поздних анализах (обр. 1, 4, 6, 7, 12—18) применялось медленное селективное растворение пирротина в 5% HCl с последующим определением ряда компонентов в нерастворимом остатке, который в этом случае составлял обычно 1—4%, иногда более; сера определялась из отдельной навески.

Во всех пробах пирротина из медно-никелевых руд установлена заметная примесь никеля (0.5—3.4%), незначительная — кобальта и иногда —

меди; в пирротине колчеданных руд содержание никеля составляло 0.04—0.17% и лишь в одной пробе (обр. 18) — 1.57%. В контрольных аншлифах, изготовлявшихся из материала, идущего на анализ, как правило, обнаруживались пластинчатые вроски пентландита в пирротине медно-никелевых руд, количество которых равнялось 1—4%, иногда до 5—7%; присутствием этих вросток объясняется, вероятно, и наличие кобальта в анализах. В пирротине колчеданных руд выявлены лишь единичные вроски пентландита, да и то не во всех аншлифах.

При пересчете старых и заимствованных анализов часть серы, железа, никеля и весь кобальт исключались на примесь пентландита, количество которого принималось равным 3% (как среднее для пирротина этой генерации, а также по результатам количественно-минералогических подсчетов в контрольных аншлифах). При пересчете новых анализов исключалась только часть серы, соответствующая содержанию сульфидов в нерастворимом остатке, согласно его анализу. Но и в первом, и во втором случаях в анализах пирротина медно-никелевых руд всегда оставалось определенное количество никеля — 0.3—1.5%, редко больше. Эта часть никеля включалась в подсчет в качестве изоморфной примеси, так как установлено, что никель и кобальт могут замещать железо в решетке пирротина без ощутимого нарушения структуры в количестве до 2 вес.% (Дир и др., 1966). По данным Е. Т. Леоненковой (1963а), даже присутствие 5% никеля не оказывает заметного влияния на структуру пирротина.

В разное время было предложено несколько типов кристаллохимических формул пирротина. Наибольшее распространение получили формулы  $Fe_nS_{n+1}$ , а также  $Fe_{1-x}S$ , где  $x$  обозначает дефицит атомов  $Fe^{2+}$ , компенсируемый присутствием  $Fe^{3+}$ . Меньше использовались формулы вида  $Fe_{1-3x}^{2+}Fe_{2x}^{3+}S$  (Борнеман-Старынкевич, 1964). В последнее время получены данные об отсутствии трехвалентного железа в составе пирротина (Гончаров, Останевич и др., 1969, 1970) и предложена новая формула для всего ряда троилит—пирротин —  $FeS_{1+x}$ . Кажущееся несоответствие валентностей Fe и S объясняется тем, что «необходимая электронейтральность кристалла достигается путем неодинакового уменьшения эффективного заряда подрешеток Fe и S» (Гончаров и др., 1969). Ее можно объяснить также вхождением в состав пирротина различных модификаций ионов серы —  $Se^{2-}$  и  $[S_2]^{2-}$ , а формулу представить в таком виде:  $Fe(S_{1-x}^{2-}[S_2]_x^{2-})$ .

Мы сочли целесообразным привести для каждого анализа три типа формул:  $Fe_nS_{n+1}$ , как самую употребительную;  $Fe_{1-x}S$ , как фиксирующую дефицит железа, и  $FeS_{1+x}$ , как наиболее достоверную (табл. 11). Для двух последних формул вычислены величины  $x$ , показывающие дефицит  $Fe(x_{Fe})$  или избыток S ( $x_S$ ).

Результаты пересчетов всех химических анализов приведены в табл. 11. Они показывают, что содержание серы в гексагональном пирротине медно-никелевых руд равно 53.22 ат.%, а в моноклинном оно изменяется от 53.82 до 52.06 ат.%; в гексагональном пирротине из колчеданных руд содержание серы составляет 52.88—52.44 ат.%, т. е. изменяется в более узких пределах. Иначе говоря, пирротины медно-никелевых и колчеданных руд, несмотря на принадлежность к различным структурным модификациям, обладают близкими пределами изменения состава, хотя первый в целом является более сернистым; кроме того, для него характерно более высокое содержание изоморфного никеля, составляющее 0.32—1.46 ат.%, тогда как в пирротине колчеданных руд оно не превышает 0.15 ат.%. Исключение составляет пирротин последней пробы из колчеданных руд (табл. 11, № 18): он моноклинный, наиболее сернистый из всех проанализированных и обладает необычно высоким для пирротинов этого типа оруденения содержанием изоморфного (?) никеля. По этим свойствам он близок пирротинам медно-никелевых руд.

ТАБЛИЦА 11

Результаты пересчета химических анализов пирротина

№ образца	Месторождение, участок	Тип руды	$Fe_xS_{y+1}$	$Fe_{1-x}S$	$FeS_{1+x}$	$\alpha_{Fe}$	$\alpha_S$	Содержание, ат. %		
								S	Fe	Ni
1	Аллареченское	IV <sub>1</sub>	$Fe_7S_8$	$Fe_{0.872}Ni_{0.007}S_{1.000}$	$Fe_{0.992}Ni_{0.008}S_{1.137}$	0.121	0.137	53.22	46.41	0.37
2	»	IV <sub>1</sub>	$Fe_6S_7$	$Fe_{0.852}Ni_{0.006}S_{1.000}$	$Fe_{0.994}Ni_{0.006}S_{1.166}$	0.142	0.166	53.82	45.86	0.32
3	Восток	IV <sub>1</sub>	$Fe_7S_8$	$Fe_{0.854}Ni_{0.014}S_{1.000}$	$Fe_{0.984}Ni_{0.016}S_{1.153}$	0.132	0.153	53.53	45.72	0.75
4	Аллареченское	IV <sub>1</sub>	$Fe_7S_8$	$Fe_{0.860}Ni_{0.008}S_{1.000}$	$Fe_{0.991}Ni_{0.009}S_{1.153}$	0.132	0.153	53.53	46.04	0.43
5	»	IV <sub>1</sub>	$Fe_7S_8$	$Fe_{0.843}Ni_{0.027}S_{1.000}$	$Fe_{0.969}Ni_{0.031}S_{1.149}$	0.130	0.149	53.47	45.07	1.46
6	Руннийоки	IV <sub>1</sub>	$Fe_7S_8$	$Fe_{0.853}Ni_{0.023}S_{1.000}$	$Fe_{0.973}Ni_{0.027}S_{1.142}$	0.124	0.142	53.30	45.47	1.23
7	Аллареченское	IV <sub>1</sub>	$Fe_7S_8$	$Fe_{0.856}Ni_{0.020}S_{1.000}$	$Fe_{0.978}Ni_{0.022}S_{1.141}$	0.124	0.141	53.30	45.65	1.05
8	Восток	III <sub>1</sub>	$Fe_9S_{10}$	$Fe_{0.879}Ni_{0.025}S_{1.000}$	$Fe_{0.972}Ni_{0.028}S_{1.102}$	0.096	0.102	52.52	46.18	1.30
9	»	III <sub>1</sub>	$Fe_{10}S_{11}$	$Fe_{0.888}Ni_{0.020}S_{1.000}$	$Fe_{0.978}Ni_{0.022}S_{1.101}$	0.092	0.101	52.41	46.54	1.05
10	Аллареченское	IV <sub>1</sub>	$Fe_{10}S_{11}$	$Fe_{0.893}Ni_{0.019}S_{1.000}$	$Fe_{0.982}Ni_{0.018}S_{1.099}$	0.091	0.099	52.38	46.78	0.84
11	Восток	III <sub>1</sub>	$Fe_{12}S_{13}$	$Fe_{0.902}Ni_{0.019}S_{1.000}$	$Fe_{0.979}Ni_{0.021}S_{1.086}$	0.079	0.086	52.06	46.95	0.99
12	Широкая	Колчедан- ный	$Fe_8S_9$	$Fe_{0.890}Ni_{0.001}S_{1.000}$	$Fe_{0.999}Ni_{0.001}S_{1.122}$	0.109	0.122	52.88	47.06	0.06
13	Маун	То же	$Fe_8S_9$	$Fe_{0.889}Ni_{0.002}S_{1.000}$	$Fe_{0.998}Ni_{0.002}S_{1.122}$	0.109	0.122	52.88	47.02	0.10
14	Аннама	»	$Fe_8S_9$	$Fe_{0.892}Ni_{0.003}S_{1.000}$	$Fe_{0.997}Ni_{0.003}S_{1.118}$	0.105	0.118	52.78	47.07	0.15
15	»	»	$Fe_9S_{10}$	$Fe_{0.899}Ni_{0.002}S_{1.000}$	$Fe_{0.998}Ni_{0.002}S_{1.110}$	0.099	0.110	52.50	47.29	0.11
16	»	»	$Fe_{10}S_{11}$	$Fe_{0.906}Ni_{0.002}S_{1.000}$	$Fe_{0.998}Ni_{0.002}S_{1.103}$	0.093	0.103	52.44	47.45	0.11
17	Вешяур	»	$Fe_9S_{10}$	$Fe_{0.901}Ni_{0.002}S_{1.000}$	$Fe_{0.998}Ni_{0.002}S_{1.107}$	0.097	0.107	52.55	47.35	0.10
18	Аннама	»	$Fe_6S_7$	$Fe_{0.829}Ni_{0.023}S_{1.000}$	$Fe_{0.973}Ni_{0.027}S_{1.173}$	0.148	0.173	54.00	44.76	1.24

Примечание. Номера образцов те же, что в приложении 1.

Результаты анализов моноклинного пирротина противоречат заключению о содержании в нем серы более 54.0 ат. % (Елисеев, 1961; Леонченкова, 1963, 1963а,б). Это заключение не подтверждается и другими исследователями, независимо от способа определения состава пирротина. Так, выше отмечалось предельное насыщение моноклинного пирротина серой, равное 53.27 ат. %, которое может наблюдаться при низких температурах (Grønvold, Haraldsen, 1952; Arnold, 1956, и др.). Определение состава моноклинного пирротина из нижних участков Сибайского месторождения (Генкин и др., 1965), выполненное рентгенометрическим методом со всей тщательностью, также дало содержание серы 53.2 и 53.3 ат. %. В образце пирротина из колчеданного оруденения, представленном смесью примерно равных количеств моноклинной и гексагональной фаз (табл. 10, № 27; табл. 11, № 17), содержание серы составило 52.55 ат. %, т. е. почти столько же, сколько в чисто гексагональных пирротинах (табл. 11, №№ 14—16). И только в одном образце моноклинного пирротина из колчеданных руд (табл. 10, № 29; табл. 11, № 18) содержание серы оказалось равным 54.00 ат. %.

Не подтверждается также вывод (Леонченкова, 1963) о скачкообразном переходе гексагонального пирротина в моноклинный в интервале составов 53.0—54.0 ат. % серы: такими составами обладают как большая часть моноклинных пирротинов, так и смеси гексагонального и моноклинного пирротинов (Генкин и др., 1965; наши данные, табл. 11).

В то же время результаты анализов моноклинного и гексагонального пирротинов, приведенные в табл. 11, несколько отличаются от общепринятых данных. Выше отмечалось, что для гексагонального пирротина величина  $x_{\text{Fe}}$  составляет 0.065—0.100, а для моноклинного 0.100—0.125. В наших анализах моноклинного пирротина  $x_{\text{Fe}}=0.079—0.142$ , а гексагонального  $x_{\text{Fe}}=0.079—0.109$ , т. е. пределы изменения состава того и другого, во-первых, более широкие и, во-вторых, в значительной части перекрывают друг друга.

Согласно последним данным (Гончаров и др., 1969), изменение типа структуры с гексагонального на моноклинный происходит в области составов  $0.13 \leq x_{\text{S}} \leq 0.15$ . Этому требованию удовлетворяет основная часть проанализированных пирротинов, за исключением тех, анализы которых выполнялись по старой методике (табл. 11, №№ 8—12).

Причины этих отклонений еще не выяснены. Возможно, они обусловлены несовершенством химических анализов, в первую очередь недостаточно точным определением железа. Некоторым подтверждением этому служит тот факт, что наибольшие отклонения от теоретического состава показывают ранние анализы, тогда как поздние, с учетом допустимой ошибки определения главных компонентов (0.3—0.5 абс. %), вполне укладываются в указанные пределы.

Спектральными анализами в пирротине постоянно устанавливается примесь Ni, Co, Cu, Mn, Mg и Ti, часто Zn, Ag, Si и Al и в отдельных случаях Cr, Ba, Ca, Na. Наличие Ni, Co и Cu обусловлено как присутствием механических включений пентландита и халькопирита, так и вхождением этих металлов в состав пирротина в качестве изоморфной примеси, о чем выше упоминалось. Примесь Mg, Si, Ca, Na и Ba объясняется, очевидно, наличием нерудных минералов в пробах; содержание этих элементов очень неустойчиво и изменяется от 0.001—0.005 % (Na, Ba) до 0.02—0.10 % (Mg, Si, Ca).

Содержание Mn в пирротине медно-никелевых руд составляет 0.005—0.010 %, а в пирротине колчеданных руд 0.001—0.003 %; содержание Ti, наоборот, в первом ниже, чем во втором, — соответственно 0.001—0.003 и 0.003—0.1 %. Присутствие Pb (0.001—0.005 %) установлено только в пирротине колчеданных руд, Sr (до 0.0005 %) — только в пирротине медно-

никелевых руд, а Ag (сл. — 0.005%) и Zn (0.01—0.03%) — как в том, так и в другом и примерно в одинаковом количестве.

Загадочным является присутствие Al (0.01—0.1%), более частое в пирротине колчеданных руд. Количество его нередко таково, что объяснить это явление засоренностью проб силикатами или другими минералами не представляется возможным. Заметим, что наличие  $Al_2O_3$  устанавливается и химическими анализами мономинеральных проб пирротина из колчеданных руд, где содержание его достигает 0.5%, а также в пирротине других районов, как например из сингенетических медно-никелевых руд Хабарнинского гипербазитового массива на Южном Урале — до 0.8—1.0% (Яковлев и др., 1969). В большинстве таких случаев все количество  $Al_2O_3$  невозможно связать с примесью силикатов или других минералов. Этот вопрос требует специального рассмотрения.

Подводя итог вышесказанному, можно отметить следующее.

1. В медно-никелевых рудах пирротин представлен тремя генерациями, из которых первая свойственна сингенетическим, а вторая и третья — эпигенетическим рудам. В ультраосновных породах с непромышленным или бедным оруденением ведущая роль принадлежит пирротину-1, а в богатых рудах — пирротину-2; пирротин-3 имеет лишь минералогическое значение.

2. Генерации пирротина отличаются не только морфологическими особенностями и парагенетическими ассоциациями, но и некоторыми физическими свойствами. Так, пирротин-1 характеризуется менее сложным внутренним строением, меньшей анизотропностью и магнитностью, меньшей величиной двуотражения и микротвердости по сравнению с пирротин-2. Среди вторичных изменений пирротину-1 наиболее свойственно замещение магнетитом, а пирротину-2 — пиритом, марказитом, мельниковитом.

3. Пирротин-1 представлен гексагональной модификацией, состав его не изучен. В пирротине-2 преобладает моноклинная модификация с узкими пределами изменения параметров ячейки и довольно значительными колебаниями состава (S от 52.06 до 53.88 ат. %), превышающими теоретически обоснованные для искусственных пирротинов. Пирротин второй генерации содержит изоморфную примесь никеля, количество которого составляет 0.5—1.0, а в некоторых случаях, вероятно, достигает 1.5—2.0 вес. %.

4. Пирротин колчеданного оруденения отличается преобладанием гексагональной модификации, значительно более узкими пределами изменения состава и в целом меньшим содержанием серы (до 52.88 ат. %) и изоморфного никеля (до 0.1%) по сравнению с пирротин-2 богатых медно-никелевых руд.

### Троилит

Троилит установлен в ультраосновных породах с непромышленным или бедным сингенетическим оруденением.

Троилит всюду ассоциирует с пирротин-1 и другими ранними сульфидами, образует отдельные мелкие (до 0.1—0.2 мм) округлые и неправильные выделения, которые тяготеют к периферии сидеронитовых вкрапленников (рис. 49). Он обладает отчетливой спайностью (отдельностью), к трещинам которой приурочены пластинчатые вростки или просечки магнетита. Параллельно спайности располагаются пластинчатые и таблитчатые включения пентландита и халькопирита, которых нет в окружающем пирротине. В отдельных случаях количество этих включений достигает 20—30% и более, а в целом их расположение очень напоминает структуры распада твердых растворов. От пирротина-1 троилит отличается сиреневатым оттенком (в момент просветления), несколько большей отражательной

способностью и анизотропностью; двойники в нем наблюдаются редко и только простые. В процессе метаморфизма он подвергается тем же изменениям, что и пирротин-1, т. е. замещается магнетитом, иногда пиритом и марказитом.

Диагностика троилита подтверждается рентгеноструктурными анализами (приложение 19, обр. 1); параметры его ячейки составляют:

$$a_0 = 5.971 \pm 0.004 \text{ \AA}; c_0 = 11.776 \pm 0.006 \text{ \AA}.$$



Рис. 49. Внутреннее строение троилита с включениями пентландита, халькопирита и магнетита-2.

1 — троилит; 2 — пентландит; 3 — халькопирит; 4 — магнетит-2; 5 — пирротин-1; черное — силикаты. Аншлиф, при одном никеле, увел. 250.

5—10 мм, а агрегатов от 0.2—0.3 до 20—30 мм в поперечнике; на Аллареченском месторождении в сплошных рудах пегматоидного облика встречаются индивиды до 50—60 мм, а их агрегаты до 100—120 мм в поперечнике (Гончаров, 1968), но в большей части руд размеры их не превышают 5—10 мм.

Все выделения пентландита отчетливо разделяются на две морфологические группы: пластинчатые и изометрические; первые, как правило, представляют собой монокристаллические образования и имеют очень небольшие размеры (до 0.05—0.07 мм в длину); вторые, более крупные, часто являются агрегатами нескольких зерен. Выделяются четыре генерации пентландита.

**Пентландит-1** — это пентландит сингенетических руд, образующий несколько морфологических разновидностей.

а) Мелкие (до 0.05 мм) таблитчатые и неправильные выделения в эмульсионной и каплевидной вкрапленности пирротина в первичных силикатах (рис. 43). Встречаются они редко, занимая от 20 до 50% объема капелек.

б) Пластинчатые и линзовидные выделения в халькопирите (рис. 50), часто ассоциирующие с пластинчатым кубанитом. Иногда встречаются

Как известно, в медно-никелевых рудах троилит раньше не устанавливался. Однако в последнее время он был обнаружен не только в Аллареченском районе, но и в дунитах Хабарнинского массива на Южном Урале, бедное сульфидное оруденение которых также относится к сингенетическому типу (Яковлев и др., 1970а, 1970б). Троилит, как моносulfид с предельным содержанием железа, по-видимому, характеризует своеобразные условия формирования сингенетических руд и в первую очередь — определенный недостаток серы.

### Пентландит

**Морфологические особенности, генерации.** Пентландит пользуется широким развитием в рудах всех типов, составляя обычно от 10 до 30% общего количества сульфидов (с изменениями в пределах 1—70%).

Размеры индивидов пентландита изменяются от 0.001—0.002 до

комплексные кубанит-пентландит-халькопиритовые агрегаты сложного строения, структурные особенности которых свидетельствуют об образовании их в результате распада (вероятно, сложного, «двойного») твердого раствора.

Реже встречаются таблитчатые и неправильные выделения в троилите, расположенные вдоль плоскостей его спайности (рис. 49).

в) Изометрические включения в сидеронитовой вкрапленности и сульфидных жилах среди ультраосновных пород, обычно состоящие из нескольких индивидов размером 0.02—2.0 мм, но часто представленные единичными идиоморфными зернами. Во вкрапленниках и жилах чаще располагаются без видимой закономерности, иногда тяготеют к их периферии и зальбандам (рис. 34, а). Взаимоотношения с пирротинином-1 неотчетливые;



Рис. 50. Пластинчатые и веретенообразные выделения пентландита-1 в халькопирите.

1 — пентландит-1; 2 — халькопирит; 3 — магнетит; черное — силикаты. Аншлиф, при одном никеле, увел. 200.

в одних случаях пентландит выглядит несколько более ранним, в других — более поздним.

Среди всех разновидностей пентландита-1 преобладающей является последняя, остальные играют незначительную роль.

П е н т л а н д и т - 2 — это пентландит эпигенетических руд, для которого характерны следующие разновидности.

а) Среднезернистые выделения в метасоматической вкрапленности сульфидов, тяготеющие к периферии вкрапленников, а также к контактам с поздними силикатами (амфиболами, слюдами), нередко замещающие последние (рис. 34, в). Представлены отдельными индивидами размером 0.1—0.5 мм или их сростками, состоящими из 2—4 зерен и достигающими 1—3 мм в поперечнике. Форма индивидов изометрическая в ультраосновных породах и гранат-кварцевых метасоматитах, а в биотит-амфиболовых околорудных породах — таблитчатая, линзовидная. Контуры индивидов всюду неровные, зазубренные; идиоморфные индивиды редки.

б) Крупнозернистые выделения в сплошных и брекчиевидных рудах, представленные изолированными (порфировидными) вкрапленниками или их агрегатами. Размеры первых на месторождении Восток составляют 0.3—3.0 мм, на Аллареченском 0.5—10.0 мм, иногда до 30—40 мм, а вто-

рых соответственно 1—7 и 5—40 мм (иногда до 60—70 мм). В сплошных рудах они распределены большей частью равномерно, но нередко группируются в цепочки, линзовидные и полосовидные скопления или тяготеют к идиоморфным вкрапленникам магнетита, которые в ряде случаев оказы-

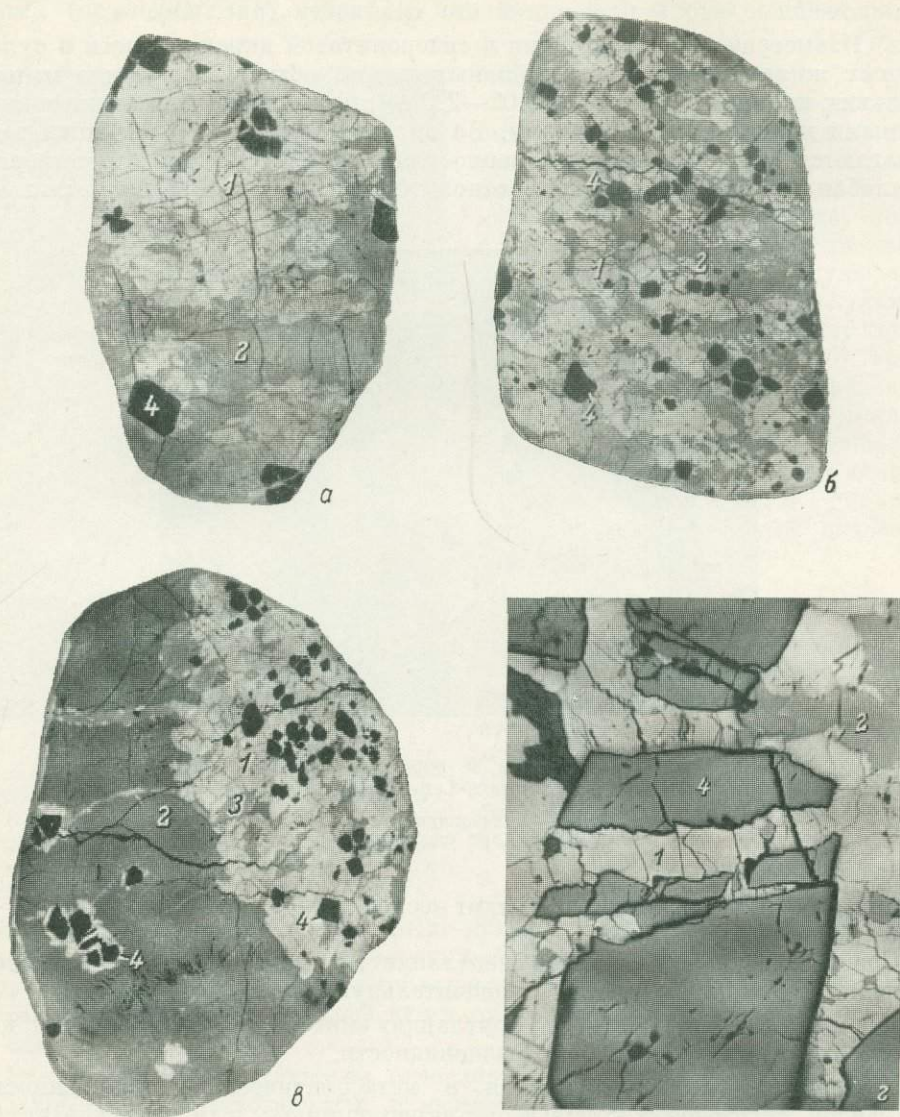


Рис. 51. Крупнозернистые агрегаты пентландита-2.

*а* — изометрические; *б* — цепочечные и полосовидные; *в* — приуроченные к вкрапленникам магнетита-3; *г* — цементирующие и частично замещающие раздробленные индивиды магнетита-3. 1 — пентландит; 2 — пирротин; 3 — халькопирит; 4 — магнетит. Аншлифы, при одном николе, увел.: *а—в* — 2,5, *г* — 50.

ваются расположенными в центре таких агрегатов (рис. 51). По отношению к магнетиту пентландит отчетливо более поздний: он не только нарастает на идиоморфные выделения магнетита, но также цементирует раздробленные его индивиды и частично их замещает (рис. 51, *г*). В брекчиевидных рудах пентландит часто приурочен к обломкам пород или не-

рудных минералов, иногда окружая их сплошной каемкой, но обычно и здесь он распределен довольно равномерно.

Форма таких выделений близка к изометрической, иногда линзовидная, контуры неровные, ступенчатые или извилистые; отдельные зерна обладают правильными кристаллографическими очертаниями. По отношению к пирротину-2 они в большинстве случаев выглядят несколько более ранними.

Пентландит-2 играет ведущую роль в составе богатых руд, причем обе его разновидности распространены примерно одинаково.

Пентландит-3 — это пентландит мельчайших, так называемых графических вrostков в пирротине всех главных разновидностей. Размеры

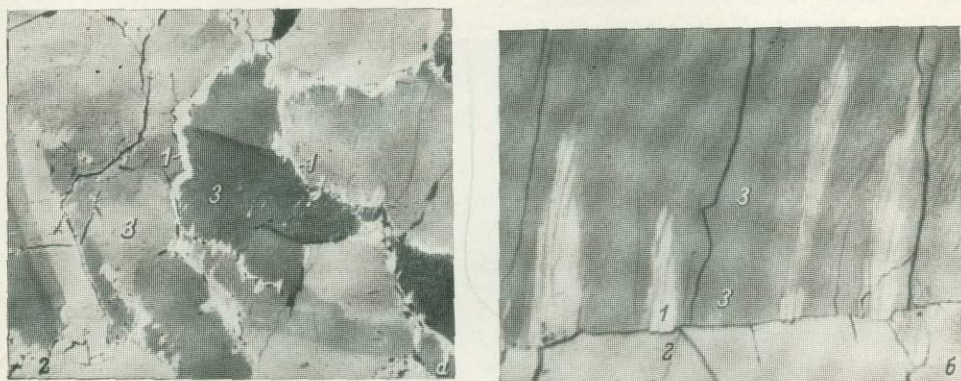


Рис. 52. Агрегаты и индивиды пентландита-3.

а — приуроченные к стыкам зерен и двойниковым швам пирротина; б — лепестковидная форма вrostков пентландита-3 в сечении, близком к  $\parallel (0001)$  пирротина. 1 — пентландит-3; 2 — пентландит-1; 3 — пирротин. Аншлиф, при одном никеле, увел.: а — 100, б — 400.

вrostков лишь в редких случаях достигают 0.05—0.1 мм в длину, а обычно составляют 0.001—0.02 мм. Как правило, они приурочены к плоскостям отдельности пирротина и развиваются вдоль них с периферии зерен, от двойниковых швов, а также от прожилков поздних нерудных минералов (рис. 52, а). Иногда они нарастают на порфиroidные выделения пентландита-2 в виде своеобразных венчиков или каемок, имеющих острозубреную наружную сторону.

Поперечные сечения вrostков имеют клиновидную, пластинчатую или веерообразную форму, а продольные — пламенивидную, розетковидную, скелетную, лепестковидную, иногда изометрическую и неправильную (рис. 52, б). К этой же генерации относятся мелкие шнуровидные выделения пентландита, цепочки линзовидных агрегатов, бахромчатые прожилки и межзерновые пленки, приуроченные к стыкам зерен пирротина; встречаются они значительно реже, чем графические вrostки.

На природу графических вrostков пентландита в пирротине существует несколько точек зрения; наиболее распространенным является представление о них как продуктах распада твердых растворов (Бетехтин, Генкин, 1951; Рамдор, 1962; Naldrett et al., 1967, и мн. др.). Но в медно-никелевых рудах Аллареченского района наблюдается ряд фактов (Яковлев, Яковлева, 1967), которые указывают на возможность образования их метасоматическим путем, в результате воздействия на пирротин просачивающихся никельсодержащих растворов. Вероятно, здесь имели место оба способа их образования.

В этом случае часть бахромчатых прожилков и межзерновых пленок пентландита можно рассматривать не только как результат предельного «очищения» пирротина от выпавших телец пентландита в процессе собирательной кристаллизации, но и в качестве метасоматических прожилков. Поэтому в пентландите-3 следовало бы различать две генерации (продукты распада твердого раствора и метасоматические образования), но для их уверенного разграничения сейчас еще мало данных.

Более низкое содержание пентландита-3 в рудах Аллареченского района (1—3% от площади пирротина, редко до 5—7%), чем в рудах Печенгских месторождений (Елисеев и др., 1961; Горбунов, 1968), возможно, является следствием более интенсивного метаморфизма аллареченских руд.



Рис. 53. Пластинчатые и дендритовидные вросстки малахита (белое и серое) в пентландите-1.

Черное в центре — включение оливина; окружающая темная масса — пирротин-1. Аньшлиф, николи скрещены, увел. 120.

Пентландит-4 встречается лишь в эпигенетических рудах и образует несколько морфологических разновидностей.

а) Крупные метакристаллы, иногда обладающие радиально-лучистым строением (Гончаров, 1968); размеры их составляют от 10—20 до 50—60 мм в поперечнике, а размеры агрегатов до 80—120 мм. Встречаются в сплошных рудах на западном фланге Аллареченского месторождения, на месторождении Восток очень редки. Как правило, в рудах распределены неравномерно, иногда образуют цепочки, параллельные контактам рудного тела.

б) Жилообразные выделения в сплошных рудах и каемки около линз и гнезд их пиритизированных разновидностей («матовых руд»). Те и другие обладают поперечно-шестоватым строением и неровными, зазубренными контурами. Длина жил достигает 1—2 м, мощность 0.1—0.2 м, а мощность каемок обычно составляет 1—3 мм.

в) Мелкозернистые линзовидные агрегаты (длиной 1—10 мм) в сплошных рудах и среднезернистые изометрические выделения (0.2—2.0 мм) в экзоконтактных породах с борнит-халькопиритовым оруденением; в краевых частях изометрических выделений нередко наблюдаются мirmekитоподобные вросстки борнита.

Чаще других встречаются каемки около гнезд «матовых руд» и метакристаллы, остальные редки, а в целом пентландит-4 в составе руд имеет подчиненное значение. Его отличает более позднее образование по отно-

шению к ассоциирующим с ним пирротину и халькопириту, а также метасоматический характер развития — вероятно, в процессе метаморфизма руд.

**Внутреннее строение.** Внутреннее строение пентландита не столь разнообразно, как пирротина. Для него можно отметить две характерные черты: наличие вростков других минералов и трещиноватость.

Закономерные вростки других минералов свойственны преимущественно пентландиту первой генерации, а именно — изометрическим выделениям в сидеронитовой вкрапленности. Здесь пентландит очень часто (а в породах с убогим оруденением всегда) содержит включения макинавита и в отдельных случаях троилита (?). Вростки макинавита иногда настолько обильны, что составляют более половины объема зерен пентландита. Они образуют пластинчатые, веретенообразные и шнуровидные выделения, иногда развиваются в виде гребенчатых оторочек и т. п. (рис. 53). Во многих случаях они представляют, вероятно, продукты распада твердых растворов.

Вростки троилита (?) встречаются значительно реже. Они имеют линзовидную и веретенообразную формы, реже образуют неправильные обособления с острозазубренными контурами; первые располагаются по (111) пентландита, вторые — незакономерно. Те и другие обладают отчетливой отдельностью, к плоскостям которой приурочены тонкие пластинки магнетита или нерудных минералов.

Кроме того, в пентландите-1 сидеронитовой вкрапленности иногда встречаются идиоморфные включения первичных силикатов, главным образом оливина, которые послужили как бы затравками для отдельных зерен пентландита; интересно, что последние в этом случае также имеют более четкие кристаллографические формы.

Аналогичную позицию в крупнозернистом пентландите-2 массивных руд занимают идиоморфные выделения магнетита, но часто они служат «центрами кристаллизации» не отдельных индивидов пентландита, а целых агрегатов (рис. 51). Все разновидности пентландита-2 довольно часто содержат включения других минералов — сульфидов и силикатов, но они, как правило, оказываются или реликтовыми, или, наоборот, замещающими пентландит. В пентландите-4 одновременно являются отмеченные выше мирмекитоподобные вростки борнита.

Трещиноватость — весьма характерное качество пентландита. Обычно она является следствием совершенной спайности по (111), но в ряде случаев грубая трещиноватость, обусловленная деформациями, не совпадает со спайностью.

В пентландите-1 спайность наблюдается лишь в изометрических его выделениях в сидеронитовой вкрапленности. Трещины — следы спайности — большей частью тонкие, четкие, прямолинейные. В пентландите-2 и крупнозернистых агрегатах пентландита-4 спайность отчетлива всегда, но в сплошных и особенно брекчиевидных рудах она часто затушевана грубой трещиноватостью. Последняя представлена серией ломаных коленчатых трещин, причем по какому-либо одному направлению (вероятно, соответствующему плоскости расщепления пород и руд) трещины всегда более мощные, чем по другим. Эта грубая трещиноватость прослеживается и в окружающих минералах. В пентландите третьей и мелкозернистых разновидностях первой и четвертой генераций спайность не наблюдается. Очень часто спайность пентландита проявляется в процессе его изменения — замещения халькопиритом, магнетитом и особенно виоларитом.

**Вторичные изменения.** Пентландит-1 чаще и интенсивнее других сульфидов замещается вторичным магнетитом, образующим многочисленные прожилки, приуроченные к плоскостям спайности, а также к контактам с другими сульфидами; реже наблюдается сплошное его замещение. Кроме того, иногда он подвергается замещению виоларитом, бравоитом, пиритом,

а из числа нерудных минералов наиболее часто хлоритом и карбонатами. При этом вторичные рудные минералы развиваются главным образом по плоскостям спайности пентландита, а нерудные — с периферии его выделений.

Отличительной особенностью всех разновидностей пентландита-2 является то, что они не замещаются магнетитом, как пентландит-1, а замещаются халькопиритом, пиритом, виоларитом, иногда бравоитом, миллеритом, причем интенсивность этого процесса крайне неравномерна и носит локальный характер. Наиболее часто замещение пентландита другими сульфидами наблюдается в брекчиевидных рудах.

Развитие халькопирита по пентландиту наблюдается всюду, но не имеет существенного значения. Халькопирит тяготеет к плоскостям спайности пентландита, образуя тонкие прямолинейные просечки, прожилки. Лишь в халькопиритовых рудах и особенно в экзоконтактовых оруденелых породах это замещение становится значительным. Здесь халькопирит образует сеть пересекающихся прожилков, которые обладают неровными контурами, нередко разведывают вкрапленники пентландита на отдельные блоки, сливаются в более крупные обособления, содержащие мелкие остроугольные и округленные его остатки. В местах пережимов и выклинивания прожилков, а также в окружающей халькопиритовой массе иногда появляются мелкие (0.001—0.01) неправильные включения борнита.

Пиритом пентландит замещается лишь при интенсивной дисульфидизации. Развитие пирита начинается обычно с появления мельчайших линзовидных, червеобразных и серповидных его вростков, которые густо пронизывают агрегат, нередко создавая подобие графической структуры. В дальнейшем эти выделения увеличиваются в размерах и сливаются в сильно ветвящиеся прожилки и петельчатые агрегаты.

Виоларитизация пентландита — весьма характерное явление, особенно в брекчиевидных рудах месторождения Восток. Виоларит развивается в виде мелких выделений внутри зерен пентландита, тонких каемок с их периферии и вдоль трещин спайности, а также от контакта приуроченных к этим трещинам прожилков халькопирита. Одновременно по плоскостям спайности происходит отложение нерудных минералов, благодаря чему агрегаты пентландита разделяются на ряд полигональных блоков.

Замещение пентландита бравоитом и миллеритом встречается редко и не имеет самостоятельного значения — оно сопровождает пиритизацию или виоларитизацию. В первом случае бравоит слагает отдельные зоны в агрегатах пирита, а во втором миллерит и бравоит образуют тонкие каемки снаружи или внутри виоларитизированных зерен пентландита.

Довольно часто пентландит-2 замещается нерудными минералами — карбонатами, хлоритом и др., которые развиваются главным образом в виде прожилков. В отдельных случаях наблюдалось замещение сульфатом никеля — ретжерситом.

Изменение пентландита-3 наблюдается очень редко: только при интенсивном проявлении дисульфидизации и виоларитизации он подвергается тем же преобразованиям, что и пентландит-2. Замещение пентландита-4 не наблюдалось.

**Физические свойства.** Микротвердость и отражательная способность измерены для ведущих разновидностей пентландита первой, второй и четвертой генераций (приложения 11, 12).

Микротвердость пентландита-1 изменяется от 171.3 до 229.8 кГ/мм<sup>2</sup>, пентландита-2 — от 199.5 до 252.0 кГ/мм<sup>2</sup>, а пентландита-4 — от 239.0 до 302.7 кГ/мм<sup>2</sup>. Таким образом, пентландит-4 в целом оказывается наиболее твердым, но диапазоны изменения микротвердости всех генераций значительно перекрывают друг друга. Примечательно, что пентландит из оруденелых экзоконтактовых и вмещающих пород обладает большей микро-

твердостью, чем пентландит из сплошных руд. Для всех разновидностей пентландита обнаруживается отчетливая зависимость микротвердости от нагрузок на индентор прибора: с увеличением последней микротвердость уменьшается, что связано, очевидно, с повышенной хрупкостью минерала.

Дисперсия отражательной способности пентландита всех генераций принципиально одинакова: величина  $R$  довольно плавно возрастает в сторону длинных волн (рис. 48), обуславливая розовато-кремовый оттенок в отраженном свете. Приращение  $R$  в интервале 440—690 нм составляет 12—15%. В то же время абсолютная величина отражательной способности оказывается наибольшей для пентландита-2 брекчиевидных руд и метасоматической вкрапленности во вмещающих породах, а наименьшей — для пентландита-1 сидеронитовой вкрапленности.

Таким образом, в целом и микротвердость, и отражательная способность пентландита-2 и 4 выше, чем пентландита-1.

**Структура и состав.** Рентгенометрические определения выполнены для 16 проб пентландита-1, 2 и 4 из руд различных типов (табл. 12). ими охвачена большая часть самых распространенных его разновидностей — от сидеронитовой вкрапленности в гипербазитах до интерстициальной вкрапленности в экзоконтактовых породах. Исключение составляет пентландит-3 — его невозможно отобрать для анализа. Но косвенно о структуре пентландита-3 можно судить по рентгенограммам пирротина, в котором он постоянно содержится. В нескольких рентгенограммах пирротина из сплошных руд Аллареченского месторождения (в том числе из маломощных жил среди оруденелых ультраосновных пород) нами по 3—5 наиболее сильным линиям пентландита были вычислены параметры его ячейки (с точностью  $\pm 0.01 \text{ \AA}$ ). Оказалось, что в пентландите-3  $a_0 = 10.030\text{—}10.040 \text{ \AA}$ , т. е. занимает промежуточное положение между пентландитом-4 сплошных руд и пентландитом-2 оруденелых экзоконтактовых пород.

Как видно из данных, приводимых в табл. 12, довольно четко прослеживается постепенное уменьшение параметра ячейки пентландита в направлении от бедных вкрапленных руд к сплошным и оруденелым экзоконтактовым породам. Общий диапазон изменения  $a_0$  достаточно велик —  $0.098 \text{ \AA}$ , причем в оруденелых ультраосновных породах  $a_0$  всегда выше эталонных значений (Михеев, 1957: № 99 —  $a_0 = 10.041 \pm 0.004 \text{ \AA}$ ), в сплошных — близко им, а в брекчиевидных рудах и оруденелых экзоконтактовых породах — ниже эталонных. Отклонения в сторону уменьшения  $a_0$  не столь велики, как в сторону его увеличения, которые для бедных вкрапленных руд составляют  $0.037\text{—}0.076 \text{ \AA}$ .

Повышенные значения параметров элементарной ячейки пентландита ранее установлены в месторождениях Мончи (Елисеев, 1953:  $a_0 = 10.078 \pm 0.004 \text{ \AA}$ ), Печенги (Елисеев и др., 1961:  $a_0 = 10.074 \pm 0.003 \text{ \AA}$ ), в оруденелых дунитах Хабарнинского массива (Яковлев и др., 1969:  $a_0 = 10.090 \pm 0.10 \text{ \AA}$ ). Примечательно, что все эти анализы характеризуют или бедные вкрапленные сингенетические руды (Монча, Хабарнинский массив), или небольшие прожилки сплошных руд в ультраосновных породах с вкрапленным оруденением. Возможно, более высокие параметры ячейки вообще свойственны пентландитам сингенетических руд — в этом случае данные рентгенометрического анализа могут служить одним из критериев различия генетических типов оруденения.

В сплошных халькопиритовых рудах Талнахского и Октябрьского месторождений выявлен еще более широкий диапазон изменения параметра ячейки пентландита ( $10.012\text{—}10.182 \text{ \AA}$ ), что связывается с изменением в нем величины Ni: Fe от 0.77 до 0.51 (Шишкин и др., 1971б). Для синтетических пентландитов эта зависимость прослеживается четко (Lundq-

ТАБЛИЦА 12  
Результаты рентгенометрических и химических анализов пентландита

№ образца	Тип руды	Генерация	Морфологическая разновидность	$a_0$ , Å	Формула	Ni : Fe	Ni : Co	$\Sigma$ Me : S	$r_{ep}$
1	I <sub>1</sub>	Первая	Изометрические выделения	10.117	—	—	—	—	—
2	I <sub>1</sub>	»	То же	10.078	—	—	—	—	—
3	I <sub>1</sub>	»	» »	10.073	—	—	—	—	—
4	II <sub>1</sub>	»	» »	10.078	—	—	—	—	—
5	II <sub>1</sub>	Вторая	Метасоматическая вкрапленность	10.069	—	—	—	—	—
6	II <sub>2</sub>	»	То же	10.060	—	—	—	—	—
7 (19)	IV	»	Порфиридные выделения	10.063	Fe <sub>4</sub> Ni <sub>4</sub> (Fe <sub>0.168</sub> Ni <sub>0.631</sub> Co <sub>0.051</sub> ) <sub>0.850</sub> S <sub>8</sub>	1.111	90.8	1.106	0.702
8 (20)	IV	»	То же	10.064	Fe <sub>4</sub> Ni <sub>4</sub> (Fe <sub>0.146</sub> Ni <sub>0.597</sub> Co <sub>0.074</sub> ) <sub>0.817</sub> S <sub>8</sub>	1.109	62.1	1.102	0.702
9 (21)	IV	»	» »	—	Fe <sub>4</sub> Ni <sub>4</sub> (Fe <sub>0.216</sub> Ni <sub>0.501</sub> Co <sub>0.059</sub> ) <sub>0.776</sub> S <sub>8</sub>	1.067	75.8	1.097	0.706
10 (22)	IV	»	» »	10.054	Fe <sub>4</sub> Ni <sub>4</sub> (Fe <sub>0.271</sub> Ni <sub>0.556</sub> Co <sub>0.028</sub> ) <sub>0.855</sub> S <sub>8</sub>	1.067	160.4	1.107	0.707
11 (23)	IV	Четвертая	Крупнозернистые агрегаты	10.048	Fe <sub>4</sub> Ni <sub>4</sub> (Fe <sub>0.118</sub> Ni <sub>0.698</sub> Co <sub>0.077</sub> ) <sub>0.893</sub> S <sub>8</sub>	1.141	61.1	1.112	0.699
12 (24)	IV	»	Шестоватые агрегаты	10.046	Fe <sub>4</sub> Ni <sub>4</sub> (Fe <sub>0.115</sub> Ni <sub>0.502</sub> Co <sub>0.096</sub> ) <sub>0.713</sub> S <sub>8</sub>	1.094	47.1	1.089	0.702
13 (25)	IV	»	Крупнозернистые агрегаты	10.045	Fe <sub>4</sub> Ni <sub>4</sub> (Fe <sub>0.225</sub> Ni <sub>0.598</sub> Co <sub>0.098</sub> ) <sub>0.921</sub> S <sub>8</sub>	1.088	47.0	1.115	0.705
14 (26)	IV	Вторая	Порфиридные выделения	10.036	Fe <sub>4</sub> Ni <sub>4</sub> (Fe <sub>0.228</sub> Ni <sub>0.559</sub> Co <sub>0.072</sub> ) <sub>0.859</sub> S <sub>8</sub>	1.078	63.3	1.107	0.706
15 (27)	III	»	Крупнозернистые агрегаты	10.029	Fe <sub>4</sub> Ni <sub>4</sub> (Fe <sub>0.289</sub> Ni <sub>0.609</sub> Co <sub>0.015</sub> ) <sub>0.913</sub> S <sub>8</sub>	1.075	311.4	1.114	0.706
16 (28)	IV	»	То же	—	Fe <sub>4</sub> Ni <sub>4</sub> (Fe <sub>0.261</sub> Ni <sub>0.629</sub> Co <sub>0.090</sub> ) <sub>0.980</sub> S <sub>8</sub>	1.086	51.5	1.122	0.706
17	V	»	Изометрические выделения	10.019	—	—	—	—	—

Примечание. Обр. 1, 14, 15 и 17 — месторождение Восток, 2, 3 — уч. Северный, 4—6, 8—13, 16 — месторождение Аллареченское, 7 — уч. Рунный; в скобках указан номер образца в приложении 1. Определения параметров выполнены А. П. Денисовым и Л. Г. Латышевой с точностью  $\pm 0.003$  Å. Величина  $r_{ep}$  вычислена исходя из наличия только двухвалентных ионов Fe, Ni и Co, радиусы которых взяты по Аренсу (Сауков, 1966).

vist, 1947; Кноп et al., 1961, 1965), а в природных она осложняется наличием изоморфной примеси Co и, как выяснено недавно, также Cu и Ag (Митенков и др., 1970; Шишкин и др., 1971a).

Состав пентландита сингенетических руд Аллареченского района не исследован, но можно предполагать, что и здесь увеличение параметров обусловлено более высоким содержанием Fe, на что указывает постоянное наличие в нем макинавита как продукта распада твердого раствора.

Наиболее употребительная формула пентландита (Минералы, т. I, 1960) имеет вид  $(Fe, Ni)_9S_8$ . Помимо Ni и Fe, отношение между которыми в синтетических образцах варьирует от 0.72 до 1.38 (Lundqvist, 1947), постоянно присутствует Co в качестве изоморфной примеси. Из девяти катионов восемь имеют четверную координацию, а один — шестерную (располагается в октаэдрических пустотах). На основании этого Э. Н. Елисеевым (1953) была предложена уточненная кристаллохимическая формула пентландита:  $Fe_4^IV Ni_4^IV (Fe, Ni, Co)_x S_8$ , где  $x=0-1$ . Согласно этой формуле, пентландит относится к числу минералов переменного состава, но с узкими пределами изменения последнего — от  $Me_8S_8$  до  $Me_9S_8$ . В природных пентландитах обычно  $0.5 \leq x \leq 1.0$ .

Но в последнее время получены данные, которые требуют пересмотра представления об узких пределах изменения состава природного пентландита: для различных его морфологических разновидностей в сплошных пирротиновых и халькопиритовых рудах Талнахского и Октябрьского месторождений величина Ni : Fe изменяется от 1.09 до 0.51, а величина  $\sum Me : S$  — от 0.96 до 1.17 (Шишкин и др., 1971b), что соответствует формулам  $Me_{7.7}S_8 - Me_{9.4}S_8$ .

В нашем распоряжении имеется 10 полных химических анализов пентландита, из них — 7 оригинальные (приложение 1). Они представляют пентландит-2 и 4 сплошных и брекчиевидных руд месторождений Аллареченское и Восток и участка Рунийоки. Содержание основных компонентов в пентландите изменяется в следующих пределах: S=32.93—33.72%, Fe=29.93—31.18%, Ni=34.27—35.88% и Co=0.11—0.75%. По сравнению с Печенгскими месторождениями (Елисеев и др., 1961) пентландит Аллареченского района обладает более выдержанным составом, особенно в отношении Fe и Ni, содержание которых в печенгских пентландитах составляет 29.47—33.28% и 30.99—35.83% соответственно. Кроме того, для него характерно несколько пониженное содержание Fe (в среднем для 10 анализов 4.20 на формульную единицу против 4.43 в Печенге) и немного повышенное Ni (соответственно 4.59 против 4.50).

Спектральными анализами постоянно обнаруживается примесь Cu (0.01—0.3%), Pb (0.004—0.02%), Zn (до 0.01%), Mn (0.001—0.02%), Ti (0.001—0.003%) и Cr (0.02—0.03%), а в отдельных пробах также Ag (до 0.0005), Mg (0.02—0.04%), Al и Si (сотые доли %). Наличие Si, Al и Mg обусловлено, вероятно, механическими включениями силикатов, Cu — халькопирита; природа Pb, Zn, Ag, Mn, Ti и Cr не выяснена. Возможно, Cu и Ag присутствуют в качестве изоморфных примесей, как это установлено для определенных разновидностей пентландита Талнахского и некоторых других месторождений (Митенков и др., 1970; Шишкин и др., 1971a). Кроме того, в пентландите содержится изоморфная примесь Se и Te (Юшко-Захарова, 1964; Яковлев и др., 1968).

Соотношения между основными компонентами хорошо укладываются в установленные пределы изменения состава: величина  $x$  изменяется от 0.713 до 0.980, Ni : Fe — от 1.067 до 1.141 и  $\sum Me : S$  — от 1.089 до 1.122. В большей части проб Ni-Co отношение довольно постоянное (47.0—90.8), а в двух — высокое (160.4 и 311.4). Обе пробы с низким содержанием кобальта (табл. 12, №№ 10 и 15) характеризуют пентландит-2 из маломощ-

ных жил сплошных и брекчиевидных руд месторождения Восток, расположенных среди вмещающих пород.

По данным Э. Н. Елисеева (1961), существует определенная зависимость между составом и структурой пентландита: параметр  $a_0$  изменяется пропорционально содержанию серы и величине среднего радиуса октаэдрических ионов ( $ri_{cp.}$ ) и обратно пропорционально общей сумме октаэдрических ионов ( $x$ ) и Ni-Fe отношению. По нашим данным (рис. 54), хорошо прослежи-

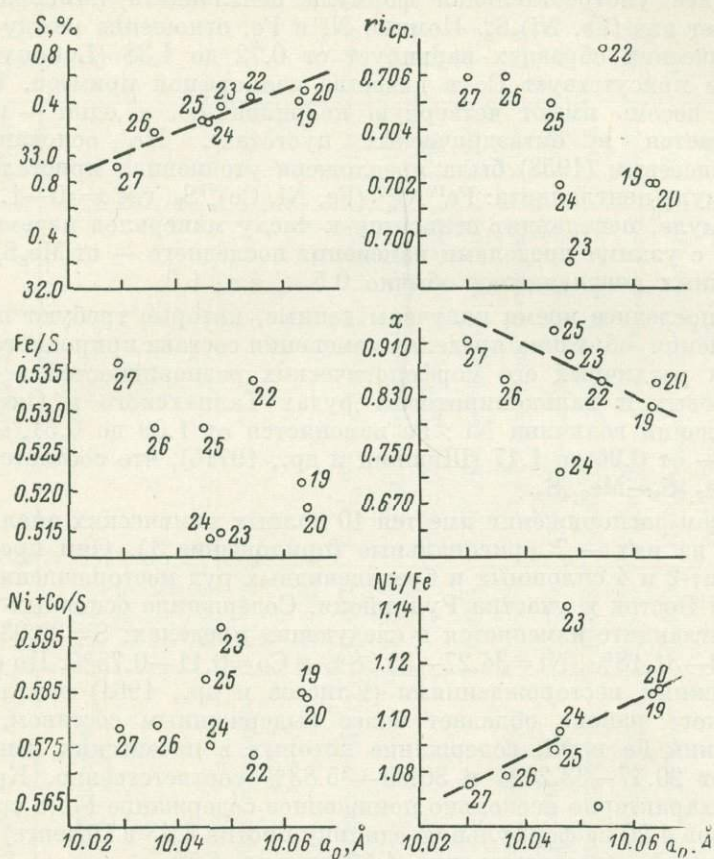


Рис. 54. Зависимость параметра  $a_0$  пентландита от содержания S, Fe : S, (Ni+Co) : S и Ni : Fe,  $ri_{cp.}$  (величины среднего радиуса октаэдрических ионов) и  $x$  (суммы октаэдрических ионов в формульной единице).

Цифры на графиках соответствуют номерам образцов в приложении 1.

вается прямая зависимость  $a_0$  от содержания серы и менее четко — обратная от общей суммы октаэдрических ионов; для остальных величин определенной связи не обнаруживается. Но намечается прямая зависимость  $a_0$  от величины Ni : Fe и обратная от  $ri_{cp.}$ , что противоречит данным Э. Н. Елисеева (1961). Это обстоятельство требует дальнейшего исследования.

Резюмируя вышеизложенное, можно отметить следующее.

1. В медно-никелевых рудах района пентландит представлен четырьмя генерациями, из которых первая свойственна сингенетическому орудению, вторая и четвертая — эпигенетическому, а возрастное положение пентландита-3 окончательно не установлено, поскольку он встречается и в сингенетических, и в эпигенетических рудах.

Основные разновидности первых двух генераций пентландита возникли в процессе кристаллизации, вероятно первыми среди сульфидов; часть пентландита-1 и 3 образовалась в результате распада твердых растворов, а весь пентландит-4 и часть пентландита-3 — метасоматическим путем, в процессе метаморфизма руд.

2. Отдельные генерации пентландита отличаются морфологическими особенностями, деталями внутреннего строения и некоторыми физическими свойствами. Так, пентландит-1 сидеронитовой вкрапленности характеризуется частым наличием вростков макинавита, при вторичных изменениях интенсивно замещается магнетитом, обладает несколько меньшими микротвердостью и отражательной способностью по сравнению с пентландитом-2 сплошных руд. Последний не замещается магнетитом, не содержит включений макинавита, но подвергается более интенсивным пиритизации и виоларитизации.

3. Устанавливается закономерное уменьшение параметра элементарной ячейки в направлении от пентландита-1 сидеронитовой вкрапленности до пентландита-2 оруденелых экзоконтактных пород на величину  $0.098 \text{ \AA}$  (от  $10.117$  до  $10.019 \text{ \AA}$ ).

4. Состав исследован лишь для пентландита сплошных руд. По содержанию и по соотношению основных компонентов пентландит аллареченских руд близок таковому Печенгских месторождений, с небольшими отклонениями в сторону пониженного содержания железа и повышенного — никеля. Известная зависимость между величиной  $a_0$  и содержанием основных компонентов (Елисеев, 1961) подтверждается только в отношении серы и менее четко — суммы октаэдрических ионов.

5. Выявленные особенности морфологии, физических свойств и структуры пентландита в совокупности с другими геологическими данными могут быть использованы для определения генетического типа сульфидного оруденения.

### Халькопирит

**Морфологические особенности.** Халькопирит присутствует в рудах всех типов, гораздо чаще других сульфидов встречается во вмещающих породах, где для него очень характерна ассоциация с борнитом и реже миллеритом.

В «нормальных» рудах I—IV типов содержание халькопирита примерно вдвое ниже, чем пентландита, зато в «медистых» разностях он преобладает над пентландитом, а зачастую и над пирротинном. Что же касается руд V и VI типов, то здесь халькопирит почти всегда играет ведущую роль, составляя от 50 до 80% общего количества сульфидов.

Выделяются три генерации халькопирита.

Х а л ь к о п и р и т - 1 — это халькопирит сингенетических руд, в котором различаются следующие морфологические разновидности.

а) Мелкие выделения в «эмульсионной» и каплевидной вкрапленности сульфидов, составляющие не более 10—15% объема сульфидного агрегата. Величина его выделений  $0.001$ — $0.02$  мм; форма линзовидная, таблитчатая, иногда серпо- и сегментовидная.

б) Овальные обособления в сидеронитовой вкрапленности, содержащие пластинчатые и таблитчатые вростки кубанита и иногда пентландита; встречаются редко, размеры их до  $0.05$ — $0.1$  мм.

в) Пластинчатые и таблитчатые выделения в троилите и жгутовидные в пентландите-1; последние ассоциируют с макинавитом. Размеры первых до  $0.03$  мм, вторых до  $0.1$  мм в длину.

г) Неправильные и изометрические обособления в сидеронитовой вкрапленности, не содержащие кубанита (рис. 50); границы их неровные,

волнистые, иногда зазубренные. Халькопирит отчетливо замещает титаномагнетит, пирротин и пентландит или развивается в промежутках между

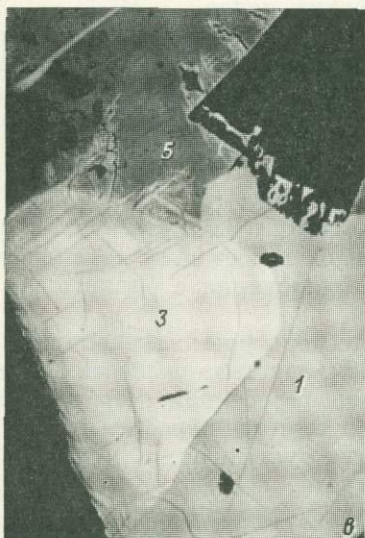
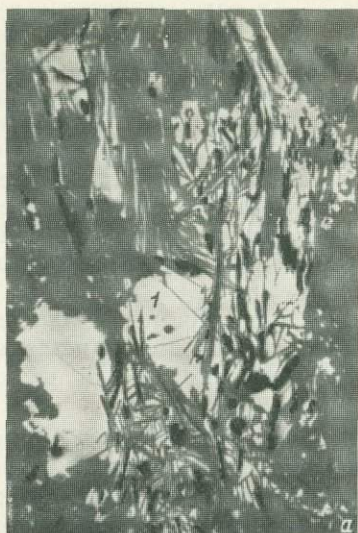


Рис. 55. Агрегаты халькопирита-2.

*а* — субграфические сростки с вторичными силикатами в рассеянно-вкрапленной руде; *б* — изометрические и неправильные обособления в сплошной руде; *в* — ксеноморфные выделения в экзоконтактовой биотит-амфиболовой породе; *г* — изометрический вкрапленник халькопирита в гранито-гнейсе с периферии замещен халькозином. 1 — халькопирит; 2 — пирротин; 3 — пентландит; 4 — пирит; 5 — борнит; 6 — халькозин. Аншлифы, при одном никеле, увел.: *а* — 70, *б* — 17, *в* — 300, *г* — 80.

их зернами. Как правило, представлен агрегатами, размеры которых изменяются от 0.03—0.05 до 0.5—3 мм. Эта разновидность составляет не менее 80% халькопирита-1.

Халькопирит-2 — это халькопирит эпигенетических руд, морфологические разновидности которого также разнообразны.

а) Неправильные выделения с очень неровными, остроазубренными контурами в метасоматической вкрапленности среди ультрасосновных пород. Халькопирит замещает поздние нерудные минералы, развиваясь по стыкам их зерен, вдоль плоскостей спайности и т. д., чем и обусловлен резкий ксеноморфизм его выделений.

б) Субграфические срастания с вторичными силикатами (рис. 55, а), а также очень тонкие нитевидные ветвящиеся прожилки в них. Сростки с силикатами имеют форму пятен, ступков или тонких (до 0.1—0.2 мм) прожилков, пересекающих первичные и вторичные силикаты, а также сульфиды метасоматической вкрапленности. Значительно реже встречаются сульфидно-силикатные псевдоморфозы по оливину.

в) Крупные (до 10—15 мм) изометрические и неправильные скопления в сплошных рудах, иногда слагающие основную массу последних (рис. 55, б). Здесь он наиболее крупнозернистый (до 10 мм), форма индивидов — пластинчатая, линзовидная, изометрическая. Тяготеет к краевым частям рудных тел, а в брекчиевидных рудах — к обломкам вмещающих пород и нерудных минералов, которые интенсивно замещает. Среди главных рудных минералов халькопирит отлагался одним из последних, замещая пирротин, пентландит и магнетит.

г) Ксеноморфные выделения в интерстициальной вкрапленности среди экзоконтактовых и вмещающих пород (рис. 55, в), где халькопирит является ведущим среди сульфидов. Помимо вкрапленности, широким развитием пользуются прожилки (согласные и секущие), часто сильно ветвящиеся, древовидные, мощность которых изменяется от 0.1—0.2 до 5—10 мм. Халькопирит здесь средне- и крупнозернистый, нередко замещает пентландит.

Х а л ь к о п и р и т - 3 — это халькопирит пластинчатых, клиновидных, линзовидных, веретенообразных, а также решетчатых выделений в борните, размеры которых невелики: длина 0.01—0.2, редко до 0.5 мм, а толщина 0.001—0.01 мм (рис. 55, в). Цвет их чисто-желтый, тогда как соседние неправильные или изометрические выделения халькопирита-2 имеют отчетливый зеленоватый оттенок.

Расположение вростков в борните напоминает структуры распада твердых растворов этих минералов, и в некоторых случаях они, вероятно, имеют именно такое происхождение. Однако для большей их части вероятнее образование в результате разложения борнита и замещения его халькопиритом, доказательством чему служит целый ряд морфологических и парагенетических особенностей (Яковлев, Яковлева, 1964). Не исключено также, что в формировании этих агрегатов имело место сочетание двух процессов — распада твердого раствора и позднейшего разложения борнита, так как, по мнению П. Рамдора (1962), именно борнит со структурами распада твердого раствора оказывается наименее устойчивым при позднейших преобразованиях.

Отдельные генерации халькопирита играют различную роль в составе руд и оруденелых пород. Так, на месторождениях Аллареченское и Восток наибольшим развитием пользуется халькопирит-2 — на его долю приходится не менее 80—90% всего халькопирита руд. Только в пределах этих месторождений встречается и халькопирит-3, хотя роль его в составе руд крайне мала. На участках с непромышленным оруденением, а также в отдельных рудных телах месторождений преимущественно развит халькопирит-1.

**Внутреннее строение.** Для внутреннего строения халькопирита характерны две особенности: двойникование и наличие вростков других минералов.

Двойникование свойственно халькопириту первой и второй генераций, но в последнем оно проявлено гораздо ярче, особенно в брекчиевидных

рудах и оруденелых экзоконтактовых породах. В генетическом отношении двойники принадлежат к тем же группам, что и двойники в пирротине. При этом в халькопирите-1 двойниковое строение наблюдается только в четвертой разновидности — неправильных обособлениях среди сульфидов сидеронитовой вкрапленности. Для них характерны пластинчатые двойники роста, развитые очень неравномерно даже в соседних индивидах одного агрегата. Толщина двойниковых пластинок обычно не превышает 0.01—0.05 мм.

В халькопирите-2 распространены двойники роста и превращений, иногда встречаются двойники давления. Двойники роста наблюдаются в эпигенетических рудах всех типов, наиболее часто в сплошных, где нередко сдвойникованы все агрегаты халькопирита-2. Толщина двойниковых пластинок достигает здесь 0.1—0.2 мм, а в рудах пегматоидного облика двойниковое строение нередко видно макроскопически — на шлифованной поверхности образцов или отдельных сколов (толщина пластинок до 1 мм). Двойники давления встречаются преимущественно в брекчиевидных рудах. Наибольшим распространением пользуются двойники превращения, отличающиеся многообразием форм субиндивидов: чаще всего наблюдаются ланцетовидные, нередко веретенообразные, а также типа олеандровых листьев и т. п. Размеры таких субиндивидов варьируют от 0.01—0.02 до 0.5—1.0 мм в длину при толщине от 0.001—0.002 до 0.05—0.10 мм.

Закономерные вроски других минералов, наоборот, более характерны для халькопирита-1. Это упоминавшиеся выше пластинчатые и линзовидные включения пентландита и кубанита, а также жгутовидные и неправильные выделения макинавита, аналогичные таковым в пентландите-1, но не столь обильные. Они большей частью являются, вероятно, продуктами распада твердых растворов, хотя не исключено более позднее развитие некоторых из них.

В халькопирите-2 массивных и брекчиевидных руд и изредка в халькопирите-1 сидеронитовой вкрапленности встречаются мелкие включения сфалерита, которые иногда имеют скелетовидную, но чаще изометрическую форму и в отдельных случаях могут считаться продуктами распада твердого раствора. То же самое можно сказать о клиновидных и «пунктирных» вросках макинавита, которые на отдельных участках встречаются даже чаще, чем в халькопирите-1.

Но преобладают в халькопирите-2 незакономерные включения других минералов, которые образовались или почти одновременно с ним, или позднее. Это многочисленные агрегаты и индивиды борнита, миллерита, паркерита, алтаита, галенита, сфалерита и неопределенных минералов.

**Вторичные изменения.** Как уже отмечалось, халькопирит-1 и халькопирит-2 в своих минеральных ассоциациях почти всегда оказываются более поздними по отношению к пентландиту и пирротину и корродируют их; случаи обратного соотношения минералов наблюдаются очень редко. Вероятно, это связано не только с более поздним отложением халькопирита, но и с его более высокой миграционной способностью, податливостью на различные тектонические подвижки.

В процессе метаморфизма халькопирит-1 замещается магнетитом, причем интенсивность этого замещения выше, чем пирротина, и нередко такова же, как пентландита. Как правило, магнетит образует многочисленные, сильно ветвящиеся прожилки с неровными контурами, но в отдельных случаях он представлен тонкими прямолинейными просечками, приуроченными, вероятно, к плоскостям несовершенной спайности халькопирита. Кроме того, халькопирит-1 замещается поздними нерудными минералами — хлоритом, амфиболами и др., которые развиваются с пери-

ферии сульфидных вкрапленников. В редких случаях халькопирит-1 подвергается пиритизации.

Ни одна из разновидностей халькопирита-2 не замещается магнетитом, но они в свою очередь более интенсивно замещаются пиритом, особенно в массивных и брекчиевидных рудах, с образованием таких же морфологических разностей, что и в случае развития пирита по пирротину, но с преобладанием тончайших субграфических сростаний. В экзоконтактных и вмещающих породах халькопирит иногда замещается халькозином и ковеллином, которые развиваются в виде тонких каемок с периферии его агрегатов, а также от крупных трещин (рис. 55, з). В поздних тектонических зонах халькопирит иногда подвергается замещению гидроокислами железа и гематитом (Восток, скв. 323); в этом случае на контакте их с халькопиритом образуется зона борнита.

**Физические свойства.** Микротвердость и отражательная способность измерены для халькопирита-1 сидеронитовой вкрапленности и почти всех разновидностей халькопирита-2 (приложение 11, 12).

Величина микротвердости первого (при нагрузке 50 Г) изменяется от 221.0 до 235.2 кГ/мм<sup>2</sup>, коэффициент анизотропии твердости от 1.03 до 1.18. Халькопириту-2 свойственны более широкие пределы изменения микротвердости (192.9—242.6 кГ/мм<sup>2</sup>) и ее коэффициента анизотропии (1.02—1.22). Примечательно, что минимальными значениями микротвердости обладает, как правило, халькопирит из оруденелых экзоконтактных пород, а максимальными — халькопирит сплошных руд; для последнего характерны и более высокие коэффициенты анизотропии твердости. В оруденелых ультраосновных породах микротвердость халькопирита имеет среднюю величину, а во вмещающих породах она очень непостоянна, изменяясь от 192.9 до 235.4 кГ/мм<sup>2</sup>.

Микротвердость халькопирита, как и всех минералов, уменьшается при увеличении нагрузки на индентор прибора, но это уменьшение сравнительно невелико и составляет для халькопирита-1 6—10 кГ/мм<sup>2</sup>, для халькопирита-2 7—12 кГ/мм<sup>2</sup> (в единичных случаях до 23 кГ/мм<sup>2</sup>). Для сравнения приведены значения микротвердости халькопирита из безникелевых колчеданных руд (приложение 11, обр. 28—30) — они близки таковым халькопирита сплошных медно-никелевых руд и оруденелых вмещающих пород.

Дисперсия отражательной способности халькопирита-1 и 2 (рис. 48) практически одинакова: величина  $R$  резко возрастает при переходе из коротковолновой в средневолновую часть спектра, а затем немного снижается в области длинных волн.

Общее увеличение  $R$  в интервале 440—590 нм составляет 22—24 абс.%, а снижение на остальной части спектра 0.5—1.5%. Наиболее высокой отражательной способностью обладает халькопирит брекчиевидных руд и оруденелых вмещающих пород.

Эти особенности хорошо объясняют общий желтый цвет минерала. Но халькопирит-1 и 2 заметно различаются оттенками цвета: для первого из них характерен соломенно-желтый с едва заметным зеленоватым оттенком, а для второго — зеленовато-желтый, причем зеленоватый оттенок наиболее интенсивен в сплошных рудах и оруденелых экзоконтактных породах. Кривая дисперсии  $R$  объясняет эти различия: хотя отражательная способность халькопирита-2 всюду выше, чем халькопирита-1, все же максимальное различие между ними (3.7—3.8%) свойственно желто-зеленой области спектра (516—593 нм).

И халькопирит-1, и халькопирит-2 анизотропны, но среди разновидностей халькопирита-1 анизотропия наблюдается только в четвертой; как правило, она довольно слабая, но в случаях двойникования отчетливая. Халькопирит-2 отчетливо анизотропен всюду, особенно в сплошных

рудах и оруденелых экзоконтактовых породах. В отдельных случаях для него здесь удается измерить двуотражение, величина которого в области средних волн составляет 1.5—3.5 абс.%, или 3—8 отн.% (визуально незаметно).

**Структура и состав.** В природе известны две структурные модификации состава  $\text{CuFeS}_2$ : высокотемпературная кубическая — талнахит и низкотемпературная тетрагональная — халькопирит; полиморфное превращение происходит при температуре  $550^\circ\text{C}$  (Будько, Кулагов, 1963, 1968; Генкин и др., 1966, и др.).

Талнахит относится к неустойчивым соединениям: при температуре  $100\text{—}190^\circ\text{C}$  он переходит в халькопирит. Присутствие талнахита в рудах свидетельствует о своеобразных условиях рудообразования — резком охлаждении от температуры более  $550^\circ\text{C}$  до температуры ниже  $200^\circ\text{C}$ ; поэтому он развит преимущественно в апофизах сплошных руд во вмещающих породах (Будько, Кулагов, 1968). При медленном охлаждении образуется закономерное срастание талнахита и халькопирита.

В медно-никелевых рудах Аллареченского района талнахит не обнаружен, однако широкое развитие двойников превращения в халькопирите может служить косвенным признаком возникновения его за счет талнахита. Кроме того, неустойчивость талнахита требует осторожного изготовления препаратов для исследования; наиболее достоверно он диагностируется рентгенометрически.

Рентгенометрические определения выполнялись только для халькопирита-2 из сплошных руд и оруденелых вмещающих пород (табл. 13). Параметры ячейки халькопирита изменяются в сравнительно узких пределах ( $a_0=5.277\text{—}5.294 \text{ \AA}$  и  $c_0=10.412\text{—}10.435 \text{ \AA}$ ), но заметно отличаются от эталонных (Михеев, 1957; Дир и др., 1965, и др.) в сторону увеличения ( $a_0$  на  $0.025\text{—}0.040 \text{ \AA}$  и  $c_0$  на  $0.090\text{—}0.110 \text{ \AA}$ ). Причины этого явления не установлены. Для халькопирита Печенгского района также отмечалось увеличение параметра  $a_0$  (параметр  $c_0$  не определялся), но в меньшей степени (Елисеев и др., 1961).

ТАБЛИЦА 13

Результаты рентгенометрических и химических анализов халькопирита

№ образца	Тип руды	Параметры, $\text{\AA}$		Формула	Cu : Fe
		$a_0$	$c_0$		
29	IV <sub>1</sub>	5.293	10.430	$(\text{Cu}_{0.999}\text{Fe}_{0.998})_{19.97}\text{S}_{2.000}$	1.001
30	IV <sub>2</sub>	5.294	10.415	$(\text{Cu}_{0.970}\text{Fe}_{1.003})_{19.73}\text{S}_{2.000}$	0.967
31	IV <sub>1</sub>	—	—	$(\text{Cu}_{1.024}\text{Fe}_{1.028})_{20.52}\text{S}_{2.000}$	0.996
32	IV <sub>1</sub>	—	—	$(\text{Cu}_{0.995}\text{Fe}_{1.030})_{20.25}\text{S}_{2.000}$	0.966
33	III <sub>2</sub>	5.290	10.412	$(\text{Cu}_{1.005}\text{Fe}_{1.039})_{20.44}\text{S}_{2.000}$	0.967
34	III <sub>2</sub>	5.294	10.435	$(\text{Cu}_{0.994}\text{Fe}_{1.029})_{20.23}\text{S}_{2.000}$	0.966
35	III <sub>1</sub>	—	—	$(\text{Cu}_{0.941}\text{Fe}_{1.001})_{19.42}\text{S}_{2.000}$	0.940
36	VI <sub>2</sub>	5.277	10.413	$(\text{Cu}_{0.990}\text{Fe}_{1.017})_{20.07}\text{S}_{2.000}$	0.974
37	IV <sub>1</sub>	5.291	10.421	$(\text{Cu}_{0.973}\text{Fe}_{0.994})_{1.967}\text{S}_{2.000}$	0.979
38	IV <sub>1</sub>	—	—	$(\text{Cu}_{1.015}\text{Fe}_{1.017})_{2.032}\text{S}_{2.000}$	0.998

Примечание. Параметры определены Л. Г. Латышевой, А. П. Денисовым и Ю. П. Меньшиковым с точностью  $\pm(0.005\text{—}0.010) \text{ \AA}$ . Номера образцов те же, что и в приложении 1.

Состав халькопирита из тех же руд иллюстрируется 10 полными анализами, из которых 6 — оригинальные (приложение 1, обр. 29—38). Содержание основных компонентов в нем составляет: S — 33.93—35.47%; Fe — 30.43—31.21%; Cu — 32.86—34.65%, что весьма близко к результатам анализов халькопирита Печенгских месторождений (Елисеев и др.,

1961). Постоянное присутствие Ni (и в отдельных случаях Co) объясняется, вероятно, механической примесью пентландита; при расчетах они исключены. Количество посторонних примесей в анализовавшихся пробах в общем невелико — менее 1%.

Пересчеты анализов дают хорошие результаты (табл. 13): количество катионов составляет 1.942—2.052 на формульную единицу, причем оба крайних значения отвечают заимствованным анализам (в оригинальных 1.967—2.044). Но примечателен почти постоянный (за исключением обр. 29) небольшой дефицит Cu — величина  $Cu : Fe < 1$ . Эта же особенность свойственна и большей части анализов халькопирита из Печенгских месторождений. Возможно, она связана с загрязнением проб другими сульфидами, но в контрольных аншлифах наших проб последние (за исключением пентландита, на который при расчетах вводилась поправка) не были обнаружены. Не исключено, что это явление может быть обусловлено способностью халькопирита растворять в себе некоторое количество FeS при высокой температуре, которое в дальнейшем не выделилось в качестве самостоятельного продукта распада.

Спектральными анализами в халькопирите постоянно обнаруживается небольшая примесь Pb, Zn и Mn (0.01—0.1%), иногда Ti (0.005%), Mg (0.01%) и в отдельных случаях Sn (следы) и Ag (до 0.006%). Присутствие большей части из них объясняется, вероятно, изоморфным замещением меди и железа.

В заключение можно отметить следующее.

1. В медно-никелевых рудах района халькопирит представлен тремя генерациями. Первая из них характеризует сингенетические руды, вторая и третья — эпигенетические, но третья пользуется очень ограниченным развитием.

2. Генерации различаются некоторыми физическими свойствами: халькопирит-1 имеет соломенно-желтый цвет, слабо анизотропен, сравнительно редко сдвойникован, содержит пластинчатые выделения пентландита и кубанита, интенсивно замещается магнетитом. Халькопирит-2 обладает зеленовато-желтым цветом, отчетливо анизотропен, почти всегда сдвойникован, не замещается магнетитом. Отражательная способность халькопирита-2 несколько выше, чем халькопирита-1. Микротвердость и коэффициент ее анизотропии для халькопирита-2 изменяются в более широких пределах.

3. Химические анализы и рентгенометрические определения выполнены только для халькопирита-2. Состав его весьма близок таковому из печенгских месторождений, а также теоретическому, но отличается небольшим дефицитом меди. Параметры элементарной ячейки заметно увеличены против эталонных, хотя изменяются незначительно.

## Магнетит

**Морфологические особенности.** Магнетит широко распространен в оруденелых ультраосновных породах и незначительно в остальных рудах. В первых содержание его составляет 1—5%, иногда увеличивается до 10%, в остальных не превышает 1%.

Магнетит отличается многообразием форм проявления и широкими пределами изменения размеров зерен — от 0.001—0.005 до 5—7 мм. Наиболее крупные его обособления наблюдаются в безрудных и слабооруденелых гранито-гнейсах, где он образует крупную вкрапленность (до 4—5 мм) и неправильные гнездообразные выделения до 30—50 мм в поперечнике (скв. 323, Восток).

Выделяется 5 генераций магнетита.

Магнетит-1 — это так называемый титаномагнетит, встречающийся только в оруденелых ультраосновных породах в виде мелкой равномерной вкрапленности. Вкрапленники имеют округлую, иногда таблитчатую форму и небольшие размеры — 0.01—0.1 мм, очень редко до 0.5—2.0 мм в поперечнике.

В зависимости от полноты распада твердого раствора магнетита и ильменита, обладающих неограниченной смесимостью при температуре 600—700° С (Рамдор, 1962), титаномагнетит характеризуется как закономерным, так и незакономерным сростанием магнетита и ильменита, в связи с чем выделяются несколько его разновидностей.

а) Титаномагнетит с тонкопластинчатыми выделениями ильменита, расположенными параллельно (111) магнетита и образующими типичную решетчатую или сетчатую структуру распада твердого раствора (рис. 56, а). Как правило, пластинки ильменита составляют не более  $\frac{1}{10}$ — $\frac{1}{15}$  объема агрегата; они обладают прямолинейными очертаниями. Размеры их очень невелики: длина до 0.1—0.2 мм, толщина 0.001—0.05 мм.

Вдоль контакта ильменита с магнетитом нередко располагаются мелкие изометрические или линзовидные выделения шпинели, в отдельных случаях как чехлом окружающие пластинки ильменита. Значительно реже наблюдаются самостоятельные более крупные выделения шпинели диско- и линзовидной формы, которые располагаются параллельно (100) магнетита и под углом 45° к пластинкам ильменита (рис. 56, б).

б) Титаномагнетит аллотриоморфнозернистой структуры, представляющий собой сростание неправильных, но близких к изометрическим зерен магнетита и ильменита, соотношения между которыми очень разнообразны, вплоть до преобладания ильменита над магнетитом, чаще же ильменит составляет  $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$  объема вкрапленника. Размеры последних изменяются от 0.1—0.2 до 1—2 мм в поперечнике. Чаще встречаются в сильно амфиболизированных и рассланцованных ультраосновных породах.

Контакты между ильменитом и магнетитом обычно чистые, но нередко и вдоль них наблюдаются цепочки зерен шпинели или других нерудных минералов, замещающих главным образом ильменит, благодаря чему границы раздела приобретают прихотливую, кружевную форму (рис. 56, в). В отдельных случаях ильменит и шпинель образуют сложные мирмекитоподобные страдания, приуроченные к центральной части магнетитовых вкрапленников.

в) Мельчайшие «эмульсионные» и каплевидные включения в пироксене и заместившем его амфиболе; размеры их до 0.01—0.03 мм (рис. 56, г).

Магнетит-2 возникает при разложении первичных силикатов и преобразовании сидеронитовой вкрапленности сульфидов; выделяются следующие его морфологические разновидности.

а) Тонкая вкрапленность и неправильные сростания, реже просечки и пластинчатые выделения с неровными краями, приуроченные к центральной части прожилков серпентина или их зальбандам. Образуется в результате замещения серпентином первичных силикатов — оливина и пироксена.

б) Хлопьевидные выделения в прожилках и мелких обособлениях серпентина и раннего актинолита, ассоциирующие с ильваитом. Замечено, что примесь ильваита появляется там, где первичные породы были существенно пироксеновыми.

в) Неровные каемки, линзовидные просечки, коленчатые и ветвящиеся прожилки, неправильные обособления среди сульфидов сидеронитовой вкрапленности. Наиболее часто магнетит замещает пентландит, затем халькопирит и реже — пирротин (рис. 34, 57).

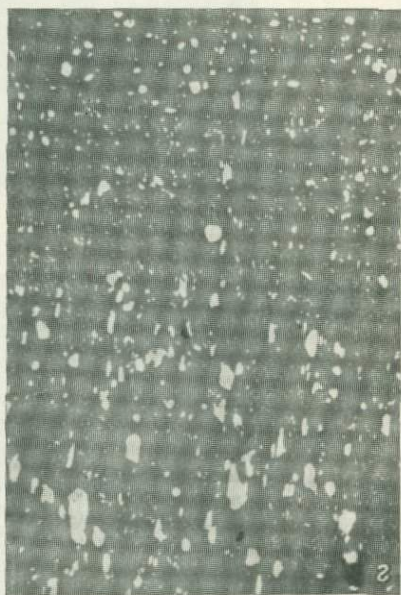
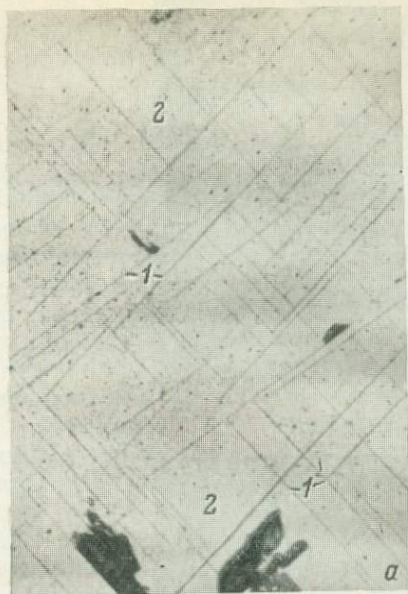


Рис. 56. Агрегаты титаномагнетита.

*a* — тонкопластинчатые выделения ильменита (1) в магнетите (2); черное — выбоины.  
*б* — пластинчатые и линзовидные выделения ильменита (1) и шпинели (2) в магнетите (3); белое и светло-серое — сульфиды.  
*в* — мirmekитоподобные сростания ильменита (1) и шпинели (2) в магнетите (3), содержащем пластинки ильменита; белые просечки — сульфиды, черное — силикаты.  
*г* — «эмульсионные» выделения магнетита-1 (светло-серое) в пироксене (темно-серое).  
 Аншлифы, при одном никеле, увел.: *a* — 400, *б*, *г* — 120, *е* — 200.

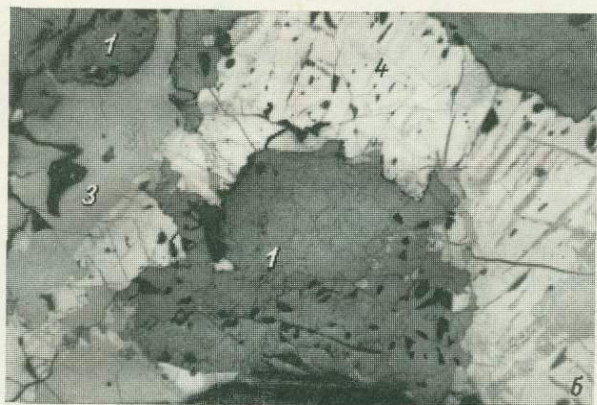
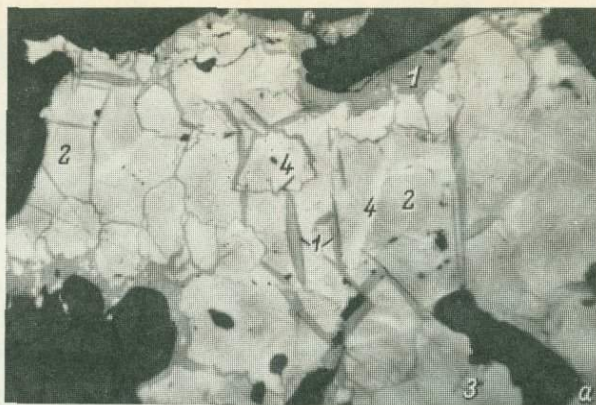


Рис. 57. Агрегаты магнетита-2.

*a* — каемки и линзовидные просечки в халькопирите; *b* — неправильные обособления торцовой структуры в пирротине; *c* — пластинчато-линзовидные выделения среди вторичных силикатов. 1 — магнетит; 2 — халькопирит; 3 — пирротин; 4 — пентландит с вросками макинавита; темно-серое и черное — силикаты, выбоины. Аншлифы, при одном николе, увел.: *a*, *b* — 100, *c* — 200.

Мощность прожилков и каемок магнетита обычно невелика — 0.01—0.05 мм, в редких случаях до 0.1 мм. В то же время неправильные обособления достигают 0.2—0.3 мм, иногда 1 мм в поперечнике.

г) Пластинчатые, клино- и линзовидные выделения в хлорите, флогопите и реже в амфиболе, которые приурочены к спайности последних и обычно составляют 10—20% их объема. Нередко они сливаются в петельчатые, сноповидные, булавоподобные агрегаты, которые в отдельных нерудных обособлениях составляют 50—70% их объема (рис. 57, в). Большой частью длина пластинок магнетита составляет 0.01—0.1 мм, иногда достигает 0.5 мм; толщина их измеряется тысячными и сотыми долями миллиметра.

Общее содержание магнетита-2 в рудах обычно невелико — 0.5—2%, но в некоторых сульфидных вкрапленниках он составляет 10—20% их объема.

Магнетит-3 — это магнетит средне- и крупнозернистой вкрапленности изолированных кристаллов или их агрегатов в сплошных рудах. В сульфидной массе распределен неравномерно, размеры его индивидов варьируют от 0.1—0.5 до 5—10 мм в поперечнике. Преобладают идиоморфные (октаэдр) вкрапленники, иногда несколько «оплавленные», реже встречаются их агрегаты, состоящие из 2—4 зерен (рис. 51). В брекчиевидных рудах наблюдается редко, индивиды и агрегаты его имеют меньшие размеры и неправильную форму. Преимущественным развитием пользуется в рудах Аллареченского месторождения, где его содержание достигает иногда 5—10%.

Магнетит-4 развит в гнейсах и гранито-гнейсах, особенно на участках их интенсивной мигматизации, а также скарнирования; кроме того, он встречается и в пегматитах. Выделяются две морфологические разновидности.

а) Крупнозернистая (до 3—5 мм) вкрапленность, а также неправильные гнездообразные обособления, располагающиеся в породе неравномерно. Вкрапленники имеют вид типичных метакристаллов, они нередко окружены тончайшей каемочкой биотита, равно как и их гнездообразные агрегаты. Характерной особенностью этого магнетита является частая ассоциация с ильменитом, который образует или мелкие неправильные включения в краевой части магнетита, или самостоятельные выделения, примыкающие к вкрапленникам магнетита и нередко окружающие их в виде прерывистой каемки.

б) Кольцеобразные выделения, представляющие собой каемки или цепочки зерен магнетита около темноцветных нерудных минералов. Во внутренней части этих агрегатов часто развиваются пирит и халькопирит, частично замещая магнетит. В самостоятельную генерацию магнетит-4 выделен условно, так как взаимоотношения его с основным сульфидным оруденением не установлены.

Магнетит-5 сопровождает дисульфидизацию пирротина. Он образуется при замещении пирротина мелькниковитом, переходящим затем в пирит или марказит, а также при непосредственном интенсивном замещении пирротина пиритом. В первом случае он представлен сплошными мелкозернистыми массами, которые как бы цементируют мельчайшие зерна пирита (реже марказита). Во втором появляются мirmekито-подобные, скелетные и дендритовидные сростания магнетита с таким же пиритом, содержащим многочисленные включения нерудных; эти агрегаты отличаются многообразием и причудливостью форм.

Наибольшим развитием в рудах пользуются магнетит-1 и магнетит-2, но только в рудах I—II типов. В массивных рудах развит магнетит-3, а в рудах других типов магнетит редок. Если же рассматривать руды

в целом, то не менее 80—90% всего магнетита в них составляют первая и вторая его генерации.

**Внутреннее строение.** Можно отметить две особенности внутреннего строения магнетита — наличие закономерных вростков других минералов и морфологическое своеобразие отдельных индивидов.

Первая особенность свойственна главным образом магнетиту-1 — это упоминавшиеся выше пластинчатые и дисковидные выделения ильменита и шпинели. Изредка пластинки ильменита наблюдаются и в магнетите-4. В отдельных случаях магнетит-3 обладает зональным строением, аналогичным таковому для магнетита Печенгских месторождений (Горбунов, 1968): центральная часть индивидов отличается меньшей отражательной способностью, отсутствием коричневатого оттенка, большей твердостью, тогда как периферическая каемка является обычным магнетитом.

Вторая особенность характерна для некоторых разновидностей магнетита-2. Так, неправильные его обособления, развивающиеся по пирротину, нередко обладают торцовой структурой, причем в одних случаях индивиды имеют равные, почти прямолинейные ограничения, а в других — волнисто-завубранные (рис. 57, б). В прожилках и просечках магнетита-2 в пентландите иногда отчетливо (при косом освещении) наблюдается поперечно-шестоватое строение с подобием зоны геометрического отбора на контакте. Это может свидетельствовать о формировании таких прожилков путем выполнения трещин в пентландите.

**Вторичные изменения.** Наиболее сильным изменениям подвергается магнетит-1: он замещается сульфидами сингенетического и эпигенетического оруденения (особенно халькопиритом), а также поздними нерудными минералами. Кроме того, в процессе метаморфизма происходит обособление основных его составляющих — магнетита, ильменита и шпинели, так что нередко появляются сложные сростания этих минералов, для которых с трудом можно восстановить их первичную природу. В отдельных случаях шпинель и поздние силикаты почти нацело замещают титаномагнетит (рис. 58, а). Свообразным является также замещение магнетита-1 валлериитом, который развивается преимущественно по собственно магнетитовой части, тогда как пластинки ильменита и шпинели сохраняются (рис. 58, б).

Магнетит-2 почти не подвергается дальнейшим изменениям, лишь в зонах смятия и рассланцевания мелкие его выделения сливаются в более крупные и приобретают изометрическую или вытянутую форму.

Магнетит-3 отчетливо замещается сульфидами сплошных эпигенетических руд, чаще халькопиритом, но нередко также пентландитом и пирротинном (рис. 51). Магнетит-4 часто подвергается мартитизации (Яковлев, Яковлева, 1967), а магнетит-5 не изменяется.

**Физические свойства.** Микротвердость и отражательная способность измерялись для ведущих разновидностей первых трех генераций, кроме того, микротвердость определена для одной пробы магнетита-4 и двух — магнетита из кварцево-амфиболовой породы и «кварцитолита» (приложение 11 и 12).

Наиболее твердым среди них является магнетит-1: микротвердость его составляет 690—750 кГ/мм<sup>2</sup>, а самым «мягким» — магнетит-3 ( $H = 499—580$  кГ/мм<sup>2</sup>). В последнем центральная часть иногда обладает значительно большей твердостью (до 800—810 кГ/мм<sup>2</sup>), что подтверждает предположение об ином его составе. Магнетит-2 и магнетит-4 занимают промежуточное положение (соответственно 593 и 624 кГ/мм<sup>2</sup>), а магнетит из кварц-амфиболовой породы близок магнетиту-3.

Дисперсия отражательной способности (рис. 48) принципиально одинакова для всех генераций: величина  $R$  изменяется незначительно на протяжении всей видимой части спектра, обуславливая общий серый

цвет минерала. Для кривых дисперсии характерно наличие двух пологих максимумов, причем у магнетита-1 и магнетита-3 они приходятся на участки 553 и 622 нм, а у магнетита-2 на 516 и 622 нм. Частные особенности дисперсии (уменьшение  $R$  магнетита-2 в длинноволновой части спектра, ббльший максимум для магнетита-1 на участке 622 нм, очень

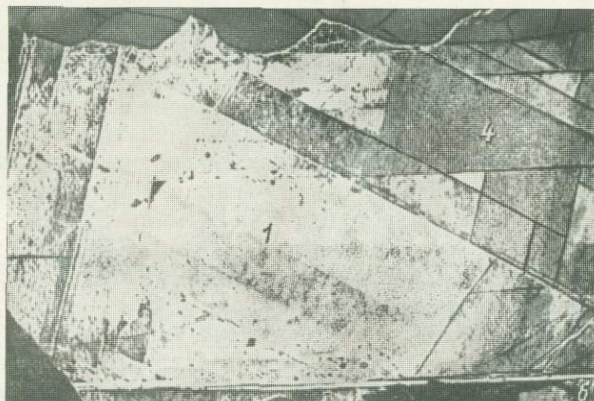
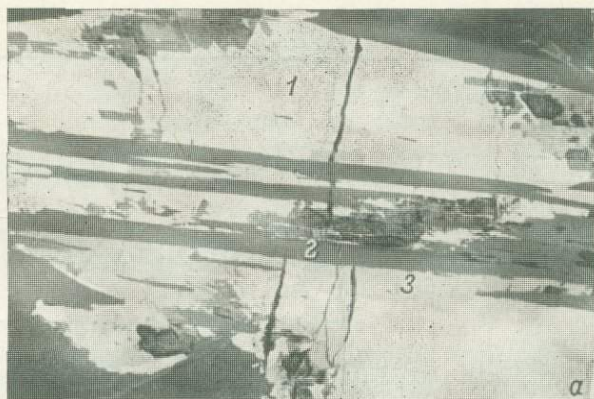


Рис. 58. Замещение магнетита-1: амфиболом и шпинелью (а), валлериитом (б).

1 — магнетит-1; 2 — амфибол; 3 — шпинель; 4 — валлериит; окружающая темно-серая масса — силикаты. Аншлифы, при одном никеле, увел.: а — 200, б — 230.

слабое изменение  $R$  магнетита-3 по всему спектру) объясняют оттенки: коричневатый магнетита-1, чуть голубоватый магнетита-2 и нейтральный серый цвет магнетита-3.

**Структура и состав.** Рентгенометрические определения выполнены для четырех проб магнетита, которые представляют его первую, третью и четвертую генерации, а также магнетит из кварц-амфиболовых пород (табл. 14). Судя по этим данным, магнетит из различных парагенетических ассоциаций обладает почти одинаковыми параметрами ячейки, которые близки также эталонным (Михеев, 1957: № 319 —  $a_0=8.396 \text{ \AA}$ ).

Химические анализы четырех проб (приложение 1, обр. 48—51) показывают, что, помимо основных компонентов, магнетит содержит небольшое количество Mg, Ca, Si, Al, Mn, Ti и V. Так как чистота проб контроли-

ТАБЛИЦА 14

Результаты рентгенометрических и химических анализов магнетита

№ образца	Тип руды	Генерация	Характеристика магнетита	$a_0, \text{Å}$	Формула	$\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$ , мол. кол.
—	I <sub>1</sub>	Первая	Мелкая вкрапленность	8.390	—	—
48	IV <sub>1</sub>	Третья	Крупная идиоморфная вкрапленность	8.394	$(\text{Fe}_{0.972}^{2+}\text{Mg}_{0.006}\text{Ca}_{0.006})_{0.984}(\text{Fe}_{1.956}^{3+}\text{Al}_{0.038}\text{Si}_{0.013})_{2.007}\text{O}_4$	0.993
49	IV <sub>1</sub>	То же	Крупная вкрапленность	—	$(\text{Fe}_{0.952}^{2+}\text{Mg}_{0.002})_{0.954}(\text{Fe}_{2.019}^{3+}\text{Si}_{0.009})_{2.028}\text{O}_4$	0.943
50	VI <sub>2</sub>	Четвертая	Крупнозернистая вкрапленность	8.401	$(\text{Fe}_{0.953}^{2+}\text{Mn}_{0.003})_{0.956}(\text{Fe}_{2.008}^{3+}\text{Ti}_{0.014}\text{V}_{0.002})_{2.024}\text{O}_4$	0.949
51	V <sub>2</sub>	—	Среднезернистые агрегаты	8.398	$(\text{Fe}_{0.948}^{2+}\text{Mg}_{0.014}\text{Ca}_{0.014})_{0.976}(\text{Fe}_{1.965}^{3+}\text{Al}_{0.014}\text{Si}_{0.028})_{2.007}\text{O}_4$	0.965

Примечание. Параметры определены Л. Г. Латышевой с точностью  $\pm 0.005 \text{ Å}$ . Номера образцов те же, что в приложении 1.

рвалась просмотром искусственных аншлифов и введением поправок на примесь посторонних минералов, можно считать, что эти элементы изоморфно замещают  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  в структуре магнетита. Принципиальная возможность такого замещения известна давно и неоднократно показана на естественных образцах (Дир и др., 1965; Минералы, т. I, 1960, и др.). По набору второстепенных компонентов магнетит-3 и магнетит из кварц-амфиболовой породы оказались весьма близкими, а магнетит-4 отличается иным составом этих компонентов.

Пересчет результатов анализов дает формулы, близкие к теоретическим (табл. 14), но во всех образцах сумма трехвалентных катионов больше суммы двухвалентных: величина  $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$  всюду меньше единицы.

Спектральными анализами в магнетите дополнительно устанавливаются: Ni, Co, Cu (0.001—0.01%), Zn (до 0.01%), Cr (до 0.01%), Li, Ga, Sn (незначительные следы). Вероятно, все они, за исключением Cr, обусловлены небольшой примесью сульфидов или силикатов.

На основании вышеизложенного можно отметить следующее.

1. В ультраосновных породах и рудах магнетит представлен пятью генерациями, которые фиксируют различные периоды формирования и изменения руд. В сингенетических рудах развиты магнетит-1 и магнетит-2, в эпигенетических — магнетит-3 и магнетит-5, а возрастное положение магнетита-4 достоверно не установлено. Наиболее широким развитием пользуется магнетит первых трех генераций.

2. Отдельные генерации магнетита отличаются деталями внутреннего строения, морфологическими особенностями и некоторыми физическими свойствами. Так, магнетит-1 характеризуется наличием постоянных включений ильменита и шпинели, коричневатым оттенком и наибольшими значениями микротвердости и отражательной способности. Магнетиту-2 свойственно многообразие форм проявления, голубоватый оттенок, средняя величина микротвердости и самая низкая отражательная способность. Магнетит-3 отличается крупностью и идиоморфизмом индивидов,

нейтральным серым цветом, средней отражательной способностью и самой низкой микротвердостью.

3. Состав и структура исследованы для магнетита-3 и 4, а также магнетита из кварц-амфиболовых пород. Они оказались близкими между собой и к теоретическим, лишь магнетит-4 выделяется иным набором второстепенных компонентов.

### Пирит

**Морфологические особенности.** Хотя в рудах и породах пирит встречается довольно часто, содержание его обычно не превышает 1—2%. Исключение составляют лишь сплошные руды, где пиритизация иногда проявляется настолько интенсивно, что он становится одним из ведущих минералов.

Выделяются три генерации пирита.

**Пирит-1** развит преимущественно во вмещающих породах, где наблюдаются две его разновидности.

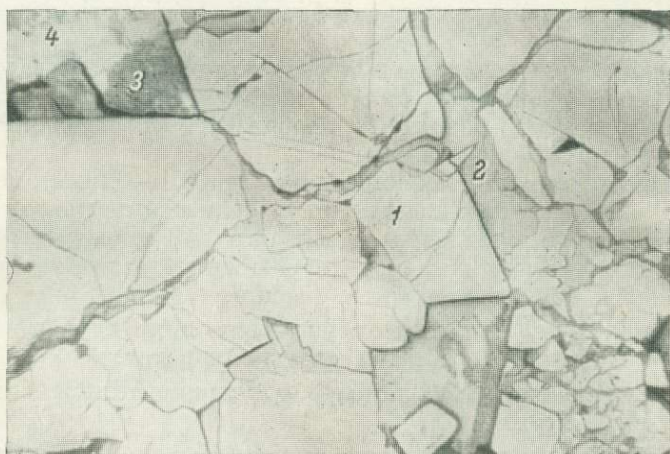


Рис. 59. Агрегаты пирита-1.

Видны цементация и частичное замещение зерен пирита (1) халькопиритом-2 (2); 3 — халькозин; 4 — миллерит. Аншлиф, при одном никеле, увел. 100.

а) Вкрапленность в гнейсах, гранито-гнейсах и амфиболитах. Форма вкрапленников неправильная, иногда близкая к изометрической, изредка встречаются идиоморфные выделения. Размеры их изменяются от 0.1—0.2 до 3—5 мм в поперечнике. Чаще они представлены отдельными зернами, иногда гнездообразными и ливзовидными скоплениями зерен, а также прерывистыми каемками около магнетита-4. Какой-либо зависимости от медно-никелевого оруденения вкрапленность пирита не обнаруживает — она встречается во всей рудовмещающей толще.

б) Крупнозернистые выделения в комплексных миллерит-халькопиритовых прожилках и их гнездообразных обособлениях среди вмещающих пород. Как правило, пирит в этих прожилках играет подчиненную роль, образуя довольно крупную идиоморфную вкрапленность (октаэдр, реже куб) или сростки из нескольких зерен. Существенно пиритовые прожилки встречаются в рассланцованных амфиболитах и биотит-амфиболовых породах, где большей частью являются согласными. Мощность прожилков изменяется от 1—2 до 8—12 мм; размеры зерен пирита варьируют

от 0.2—1.0 до 4—5 мм. Очень часто зерна раздроблены и цементируются нерудными минералами и халькопиритом, причем последний нередко замещает пирит (рис. 59).

Первая разновидность пирита-1 распространена значительно шире второй, но вторая обнаруживает большую склонность к концентрации.

Пирит-2 образуется в процессе пиритизации руд, развиваясь по всем главным сульфидам, но преимущественно по халькопириту. Пиритизация чаще всего наблюдается в сплошных и брекчиевидных рудах, значительно реже в оруденелых экзоконтактовых породах, а в рудах других типов очень редко. Формы проявления пирита-3 весьма разнообразны (рис. 60).

а) Тончайшие субграфические сростания с халькопиритом, реже с пентландитом и пирротинном. Индивиды пирита имеют червеобразную, сегменто- и каплевидную форму и часто располагаются примерно параллельно друг другу. Длина их составляет 0.001—0.005 мм.

б) Более крупные линзо- и шнуровидные выделения, петельчатые прожилки, пересекающие несколько зерен первичных сульфидов. Длина их иногда достигает 10—15 мм, а толщина 1—2 мм (чаще же 0.1—0.5 мм); контуры неровно-волнистые или зазубренные, мощность резко меняется на коротких отрезках.

в) Перистые и дендритовидные агрегаты, гнездообразные и клиновидные обособления тонкозернистого строения, с мельчайшими включениями нерудных минералов и реликтами первичных сульфидов. Размеры от 1—5 до 30—50 мм в поперечнике.

г) Мелкая идиоморфная вкрапленность (до 0.1—0.5 мм), цепочки изометрических зерен и каемок из них, приуроченные к контактам сульфидов (преимущественно халькопирита) с магнетитом-3 и нерудными минералами. Наружные контуры каемок (обращенные в сторону сульфидов) острозазубренные, внутренние более ровные.

д) Тонкозернистые (до скрытокристаллических) кружевоподобные и пемзовидные («пенистые») агрегаты среди силикатов.

е) Сетчатые прожилки в магнетите-3, где пирит частично его замещает, а также в силикатах.

Процесс пиритизации руд протекает различно, но чаще всего он начинается с появления мельчайших телец пирита, образующих субграфические сростания с первичными сульфидами. Количество выделений пирита на фронте замещения значительно уступает объему замещаемого минерала, но по направлению к тыльной части оно довольно быстро возрастает, мелкие тельца сливаются друг с другом, и в конце концов образуется почти мономинеральный пиритный агрегат, содержащий множество очень мелких включений нерудных минералов, а также реликты замещенных сульфидов.

Вследствие чрезвычайно малых размеров зерен полностью пиритизированные руды утрачивают металлический блеск и в практике геологической службы носят название «матовые». На месторождениях Аллареченской и Восток «матовые» руды встречаются редко (в виде небольших обособлений или участков среди сплошных и брекчиевидных руд); мощность их обычно не превышает 0.1 м.

В других случаях стадия субграфических сростаний пирита с первичными сульфидами отсутствует и пирит развивается в виде петельчатых прожилков, крупных жгутовидных обособлений и т. п. Развитие его в виде зазубренных каемок от нерудных включений наблюдается в существенно халькопиритовых рудах и не приводит к полной пиритизации. Образование редкой идиоморфной вкрапленности пирита в халькопирите и кружевоподобных агрегатов среди силикатов, по-видимому, сопровож-

дает процесс пиритизации. Таким образом, разновидности пирита-2 отражают различные фазы процесса пиритизации первичных сульфидов.

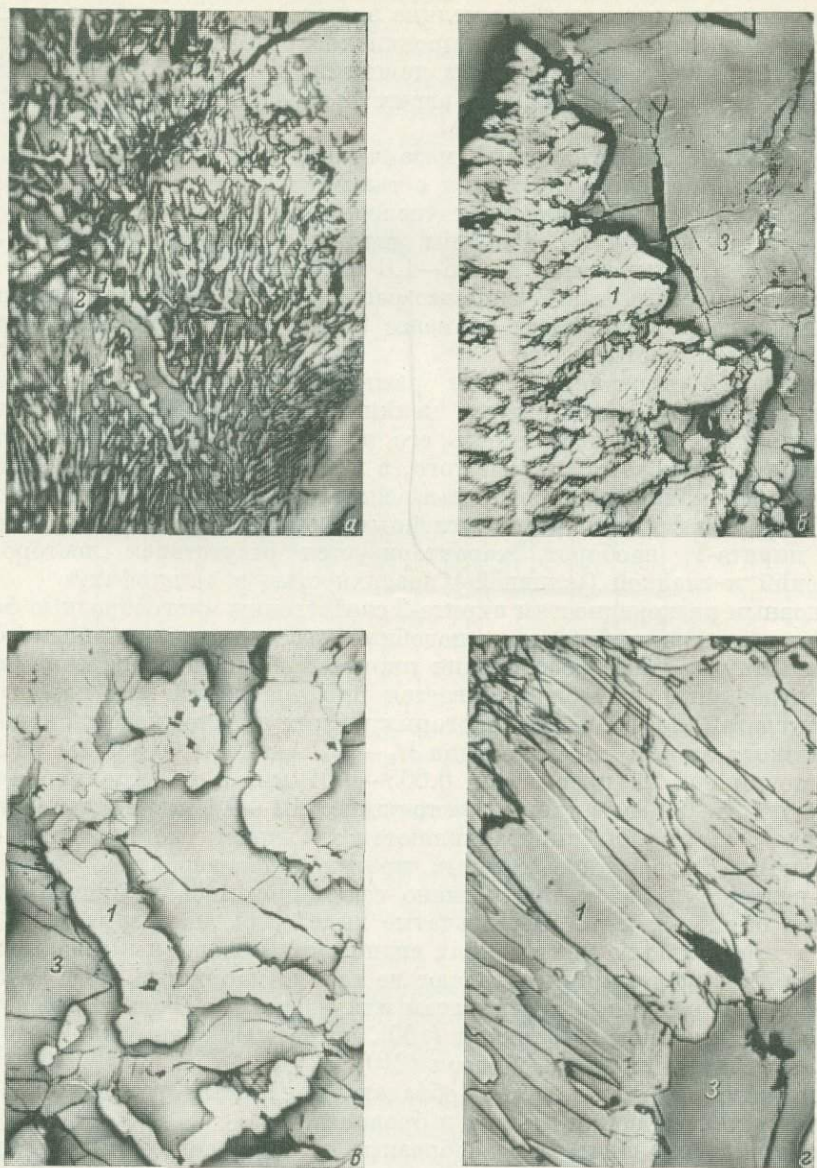


Рис. 60. Агрегаты пирита-2.

*а* — субграфические сращения с халькопиритом-2; *б* — перистые («ельчатые») выделения в пирротине-2; *в* — петельчатые прожилки в пирротине-2; *г* — поперечно-шестоватая структура прожилка. 1 — пирит; 2 — халькопирит; 3 — пирротин. Аншлифы, при одном никеле, увел.: *а* — 550, *б* — 50, *в* — 120, *г* — 200.

Из всех разновидностей пирита-2 наибольшим развитием пользуются первые три, остальные играют подчиненную роль.

П и р и т - 3 образуется при более поздней дисульфидизации пирротина, в то время как остальные сульфиды им не замещаются; наблюдаются две разновидности, развитые примерно одинаково.

а) Мелко- и тонкозернистые агрегаты, в которые постепенно преобразуется мельниксит. Они насыщены мельчайшими включениями нерудных минералов (карбонатов), которые иногда преобладают в составе агрегата, а также почти всегда содержат мелкие включения марказита и в отдельных случаях обособления гидроокислов железа и магнетита-5, причем последние местами как бы цементируют зерна пирита. Размеры индивидов пирита до 0.01 мм, а их агрегаты нередко достигают 0.5—1.0 мм в поперечнике.

б) Скелетные, паркетовидные, мозаичные и т. п. выделения, образующие миремкитоподобные сростания с такими же выделениями магнетита и карбонатов и содержащие многочисленные острозакругленные, клочковатые остатки пирротина. Размеры индивидов пирита невелики — до 0.1—0.2 мм, а их агрегатов до 0.5—1.0 мм.

Среди генераций пирита наиболее распространенной является вторая, на долю которой приходится не менее 60—70%; но и первая и третья генерации встречаются часто.

**Внутреннее строение.** Первая разновидность пирита-1 отличается постоянным присутствием многих мелких включений нерудных минералов, вследствие чего поверхность его в аншлифах не бывает гладкой, а выглядит шероховатой. Кроме того, в нем всегда наблюдаются биминеральные халькопирит-пирротинные выделения овальной или неправильной формы с плавными округленными контурами. Вторая разновидность пирита-1, наоборот, характеризуется отсутствием посторонних включений и гладкой («сливной») поверхностью в аншлифах.

Основным разновидностям пирита-2 свойственны многообразные формы индивидов и сложные миремкитоподобные сростания с первичными сульфидами. Шнуровидные обособления пирита-2 обладают поперечно-шестоватым строением, что обнаруживается при травлении или наблюдении в косом свете (рис. 60, г). В некоторых из них прослеживается зона геометрического отбора, составляющая  $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{10}$  мощности агрегата; размеры индивидов в ней не превышают 0.005—0.01 мм, а на остальной части достигают 0.1—0.5 мм в длину при толщине 0.01—0.1 мм. Таким образом, шнуровидные агрегаты пирита являются типичными метасоматическими прожилками, разрастание которых происходило, вероятно, от трещин в первичных сульфидах. Аналогично сформировались и многие другие разновидности пирита-2: перистые, ельчатые выделения, каемки и др. В последних при больших увеличениях видно, что правильными кристаллографическими очертаниями обладают не только наружные, но и тыльные их стороны, обращенные к силикатам или магнетиту. Только здесь ведущей формой индивидов являются (100), тогда как с наружной стороны они представлены главным образом (210) и (110).

Отдельные индивиды каемок обладают зональным строением: в них чередуются тонкие зонки пирита и бравоита.

Прожилки, перистые, гнездообразные и кружевоподобные агрегаты пирита-2 отличаются обилием мелких включений нерудных минералов и, как следствие, неровной, «шероховатой» поверхностью в аншлифах. То же самое относится к обеим разновидностям пирита-3, только в них дополнительно наблюдаются вросстки марказита, гидроокислов железа и магнетита-5.

**Вторичные изменения.** Пирит-1 довольно часто замещается халькопиритом (рис. 59), но это замещение никогда не бывает полным. В поздних зонах дробления по пириту-1 развиваются вторичные сульфиды меди и гидроокислы железа. В агрегатах пирита-2 почти постоянно наблюдаются включения марказита, которые в ряде случаев выглядят более поздними: отличаются большими размерами индивидов, приурочены к центральным частям агрегатов пирита и т. д. Но чаще взаимоотношения

пирита и марказита неотчетливые; вероятно, они близки по времени образования. Агрегаты пирита-3, как правило, дальнейшим изменениям не подвергаются.

**Физические свойства.** Микротвердость пирита не измерялась, а определения отражательной способности выполнены только для нескольких разновидностей пирита-2 (приложение 12).

Дисперсия отражательной способности (рис. 61) во всех образцах примерно одинакова: величина  $R$  резко возрастает на участке спектра 441—516 нм, а в дальнейшем изменяется незначительно. Общее прираще-

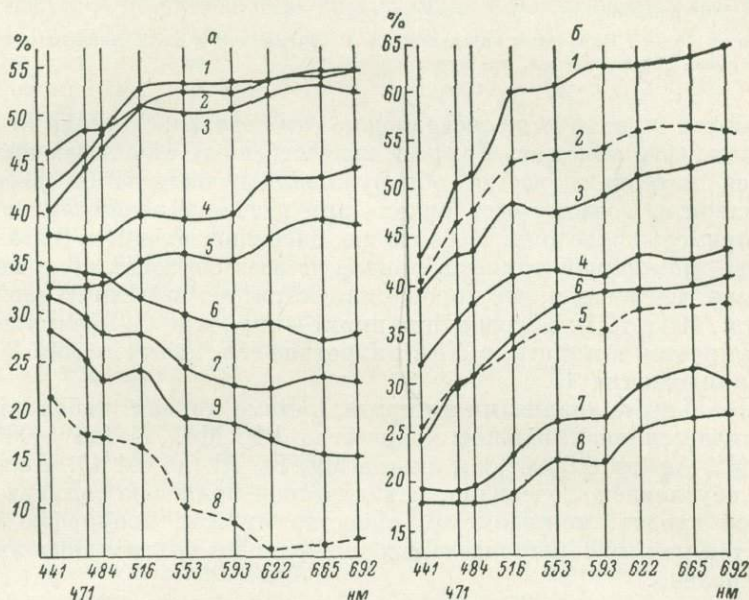


Рис. 61. Кривые дисперсии отражательной способности рудных минералов.

На а: 1, 2 — пирит-2, 3 — минерал А, 4, 5 — виоларит, 6 — халькозин, 7, 8 — ковеллин, 9 — дигенит; на б: 1, 2 — миллерит, 3 — минерал В, 4, 5 — кубанит ромбический, 6 — кубанит кубический, 7, 8 — борнит. Пунктиром обозначены минимальные значения отражательной способности.

ние  $R$  на протяжении всего измеряемого интервала (441—692 нм) составляет 12—14.5%. Наибольшей отражательной способностью обладают плотные разности пирита-2 из центральных частей линз, идиоморфных вкрапленников и каемок.

В целом характер кривой дисперсии и величина  $R$  на отдельных участках спектра весьма близки эталонным значениям.

**Структура и состав.** Рентгенометрические определения и химические анализы выполнены для четырех проб пирита (приложение 1, обр. 39—42); результаты их пересчета приведены в табл. 15.

Параметры ячейки пирита из различных парагенетических ассоциаций изменяются незначительно и в целом близки эталонным данным (Михеев, 1957; Минералы, т. I, 1960; Дир и др., 1965, и др.).

Пересчеты химических анализов в целом хорошо соответствуют теоретической формуле, но в трех пробах из четырех отмечается небольшой избыток Fe ( $Fe+Co : S > 0.5$ ). Во всех образцах устанавливается примесь меди, никеля и кобальта, причем в пирите из медно-никелевых руд она значительно выше, чем в пирите из колчеданного оруденения. Наличие Си обусловлено механической примесью халькопирита, от которого в про-

ТАБЛИЦА 15

Результаты рентгенометрических и химических анализов пирита

№ образца	Тип руды	Генерация	$a_0$ , Å	Формула	(Fe + Co) : S
41	VI <sub>2</sub>	Первая	5.418	(Fe <sub>0.978</sub> Co <sub>0.017</sub> ) <sub>0.996</sub> S <sub>2.000</sub>	0.498
39	IV <sub>1</sub>	Вторая	5.422	(Fe <sub>1.028</sub> Co <sub>0.020</sub> ) <sub>1.048</sub> S <sub>2.000</sub>	0.524
40	IV <sub>1</sub>	»	—	(Fe <sub>0.981</sub> Co <sub>0.020</sub> ) <sub>1.001</sub> S <sub>2.000</sub>	0.501
42	Колчеданное оруденение	—	5.416	(Fe <sub>1.002</sub> Co <sub>0.001</sub> ) <sub>1.003</sub> S <sub>2.000</sub>	0.502

Примечание. Параметры определены Л. Г. Латышевой и А. П. Денисовым с точностью  $\pm 0.002$  Å. Номера образцов те же, что в приложении 1.

бах пирита-2 практически невозможно избавиться. Никель и кобальт могут изоморфно замещать Fe, но в искусственных аншлифах анализированного материала всегда обнаруживались включения пентландита или миллерита, поэтому весь никель при расчетах исключен на механическую примесь последних. Кобальт же, очевидно, входит в состав пирита в качестве изоморфной примеси, причем во всех образцах его в несколько раз больше, чем никеля, что хорошо иллюстрирует известную зависимость (Дир и др., 1965, т. 5): в ассоциации пирит—пирротин Co преимущественно концентрируется в пирите, а Ni в пирротине (ср. анализы обр. 8 и 39, 10 и 42 в приложении 1).

Спектральными анализами в пирите, помимо никеля, кобальта и меди, обнаруживается значительное количество Pb, Mn, Ti (до 0.003%), Zn (до 0.01%), Ag (до 0.0005%) и иногда Mg, Si, Al (до 0.1%). Наличие последних обусловлено, очевидно, механической примесью силикатов, а все остальные входят, по-видимому, в состав пирита, изоморфно замещая железо, так как их самостоятельных минералов в контрольных аншлифах не установлено.

Итак, пирит в медно-никелевых рудах представлен тремя генерациями, из которых первая образуется до эпигенетических руд, а развитие второй и третьей связано с преобразованием последних. Наибольшее значение имеет пирит-2, отличающийся многообразием форм проявления и преимущественным развитием среди сплошных руд. Отражательная способность, состав и структура различных генераций пирита близки друг другу и теоретическим данным.

### Виоларит

Некоторая часть виоларита образовалась, несомненно, в экзогенных условиях, но ни морфологически, ни по составу экзогенные разновидности отличаются от гипогенных. Кроме того, в связи с незначительным развитием зоны окисления роль виоларита экзогенного происхождения крайне мала, поэтому ниже дается характеристика только тех его разновидностей, гипогенный характер которых нам представляется несомненным.

**Условия нахождения.** Виоларит встречается в рудах всех типов, но наиболее часто в брекчиевидных и оруденелых биотит-амфиболовых породах. На месторождении Аллареченское он развит значительно меньше, чем на месторождении Восток: в рудах первого на его долю приходится не более 1—2% объема пентландита, а в рудах второго 5—10%. При этом на фоне повсеместной сравнительно слабой (частичной) виоларитизации отчетливо выделяются участки и зоны, где она проявлена весьма интенсивно, так что иногда виоларит преобладает над пентландитом. Так, на месторождении Восток в оруденелой тектонической брекчии, расположенной в лежачем (скв. 240, 300) и висячем (скв. 218) боках рудного тела № 2

из Нижней зоны, пентландит замещен виоларитом почти нацело, тогда как во вкрапленных рудах этого тела виоларит составляет не более 10% объема пентландита.

Наиболее интенсивное проявление виоларитизации в зонах смятия и расщепления отчетливо прослеживается на южном фланге Аллареченского месторождения (рис. 62), где в одной из таких зон мощностью 0.2—0.4 м, проходящей среди серых руд вблизи лежащего бока, сульфиды представлены виоларитом и халькопиритом, которые образуют тонкие (до 2—3 см) призальбандовые оторочки и неправильные скопления в центральной части. А во вмещающих серых рудах и находящемся вблизи теле массивных руд количество виоларита составляет не более 1—2% объема пентландита.

Примечательно, что эти же зоны, как правило, характеризуются мельниковитизацией пирротина и общей пиритизацией руд, а в отдельных случаях здесь появляются гидроокислы и окислы железа, карбонаты и сульфаты (ретжерсит). На участках, где виоларитизация проявлена слабо, все остальные сульфиды не изменяются.

Наблюдения показывают, что виоларитизация не зависит от глубины — характер ее остается одинаковым как в приповерхностной части, так и на глубоких горизонтах. Примерно так же обстоит дело и с дисульфидизацией пирротина. По-видимому, оба процесса являются близкими во времени и обусловлены поступлением по определенным зонам новых порций сравнительно низкотемпературных растворов, создающих более окислительную обстановку (Бетехтин, 1955), в которой моносульфиды замещаются ди- и полисульфидами, а также существенно кислородными соединениями (гидроокислами, сульфатами).

**Морфологические особенности.** Виоларит образуется за счет пентландита, причем замещаются все основные генерации последнего, хотя и в различной степени: наиболее интенсивно пентландит-2 сплошных и брекчиевидных руд, в значительно меньшей степени пентландит-1 сидеронитовой вкрапленности и пентландит-3, а замещение им пентландита-4 не наблюдалось. Поэтому все проявления виоларита мы относим к одной генерации, различая среди них несколько морфологических разновидностей.

а) Точечные и мелкопятнистые выделения («рябь»), распределенные в зернах и агрегатах пентландита без видимой закономерности и характеризующие начало процесса виоларитизации. Размеры до 0.01—0.02 мм в поперечнике.

б) Каемки, развивающиеся с периферии зерен и агрегатов, от трещин спайности, включений и прожилков других минералов.

в) Сплошные мелкозернистые массы, имеющие форму замещенных агрегатов пентландита и содержащие его реликты (рис. 63).

Все разновидности пользуются одинаковым распространением.

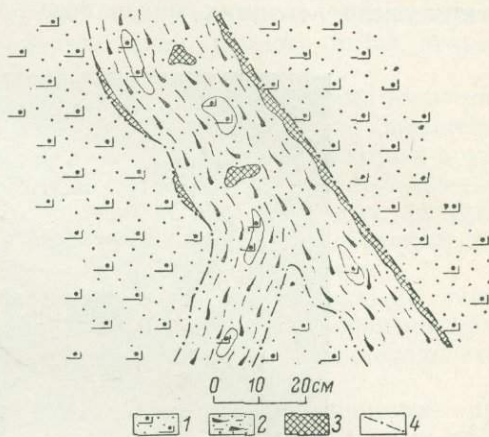


Рис. 62. Зона смятия среди «серых» руд, содержащая скопления халькопирита и виоларита.

1 — «серые» руды; 2 — сланцеватые биотит-амфиболовые породы с вкрапленностью сульфидов; 3 — сплошные руды; 4 — тектонические нарушения.

Интенсивная виоларитизация постоянно сопровождается образованием карбонатов и сульфатов, а в некоторых случаях — миллерита, гидроокислов и окислов железа. Карбонаты располагаются в многочисленных трещинах, возникающих в процессе виоларитизации и разбивающих выделения пентландита на множество полигональных блоков, чем создается подобие «структуры усыхания гелей». Нередко карбонаты и сульфаты замещают виоларит, развиваясь от этих трещин в виде дендритоподобных выделений, что особенно свойственно сульфату никеля — ретжерситу. Миллерит образует тонкие каемки на виоларитизированном пентландите, а также мелкие выделения во внутренних частях его агрегатов (рис. 63).

Гидроокислы железа (гетит) слагают просечки и линзовидные обособления среди нерудных минералов.



Рис. 63. Почти полная псевдоморфоза виоларита по пентландиту.

1 — виоларит; 2 — пентландит; 3 — миллерит; окружающая серая масса — халькопирит-2. Аншлиф, при одном николе, увел. 250.

**Внутреннее строение, вторичные изменения.** Внутреннее строение виоларита характеризуется большой неоднородностью. Помимо многочисленных включений нерудных минералов, реликтов пентландита и других сульфидов, вростков миллерита, само вещество виоларита не является гомогенным. В нем постоянно наблюдаются два, а то и три компонента, отличающиеся оттенками цвета, отражательной способностью и твердостью. Как правило, непосредственно на фронте замещения пентландита виоларит обладает типичным серовато-сиреневым цветом, который по направлению к тыльной части агрегатов (т. е. к трещинам или наружным частям бывших зерен пентландита) сменяется лиловато-розоватым, а затем появляется и коричневатый оттенок. Помимо цвета, изменяется рельеф и отражательная способность — в том же направлении они возрастают. В результате крупные выделения виоларита всегда обладают неравномерной пятнистой окраской, причем границы между отдельными компонентами нередко бывают резкими. В ряде случаев лиловато-розоватый и иногда серовато-сиреневый компоненты оказываются отчетливо анизотропными. Возможно, наличие нескольких компонентов отражает различные стадии замещения пентландита и степень кристалличности возникающего виоларита.

Помимо отмеченного выше замещения нерудными минералами и миллеритом, виоларит довольно часто замещается бравоитом и гидроокислами железа. Бравоит развивается в тыльной части каемок, по границе с нерудными минералами в виде тонких корочек и мелких изолированных зерен. Гидроокислы железа возникают при очень сильных изменениях первичных руд — в зонах смятия и дробления. Здесь они образуют неправильные каемки и прожилки по границам полигональных блоков виоларита, а также пятнистые обособления, являющиеся цементом для всех остальных минералов.

**Физические свойства.** Микротвердость виоларита измерена в одном образце ультраосновных пород с бедным оруденением (приложение 11). Она оказалась равной 422—462 кг/мм<sup>2</sup> — эта величина представляется завышенной, так как рельеф виоларита лишь немного выше рельефа пентландита ( $H=200-300$  кг/мм<sup>2</sup>).

Отражательная способность определена для двух проб виоларита (приложение 12) — из брекчиевидной руды и оруденелого пегматита. Кривые дисперсии отражательной способности очень близки друг к другу: они характеризуются двумя крутыми подъемами в интервалах 484—516 и 593—622 нм и наличием ровных площадок на остальных участках спектра (рис. 61). Эти особенности хорошо объясняют своеобразный цвет минерала — с синеватыми и розоватыми тонами одновременно.

Виоларит из оруденелого пегматита обладает пониженными значениями  $R$  на всем измеряемом интервале, что объясняется, вероятно, мельчайшими включениями сопутствующих минералов или неоднородностью самого виоларита, о чем упоминалось выше.

**Структура и состав.** Химические анализы и рентгенометрические определения выполнены для двух проб виоларита — из зоны смятия среди «серых» руд Аллареченского месторождения и их сульфидного прожилка в амфиболитах месторождения Восток (приложение 1, обр. 43—45). Вторая проба анализировалась дважды: фракция виоларита, по возможности очищенная от примесей других минералов, и целиком прожилок.

Рентгенограммы виоларита (Яковлев, Яковлева, 1964) обнаруживают хорошую сходимость с эталонными, но параметры ячейки (табл. 16)

ТАБЛИЦА 16

Результаты рентгенометрических и химических анализов виоларита

№ образца	Тип руды	Характеристика минерала	$a_0$ , Å	Формула	Ni : Fe
43	II <sub>1</sub>	Среднезернистые выделения в зоне смятия	9.470	(Fe <sub>0.839</sub> Ni <sub>2.138</sub> Co <sub>0.037</sub> ) <sub>3.014</sub> S <sub>4</sub>	2.548
44	VI <sub>1</sub>	Прожилки в амфиболите	9.457	(Fe <sub>1.492</sub> Ni <sub>2.306</sub> Co <sub>0.032</sub> ) <sub>3.830</sub> S <sub>4</sub>	1.546
45	VI <sub>1</sub>	То же	9.463	(Fe <sub>1.359</sub> Ni <sub>2.457</sub> Co <sub>0.046</sub> ) <sub>3.862</sub> S <sub>4</sub>	1.808

Примечание. Параметры ячейки определены Л. Г. Латышевой с точностью  $\pm 0.004$  кХ. Номера образцов те же, что в приложении 1.

оказываются значительно меньше последних (Михеев, 1957: № 116 —  $a_0=9.503$  Å; Минералы, т. I, 1960:  $a_0=9.529$  Å). В то же время величина  $a_0$  для виоларита обоих месторождений изменяется в довольно узких пределах и весьма близка таковой для виоларита из Норильских месторождений (Генкин, 1950:  $a_0=9.45$  Å).

Пересчет анализа первой пробы (табл. 16) дает формулу, весьма близкую теоретической FeNi<sub>2</sub>S<sub>4</sub>, хотя соотношение между никелем и железом

немного иное. Правда, виоларит относится к числу недостаточно изученных минералов, поэтому не исключено, что данная формула неточно отражает его состав. Пересчеты двух последних анализов оказываются неудовлетворительными, несмотря на тщательные количественные подсчеты в аншлифах и введение необходимых поправок (Яковлев, Яковлева, 1964).

Спектральными анализами в виоларите обнаруживаются те же примеси, что и в пентландите.

Таким образом, виоларит, образуясь путем замещения пентландита, фиксирует изменение физико-химической обстановки на поздних стадиях формирования медно-никелевых руд. Интенсивное его развитие наблюдается в зонах смятия и рассланцевания, пересекающих рудные тела и ультраосновные массивы.

## ВТОРОСТЕПЕННЫЕ РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

В обширной группе второстепенных рудных минералов, а также минералов-примесей существенные данные имеются лишь для таких, как ильменит, макинавит, валлериит, борнит, кубанит, медь самородная и др. Поэтому ниже эти минералы рассматриваются более подробно, а остальным даются краткие характеристики.

## Ильменит

**Морфологические особенности.** Распределение ильменита в породах и рудах района в общих чертах сходно с распределением магнетита: он сосредоточен главным образом в ультраосновных породах, но широко развит и в экзоконтактовых биотит-амфиболовых метасоматитах, а также в амфиболитах. Выделяются три генерации ильменита.

**Ильменит-1** — это ильменит ультраосновных пород с сингенетическим сульфидным оруденением, представленный следующими разновидностями: а) пластинчатыми, изометрическими и неправильными выделениями, а также мирмекитоподобными срастаниями со шпинелью в магнетите-1 (рис. 56); б) мелкими выделениями и «эмульсионной» вкрапленностью в первичных силикатах, совместными с магнетитом-1 или самостоятельными.

**Ильменит-2** развит в сильно измененных ультраосновных породах с эпигенетическим оруденением; морфологические разновидности его таковы: а) самостоятельная вкрапленность, большей частью агрегатная, реже встречаются отдельные таблитчатые выделения; размеры зерен составляют 0.01—0.5 мм, а их агрегатов до 1—2 мм; б) просечки, прожилки сложной формы и неправильные выделения в крупных (до 15—20 мм мощностью) прожилках амфибол-асбеста; длина прожилков ильменита достигает 10—20 мм, а мощность до 1 мм; в) мельчайшие ксеноморфные включения («сыпь») в амфиболе, а также мирмекитоподобные срастания с амфиболом и пироксеном на участках интенсивного изменения ультраосновных пород.

Наиболее распространенной является первая разновидность.

**Ильменит-3** — это ильменит вмещающих пород и экзоконтактовых метасоматитов, преимущественно биотит-амфиболовых. В третью генерацию он отнесен условно, так как взаимоотношения с сингенетическим оруденением не установлены, а по отношению к эпигенетическим рудам он более ранний. Морфологические разновидности ильменита-3 довольно разнообразны.

а) Таблитчатые, овальные и неправильные выделения, во вмещающих породах тяготеющие к биотиту и амфиболу, а в экзоконтактовых биотит-амфиболовых метасоматитах образующие цепочки, согласные с общей

сланцеватостью пород. Почти постоянно ассоциируют со сфеном и часто с рутилом. Размеры до 0.5—1.0 мм в длину.

б) Мелкие (0.01—0.1 мм) лапчатые индивиды в роговой обманке и диопсиде, а также мирмекитоподобные сростания с ними; наиболее часто наблюдаются в местах скарнирования амфиболитов.

в) Линзовидные и округленные таблитчатые выделения (до 0.1—0.3 мм), тяготеющие к магнетиту-4, нередко образуют около него прерывистые каемки. Встречаются в местах интенсивной мигматизации и скарнирования гнейсов и гранито-гнейсов. Почти постоянно сопровождаются крупнозернистым сфеном, который иногда нарастает на них, делая каемки «двухслойными».

г) Клиновидные и тонкопластинчатые вроски в биотите, значительно реже в амфиболе, приуроченные к плоскостям их спайности по периферии индивидов. Длина вросток до 0.01—0.05 мм.

д) Крупнотаблитчатые агрегаты в кварцево-хлоритовых прожилках среди амфиболитов, постоянно ассоциирующие с крупнозернистым сфеном. Длина табличек достигает 10—15 мм, толщина 0.5—1.0 мм.

Наиболее распространенной является первая разновидность.

Для **внутреннего строения** ильменита характерно наличие вросток других минералов и двойникование.

Закономерные сростания с ильменитом образуют шпинель и гематит, первая — с ильменитом-1, второй — с ильменитом-3. Сростки со шпинелью уже отмечались (см. описание магнетита, рис. 56), а включения гематита свойственны первой и третьей разновидностям ильменита-3. Соотношения между ильменитом и гематитом в них различны: как правило, гематита значительно меньше (5—15% объема ильменита), он образует мелкие округлые включения, количество и размеры которых заметно уменьшаются к периферии зерен ильменита, что свидетельствует об образовании их в результате распада твердого раствора.

Но в ильмените первой разновидности из грубопятнистых амфиболитов участка Алксоайв количество гематита достигает 30—50% объема агрегатов, так что состав последних отвечает гематит-ильмениту (Рамдор, 1962). Здесь гематит представлен овальными, линзо- и дискообразными выделениями различных размеров: крупными, соизмеримыми с зернами ильменита (0.05—0.2 мм в длину), и мельчайшими (0.001—0.02 мм). При этом более крупные тельца гематита содержат мельчайшие выделения ильменита, а крупные обособления последнего — столь же мелкие выделения гематита (рис. 64, а). Структурные соотношения этих минералов объясняются двухступенчатым распадом твердого раствора: сначала выделились крупные обособления гематита, а позднее в них и в оставшейся части ильменита произошел новый распад. Подобная интерпретация таких структур дана П. Рамдором (1962); по его мнению, распад происходит при температурах ниже 600° С (при более высоких температурах  $Fe_2O_3$  и  $FeTiO_3$  обладают неограниченной смесимостью).

В ильмените-1 иногда наблюдаются пластинчатые вроски халькопирита (рис. 64, б), но в большинстве случаев отчетливо видно, что халькопирит здесь более поздний: он замещает пластинчатые индивиды какого-то другого минерала (шпинели?), обладающего меньшей отражательной способностью по сравнению с ильменитом.

Двойникование чаще всего наблюдается во вкрапленниках ильменита-2, реже в ильмените-3 самостоятельных и совместных с магнетитом-4 агрегатов. Как правило, это пластинчатые двойники давления, развитые по одному, реже по двум направлениям.

**Вторичные изменения** ильменита выражаются в замещении его шпинелью, сфеном, рутилом и анатазом (лейкоксензация), а также сульфи-

дами. Ильменит-1 в незначительной степени замещается шпинелью, ильменит-2 — частично рутилом и анатазом, очень редко сульфидами.

Наиболее сильным изменениям подвергается ильменит-3 первой и последней разновидностей. Во вмещающих породах и кварц-хлоритовых прожилках он замещается преимущественно сфеном, который развивается по нему непосредственно (рис. 65), причем ассоциирующий с ним магнетит-4 обычно сохраняется. В биотит-амфиболовых метасоматитах ильме-

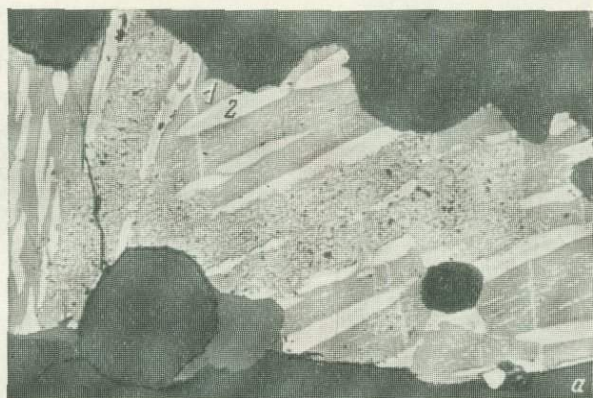


Рис. 64. Закономерное срастание ильменита с гематитом (а) и халькопиритом (б).

1 — ильменит; 2 — гематит; 3 — халькопирит; 4 — кубанит; 5 — пентландит; черное — силикаты. Аншлиф, при одном никеле, увел.: а — 200, б — 120.

нит часто подвергается лейкоксенизации, которая протекает неравномерно, с образованием на фронте замещения какого-то реакционного нерудного минерала. Лейкоксенизация наблюдается и в гематит-ильмените из грубопятнистых амфиболитов.

**Физические свойства.** Для нескольких проб ильменита-1 и ильменита-3 измерены микротвердость и отражательная способность (приложения 11, 12). Микротвердость ильменита обеих генераций составляет 500—700 кГ/мм<sup>2</sup>, что соответствует справочным данным (Лебедева, 1963).

Отражательная способность различных образцов ильменита-1 изменяется незначительно: для желтой области спектра (593 нм) она составляет 16.4—19.9%. Максимальная величина двуотражения достигает 3.0 абс.%,

или 15 отн. % (отчетливо наблюдается с сухими объективами). Дисперсия  $R$  незначительна на протяжении всего интервала 441—692 нм, лишь в оранжевой части спектра (622 нм) наблюдается пологий максимум. Этими особенностями дисперсии  $R$  обусловлен розовато-коричневый оттенок общего серого цвета минерала (рис. 48).



Рис. 65. Частичное замещение ильменита-3 сфеном.

1 — ильменит-3; 2 — сфен; 3 — магнетит; черное — силикаты. Аншлиф, при одном никеле, увел. 80.

## Макинавит

### Морфологические особенности.

Макинавит — тетрагональный сульфид железа состава  $FeS$  — как минеральный вид установлен совсем недавно (Birks et al., 1959; Kouvo et al., 1963). До этого он отождествлялся с валлериитом — сульфидом  $Fe$  и  $Cu$  сложного состава, в котором химическими анализами постоянно обнаруживается значительная примесь  $MgO$  и  $Al_2O_3$ . Забегая вперед, отметим, что в отраженном свете макинавит весьма напоминает молибденит, а валлериит — графит.

Детальная характеристика этих замечательных своими оптическими свойствами минералов приведена в недавней работе А. Д. Генкина и Л. Н. Вьяльсова (1967), которые установили их в ряде медно-никелевых месторождений СССР, а также в Халиловском хромитовом месторождении. Они пришли к выводу, что макинавит и валлериит образуются «в рудах в результате гидротермального аутометаморфизма, аналогичного серпентинизации вмещающих пород» (стр. 104).

В Аллареченском районе макинавит пользуется широким развитием, но почти исключительно в бедных сингенетических рудах. Практически во всех массивах перидотитов с сингенетическим оруденением есть макинавит, но повышенные концентрации его наблюдаются лишь в отдельных из них, таких как массивы на северном и юго-западном флангах месторождения Восток (скв. 211, 216 и др., скв. 509, 513 и др.), южном фланге участка Акким (скв. 560 и др.), некоторые тела участков Северного, Аннама, Хихнаярви. Здесь макинавит является одним из главных рудных минералов и иногда преобладает над халькопиритом и даже пентландитом. Правда, оруденение в этих массивах, как правило, очень бедное, поэтому абсолютное содержание макинавита оказывается низким — не более 0.1—0.5%.

Условно выделяют три генерации макинавита.

**Макинавит-1** развит только в пентландите-1 и преимущественно в изометрических его выделениях среди сидеронитовой вкрапленности сульфидов. Наблюдаются следующие разновидности.

а) Жгутовидные или неправильно-полосчатые выделения, образующие «бурундучные» агрегаты, в которых все индивиды гаснут одновременно (рис. 66, а). Иногда жгутики примыкают друг к другу очень тесно, образуя почти сплошные агрегаты, заполняющие всю центральную часть зерен пентландита (до 70—80% их объема) и имеющие очень неровные, остро-зазубренные контуры; пентландит здесь слагает наружную каемку, а во

внутренней части представлен мелкими пластинчатыми и линзовидными выделениями.

б) Монокристаллические выделения в центральной части зерен пентландита, обладающие ровными контурами. Почти всегда в них наблюдается спайность в одном направлении, к трещинам которой приурочены очень тонкие просечки магнетита, а на контакте с магнетитом располагаются такие же тонкие, но короткие пластиночки халькопирита и пентландита.

в) Ячеисто-решетчатые агрегаты, в которых линзовидные и пластинчатые выделения пентландита располагаются по двум или по трем направлениям, образуя решетку, в ячейках которой находится макинавит.

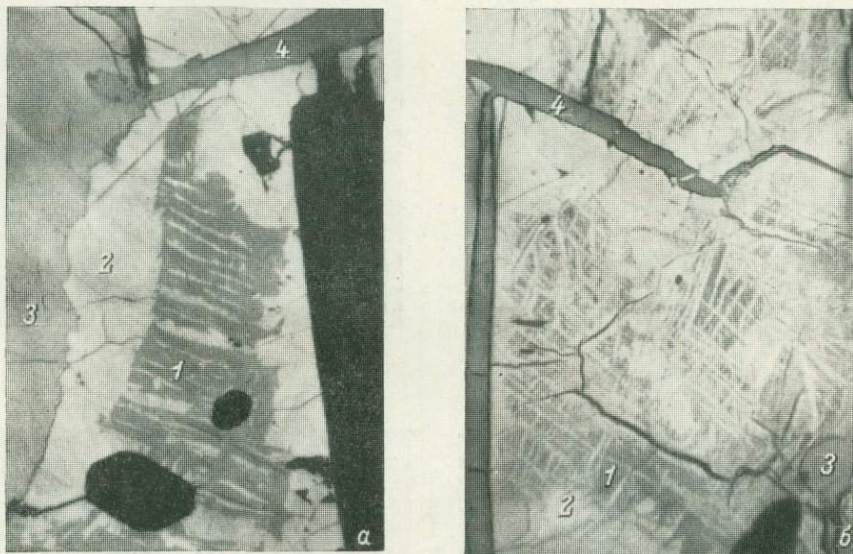


Рис. 66. Агрегаты макинавита-1 в пентландите.

а — бурундучные; б — ячеисто-решетчатые. 1 — макинавит; 2 — пентландит; 3 — халькопирит; 4 — магнетит; черное — силикаты и выбоины. Аншлифы, при одном никеле, увел.: а — 600, б — 180.

В макинавите содержится очень много мелких жгутовидных выделений пентландита и халькопирита, а в пластинках пентландита — мелких червеобразных и дисковидных вrostков макинавита (рис. 66, б).

Наиболее распространенной является первая разновидность, значительно реже встречается третья, а вторая — очень редко. Но для всех их характерно: тяготение к центральной части зерен пентландита, постоянная ассоциация с халькопиритом, резкое уменьшение количества выделений вблизи крупных прожилков магнетита-2 и нерудных минералов (а иногда и около отдельных идиоморфных включений последних — рис. 66). Все эти структурные особенности, вероятно, свидетельствуют о том, что макинавит-1 образовался в результате распада твердого раствора, причем для последней разновидности распад был двукратным, аналогичным таковому в гематит-ильмените (см. выше). На возможность такого образования указывает П. Рамдор (1962), особенно для медно-никелевых месторождений (Инсизва и др.). Распад происходит при температуре около 250° С. В Аллареченском районе он очень близок во времени с серпентинизацией и образованием магнетита второй генерации.

Макинавит-2 — отчетливо метасоматический, развивающийся как по пентландиту, так и по халькопириту сингенетических руд. Различаются разновидности.

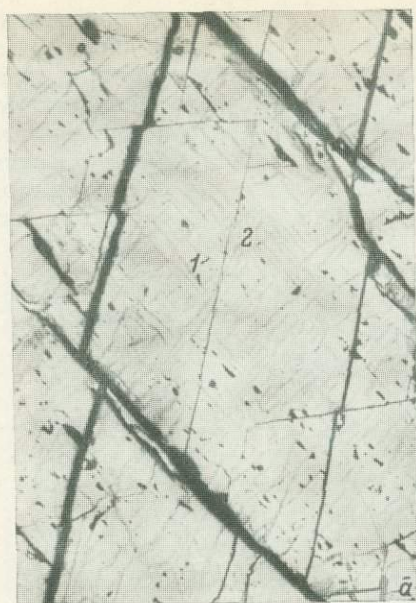


Рис. 67. Агрегаты макинавита-2.

а, б — клиновидные вроски; в — каемки и неправильные скопления (вместе с бурундучными выделениями макинавита-1); г — прожилки поперечно-шестоватого строения. 1 — макинавит; 2 — пентландит; 3 — халькопирит; 4 — магнетит; черное — силикаты. Анзифы, при одном никеле (а, в, г), николи скрещены (б); увел.: а, б — 80, в — 200, г — 400.

а) Клино- и стреловидные вростки, а также мелкие пластинчатые выделения в пентландите и халькопирите, часто приуроченные к краевым частям их зерен. В пентландите они иногда развиваются по двум взаимно перпендикулярным направлениям, не совпадающим с плоскостями спайности (рис. 67, а, б).

б) Каемки и скопления неправильной формы, тяготеющие к периферии зерен и агрегатов пентландита; внутренние их контуры очень неровные, мелкозубчатые (рис. 67, в).

в) Прожилки мощностью до 0.01—0.02 мм, большей частью ориентированные в одном направлении. Примечательной особенностью является

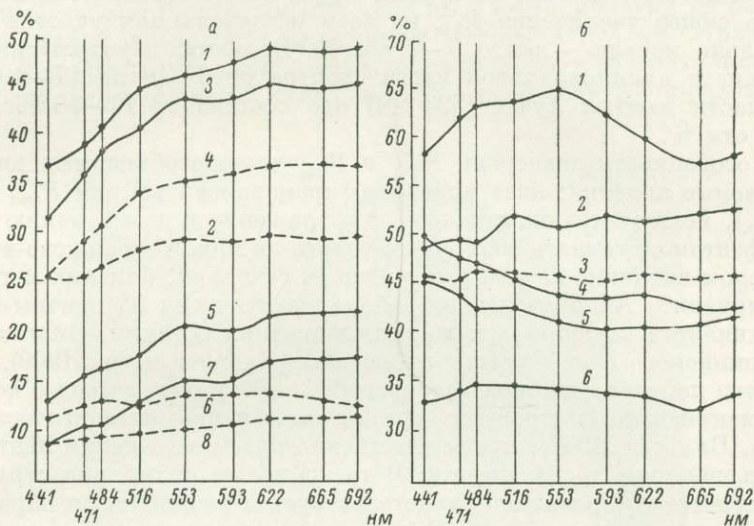


Рис. 68. Кривые дисперсии отражательной способности рудных минералов.

На а: 1—4 — макинавит, 5—8 — валлериит; на б: 1 — алтаит, 2, 3 — паркерит, 4 — галенит, 5 — минерал Г, 6 — минерал Б. Пунктиром обозначены минимальные значения отражательной способности.

наблюдающееся в отдельных случаях поперечно-шестоватое строение (рис. 67, в), а также постоянная ассоциация с троилитоподобным минералом.

г) Дендритовидные, тонкие ажурные выделения, развивающиеся от трещин спайности пентландита по одному-двум направлениям (рис. 53).

Все разновидности макинавита-2 распространены примерно одинаково. Весьма сходные особенности развития макинавита наблюдались нами и в сульфидоносных дунитах Хабаровинского массива на Южном Урале (Яковлев и др. 1970).

Макинавит-3 пользуется ограниченным распространением, но встречается как в сингенетических, так и в эпигенетических рудах. В первых он практически неотличим от макинавита-2, а в эпигенетических развивается метасоматически, главным образом по халькопириту, реже пентландиту.

Морфологически довольно однообразен: это пластинчатые, стреловидные выделения и зигзагообразные просечки или прожилки, длина которых не превышает 0.1—0.2 мм. И в халькопирите, и в пентландите они располагаются незакономерно, но большей частью с периферии их зерен и агрегатов. Наиболее часто макинавит-3 наблюдается там, где халькопирит содержит включения сфалерита, галенита и других поздних минералов.

**Физические свойства.** Микротвердость макинавита измерялась в одном образце (приложение 11); она изменяется от 97 до 130 кг/мм<sup>2</sup>. Такой разброс значений  $H$  объясняется, вероятно, не только анизотропией свойств макинавита, но и тесными сростаниями его с другими сульфидами, в связи с чем полученную величину  $H$  следует рассматривать как ориентировочную.

Отражательная способность определена в четырех образцах макинавита-1 и 2 (приложение 12). Кривая дисперсии  $R_{\max}$  (рис. 68) характеризуется крутым подъемом в коротковолновой области спектра и пологим — на остальной; общее увеличение  $R_{\max}$  составляет 12—14 абс. % (от 31—36 до 45—49 абс. %). Кривая дисперсии  $R_{\min}$  в целом повторяет таковую для  $R_{\max}$ , но общее увеличение  $R_{\min}$  на всем исследованном участке спектра значительно меньше — всего 5—7 абс. %. Величина двуотражения также возрастает к длинноволновой части спектра от 6—10 до 17—19 абс. %; для области желтых лучей (593 нм) она составляет 16—18 абс. %, или 40—50 отн. %.

Эти особенности дисперсии  $R_{\max}$  и  $R_{\min}$  хорошо объясняют визуально наблюдаемые явления: цвет минерала (кремово-желтый для  $R_{\max}$  и серый для  $R_{\min}$ ), исключительно сильные двуотражение и анизотропию (с цветным эффектом от темного голубовато-серого до яркого оранжево-желтого).

В целом величина  $R$  и ее дисперсия (в сечениях, близких к главным) для макинавита Аллареченского района практически идентичны таковым для макинавита из Норильского месторождения (Генкин, Вьяльсов, 1967) и Хабарнинского гипербазитового массива (Яковлев и др., 1969).

Анализ парагенетических ассоциаций подтверждает вывод о возникновении макинавита в процессе аутометаморфизма сингенетических руд (Генкин, Вьяльсов, 1967), преимущественно путем замещения пентландита и в меньшей мере халькопирита. В то же время целый ряд структурно-морфологических признаков свидетельствует о возможности образования части макинавита (первой генерации) путем распада твердого раствора его с пентландитом.

### Валлериит

**Морфологические особенности.** В медно-никелевых рудах района валлериит пользуется меньшим распространением по сравнению с макинавитом, хотя обладает многими сходными чертами развития. Он встречается только в сингенетических рудах, где замещает магнетит-1 или реже образует мелкие самостоятельные агрегаты среди нерудных минералов. В соответствии с этим выделяются две морфологические разновидности.

а) Мельчайшие клочковатые вроски в магнетите-1, иногда сливающиеся в неправильные пятна и линзовидные обособления. Валлериит развивается избирательно по магнетиту, а пластинки ильменита сохраняются даже в почти полных псевдоморфозах (рис. 58, б; 69). Он встречается только там, где развит макинавит-2, и наиболее интенсивно замещается им магнетит-1 на контакте с сульфидами, содержащими обильные включения макинавита-2 (рис. 69). Примечательно, что валлериит, интенсивно замещающий магнетит-1, совсем не замещает магнетит-2, даже каемки его на первом; по-видимому, он образуется раньше магнетита-2.

б) Самостоятельные выделения среди нерудных минералов, в том числе на продолжении просечек магнетита-2 в прожилках серпентина. Форма агрегатов неправильная, иногда линзовидная или изометрическая. Индивиды имеют чешуйчатую, пластинчатую и таблитчатую форму, нередко они скрытокристаллические. Встречается также на участках интенсивного развития макинавита-2.

Наиболее распространенной является первая разновидность, вторая встречается значительно реже. Та и другая в шлифах почти никогда

не обладают ровной, гладкой поверхностью, отличаясь сильной шагренью, которая обусловлена или мелкокристаллическим строением самих агрегатов, или мельчайшими включениями нерудных минералов.

**Физические свойства.** Микротвердость валлериита (приложение 11) изменяется от 106.8 до 160.0 кГ/мм<sup>2</sup>. Вероятно, эти значения завышены, что объясняется постоянным присутствием в агрегатах валлериита мельчайших включений других минералов (силикатов, магнетита).

Отражательная способность изменяется от 7—8 до 20—22 абс. % (приложение 12). Для кривых дисперсии  $R_{\max}$  (рис. 68) показателен довольно энергичный подъем на отрезке 440—553 нм и очень пологий на остальной части спектра, с небольшим минимумом в области 593 нм. Кривые дисперсии  $R_{\min}$  располагаются почти параллельно горизонтальной оси, с плавными перегибами на отдельных участках спектра. Величина дву-



Рис. 69. Псевдоморфозы валлериита.

1 — валлериит; 2 — магнетит-1; 3 — магнетит-2; 4 — пентландит; 5 — макинавит; 6 — пирротин; черное — силикаты. Аншлиф, при одном николе, увел. 200.

отражения в различных сечениях изменяется от 0—2 абс. % в коротковолновой области до 6—10 абс. % в длинноволновой; для желтых лучей ( $\lambda=593$  нм) она составляет 4.5—6.5 абс. %, или 40—42 отн. %.

Валлериит, как известно (Генкин, Вьяльсов, 1967), является минералом переменного знака: в области 460—1000 нм он одноосный положительный, а для длин волн  $< 460$  нм — одноосный отрицательный. В наших измерениях перемена знака не обнаруживается, что объясняется выполнением их не в главных сечениях, но по некоторым образцам (приложение 12) эта особенность намечается.

В целом полученные значения  $R$  и ее дисперсии для валлериита Аллареченского района близки таковым для валлериита Норильского месторождения (Генкин, Вьяльсов, 1967) и Горюнского участка на Южном Урале (Яковлев и др., 1969).

Результаты измерения  $R$  подтверждают визуальное сходство валлериита с графитом: он имеет бронзово-желтый до темно-серого цвет, среднюю отражательную способность ( $R_{\max}=15-20$  абс. % и  $R_{\min}=10.8-13.5$  абс. % для  $\lambda=593$  нм), очень сильные двуотражение и анизотропию (с цветным эффектом от темного синевато-серого до красно-коричневого). Но в отличие от графита его отражательная способность никогда не бывает ниже, чем у окружающих нерудных минералов (приложение 12, рис. 69), тогда

как у графита  $R_{\min}$  составляет всего 5 абс. %, т. е. ниже, чем у многих силикатов. Кроме того, у валлериита редко наблюдается волнистое погасание, характерное для графита.

Таким образом, развитие валлериита относится к числу ранних преобразований сингенетических руд, характерных для стадии автометаморфизма, и протекает, вероятно, почти одновременно с развитием макинавита-2, но имеет меньший масштаб.

### Кубанит

**Морфологические особенности.** Экспериментально установлены (Yund, Kullerud, 1961) три структурные модификации кубанита — ромбическая, тетрагональная (?) и кубическая, температурные области устойчивости которых соответственно: ниже 200, 200—260 и выше 260° С.



Рис. 70. Каемка кубического кубанита на таблитчатом выделении ромбического кубанита.

1 — кубический кубанит; 2 — ромбический кубанит; 3 — халькопирит; 4 — пентландит; черное — силикаты. Аншлиф, при одном никеле, синий фильтр, увел. 250.

В природе известны ромбическая и кубическая модификации, причем предполагается, что «кубический кубанит может возникать при распаде высокотемпературного халькопиритового твердого раствора, а затем при понижении температуры превращается в ромбический кубанит» (Генкин и др., 1966, стр. 53). Однако большей частью обнаруживается более позднее развитие кубического кубанита по ромбическому, что заставляет объяснить это явление невыясненными локальными термическими воздействиями на ромбическую модификацию (Рамдор, 1962; Генкин и др., 1966).

В медно-никелевых рудах Аллареченского района установлены обе природные модификации кубанита, но кубическая только в виде незначительной примеси к ромбической. Ромбический кубанит развит в ультраосновных породах с сингенетическим оруденением, где наблюдаются несколько его морфологических разновидностей: а) одиночные пластинки и таблички в халькопирите-1 или реже в пентландите-1; б) системы пластинок и табличек в сложных пентландит-кубанит-халькопиритовых агрегатах; в) тонкопластинчатые агрегаты, содержащие многочисленные включения халькопирита, ориентированные параллельно их удлинению; вмещающий эти агрегаты халькопирит-1 часто содержит вставки маки-

навита; г) изометрические и неправильные выделения до 0.2—0.5 мм в поперечнике.

Наиболее распространенной является первая разновидность, остальные встречаются редко, причем третья и четвертая разновидности лишь в тех массивах, на отдельных горизонтах которых кубанит является одним из главных рудных минералов (уч. Ажким, скв. 560 и др.). По-видимому, все они являются продуктами распада твердых растворов.

Кубический кубанит образует каемки около таблитчатых выделений ромбического, иногда замещая их нацело, а также короткопластинчатые вроски в краевых частях изометрических выделений ромбического кубанита (рис. 70).

Кубический кубанит изотропен, обладает сочным бронзовым цветом с розовато-коричневым оттенком; в контакте с ромбическим кубанитом он заметно темнее. В отдельных пластинках наблюдается спайность или отдельность, параллельная их удлинению, вдоль плоскостей которой развиваются просечки нерудных минералов.

**Физические свойства.** Отражательная способность и микротвердость измерены для обеих модификаций кубанита (приложения 11, 12).

Отражательная способность ромбического кубанита (рис. 61) характеризуется значительным возрастанием на отрезке 441—553 нм и сравнительно слабым изменением на остальной части спектра. Кривые дисперсии  $R_{\max}$  и  $R_{\min}$  по своей конфигурации практически повторяют друг друга, что обуславливает одинаковый цвет минерала как в положении просветления, так и в положении погасания. Но на кривой  $R_{\max}$  более четко проявлены два пологих максимума — в области зелено-голубых и оранжевых лучей, чем и объясняется своеобразный нежно-сиреневый оттенок в положении просветления. Величина двуотражения максимальная в области голубых лучей (7.5—8.0 абс. %) и снижается к длинноволновой части спектра (5.0—5.5 абс. %); для желтых лучей ( $\lambda=593$  нм) она составляет около 5.5 абс. %, или 14—15 отн. % (двуотражение ясно различимо с сухими объективами).

Кривая дисперсии кубического кубанита отличается непрерывным подъемом в направлении длинных волн, причем на отрезке 441—553 нм подъем крутой, а на остальной части очень пологий; благодаря этому кубический кубанит обладает отчетливым розовато-коричневым оттенком, без примеси зеленовато-голубоватого. В целом кривая дисперсии  $R$  кубического кубанита на большей части измеряемого интервала располагается между кривыми  $R_{\max}$  и  $R_{\min}$  ромбического, а в области фиолетовых лучей даже ниже  $R_{\min}$ . Поэтому в отраженном свете кубический кубанит выглядит более темным, чем ромбический по  $R_{\max}$ , и более светлым, чем ромбический по  $R_{\min}$ .

Значения отражательной способности обеих модификаций кубанита Аллареченского района весьма близки таковым кубанитов Норильского месторождения (Генкин и др., 1966), хотя для последних приводятся величины  $R$  только четырех участков спектра (500, 546, 589 и 620 нм).

Микротвердость кубического кубанита изменяется в узких пределах — от 197 до 226 кг/мм<sup>2</sup>, что соответствует эталонным данным (Лебедева, 1963). Ромбический кубанит обладает различной микротвердостью: по удлинению индивидов она довольно разная (в среднем 180 кг/мм<sup>2</sup>), а поперек удлинения высокая — 245—267 кг/мм<sup>2</sup>. Таким образом, коэффициент анизотропии первого ряда для ромбического кубанита весьма высок — 1.36—1.48.

### Борнит

**Морфологические особенности.** Борнит относится к числу распространенных минералов, но отличается своеобразием локализации: подавляющая его часть сосредоточена во вмещающих породах, довольно часто встре-

чается он в экзоконтактовых метасоматитах и в ничтожном количестве в брекчиевидных рудах и в оруденелых ультраосновных породах. Кроме халькопирита и миллерита вместе с борнитом часто развиваются такие редкие минералы, как галенит, сфалерит, паркерит, арсениды, теллуриды и др.

Взаимоотношения борнита с халькопиритом-2 свидетельствуют о почти одновременном их образовании, но на отдельных участках борнит отчетливо замещает халькопирит-2, являясь типичным вторичным минералом. Это позволяет выделить две его генерации.

Б о р н и т - 1 образует вкрапленность во вмещающих и экзоконтактовых породах, а иногда и в брекчиевидных существенно халькопирит-

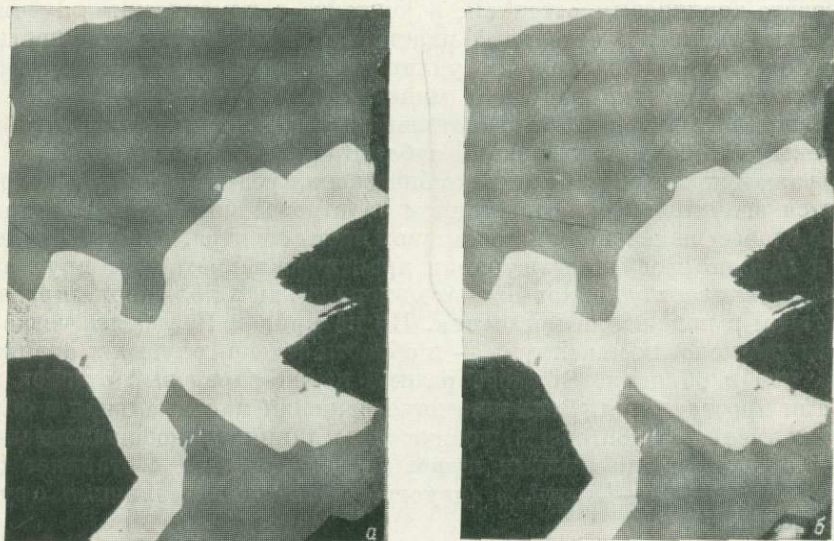


Рис. 71. Вкрапленность борнита (темно-серое) и халькопирита (белое) в экзоконтактовой породе (черное).

а — при одном николе, б — николи полускрещены; видно внутреннее строение борнита. Аншлиф, увел. 120.

товых рудах. Выделяются следующие морфологические разновидности: а) неправильные выделения в борнит-халькопиритовых агрегатах, а также самостоятельные вкрапленники, имеющие угловатую форму (рис. 71), размером до 1—2 мм в поперечнике, иногда до 8—10 мм (Аллареченское месторождение); б) мirmekитоподобные и решетчатые срастания с халькопиритом-2, в которых последний обычно преобладает; в) пластинчатые и неправильные срастания с замещающим его халькопиритом-3 (рис. 55, в); г) мелкие (до 0.01—0.02 мм) угловатые и округлые выделения в прожилках халькопирита, замещающего пентландит в брекчиевидных рудах. Наиболее распространенной является первая разновидность: она составляет не менее 80—90% всего борнита.

При наложении позднейших процессов борнит-1 подвергается замещению халькопиритом-3, халькозином, ковеллином, вместе с которым иногда образуются магнетит и гидроокислы железа.

Б о р н и т - 2 встречается редко: он возникает в процессе преобразования халькопирита первой или второй генерации в поздних зонах дробления.

При изменении халькопирита-1 борнит образует ветвящиеся прожилки, клино- и линзовидные выделения, которые иногда сливаются в ре-

щетчатые и мирмекитоподобные агрегаты. Борнит здесь обычно ассоциирует с магнетитом-2, реже с халькозином, самородной медью и гидроокислами железа; среди силикатов часто развивается валлериит.

Борнит-2 образуется также при интенсивном замещении халькопирита-2 халькозином (дигенитом), а иногда гидроокислами железа и гематитом (м-ние Восток, скв. 305, 323 и др.). В первом случае борнит образует мельчайшие клиновидные вроски в халькопирите на границе с халькозином (дигенитом), а во втором развивается по халькопириту в виде тонких каемок, повторяющих контуры обособлений гидроокислов железа и гематита. Роль борнита-2 в рудах очень невелика.

**Физические свойства** определялись только для борнита-1, главным образом из экзоконтактных пород (приложения 11 и 12). Микротвердость его изменяется от 93 до 139 кг/мм<sup>2</sup>, что весьма близко эталонным значениям.

Отражательная способность борнита характеризуется низкими значениями в коротковолновой части спектра (17—18%) и постепенно повышается к длинноволновой (25-26%), за исключением заметного минимума (21—22%) в области желтых лучей (рис. 61). Эти особенности дисперсии  $R$  хорошо объясняют розовато-коричневый оттенок минерала.

Борнит — минерал изотропный, но в экзоконтактных породах иногда встречаются отчетливо анизотропные его разновидности (рис. 71). Кроме того, часто обнаруживается неоднородное строение борнита-1, обусловленное, очевидно, его разложением (рис. 55, в).

**Структура и состав.** Для двух проб борнита-1 определены параметры ячейки и состав (приложение 1, обр. 39, 40). Первая из них представляет борнит крупнозернистой вкрапленности в кварцевой жиле среди полевошпатовых амфиболитов, а вторая — борнит гнездовой вкрапленности в амфиболите. Параметры ячейки (табл. 17) в обеих пробах оказались близкими друг другу и эталонным данным для кубической (или псевдокубической) модификации (Михеев, 1957;  $a_0=10.93 \text{ \AA}$ )

ТАБЛИЦА 17

Результаты рентгенометрических и химических анализов борнита Аллареченского месторождения

№ образца	Тип руды	$a_0, \text{ \AA}$	Формула
II-122/A-2 86/62.3	VI <sub>2</sub>	10.955	$\text{Cu}_{4.920}\text{Fe}_{1.007}\text{S}_4$
	VI <sub>2</sub>	10.946	$\text{Cu}_{4.547}\text{Fe}_{1.110}\text{S}_4$

Примечание. Параметры определены А. П. Денисовым с точностью  $\pm 0.005 \text{ \AA}$ .

Пересчет анализа первой пробы дает вполне удовлетворительный результат (при небольшом дефиците Cu), а второй — обнаруживает заметное отклонение от теоретического состава, хотя и укладывается в пределы колебания состава природных борнитов (Минералы, т. I, 1960). Вероятно, в борните второй пробы содержится значительная примесь халькопирита (в виде твердого раствора или механических включений).

Таким образом, борнит-1 Аллареченского района обладает физическими свойствами, структурой и составом, близкими к эталонным данным. Развитие его отражает формирование богатых эпигенетических руд, а развитие борнита-2 — изменение руд обоих генетических типов в поздних зонах дробления и смятия.

## Миллерит

**Морфологические особенности.** Развитие миллерита во многом напоминает развитие борнита — подавляющая часть его сосредоточена во внешнем борнит-халькопиритовом ореоле основного оруденения, но часть миллерита образуется в процессе интенсивной виоларитизации пентландита, а также замещения халькопирита халькозином и ковеллином; в соответствии с этим выделяются две его генерации.

**М и л л е р и т - 1** — это миллерит борнит-халькопиритового оруденения во вмещающих и экзоконтактовых породах. Представлен следующими разновидностями: а) изометрическими, таблитчатыми и пластинчатыми выделениями в миллерит-халькопиритовых вкрапленниках и прожилках,

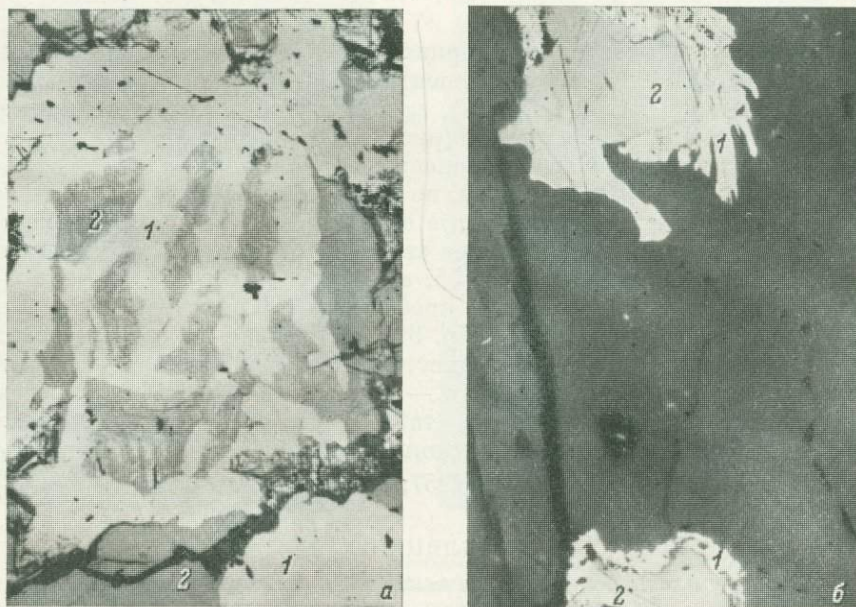


Рис. 72. Агрегаты миллерита (1) в халькопирите (2).

а — жгутовидно-решетчатые и пятнистые; б — каемочные; черное — нерудные. Аншлифы, при одном никеле, увел.: а — 400, б — 150.

размер их от 0.03—0.05 до 0.2—0.5 мм; б) жгутовидными, лапчатыми и неправильными обособлениями в халькопирите-2, иногда образующими подобие грубой тканевой структуры распада твердого раствора (рис. 72, а); в) каемками на отдельных агрегатах и зернах халькопирита, обладающими зазубренными внешними краями (рис. 72, б); г) крупными полосо- и линзовидными обособлениями в существенно пиритных прожилках, мощностью до 1—2 м, а длиной 10—12 мм.

Все разновидности миллерита-1 распространены примерно одинаково. В борнит-халькопиритовых рудах и борнит, и халькопирит часто замещаются халькозином, а миллерит замещается значительно реже и в меньших масштабах.

**М и л л е р и т - 2** — вторичный, образующийся при интенсивном развитии виоларита, халькозина, ковеллина и других поздних минералов. Он встречается как в оруденелых вмещающих и экзоконтактовых породах, так и в богатых рудах, особенно брекчиевидных. Наблюдаются следующие разновидности: а) тонкие каемочки (0.01—0.05 мм) на виоларитизированном пентландите и халькозине, заместившем халькопирит-2

(рис. 63); индивиды миллерита в них большей частью имеют коротко-столбчатый облик и располагаются перпендикулярно контурам выделений пентландита или халькопирита; б) мелкая вкрапленность во внутренних частях виоларитизированного пентландита; в) мелкие неправильные обособления вдали от зерен виоларитизированного пентландита, среди цементирующей массы халькопирита-2, приуроченные к включениям нерудных минералов или микротрещинкам; г) мельчайшие (до 0.01—0.02 мм) округлые и неправильные обособления («глобули») в каемках и скоплениях халькозина, состоящие из многочисленных зернышек. В целом преобладает миллерит-1 (80—90%), а миллерит-2 играет подчиненную роль.

**Физические свойства.** Микротвердость миллерита (приложение 14) составляет в среднем около 300 кГ/мм<sup>2</sup>, с колебаниями в отдельных замерах от 225 до 366 кГ/мм<sup>2</sup>, что хорошо согласуется с эталонными данными (Лебедева, 1963).

Миллерит обладает высокой отражательной способностью (приложение 12):  $R_{\max}$  для желтых лучей ( $\lambda=593$  нм) равна 58—63% (в зависимости от сечений). Кривая дисперсии  $R_{\max}$  (рис. 61) подобна таковой для пирита, но располагается выше последней, отличаясь также более крутым подъемом в коротковолновой области. Величина двуотражения значительно возрастает в сторону длинных волн (от 2.0—2.5 до 7—9%), составляя для желтых лучей 6.5—8.7 абс.%, или 13—16 отн.%, т. е. ясно видна в воздухе.

### Марказит, мельниковит, бравоит

**Марказит** в рудах встречается часто, но всегда в ничтожном количестве; лишь на отдельных участках содержание его увеличивается до нескольких процентов и он становится одним из ведущих минералов. Он образуется, вероятно, во время общей пиритизации руд и дисульфидизации пирротина и частично в процессе экзогенного изменения; соответственно выделены две генерации.

**Марказит-1** — образуется почти одновременно с пиритом-2 и представлен двумя разновидностями: а) неправильными, а также зернистыми и таблитчатыми вростками в пирите-2 преимущественно в сплошных и кружевных его агрегатах, реже в каемках на халькопирите; б) пластинчатыми и клиновидными вростками в пирротине, располагающимися вдоль плоскостей отдельности; толщина их измеряется сотыми долями миллиметра, а длина до 0.1—0.2 мм.

Первая разновидность встречается чаще, чем вторая.

**Марказит-2** развивается одновременно с мельниковитом или чуть позднее его. Отчетливо выделяются две разновидности: а) мелкозернистые агрегаты в тыльной части мельниковитовых масс, насыщенные нерудными минералами; б) тонко- и грубополосчатые образования (иногда типа «бурундучных»), содержащие включения нерудных минералов и линзовидные обособления гематита, нередко с примесью мельниковита и мелкозернистого пирита; встречаются редко, но развиваются интенсивно, замещая пирротин почти нацело (рис. 73).

**Мельниковит** считается скрытокристаллической метаколлоидной формой  $FeS_2$  — пирита или марказита (Чухров, 1955; Минералы, т. I, 1960, и др.). Но некоторые исследователи отстаивают представление о самостоятельности мельниковита как минерального вида (Полушкина, Сидоренко, 1963, 1968).

В рудах Аллареченского района присутствуют обе разновидности — мельниковит-пирит и мельниковит-марказит, причем какой-либо зависимости появления той или иной из них ни от глубины, ни от типа руды не наблюдается, иногда они присутствуют вместе.

Мельниковит образуется за счет пирротина в поздних зонах дробления, несколько чаще замещается пирротин сплошных руд. В общих чертах развитие мельниковита аналогично развитию марказита. Граница между пирротинном и мельниковитом почти всегда нерезкая, расплывчатая — пирротин как бы распадается на мельчайшие зерна, которые превращаются в мельниковит и цементируются образующимися при этом нерудными минералами, главным образом карбонатами. Иногда на контакте пирротина и мельниковита образуется вещество, обладающее пониженной отражательной способностью, серовато-голубоватым оттенком, сильной анизотропией и низкой твердостью, так называемый «промежуточный продукт» (Рамдор, 1962).

Форма мельниковитовых агрегатов очень разнообразна; наиболее распространенными разностями являются следующие: а) неравномерно-

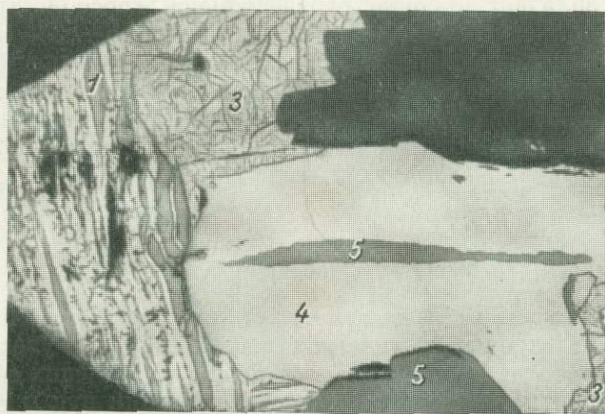


Рис. 73. Линзовидно-полосчатые гематит-марказитовые агрегаты.

1 — гематит; 2 — марказит; 3 — виоларит; 4 — халькопирит;  
5 — магнетит; черное — силикаты. Аншлиф, при одном никеле,  
увел. 80.

полосчатые, обусловленные развитием мельниковита вдоль плоскостей отдельности пирротина; б) пятнистые с трещинами отдельности, к которым приурочены линзовидные выделения карбонатов, а также гидроокислов железа; в) концентрически-зональные (типа «птичьего глаза»), в которых чередуются зоны мельниковита, в различной степени насыщенные нерудными минералами, или зоны мельниковита и пирита; г) почковидные, размером до 0.5—1.0 мм в поперечнике, чаще всего наблюдающиеся в пирротине оруденелых вмещающих пород, где они развиваются от крупных трещин, создавая подобие фестончатых жил или бус. Чаще других встречаются первые две разновидности.

**Бравойт** встречается в рудах месторождений Аллареченское и Восток довольно часто. Самостоятельные выделения его не наблюдались — он образует совместные агрегаты с пиритом-2, марказитом-1, виоларитом, халькозином и миллеритом-2. Таким образом, бравойт является одним из поздних минералов, образование которых тесно связано с общей пиритизацией руд, а также виоларитизацией пентландита и замещением халькопирита халькозином. Поскольку пиритизация является несколько более ранней среди них, можно выделить две генерации бравойта.

**Б р а в о и т - 1** сопровождает развитие пирита-2; встречается главным образом в сплошных рудах. Наблюдаются следующие разновидности: а) лапчатые, серповидные, таблитчатые, иногда изометрические или не-

правильные выделения в «пенистом» пирите; размеры включений 0.01—0.1 мм; б) зональные выделения в каемках пирита-2, развивающегося по халькопириту; зональность пирит-бравойтовых каемок большей частью агрегатная, реже наблюдается структурная, свойственная лишь отдельным зернам бравойта. Вторая разновидность встречается реже первой.

**Б р а в о и т - 2** образуется в процессе виоларитизации пентландита или замещения халькопирита халькозином. Соответственно различаются две разновидности: а) тонкие каемочки около отдельных зерен виоларитизированного пентландита, которые замещают виоларит; в целом иногда создаются агрегаты, подобные «ящичным» образованиям лимонита: «каркас» сложен более светлым и более твердым бравойтом, а «ячейки» выполнены виоларитом, иногда с остатками пентландита; б) цепочки отдельных зерен и линзовидные обособления в каемках халькозина, заместившего халькопирит в оруденелых вмещающих породах. Обе разновидности встречаются одинаково редко.

### Шпинель, хромит

**Шпинель** встречается довольно часто, но только в виде включений в магнетите-1 и очень редко в магнетите-3 и магнетите-4.

В магнетите-1 она образует: мельчайшие изометрические и пластинчатые выделения на контакте с пластинками ильменита-1; цепочки более крупных зерен на стыках изометрических индивидов магнетита и ильменита; правильные линзо- или диско-видные выделения, располагающиеся в двух направлениях по (100) магнетита; кружевоподобные сращения с ильменитом и магнетитом (рис. 56). Максимальными размерами обладают правильные линзовидные выделения — длина их достигает 0.1—0.2 мм, а мощность 0.01—0.02 мм. Все эти индивиды и агрегаты шпинели являются, вероятно, продуктами распада титаномагнетита. Но иногда шпинель представляет собой более позднее образование — она отчетливо замещает магнетит-1 (рис. 58).

В магнетите-3 встречаются мелкие (до 0.05 мм) изометрические или идиоморфные включения, имеющие правильные шестиугольные сечения, которые распределены в зернах магнетита без видимой закономерности. Неправильные мелкие выделения шпинели наблюдаются иногда в магнетите-4 на контакте с обособлениями ильменита или в краевой части агрегатов магнетита.

**Хромит** определенно установлен только в ультраосновных породах: изредка встречается в оруденелых, значительно чаще в безрудных существенно оливинитовых массивах. В тех и других он образует редкие мелкие включения изометрической формы, которые располагаются среди первичных силикатов, иногда на контакте с вкрапленниками сульфидов

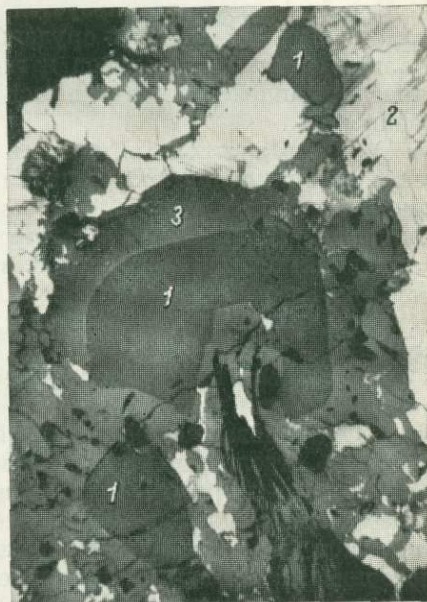


Рис. 74. Вкрапленность хромита в сульфидах.

1 — хромит; 2 — сульфиды, частично замещенные магнетитом; 3 — магнетит; черное — силикаты. Аншлиф, при одном никеле, увел. 140.

или даже внутри их (рис. 74). При развитии по сульфидам магнетита-2 хромит сохраняется, частично замещаясь им лишь вдоль тонких трещинок. В безрудных оливинитах хромит иногда содержит тонкие пластинки шпинели (?) и более крупные ильменита. Размеры зерен хромита варьируют от 0.01—0.02 до 0.2—0.3 мм.

## Ильваит

**Морфологические особенности.** Хотя ильваит относится к числу нерудных минералов, но наиболее четко и безошибочно он диагностируется в полированных шлифах, в связи с чем и рассматривается в группе рудных минералов.

Его диагностические признаки: повышенная по сравнению с другими силикатами отражательная способность (максимальная до 40%); сильное двуотражение (от серого до темного синеваато-серого); сильная анизотропия (с огненно-красными цветными эффектами); синеваато-серый цвет, очень напоминающий цвет ковеллина, но более темный; высокая твердость.

В прозрачных шлифах нормальной толщины он чаще совершенно не просвечивает и может быть принят за рудный минерал. В тонких сколах или более тонких, чем нормальные, шлифах он имеет густой бурый или буроваато-коричневый цвет, сильно плеохроирует от бурого по  $N_r$  до зеленоваато-черного по  $N_g$ .

В районе ильваит пользуется довольно широким развитием: он встречается среди безрудных и оруденелых ультраосновных пород (см. гл. IV), а также среди амфиболитов и гнейсов с бедной сульфидно-магнетитовой минерализацией. Морфологические разновидности его также разнообразны.

а) В ультраосновных породах с сингенетическим оруденением ильваит тесно ассоциирует с актинолитом и магнетитом-2, образуя мелкие включения отдельных зерен или сростков в прожилках последнего (Яковлев, Яковлева, 1967). Зерна ильваита часто имеют правильные ромбо- или клиновидные сечения, иногда близкие к прямоугольным или квадратным. Размеры их очень невелики — 0.01—0.05 мм. Взаимоотношения его с магнетитом свидетельствуют о том, что они образовались почти одновременно.

б) В сильно измененных ультраосновных породах, где сидеронитовая вкрапленность почти утратила свои специфические черты (Восток, скв. 300), ильваит образует крупнозернистые агрегаты, а также вкрапленность отдельных зерен, имеющих прямоугольные, квадратные или ромбовидные сечения. По отношению ко всем сульфидам он является более ранним. Размеры зерен ильваита здесь достигают 0.2—0.3 мм, а их агрегатов до 1—2 мм и в поперечнике. Иногда оруденелые породы с крупнозернистым ильваитом претерпевают поздние изменения, свойственные «красным зонам»: пирротин подвергается дисульфидизации, пентландит — виоларитизации и т. д., но ильваит при этом не изменяется, даже в каверновых породах (рис. 75).

Ильваит первой и второй разновидностей встречается главным образом в пироксенитах.

в) В амфиболитах и гнейсах он наблюдается на участках интенсивной мигматизации или скарнирования, а также развития сульфидно-магнетитового оруденения (Восток, скв. 225, 421 и др.), где среди сульфидов обычно преобладает пирит-1, а магнетит представлен четвертой генерацией. Здесь ильваит развивается в виде: мелкозернистых жгутовидных обособлений, часто перемежающихся с подобными выделениями марказита и образующими «бурундучные» агрегаты; каемок около вкрапленников

пирита и халькопирита; тонких мirmekитоподобных сростаний с полевым шпатом и иногда с сульфидами; линзовидных вростков в пирите; мелкой вкрапленности изолированных зерен среди породообразующих минералов. Размеры его индивидов не превышают 0.01—0.02 мм, но агрегаты их нередко достигают 0.5—1.0 мм. Взаимоотношения его с сульфидами (пиритом, марказитом, халькопиритом) здесь очень неясные; возможно, он образовался почти одновременно с пиритом и халькопиритом или немного раньше их.

В ультраосновных породах ильваит встречается значительно чаще, чем во вмещающих; отмеченные разновидности принадлежат, вероятно, к двум генерациям.

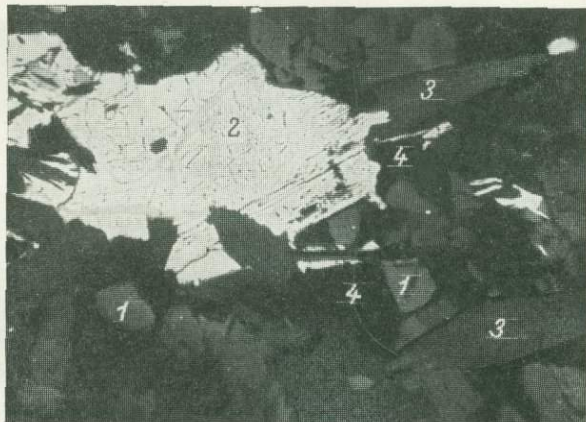


Рис. 75. Ильваит в сильно измененной ультраосновной породе.

1 — ильваит; 2 — сульфиды с просечками магнетита (серое); 3 — амфибол; 4 — тальк. Аншлиф, при одном никеле, увел. 80.

**Физические свойства.** Отражательная способность ильваита (приложение 12) характеризуется слабой дисперсией в положении  $R_{\max}$  и сильной в положении  $R_{\min}$ , с общим понижением  $R$  в направлении длинноволновой части спектра (рис. 48). Уменьшение  $R_{\max}$  на протяжении всего измеряемого интервала составляет 1.0—1.5%, а  $R_{\min}$  2.5—3.7 абс.%. Благодаря этому по  $R_{\max}$  минерал обладает нейтральным серым цветом, а по  $R_{\min}$  наблюдается отчетливый синеватый оттенок.

Величина двуотражения возрастает в сторону длинных волн от 0.6—1.4 до 2.0—3.7 абс.% (в зависимости от сечения); для области желтых лучей ( $\lambda=593$  нм) она составляет 2.0—2.8 абс.%, или 25—33 отн.%.

Результаты измерения  $R$  ильваита Аллареченского района близки к таковым для ильваита из Хабаровинского массива (Яковлев, и др., 1969). Эти данные хорошо объясняют отмеченные выше явления, наблюдаемые визуально в белом свете.

Как известно, ильваит является типичным скарновым минералом, образуясь вслед за гранатом и пироксеном (Карпова, Ивашенцов, 1954). В сульфидных медно-никелевых месторождениях он встречается редко, в незначительном количестве и преимущественно в рудах какого-либо одного типа (Генкин, 1953; Горбунов, Корнилов, 1954). Сравнительно широкое и местами интенсивное развитие его в ультраосновных породах района свидетельствует о своеобразных условиях их метаморфизма.

## Рутил, анатаз, сфен

Эти минералы рассматриваются в одной группе, так как часто развиваются совместно, образуют тесные сростания друг с другом. Они встречаются в рудах и породах всех типов, но рутил и анатаз главным образом в оруденелых ультраосновных породах, а сфен в экзоконтактовых и вмещающих.

**Рутил** распространен довольно широко, образуя две разновидности: а) ксеноморфные лапчатые и кружевоподобные выделения, замещающие ильменит титаномagnetита, реже более крупные (до 0.01—0.03 мм) самостоятельные обособления или выделения его в магнетите-4; б) тонкие игольчатые или пластинчатые выделения (до 0.01—0.03 мм) в биотите и

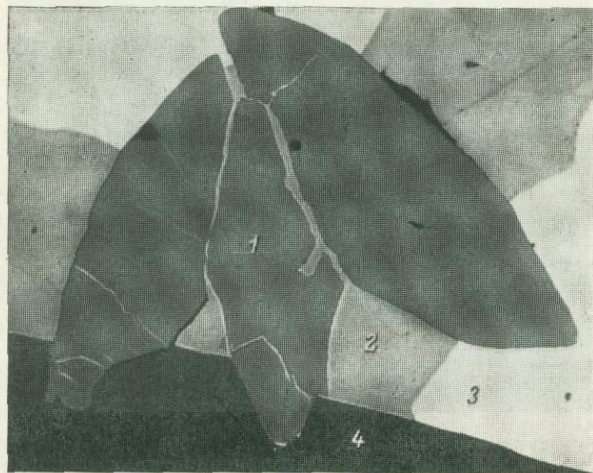


Рис. 76. Вростки сфена в оруденелом амфиболите.

1 — сфен; 2 — борнит; 3 — халькопирит; 4 — амфибол. Аншлиф, при одном никеле, увел. 300.

реже амфиболе, располагающиеся вдоль спайности и тяготеющие к торцовым частям их индивидов; почти всегда вместе с рутилом развивается сфен.

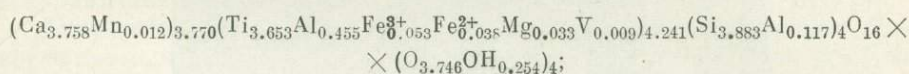
**Анатаз** самостоятельных выделений не образует: он развивается по ильмениту, подобно рутилу первой разновидности, а иногда замещает и последний. Встречается анатаз значительно реже рутила, в наиболее сильно измененных ультраосновных породах (вблизи контактов с секущими пегматитовыми телами, на участках рассланцевания и т. п.), где ильменит подвергается лейкоксенизации. Преобладающие формы его выделений — ксеноморфные мелкозернистые агрегаты, кружевоподобные, «бурундучные» и т. п.

**Сфен** является самым распространенным в этой группе и отличается многообразием форм проявления. Он образует: а) тонкозернистые неправильные агрегаты в ильмените на участках его лейкоксенизации, в ассоциации с анатазом и реже рутилом; б) клиновидные и пластинчатые вростки в биотите, иногда в амфиболе, аналогичные таковым рутила; в) среднезернистые каемки около отдельных вкрапленников магнетита-4; г) неправильные и миремкитоподобные сростания с ильменитом-2, в которых он нередко замещает последний, в том числе и крупнопластинчатые его выделения в кварц-хлоритовых прожилках (рис. 65); д) самостоятельную крупную вкрапленность.

Наиболее распространенными являются вторая и последняя разновидности, остальные встречаются редко. В количественном отношении резко преобладает самостоятельная вкрапленность сфена, особенно во вмещающих амфиболитах (см. гл. III) и биотит-амфиболовых экзоконтактных метасоматитах. Здесь он представлен как отдельными зернами, так и их агрегатами. Первые обычно идиоморфны, с типичными ромбо- и клиновидными, иногда таблитчатыми сечениями, как правило несколько округленными. Размеры зерен варьируют от 0.1—0.5 до 15—20 мм. Отдельные зерна и агрегаты окружены плеохроичными двориками. Количество сфена заметно возрастает на участках преобразования амфиболитов — скарнирования, перекристаллизации, рассланцевания и т. п. По отношению к медно-никелевому оруденению сфен этой разновидности окисляется более ранним: он цементируется и отчасти замещается халькопиритом, реже борнитом (рис. 76).

Сфен имеет темно-бурый цвет, плеохроизм выражен слабо;  $N_p = 1.899$  (для пробы из амфиболита горы Широкой). Микротвердость сфена (приложение 11) составляет 733—842 кг/мм<sup>2</sup>, что значительно выше данных, приводимых С. И. Лебедевой (1963); правда, последние измерения выполнены лишь в одном образце.

Химически проанализирована одна проба сфена (приложение 10, обр. 3), представляющая крупнозернистую его вкрапленность в обломках биотитизированного полевошпатового амфиболита в жиле гранитного пегматита, проходящей в лежащем боку массива оруденелых метапериодитов. Пересчет анализа на 20 (O, OH, F) дает следующую формулу:



общая сумма катионов равна 12.011, что хорошо согласуется с теоретическими данными, однако соотношение между кальциевой и титановой группами катионов составляет 0.89 : 1.00. Но подобное соотношение характерно для большинства анализов сфена (Дир и др., т. I, 1965). Минерал содержит заметное количество Al (0.57 на формульную единицу) и небольшую примесь Fe<sup>3+</sup> (0.05). Учитывая это, а также низкое содержание редких земель (приложение 10), сфен данной пробы можно отнести к гротиту.

Увеличение количества сфена в преобразованных амфиболитах свидетельствует, по-видимому, о проявлении кальциевого метасоматоза, сопровождающегося высвобождением значительного количества Ti при разложении амфибола (в роговой обманке он является изоморфной примесью — приложение 7, обр. 1, 2 и 7) и ильменита (см. ильменит). Образование сфена характеризует поведение титана как типичного инертного компонента.

### Графит, ортит

Графит в медно-никелевых рудах встречается очень редко, главным образом среди оруденелых вмещающих пород — гнейсов, реже амфиболитов. Представлен мелкими пластинчатыми и чешуйчатыми выделениями, которые иногда изогнуты и перемяты; реже встречаются агрегаты волокнистого строения, состоящие из нескольких чешуек. Те и другие располагаются согласно со слоистостью пород и приурочены большей частью к стыкам индивидов и агрегатов породообразующих минералов. Сульфиды нередко тяготеют к выделениям графита, но развиваются главным образом по нерудным минералам. Размеры пластинок графита варьируют в широких пределах — от 0.01—0.1 до 2—3 мм.

**Ортит** в рудах встречается редко — только в оруденелых вмещающих породах, а также в жилах гранитных пегматитов, пересекающих массивы ультраосновных пород.

Наиболее широким распространением он пользуется в гранито-гнейсах, где образует мелкую вкрапленность таблитчатых индивидов, которые почти постоянно ассоциируют с изометрическими выделениями магнетита-4. Ничтожная примесь ортита в гранито-гнейсах наблюдается всюду в районе, но на отдельных участках (Чуерлем, Восток и др.) встречаются горизонты розовато-серых плагиомикроклиновых гранито-гнейсов, в которых содержание его увеличивается до 5—10%. Мощность таких горизонтов изменяется от 5—10 до 30—40 м, по простиранию они не прослежены. Размеры вкрапленников ортита варьируют в широких пределах

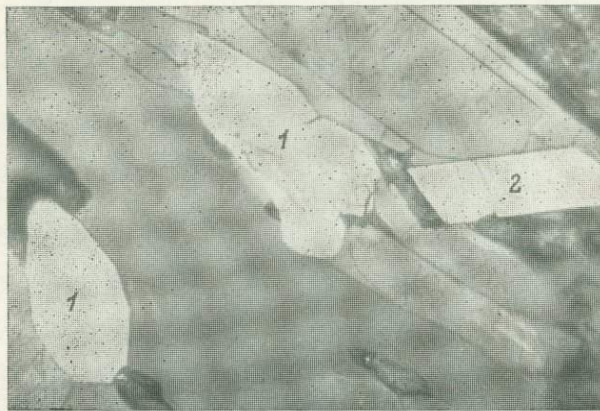


Рис. 77. Зерна ортита в рассланцованном пегматите.

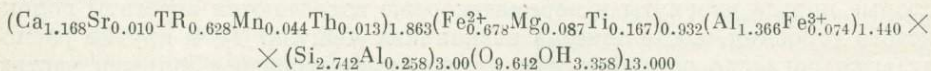
1 — ортит; 2 — рутил; окружающая масса — пегматит. Аншлиф, при одном никеле, увел. 500.

(от 0.1—0.2 до 2—3 мм в длину), при этом более крупные индивиды встречаются на участках повышенного его содержания. Как правило, вкрапленники ортита окружены плеохроичными двориками.

В гранитных пегматитах ортит встречается реже, но индивиды его достигают 3—5 мм в длину. Здесь они нередко имеют округленно-таблитчатую форму, тяготеют к чешуям биотита и иногда ассоциируют с рутилом (рис. 77).

В отраженном свете ортит выглядит более светлым, чем окружающие силикаты. Очень часто он обладает зональным строением, причем наружные каемки обычно сильно трещиноваты.

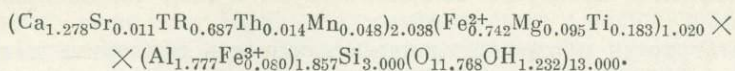
Из гранито-гнейсов с повышенным содержанием ортита удалось отобрать пробу для микрохимического анализа (приложение 10). В ней установлено высокое содержание редкоземельных элементов (преимущественно лантано-цериевой группы) и низкое — тория. Пересчет результатов анализа на 13 (O, OH) дает следующую кристаллохимическую формулу:



По сравнению с теоретической формулой содержание катионов во всех группах недостаточное. Вероятно, это обусловлено метамиктным состоянием минерала, подтверждением чему являются структурные особенности его зерен, а также очень высокое содержание  $\text{H}_2\text{O}^{\pm}$  — такие ортиты «не

соответствуют идеальной структурной формуле» (Дир и др., т. I, 1965, стр. 249).

Гораздо лучше выглядит формула, рассчитанная по методу Хасегавы (Hasegawa, 1958), на  $3\text{Si}$ :



Согласно этому пересчету избыток  $\text{H}_2\text{O}^+$  составляет около 3.5%.

Широкое и местами интенсивное развитие ортитовой минерализации в районе заслуживает, вероятно, специального рассмотрения и оценки как возможный источник редкометалльного сырья.

### Халькопирротин, арсенопирит

**Халькопирротин** очень редок: встречается только в сингенетических рудах, где представлен двумя разновидностями: а) тонкими чешуйками около клиновидных и червеобразных вростков макинавита в халькопирите-1 и реже в пентландите-1; мощность каемок плавно изменяется в пределах 0.001—0.005 мм, иногда они бывают прерывистыми, в них встречаются мельчайшие линзовидные и округлые включения халькопиррита, тяготеющие к контакту с макинавитом; б) более крупными (до 0.03 мм) изометрическими включениями в пирротине, вне видимой связи с кубанитом, макинавитом или халькопиритом.

Диагностические признаки халькопирротина: отражательная способность примерно такая же, как у пирротина, и отчетливо ниже, чем у халькопиррита; изотропен; цвет желтовато-коричневый, более густой, чем у пирротина, и без розоватого оттенка; рельеф примерно равен или чуть меньше рельефа пирротина. Определен условно, только по оптическим свойствам (Рамдор, 1962).

**Арсенопирит** образует мелкую (до 0.01 мм) вкрапленность отдельных зерен в пирротине и халькопирите, реже в других сульфидах сплошных и брекчиевидных руд. Вкрапленники почти всегда идиоморфные, имеют тупые ромбовидные или прямоугольные сечения. Значительно реже встречаются неправильные вростки его в пирите-1 в гранито-гнейсах и гнейсах с миллерит-халькопиритовым оруденением. Он имеет высокую отражательную способность (выше пентландита), отчетливо анизотропный, цвет белый с голубым оттенком, твердость высокая (рельеф равен или чуть выше рельефа пирита).

### Сфалерит, галенит

Эти минералы по условиям нахождения очень близки друг другу, но сфалерит встречается часто, а галенит редок. Они оба наблюдаются главным образом в ассоциации с халькопиритом-2, что и определяет их приуроченность к эпигенетическим рудам, хотя сфалерит иногда встречается и среди сульфидов сидеронитовой вкрапленности. Содержание обоих всюду ничтожное — единичные зерна в аншлифах, за исключением участков окварцевания, а также развития пирит-магнетитового оруденения в гранито-гнейсах, где иногда содержание сфалерита составляет 0.2—0.5%.

В халькопирите-2 сфалерит и галенит образуют мелкие изометрические и неправильные включения, которые нередко располагаются на контакте с магнетитом, пентландитом или нерудными минералами. Размеры их агрегатов лишь в редких случаях достигают 0.1—0.3 мм, обычно меньше. В сидеронитовой вкрапленности включения сфалерита также тяготеют

к халькопириту; они имеют неправильную, изометрическую, иногда звездчатую и разетковидную форму, свойственную продуктам распада твердых растворов (рис. 78).

Слабый голубоватый оттенок и густые бурые и красновато-бурые внутренние рефлексы сфалерита свидетельствуют о том, что он представлен марматитом.

Микротвердость и отражательная способность сфалерита и галенита (приложение 11, 12, рис. 48, 68) весьма близки стандартным данным (Лебедева, 1963, и др.).

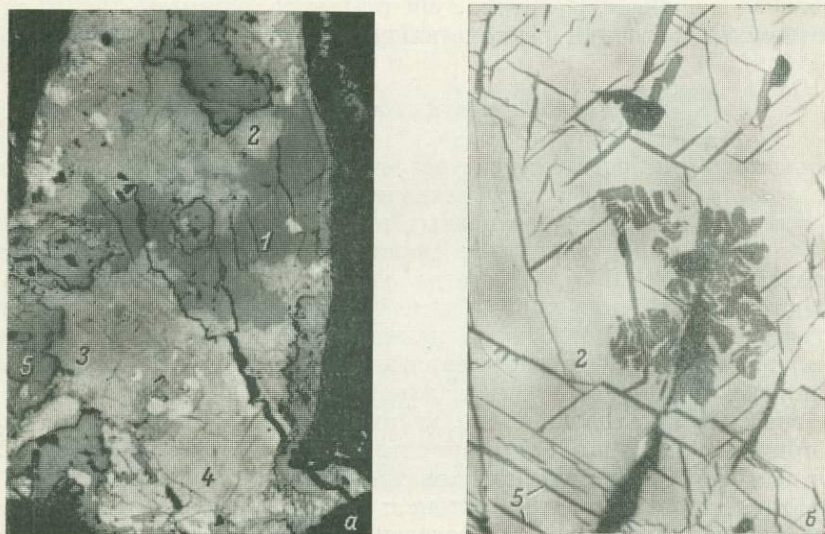


Рис. 78. Включения сфалерита в халькопирите.

*a* — неправильной формы, *б* — розетковидные. 1 — сфалерит; 2 — халькопирит; 3 — пирротин; 4 — пентландит с вростками макиавита; 5 — магнетит-2; черное — силикаты. Аншлиф, при одном николе, увел.: *a* — 80, *б* — 200.

### Молибденит, золото самородное

Молибденит наиболее часто встречается в оруденелых вмещающих породах — гранито-гнейсах, гнейсах и амфиболитах, несущих халькопиритовую или борнит-халькопиритовую минерализацию, а также на участках скарнирования вмещающих пород и образования амфибол-пироксеновых метасоматитов. Нередко наблюдается он и в брекчиевидных рудах, главным образом существенно халькопиритовых, а иногда и в оруденелых ультраосновных породах.

Всюду молибденит образует мелкую вкрапленность изолированных пластинок или чешуек, часто изогнутых, или более крупные линзовидные скопления, состоящие из нескольких пластинок; те и другие располагаются согласно с гнейсовидностью или сланцеватостью пород. Очень редко наблюдаются выделения с изометрическими сечениями. В гранито-гнейсах западного фланга Аллареченского месторождения (скв. 217) встречены единичные агрегаты молибденита чечевицеобразной формы размером до 8—10 мм в поперечнике, обладающие радиально-пластинчатым строением. Отдельные пластинки полисинтетически sdвойникованы, причем двойниковые плоскости перпендикулярны их удлинению.

Длина пластинок молибденита изменяется от 0.02—0.05 до 0.1—0.2 мм, а их толщина обычно не превышает 0.01 мм. Лишь в чечевицеоб-

разных агрегатах пластинки достигают 4—5 мм в длину при толщине 0.1—0.2 мм.

По отношению к остальным сульфидам молибденит является более поздним: пластинки его пересекают как их отдельные зерна, так и агрегаты.

**Золото** встречается только в эпигенетических рудах и преимущественно в сплошных, реже в оруденелых экзоконтактных и вмещающих породах. Оно образует мелкую (до 0.001 мм) вкрапленность среди сульфидов и нерудных минералов. Форма вкрапленников неправильная — лапчатая, серповидная, иногда близкая к изометрической, с извилистыми или зазубренными контурами. Оптические свойства — типичные для золота.

### Теллуриды

Эта группа включает три минерала — алтаит, гессит и мелонит, которые обладают примерно одинаковыми условиями развития. В рудах они встречаются довольно часто, но преимущественно в борнит-халькопиритовых или миллерит-халькопиритовых жилковато-вкрапленных, а также



Рис. 79. Агрегат теллуридов в халькопирите.

1 — гессит; 2 — мелонит; 3 — халькопирит; 4 — борнит;  
черное — силикаты. Аншлиф, при одном никеле, увел. 700.

в существенно халькопиритовых сплошных, в остальных наблюдаются редко.

Они образуют очень мелкие выделения, и диагностика их основывается на оптических признаках, а также на сравнении с эталонными аншлифами теллуридов (при консультации М. С. Безсмертной и других сотрудников кабинета минераграфии ИМГРЭ).

**Алтаит** представлен округлыми или слегка вытянутыми включениями в пирротине, пентландите и халькопирите, иногда в миллерите, размеры которых не превышают 0.01 мм. Его диагностические признаки: высокая отражательная способность (значительно выше пентландита), изотропный, цвет белый с желтовато-зеленоватым оттенком, твердость низкая (рельеф ниже халькопирита). В сростании с другими теллуридами нами не встречен.

Измерение отражательной способности алтаита (приложение 12) подтверждает визуальную характеристику: кривая ее дисперсии (рис. 68) имеет широкий максимум (64—65%) в области зелено-голубых лучей и заметно снижается (на 7—8%) к длинноволновой части спектра. Для желтых лучей ( $\lambda=593$  нм)  $R$  алтаита составляет около 62%. Диагностика алтаита подтверждена качественным микрорентгеноспектральным анализом, выполненным В. П. Быковым и Л. С. Дубакиной (ВИМС): в качестве главных компонентов установлены Pb и Te, а также примесь Pd.

**Гессит и мелонит** почти всегда встречаются вместе, причем гессит преобладает, а мелонит образует мелкую вкрапленность в нем. Мелонит-гесситовые агрегаты располагаются в краевой части мелких вкрапленников халькопирита, на контакте с окружающими нерудными минералами, или реже с другими сульфидами. Размеры их составляют 0.01—0.05 мм, в единичных случаях достигают 0.1 мм (рис. 79). Форма неправильная, но близкая к изометрической, с извилистыми контурами. В редких случаях наблюдаются самостоятельные выделения мелонита, среди основной массы халькопирита-2.

Гессит — диагностические признаки: отражательная способность средняя — меньше, чем у халькопирита — порядка 40—43%, двуотражение сильное (от белого с голубоватым оттенком до серовато-белого с оливковым оттенком), анизотропия сильная (в момент просветления появляется слабый желтовато-оранжевый оттенок), цвет белый с голубоватым оттенком, рельеф примерно равный или немного выше рельефа халькопирита. Поверхность гессита всегда гладкая, чистая; благодаря очень сильному двуотражению отчетливо выявляется мелкозернистая структура; по этой же причине его выделения могут быть приняты за агрегат двух минералов. Иногда в нем встречаются мелкие включения борнита.

Мелонит — диагностические признаки: отражательная способность значительно выше, чем у халькопирита — порядка 55—60%, двуотражение слабое, анизотропия отчетливая, цвет розовато-кремовый, рельеф заметно выше, чем у гессита. Незначительная величина выделений мелонита и его более высокий рельеф мешают наблюдению анизотропии и двуотражению. Поверхность его редко бывает гладкой, так как почти всегда он содержит мельчайшие включения нерудных минералов.

### **Паркерит, минерал Б**

**Паркерит** встречен только на месторождениях Аллареченское и Восток в экзоконтактовых и вмещающих породах с борнит-халькопиритовым оруденением. Он постоянно ассоциирует с неопределенным минералом, относящимся, вероятно, к группе сложных сульфидов и условно названным «минералом Б».

Паркерит и минерал Б располагаются в краевых частях агрегатов халькопирита и борнита, иногда на границе их друг с другом или с силикатами. Преобладает паркерит: он образует таблитчатые и изометрические выделения, представленные отдельными зернами, имеющими прямоугольную, шестиугольную или округленно-неправильную форму сечений (рис. 80). Реже встречаются агрегаты, состоящие из нескольких зерен. Размеры отдельных зерен изменяются от 0.001—0.002 до 0.01—0.02 мм, а их агрегатов — от 0.01 до 0.10 мм.

Паркерит обладает белым цветом с очень нежным розоватым или кремово-розовым оттенком. Двуотражение в воздухе заметное, в иммерсии — ясное. Анизотропия сильная, с отчетливым цветным эффектом: от светло-серого со слабым розовато-коричневым оттенком в момент просветления до темного лиловато-серого около погасания.

В скрещенных николях обнаруживается пластинчатое строение, являющееся, по-видимому, следствием полисинтетического двойникования. Реже наблюдаются простые двойники, причем след плоскости двойникования в прямоугольных сечениях проходит по диагонали. Иногда обнаруживается спайность в одном направлении (параллельно удлинению). Твердость средняя: рельеф чуть ниже или примерно равен рельефу халькопирита.

Непосредственные контакты паркерита с борнитом не наблюдались — здесь он всегда окружен тонкой (0.001—0.005 мм) каемочкой минерала Б,

которая точно повторяет контуры его выделений; она отсутствует лишь у тех из них, которые целиком располагаются в халькопирите (рис. 80, а).

Минерал Б имеет серый цвет с очень слабым оливковым оттенком; отражательная способность его средняя. Двуотражение в воздухе не наблюдается, в иммерсии слабое; анизотропия в воздухе слабая, в иммерсии отчетливая, без цветного эффекта. Рельеф его ниже, чем паркерита.

В скрещенных николях отчетливо видно, что каемка минерала Б состоит из очень мелких изометрических или удлиненных зерен, последние располагаются перпендикулярно ее контурам. Мощность каемки нередко меняется, особенно там, где включения паркерита расположены на кон-

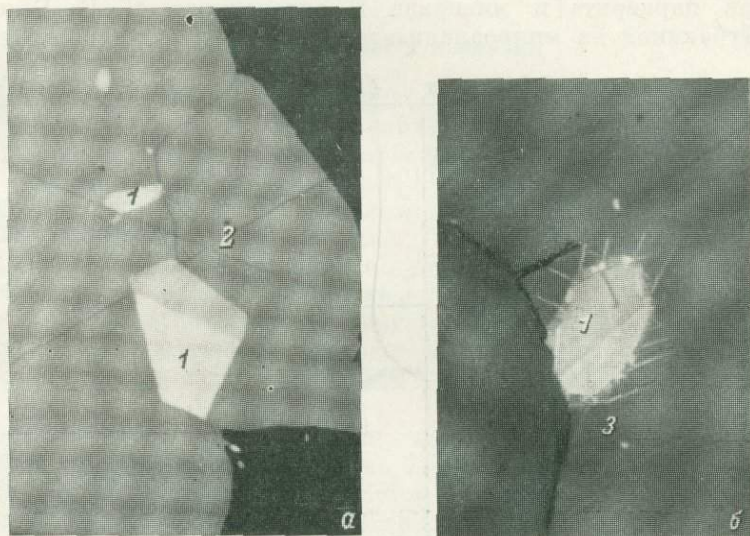


Рис. 80. Идиоморфные зерна паркерита.

а — с отчетливым двуотражением среди халькопирита (серый); б — каемка минерала Б на контакте паркерита и борнита. 1 — паркерит; 2 — халькопирит; 3 — борнит; клиновидные вростики в борните — халькопирит-3. Аншлифы, при одном николе (а), николи полускрещены (б), увел. 400.

такте халькопирита и борнита: со стороны первого она в 2—4 раза тоньше, а иногда отсутствует совсем. Со стороны борнита она не только более мощная, но и более сложная: вблизи контакта с борнитом в ней содержатся мельчайшие (менее 0.001 мм) включения халькопирита, которые непосредственно на контакте становятся более крупными. Кроме того, в борните от каемки минерала Б очень часто развивается халькопирит-3 в виде клиновидных или пластинчатых вростков в одном или в двух направлениях, так что в целом выделения паркерита оказываются окруженными своеобразным «двориком» (рис. 80, б). Возможно, каемка минерала Б является реакционной, так как вне контакта паркерита с борнитом она не наблюдалась.

Иногда встречаются выделения, в которых минерал Б преобладает; они располагаются только в борните, вблизи контакта с нерудными минералами.

Измерение отражательной способности паркерита и минерала Б (приложение 12) подтверждает визуальные данные. Кривая дисперсии  $R_{\max}$  паркерита (рис. 68) характеризуется небольшим (на 4—5 абс. %) подъемом в сторону длинноволновой части спектра, с пологом максимумом в области голубых лучей. Кривая дисперсии  $R_{\min}$  испытывает небольшие колеба-

ния, в целом располагаясь почти горизонтально. Величина двуотражения возрастает по направлению к длинноволновой части спектра от 2—3 до 6—70 абс. %; для желтых лучей ( $\lambda=593$  нм) она составляет 6.5 абс. %, или 13—14 отн. % (что заметно в воздухе).

Кривая дисперсии  $R$  минерала Б (рис. 68) имеет два пологих минимума в краевых частях измеряемого интервала (441 и 665 нм), в целом располагаясь почти горизонтально. Величина  $R$  изменяется от 32—33 до 34—35 абс. %.

Микротвердость измерена только для паркерита; она варьирует от 113 до 130 кг/мм<sup>2</sup>, в среднем составляя около 124 кг/мм<sup>2</sup>, что подтверждает визуальное определение рельефа.

Состав паркерита и минерала Б определялся В. П. Быковым и Л. С. Дубакиной на микроанализаторе УХА-3 в рентгеноспектральной

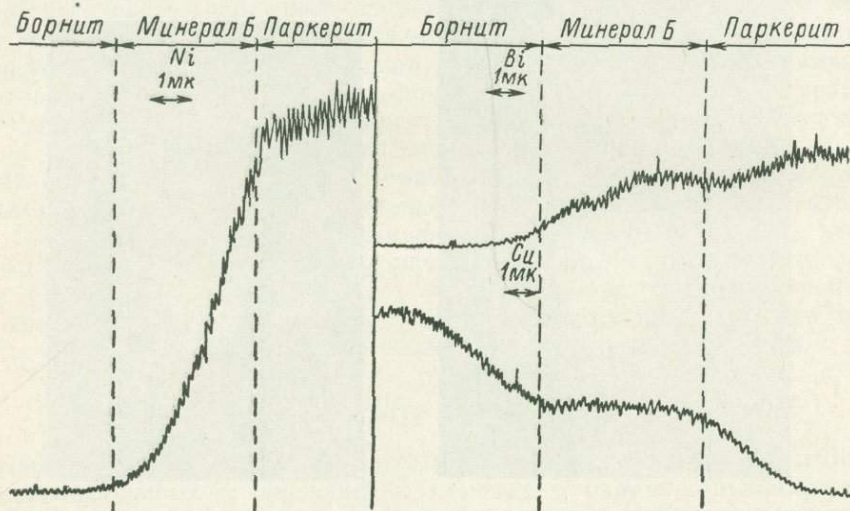


Рис. 81. Изменение содержания Ni, Bi и Cu по разрезу борнит—паркерит.

лаборатории ВИМСа. Исследовались выделения паркерита различной формы и размеров, с каемкой минерала Б и без нее. После качественного анализа рассматривалось распределение основных компонентов в отдельных зернах и агрегатах, а затем определялось их содержание как в отдельных точках, так и по разрезам от борнита до центральной части индивидов паркерита (рис. 81).

Количественный анализ (по расчету графиков) показал следующий состав паркерита: S — 10.0; Ni — 26.1; Bi — 62.5; сумма — 98.6%. Пересчет анализа дает формулу:  $Ni_{2.85}Bi_{1.92}S_{2.0}$  — что весьма близко теоретической ( $Ni_3Bi_2S_2$ ).

Незначительная мощность каемки минерала Б не позволила с достаточной точностью определить ее состав. Полуколичественным анализом установлены: S — 20.0; Bi — 47.0; Cu — 21.4; сумма 88.4%; присутствует Ni (содержание не определено). Пересчет этого анализа дает следующее соотношение основных компонентов (в том же порядке) — 6 : 2 : 3. Судя по этим данным, минерал Б принадлежит, вероятно, к ряду сульфовисмутитов меди (группа эмплектит—виттихенит), диагностика которых без точных данных о составе и структуре весьма затруднительна.

В месторождениях Садбери (Канада) и Инсизвы (Африка) паркерит известен давно, причем «наблюдался только... в краевых участках медно-никелевых проявлений» (Рамдор, 1962, стр. 398). Здесь он ассоциирует

с пентландитом, пирротином, кубанитом, галенитом, висмутовыми минералами, теллуридами, сперрилитом и золотом. Ассоциация с борнитом, халькопиритом или минералами, сходными с минералом Б, не наблюдалась. Насколько нам известно, в медно-никелевых месторождениях СССР паркерит установлен впервые. Его находка свидетельствует о достаточно высокой геохимической роли висмута в формировании руд, что в ряде случаев приводило к образованию самостоятельных минералов. Примечательна также локализация паркерита преимущественно в борнит-халькопиритовых рудах, составляющих ореол богатого оруденения. Забегая вперед, отметим, что здесь же наиболее часто встречаются многие редкие и все не определенные нами минералы.

### Халькозин, дигенит, ковеллин

Эти минералы часто встречаются вместе и обладают одинаковым характером развития: они замещают халькопирит и борнит, а самостоятельных агрегатов не образуют. Наиболее распространенным среди них является халькозин, реже встречается ковеллин и очень редко дигенит.

Как известно, сульфиды меди группы халькозина изучены недостаточно, что затрудняет их точное разграничение. Так, в собственно халькозине различают гексагональную и ромбическую модификации, а также несколько параморфоз. К ним очень близок и дигенит (или неодигенит, по Рамдору, 1962) — кубическая модификация, соответствующая формуле  $Cu_{2-x}S$ . Оптические и механические свойства разновидностей халькозина очень близки, и в отраженном свете они различаются главным образом по цвету.

В медно-никелевых рудах района есть как розоватая, так и голубоватая разновидности халькозина, нередко они присутствуют в одном аншлифе, хотя и не в сростании друг с другом. Мы их не разделяем и относим к халькозину все выделения серовато-белого цвета с розоватым или голубоватым оттенком, обладающие отчетливой анизотропией и иногда двуотражением; к дигениту — выделения голубого или светло-серого цвета с отчетливым синеватым оттенком, полностью изотропные; в непосредственном контакте с халькозином дигенит выглядит значительно более темным. Диагностика халькозина и дигенита подтверждена рентгенометрическими анализами (Яковлев, Яковлева, 1967).

Халькозин замещает халькопирит (чаще всего в оруденелых вмещающих породах, гораздо реже в рудах других типов) с периферии его выделений, образуя тонкие, местами прерывистые каемки, проникает по трещинам; мелкие выделения халькопирита нередко замещаются нацело (рис. 55, з). В борнит-халькопиритовых решетчатых и пластинчатых сростаниях халькозин развивается не только с периферии, но и около пластинок халькопирита. В тех случаях, когда вместе с халькозином образуется ковеллин, он располагается обычно в тыльной части каемок, вблизи контакта их с окружающими нерудными минералами; изредка здесь же появляются гидроокислы железа.

Очень эффективно выглядят агрегаты, образующиеся при совместном развитии халькозина и дигенита, а также всех трех минералов, особенно в борнит-халькопиритовых или миллерит-халькопиритовых рудах. Ведущими формами и здесь являются каемки, прожилки и полные псевдоморфозы, но очень часто они имеют сложное строение (Яковлев, Яковлева, 1967).

В миллерит-халькопиритовых рудах нередко возникают зональные каемки: внутренняя их часть, примыкающая к халькопириту, сложена дигенитом, а наружная — халькозином. Мощность дигенитовой зоны (0.01—0.02 мм) обычно меньше халькозиновой, но она значительно выдер-

жаннее последней. От дигенитовой зоны внутрь халькопирита иногда отходят мелкие клиновидные вростки борнита.

Характерной особенностью зон халькозина является их отчетливое шестоватое строение: таблитчатые или пластинчатые индивиды располагаются перпендикулярно поверхности нарастания, что хорошо заметно даже при одном николе благодаря двуотражению, а также частым трещинкам, проходящим по стыкам индивидов (рис. 82). Отсутствие участков геометрического отбора и почти одинаковая величина индивидов халькозина свидетельствуют о метасоматическом характере образования его каемок и прожилков.

При интенсивном изменении сингенетических руд халькозин развивается по халькопириту в виде тонких прожилков и неправильных обособлений, к центральной части которых нередко приурочены мелкие выделения самородной меди (уч. Акким, Аннама и др.).



Рис. 82. Миллерит-халькозиновые (темно-серые) прожилки в халькопирите.

1 — миллерит; 2 — халькозин; 3 — халькопирит; черное — выбоины. Аншлиф, при одном николе, увел. 400.

Ковеллин в дигенит-халькозиновых агрегатах играет резко подчиненную роль; он образует редкую вкрапленность и мелкие неправильные скопления в наружной части каемки, на контакте с окружающими нерудными минералами.

На халькозиновых каемках нередко отлагается и частично их замещает миллерит-2, образуя тонкие ( $< 0.01$  мм) корочки. Наиболее мощные из них имеют шестоватое строение, наследуя ориентировку индивидов халькозина (рис. 82). Значительно реже халькозин и дигенит замещаются бравитом-2.

Своеобразие наблюдаемых оптических свойств этих минералов хорошо иллюстрируется измерениями отражательной способности (приложение 12) и кривыми ее дисперсии (рис. 64).

Наиболее высокой отражательной способностью среди них обладает халькозин, далее следует ковеллин в положении просветления ( $R_{\max}$ ), затем дигенит и, наконец, ковеллин в положении погасания ( $R_{\min}$ ). Разница в  $R$  между соседними минералами в этом ряду составляет 3—6 абс. %, немного возрастая в сторону длинных волн.

Для всех трех минералов характерно уменьшение  $R$  по направлению к длинноволновой области спектра, чем обуславливается их общий голубоватый цвет. Но для халькозина это уменьшение составляет 6—7 абс. %,

для ковеллина ( $R_{\max}$ ) 8—9% абс. %, а для дигенита 12—13 абс. %. Благодаря этому в области желтых лучей ( $\lambda=593$  нм) они отчетливо различаются даже при наблюдении с сухими объективами, тогда как в коротковолновой части спектра их различие по величине  $R$  для глаза почти неуловимо. Наличие пологих максимумов в области 622—665 нм на кривых дисперсии  $R$  халькозина и ковеллина ( $R_{\max}$ ) хорошо объясняет появление у них розоватого оттенка.

Для ковеллина устанавливается заметное возрастание величины двуотражения в длинноволновой части спектра — от 10—11 до 15—17 абс. %; в области желтых лучей оно составляет около 15 абс. %, или примерно 100 отн. %, подтверждающая визуальную характеристику: исключительно сильное, с цветным эффектом от серого до густого синего.

Участки интенсивного развития этих минералов характеризуются общей дисульфидизацией руд, полной виоларитизацией пентландита и изменениями вмещающих пород, которые свойственны «красным зонам».

### Медь самородная

Самородная медь распространена широко: она встречается во вмещающих породах, в безрудных и оруденелых гипербазитах и иногда в оруденелых экзоконтактовых метасоматитах.

Среди вмещающих пород она установлена в пироксен-полевошпатовых амфиболитах и пегматитах. В неизмененных разностях первых наблюдалась мелкая вкрапленность (до 0.5 мм) и более крупные линзовидные обособления (до 5—10 мм в поперечнике; Восток, скв. 277), располагающиеся соглас-

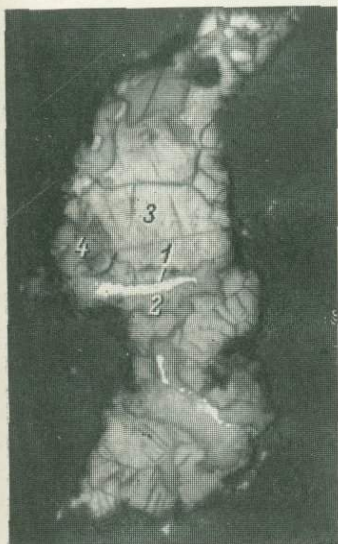


Рис. 83. Выделения самородной меди в халькозине.

1 — медь; 2 — халькозин; 3 — халькопирит; 4 — магнетит-2; черное — силикаты. Аншлиф, при одном никеле, увел. 300.

Рис. 84. Эмульсионные выделения гематита (светло-серые) в ильмените (темно-серая основная масса).

Аншлиф, при одном никеле, увел. 200.

но сланцеватости. Среди амфиболитов, подвергшихся сильному изменению в «красных зонах», медь образует мелкую вкрапленность, приуроченную к наиболее измененным разностям амфиболитов или к прожилкам цеолитов в них. В гранитных пегматитах медь представлена тонкими пластинками, приуроченными к плоскостям спайности микроклина и имеющими вытянутую форму с плавноразубренными контурами. Длина их достигает 3—5 мм, ширина 1.0—2.0 мм и толщина 0.1 мм.

В ультраосновных породах самородная медь встречается значительно чаще — и в крупных оливинитовых массивах, и в средних по размерам перидотитовых телах. В безрудных оливинитовых массивах самородная медь образует мелкую ( $< 0.01$  мм) вкрапленность в просечках и прожилках магнетита-2, а также более крупные (до  $0.02—0.03$  мм) пластинчатые и линзовидные выделения во вторичных силикатах. В перидотитах с непромышленным оруденением медь представлена лапчатыми и дендритовидными выделениями в магнетите-2, короткими прожилками в нем; вкрапленностью и прожилками среди халькозина, ковеллина и борнита, заместивших халькопирит (рис. 83); пластинчатыми выделениями в пентландите, содержащем многочисленные вросстки макинавита. Размеры индивидов меди в оруденелых перидотитах изменяются в широких пределах — от  $0.001—0.002$  до  $0.1—0.2$  мм.

Таким образом, появление самородной меди в ультраосновных породах характеризует их интенсивное изменение, которое происходило, вероятно, не только в процессе автометаморфизма, но и позднее.

### Гематит, гидроокислы железа

Гематит в рудах встречается редко, лишь на участках интенсивной дисульфидизации пирротина и виоларитизации пентландита. Во вмещающих породах он развит довольно широко, но преимущественно в сфенильменитовых амфиболитах и на участках развития пирит-магнетитового оруденения среди гнейсов и гранито-гнейсов. Выделяются две генерации.

Г е м а т и т - 1 — это гематит мельчайших ( $< 0.01$  мм) эмульсионных и более крупных диско- и линзовидных включений в ильмените-3, который образует вкрапленность во вмещающих породах. Величина эмульсионных включений не превышает  $0.01$  мм, а чаще составляет  $0.001—0.002$  мм. Они имеют округлую, овальную и зубовидную форму и тяготеют к центральной части зерен ильменита, образуя здесь равномерную вкрапленность, а также цепочки более крупных включений (рис. 84). Более крупные линзовидные выделения гематита достигают  $0.2—0.5$  мм в длину; они почти всегда содержат мельчайшие дисковидные включения ильменита (рис. 64).

Г е м а т и т - 2 — образуется при поздних преобразованиях руд и пород. Представлен двумя разновидностями: а) линзовидными и пластинчатыми выделениями в пирит-марказитовых агрегатах (рис. 73); б) пластинчатыми и решетчатыми выделениями в магнетите-4, являющимися типичными формами проявления мартигизации (Яковлев, Яковлева, 1967).

Наиболее распространенной является первая разновидность, а в целом гематит-2 пользуется меньшим развитием, чем гематит-1.

Гидроокислы железа в рудах и оруденелых породах представлены (в порядке распространенности) лимонитом, гетитом, лепидокрокитом. Под лимонитом (Вольнский, 1949) подразумеваются плотные изотропные разности, обладающие высокой твердостью и бурыми или красновато-бурыми внутренними рефлексами. Гетит и лепидокрокит отчетливо анизотропны, рефлекссы первого желтые или желтовато-бурые, а второго коричнево-красные. Гидроокислы встречаются в рудах всех типов и на различных горизонтах, но преимущественным развитием пользуются в поздних зонах дробления и смятия, где сопровождают дисульфидизацию пирротина и виоларитизацию пентландита. Агрегаты их обычно невелики по размерам, поэтому разделение на минеральные виды далеко не всегда возможно. Морфологические разновидности гидроокислов весьма разнообразны; основные из них отмечены при описании процессов изменения главных минералов.

## Неопределенные минералы

Помимо минерала Б, ассоциирующего с паркеритом, в медно-никелевых рудах района известно еще несколько минералов, диагностика которых затруднена их редкой встречаемостью и незначительными размерами выделений. Им даны буквенные обозначения (от А до И). Все они наиболее часто встречаются в породах с миллерит-борнит-халькопиритовым оруденением, реже в сплошных, преимущественно халькопиритовых рудах.

**Минерал А** образует мелкие (до 0.03 мм) выделения в халькопирите-2, имеющие неправильную, но близкую к изометрической форму с ровными контурами. Цвет его белый с очень слабым голубоватым оттенком, изотропен, отражательная способность и рельеф немного выше, чем у халькопирита (рис. 85).

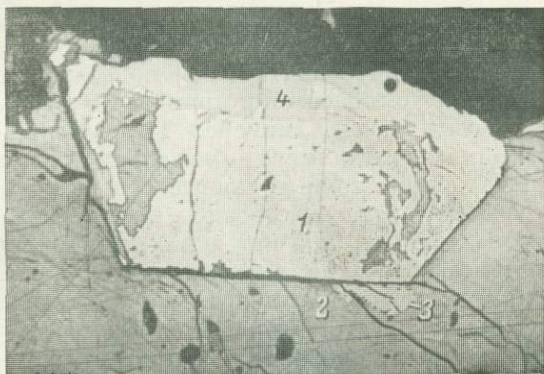


Рис. 85. Идиоморфные включения минерала А в халькопирите.

1 — минерал А; 2 — халькопирит; 3 — миллерит; 4 — минерал И; черное — силикаты. Аншлиф, при одном никеле, увел. 250.

Под микроскопом минерал А по общим признакам напоминает пирит, но измерение отражательной способности (приложение 12) показывает, что кривая ее дисперсии (рис. 61) заметно отличается от таковой пирита: в коротковолновой части спектра она выше  $R$  пирита на 3—4%, а на остальной части — ниже на 1—2%. По совокупности оптических свойств минерал А близок герсдорфиту, но диагностика его нуждается в подтверждении точными методами.

**Минерал В** представлен мелкими (до 0.02 мм) включениями в миллерите, халькопирите, пирите, иногда борните и галените. Формы выделений: лапчатые, линзовидные, иногда неправильные, с плавно зазубренными контурами. Отражательная способность минерала В высокая, отчетливо выше, чем у миллерита, — вероятно, более 60%; двуотражение и анизотропия отсутствуют; цвет белый со слабым розовато-желтым оттенком; рельеф выше, чем у миллерита, но ниже, чем у пирита. Возможно, относится к группе платиноидов.

**Минерал Г** — это галенитоподобный минерал, встречающийся преимущественно в борните и халькопирите, где форма его выделений нередко оказывается различной. В борните он большей частью образует сравнительно крупные (до 0.05—1.0 мм) изометрические, каплевидные и округленно-таблитчатые выделения, распределенные без видимой закономерности; количество их заметно возрастает там, где в борните есть включения паркерита и минерала Б, хотя совместные срастания всех их не на-

блюдались. В халькопирите преобладают очень мелкие (0.001—0.01 мм) пластинчатые и таблитчатые вроски минерала Г, которые особенно обильны на участках замещения халькопирита халькозином и развития миллерита-2. Часто эти вроски располагаются по двум направлениям, весьма напоминая решетчатые структуры распада твердого раствора.

Минерал Г имеет среднюю отражательную способность, двуотражение и анизотропия не наблюдались; цвет белый с голубоватым (для мелких пластинчатых вросков) или лиловатым оттенком. Твердость средняя — рельеф примерно такой же, как у халькопирита или немного ниже.

Отражательная способность минерала Г (приложение 12), на всем протяжении измеряемого интервала оказывается ниже, чем у галенита (рис. 68) на 4—5% в коротковолновой части спектра и на 1—1.5% в длинноволновой. Менее крутой наклон кривой дисперсии в сторону красных лучей обуславливает менее интенсивный, чем у галенита, голубоватый оттенок.

Качественный анализ (микросонд УХА-3) показал присутствие Pb, S и Bi в качестве основных компонентов и примесь Cu и Ag. По оптическим свойствам и результатам анализа минерал Г можно отнести к группе сульфосмугитов свинца (ближе всего — козалиту); для определения минерального вида необходимы точные данные о составе и структуре.

**Минерал Д** встречается преимущественно в миллерит-халькопиритовых рудах, где образует мелкие (до 0.05 мм) выделения на периферии вкрапленников халькопирита, особенно в ответвлениях и отростках от них. Форма выделений: лапчатая, дендритовидная с сильно изрезанными контурами, иногда изометрическая и округлая. Постоянно содержат многочисленные включения нерудных минералов, что придает им «пенистый» вид, а поверхность становится неровной, ямчатой.

Отражательная способность выше, чем у халькопирита, но ниже, чем у пирита или миллерита; двуотражение и анизотропия слабые или отсутствуют; цвет кремово-белый с нежным розоватым оттенком (иногда кремовый с сиреневатым оттенком); рельеф чуть ниже, чем у халькопирита, или примерно равен ему.

**Минерал Е** встречается только в ассоциации с минералом Д, но значительно реже его. Образует мелкие (до 0.01 мм) чешуйчатые или пластинчатые выделения, тяготеющие к контактам минерала Д с силикатами. Значительно реже встречаются самостоятельные выделения — в краевой части вкрапленников халькопирита.

Отражательная способность его немного выше, чем у халькопирита, но ниже, чем у минерала Д; двуотражение не наблюдалось, анизотропия отчетливая. Цвет белый с голубоватым оттенком. Рельеф немного ниже, чем у минерала Д.

**Минерал Ж** также приурочен большей частью к вкрапленникам халькопирита, располагаясь как в краевой, так и в центральной части; иногда встречается в борните и халькозине.

Образует лапчатые или округленно-изометрические агрегаты размером до 0.1 мм в поперечнике, состоящие из мелких зерен. Отражательная способность его средняя: значительно ниже, чем у халькопирита, но выше, чем у халькозина и борнита (вероятно, порядка 33—38%). Двуотражение заметное, анизотропия отчетливая. Цвет серовато-белый с нежным сиреневатым ( $R_{max}$ ) или синеватым ( $R_{min}$ ) оттенком. Рельеф примерно таков же, как у халькопирита.

**Минерал И** встречен лишь в жиле гранитного пегматита, секущей массив оруденелых перидотитов на участке Акким. Здесь он замещает минерал А, развиваясь по нему со стороны силикатов (рис. 85). В шлифе

напоминает миллерит, но отличается меньшей отражательной способностью, отсутствием двуотражения (в воздухе) и очень слабой анизотропией. Цвет его светло-желтый с зеленоватым оттенком, менее густым, чем у халькопирита.

Измерения показывают (приложение 12), что этот минерал обладает довольно высокой отражательной способностью (около 49% для  $\lambda=593$  нм), которая значительно возрастает в сторону красных лучей (от 39.6 до 53.1%). Кривая дисперсии  $R$  (рис. 61) по своей конфигурации напоминает таковую миллерита, но располагается значительно ниже последней (даже  $R_{\text{мил}}$  миллерита) и обладает заметным максимумом в области зеленых лучей, чем и объясняется наличие зеленого оттенка в отраженном свете.

Из всех неопределенных минералов наиболее распространенным является минерал Г, довольно часто встречаются минералы Д и Ж, а остальные очень редки.

## ГЛАВА VII

### ПЕРВИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Первичные и вторичные породобразующие минералы являются главной составной частью руд четырех типов (I, II, V и VI— см. гл. IV), среди которых вкрапленные (оруденелые ультраосновные породы) пользуются наиболее широким распространением в районе. Образование этих минералов неразрывно связано с формированием и изменением ультраосновных, эндоконтактовых и вмещающих пород, что и определяет порядок расположения материала в разделах, посвященных их характеристике.

В связи с тем, что для породобразующих минералов многочисленными исследованиями установлены достоверные зависимости физических свойств (в частности, оптических) от химического состава и структуры, при описании нерудных минералов сведения об их составе и структуре предшествуют рассмотрению физических свойств. Кроме того, в заключительной части описания иногда приводятся данные по диагностике, генетическим и типоморфным особенностям.

#### Оливин

**Морфологические особенности.** Оливин является главным породобразующим минералом оливинитов и перидотитов, составляя в первых до 95% объема породы, во вторых от 30 до 70%. Он образует изометрические зерна размером от долей миллиметра до 5 мм, редко более. Мелкие зерна оливина встречаются в крупных в виде пойкилитовых вrostков, но чаще наблюдаются пойкилитовые вrostки оливина в ромбическом пироксене. В свежих породах индивиды оливина образуют сахаровидные агрегаты зеленого цвета, легко раскалывающиеся при ударе. Почти всюду они разбиты трещинами, пересекающими их примерно на равные округленные или линзообразные части, по которым развивается магнетит (в виде частиц неправильной формы и цепочечных прожилков). Поэтому за счет таких включений магнетита агрегаты оливина макроскопически имеют черный цвет и лишь в мелких осколках видна их светло-зеленая окраска.

**Вторичные изменения.** Поскольку изменение оливина подробно описано ранее (Яковлева, 1972), здесь укажем лишь его специфику. Среди вторичных минералов, образованных по оливину, подчиненную роль играет серпентин, а широко развиты амфиболы, особенно кальциевые: актинолит и роговые обманки. Магниево-кальциевые амфиболы — куммингтонит и антофилит — появляются в центральной части «рудных» оливинитов и «рудных» перидотитов и находятся в парагенезисе с магнезиальным хлоритом. При этом кальциевые амфиболы образуют типичные метасоматические структуры — неправильные прожилки, цепочки, окружающие зерна оливина (рис. 86), а магниево-кальциевые — простые структуры пересечения.

**Химический состав и структура.** Из-за трудности извлечения чистых зерен оливина удалось проанализировать лишь три мономинеральные пробы: две из безрудного оливинита большого интрузива Копос (приложение 2, обр. 1 и 2) и одну из «рудного» оливинита Аллареченского месторождения (там же, обр. 3).

При пересчете анализов на кристаллохимическую формулу обнаруживается некоторый избыток кремнезема и дефицит в группе Y. В остальном же минерал является довольно чистым: почти не содержит Ca, Ti, Na и K; полуторные окислы, Mn и H<sub>2</sub>O присутствуют в незначительных количествах. Поэтому о его составе достаточно точно можно судить по железистости (магнезиальности).



Рис. 86. Замещение оливина (1) мелкозернистым актинолитом (2).

Шлиф, николи скрещены, увел. 170.

По железистости оливины первых двух образцов являются практически одинаковыми маложелезистыми хризолитами (14—15%), оливин третьего образца отличается большей железистостью (26%). Поскольку первые два образца взяты из безрудных оливинитов, а третий из промышленного месторождения, то на первый взгляд степень железистости оливина прямым образом связана со степенью оруденения. Это и послужило основанием некоторым исследователям (Кочнев-Первухов, 1967) использовать железистость оливина в качестве одного из критериев при разбраковке никеленосных интрузивов района. Для суждения об этом трех химических анализов, конечно, мало. Ниже мы попытаемся детальнее остановиться на этом вопросе, анализируя изменение железистости многочисленных проб, полученное по оптическим данным.

Для оливинов ультраосновных пород характерна примесь Ni, Co, Cu (Соболев, 1947; Генкин и др., 1963; Дир и др., 1965; Козлов и др., 1967). Эти элементы установлены и в оливине Аллареченского района. По данным количественного спектрального анализа содержание их (вес. %) составляет: Ni — 0.20—0.25, Co — 0.01—0.02 и Cu — 0.001—0.002. Учитывая тщательность отборки материала, свежесть исходных пород и отсутствие в них заметного оруденения (Яковлева, 1972), следует считать эти примеси в оливине изоморфными.

Результаты расчета порошкограмм, снятых для всех химически проанализированных проб оливина, показывают хорошую сходимость с эталонными, особенно в области больших углов отражения (Михеев, 1957).

Это позволяет использовать рентгенометрические данные для определения состава оливина, в частности по прямой зависимости величины межплоскостного расстояния  $d_{130}$  от его железистости (Yoder, Sahama, 1957). Вычисление величины  $d_{130}$  (по дополнительному снимку с NaCl) показало, что погрешность в определении железистости не превышает 2 абс. % (табл. 18).

ТАБЛИЦА 18  
Ошибка определения железистости оливина по оптическим и рентгеновским данным

№ образца	По химическим анализам	По рентгеновским данным	По оптическим данным	Ошибка определения
1	15.1	14	14	-1
2	14.2	Нет	17	+3
—	Нет	14	16	+2
3	26.3	28	28	+2

Примечание. Номера образцов те же, что в приложении 2.

**Оптические свойства.** Для 75 проб оливина, которые отражают все его проявления, измерены показатели преломления, вычислены  $Ng-Np$  ( $\Delta N$ ), определены графически железистость и угол  $2V$  (Яковлева, 1972). Оптические свойства представлены также в виде вариационных рядов величин  $Ng$  и  $Ng-Np$ . Ширина разряда определялась по формуле  $K = \frac{x_{\max} - x_{\min}}{1 + 3.2 \lg N}$  (Венецкий, Кильдишев, 1963), где  $N$  — общее число измерений,  $x_{\max} - x_{\min}$  — разность между наибольшим и наименьшим значением величин  $Ng$  и  $\Delta N$ . Кроме того, учитывалась точность измерения.

По оптическим данным, оливин также является хризолитом и содержит от 14 до 30% фаялитового компонента, что полностью соответствует химическим анализам.

Железистость оливина, определенная графически по показателям преломления, близка истинной (ошибка не превышает 3%; табл. 18). Это обусловлено тем, что оливины Аллареченского района являются существенно железисто-магнезиальными и не содержат заметного количества примесей, оказывающих влияние на оптические свойства (Na, K, Mn, F и т. д.). Изменение состава оливина, таким образом, может быть установлено по его оптическим свойствам.

Угол оптических осей очень непостоянен, чаще отрицательный и большой ( $80-90^\circ$ ). Двупреломление изменяется от 0.035 до 0.042, намечается незначительное его повышение с увеличением показателя преломления. Полигон распределения  $Ng-Np$  (рис. 87) нормальный, симметричный, с одним резким пиком при значении 0.040, что свидетельствует об относительном постоянстве величины  $Ng-Np$  для оливинов района.

Полигон распределения  $Ng$  показывает закономерное изменение этой величины, а следовательно, и состава всех разновидностей оливина (рис. 87, а). График является асимметричным и состоит из трех частей: первая (доминирующая) —  $Ng=1.694-1.710$  (железистость 14—19%) с пиком — 1.705; вторая (меньшая) —  $Ng=1.710-1.720$  (железистость 19—23%) и третья (подчиненная) —  $Ng=1.720-1.734$  (железистость 23—30%).

Такое разделение оливинов согласуется и с геологическим их положением. Низкожелезистые разновидности в основном принадлежат мало-

измененным безрудным оливинитам участков Копос и Акким, оливины условно средней железистости — безрудным и слабооруденелым оливинитам и перидотитам участков Акким, Аннама и Руннийоки, а относительно высокожелезистые — рудоносным породам месторождений Аллареченское и Восток. Распространенность оливинов соответствует полигону распределения  $N_g$ : оливин промышленных месторождений меньше распространен, чем все другие.

Все оливины из промышленных месторождений попадают в область более железистых разностей и не перекрываются с оливинами за пределами месторождений. Но переход от последних к первым не резкий, а постепенный. Так, оливин из безрудных перидотитов уч. Аннама имеет  $N_g = 1.714$ ; из перидотита с бедным оруденением уч. Акким —  $N_g = 1.719$  и из «рудного» оливинита месторождения Аллареченское — 1.720. Что же касается оливинов первой и второй групп, то на полигоне распределе-

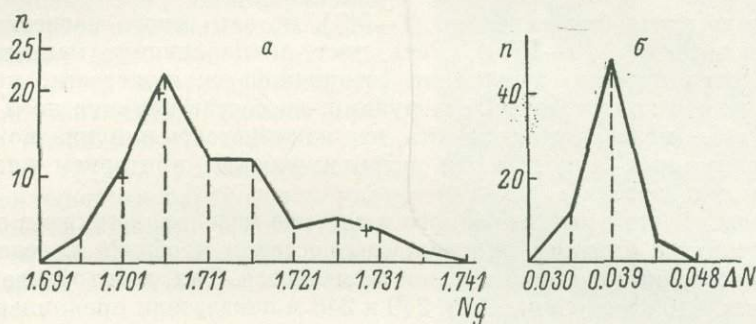


Рис. 87. Полигоны распределения величины  $N_g$  (а) и  $\Delta N$  (б) для оливинов.

Крестиком отмечены химически проанализированные пробы.

ния  $N_g$  они перекрываются. Часть оливинов из оруденелых перидотитов имеет низкие показатели преломления, равные или близкие к оливинам из свежих оливинитов, и наоборот. Можно лишь заметить, что маложелезистые оливины (с наиболее низкими показателями преломления) свойственны главным образом свежим оливинитам из больших слабо метаморфизованных интрузивов, а со «средней» железистостью — измененным перидотитам и оливинитам.

Таким образом, по оптическим свойствам выделяется большей железистостью оливин промышленных месторождений. И если оливины Аллареченского района за пределами месторождений сопоставимы по составу с оливинами, например, Мончи (Козлов и др., 1967), то первые оказываются более железистыми, чем многие оливины сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова (табл. 19). Они близки лишь оливинам Печенги, связанным с породами, содержащими горизонты вкрапленных титаномагнетитовых руд (Папушис, 1952).

Последний пример и многие литературные данные (Соболев, 1947; Елисеев и др., 1960; Дир и др., 1965) убедительно показывают прямую зависимость железистости оливина от общей железистости первичной породы, которая может быть обусловлена не только первичными сульфидами, но также титаномагнетитом, магнетитом и другими подобными минералами. По этой причине в интрузивах с титаномагнетитовыми и магнетитовыми рудами магматического происхождения оливин всегда более железистый — от гиалосидерита до фаялита (Соболев, 1947; Елисеев и др., 1960, и др.). И в Аллареченском районе наблюдается аналогичная картина: так, в перидотитах участка Аннама железистость оливина достигает 23%,

ТАБЛИЦА 19

Сопоставление показателей преломления и железистости оливинов ультраосновных интрузивов Кольского полуострова

Район	Ng	Железистость
Аллареченский: интрузивы промышленных месторождений . . . . .	1.720—1.734	24—30
интрузивы за пределами месторождений . . . . .	1.694—1.719	13—23
Монче-тундра (Козлов и др., 1967)	1.690—1.715	3—20
Печенга (Папушис, 1952) . . . .	1.709—1.730	19—29

содержание сульфидов невелико (1—5%), но зато много магнетита и титаномагнетита (до 10—15%). Речь идет о «первичной» магматической железистости породы, а влияние «вторичной» железистости, например обусловленной эпигенетическими рудами, на состав оливина пока не изучено. Все это позволяет заключить, что железистость оливина может служить не прямым, а косвенным петрохимическим критерием никеленосности интрузивов.

Интересно, что в разрезе одного и того же массива, а также в однотипных массивах с близким минеральным составом и общей железистостью породы состав оливина практически не меняется. Так, в интрузиве уч. Копок по скв. 410 на глубинах 175, 240 и 248 м показатели преломления (Ng) соответственно составляют 1.705, 1.701, 1.705, а по скв. 350 на глубинах 255 и 265 м Ng=1.704 и 1.701 (Яковлева, 1972).

Таким образом, все аналитические данные однозначно свидетельствуют о том, что оливин ультраосновных пород Аллареченского района содержит 14—30% фаялитового компонента и является хризолитом. Состав оливина может быть определен (с точностью 1—3%) по показателям преломления и величине  $d_{130}$ . Железистость оливина, как и всюду, находится в прямой зависимости от общей железистости породы, но так как рудоносные гипербазиты Аллареченского района обладают и большей общей железистостью по сравнению с безрудными, оливин из рудоносных гипербазитов является более железистым, чем оливин безрудных слабо метаморфизованных массивов. Это позволяет использовать железистость оливина в качестве косвенного признака рудоносности гипербазитов.

### Ромбический пироксен

**Морфологическая характеристика.** Ромбический пироксен (бронзит) — второй породообразующий минерал ультраосновных пород района, как оруденелых, так и безрудных. Количество пироксена во многих больших интрузивах увеличивается сверху вниз, в том же направлении растет крупность его зерен, достигая наибольшей величины в пироксенитах лежащего бока, а также в изолированных пироксенитовых телах (8—15 мм против 0.1—3.0 мм в перидотитах и оливинитах). Но в некоторых интрузивах, например участка Аннама, бронзита больше в верхней части, где он образует незакономерно сменяющиеся линзы, желваки, неправильной формы гнезда и редкие маломощные прожилки.

Обычный породообразующий пироксен представлен относительно идиоморфными призматическими и короткопризматическими зернами, как правило, «загрязненными» включениями первичных и вторичных минералов; к ним относятся и пойкилитовые вроски оливина. На пер-

вичные включения похожи своеобразные коричневые гнезда внутри кристаллов бронзита из больших перидотитовых и оливинитовых интрузивов участков Аннама, Копос и Акким, которые заметны и макроскопически. В шлифах они обнаруживаются в виде полупрозрачных пятен (рис. 88), состоящих из пылевидного вещества темно-коричневого цвета. В аншлифах выявляется подобие эмульсионной вкрапленности из мельчайших (от 0.01 до 0.001 мм и менее) зерен титаномагнетита (рис. 56, *з*), морфология которой напоминает структуры распада твердых растворов. Остальные включения минералов в бронзите появляются при изменении в процессе метаморфизма, т. е. отчетливо вторичные.

Интересными по морфологии и генезису являются пироксенсодержащие маломощные (1—10 см) прожилки. По составу они мономинеральные (пироксеновые) и биминеральные (пироксен-актинолитовые), последние преобладают (рис. 89). В них есть также примесь апатита, хлорита, шпинели, магнетита. Границы прожилков извилистые, неровные, а иногда и трудно устанавливаемые из-за постепенных переходов к ультраосновным породам. В некоторых из них сохранились обломки пород, окруженные асбестовидным амфиболом.

Мономинеральные прожилки имеют параллельно-шестоватое строение. Под микроскопом обнаруживается неодинаковая ориентировка соседних зерен пироксена и примесь игольчатого актинолита.

В биминеральных прожилках преобладает асбестовидный актинолит, который является минералом-выполнителем. По ориентировке волокон (по отношению к стенкам трещин) можно выделить прожилки с поперечно-, продольно- и косоволокнистым (шестоватым) строением. В поперечно-волоконистых кристаллы бронзита расположены по зальбандам на метаперидотите, как на поверхности нарастания, и удлинением перпендикулярно стенке трещин. Они и здесь имеют незакономерную оптическую ориентировку (направления Ng не параллельны между собой). В продольно-волоконистых прожилках индивиды пироксена расположены параллельно Np или [010] (рис. 90). В этих прожилках встречены наиболее крупные кристаллы бронзита (до 3 см в длину).

Морфология и состав прожилков свидетельствуют об их метасоматическом образовании, что подтверждается и отсутствием признаков друз нарастания (Григорьев, 1961) в кристаллах бронзита.

**Вторичные изменения.** Самым ранним продуктом изменения ромбического пироксена является магнетит, за ним следует тальк и серпентин, затем амфиболы, хлорит и флогопит. Магнетит представлен мелкозернистыми цепочечными прожилками, пылевидными скоплениями с ильменитом и отдельными более крупными зернами.

Тальк и серпентин по сравнению с более поздними амфиболами играют подчиненную роль. Тальк в «рудных» пироксенитах и перидотитах обра-



Рис. 88. Внутреннее строение бронзита.

Видны «пятна» титаномагнетита (черное) и цепочечные прожилки магнетита. Шлиф, при одном николе, увел. 100.

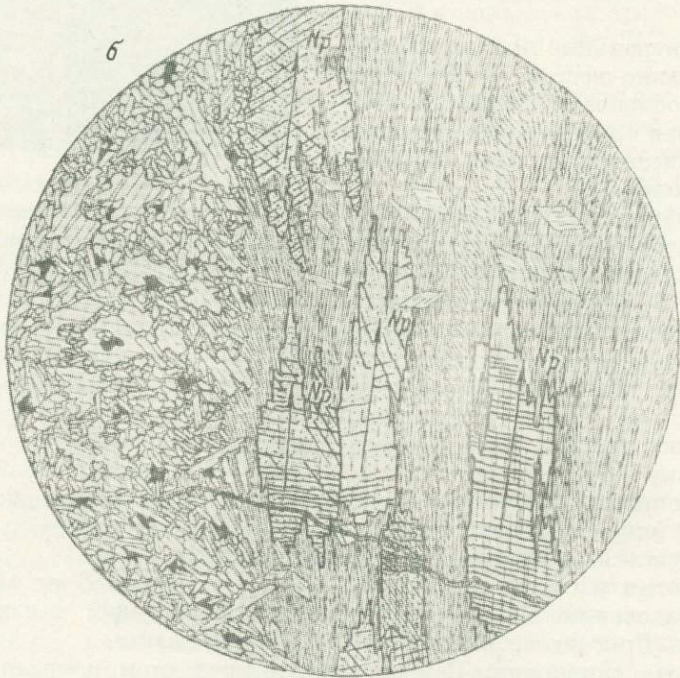
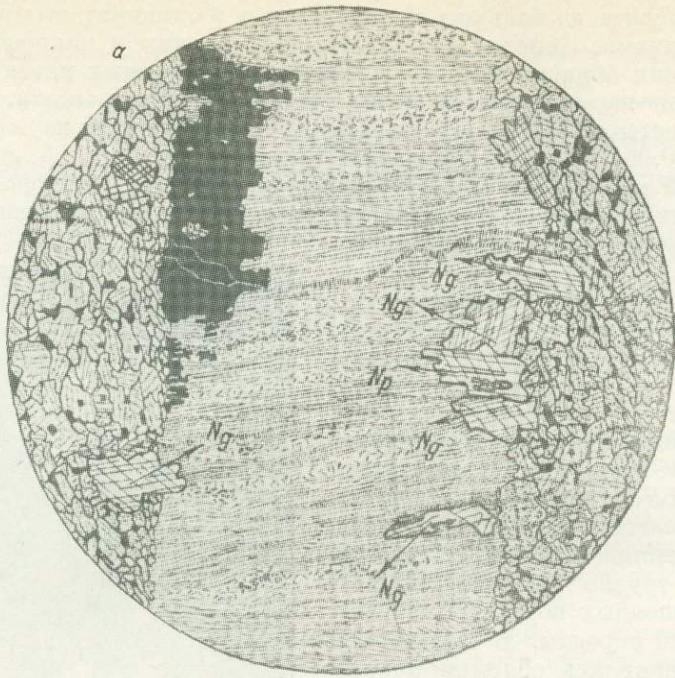


Рис. 89. Прожилки актинолита с бронзитом.

*a* — поперечно-волокнистый, *б* — продольно-волокнистый; в зернах бронзита указаны направления Ng и Np; черное-титаномагнетит и магнетит. Шлифы, при одном николе, схематические зарисовки, увел. 4.

зует оторочки вокруг зерен бронзита по границе сульфидной вкрапленности и находится в парагенезисе с магнезио-куммингтонитом и прохлоритом (Яковлева, Осокин, 1974). В обычных пироксенитах он развит в виде узких прерывистых каемок на границе бронзита и флогопита, роговой обманки и хлорита, а также иногда в виде тонких прерывистых прожилков симметрично-зонального строения (центр — линзовидная просечка магнетита, периферия — мелкий поперечно-чешуйчатый тальк).

Иногда встречаются самостоятельные серпентиновые прожилки в бронзите, по сложению напоминающие серпофит (рис. 90) и являющиеся, по-видимому, более поздними, чем в оливине.

Амфиболизация бронзита распространена очень широко и протекает незакономерно. По составу амфибол чаще представлен магнезио-роговой



Рис. 90. Пересечение бронзита (1) прожилками серпентина (2).

Шлиф, при одном никеле, увел. 170.

обманкой. Кроме того, бронзит может замещаться хлоритом (прохлоритом) и флогопитом. Флогопит обычно занимает интерстиции между зернами бронзита или пересекает их; приурочен к участкам расщепления, контактам с гранитными пегматитами.

**Химический состав.** Химически проанализировано 5 проб ромбических пироксенов: два из перидотитов месторождения Восток (приложение 2, обр. 7 и 8) и три — из ультраосновных пород поисковых участков (там же, обр. 4—6). Одна из проб отобрана из типичного прожилка (обр. 8) и одна из преобразованного пироксенита (обр. 6), а остальные — типичные порообразующие ортопироксены. Исходя из магнезиальности ( $mg$ ), вычисленной по формуле  $100 Mg : (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$  и изменяющейся от 77 до 83% (железистость 17—23%), по общепринятой в настоящее время номенклатуре (Poldervaart, 1947; Дир и др., 1965), проанализированные минералы являются бронзитами.

Специфика химического состава пироксенов довольно устойчива и сводится к следующему. Они преимущественно железо-магнезиальные, примеси других окислов составляют в среднем около 5 вес.%. Наиболее заметными являются примеси Al,  $Fe^{3+}$ , Ca,  $H_2O$ . Практически отсутствуют K, Na, Ti, а содержание Mn довольно постоянное: 0.2—0.3 вес.%. Повышенное, против общеизвестного, содержание  $Fe_2O_3$  обнаружено в бронзите с участка Аннама (5.24 вес.%).

Кроме того, количественным спектральным анализом установлены примеси:  $Ni \approx 0.05$ ;  $Co \approx 0.01$ ;  $Cu \approx 0.001\%$  (среднее из 4 проб). Постоянная величина таких примесей в бронзите из любых ультраосновных пород (оруденелых и безрудных) позволяет считать их изоморфными и характерными для ромбического пироксена. Это находит подтверждение в работах других исследователей (Соболев, 1947; Генкин и др., 1963; Козлов и др., 1967).

Содержание Al (от 0.92 до 2.25%) не превышает общеизвестных пределов (Дир и др., 1965). При расчете часть Al помещена в группу Z для компенсации дефицита атомов Si, а оставшееся количество — в группу Y. Примесь Ca незначительна (от 0.00 до 0.36 на формульную единицу), в пересчете на волластонитовую молекулу она составляет соответственно (приложение 2, обр. 5—8): 1.93, 1.00, 0.77, 0.96%. Небольшая величина примеси Ca обусловлена отсутствием вростков моноклинного пироксена и чистотой анализируемых проб. Установленное содержание кальция свидетельствует о температуре образования бронзита около 700°C (Дир и др., 1965).

Все анализы рассчитаны на 6(O); с учетом вышеуказанных допущений получены удовлетворительные кристаллохимические формулы, исключая анализ обр. 6. В нем группа Z имеет большой дефицит атомов Si, который не покрывается имеющимся Al, поэтому в нее условно помещена часть атомов  $Fe^{3+}$  (0.025). Возможно, эта особенность химического состава обусловлена спецификой образования данного пироксена в зоне интенсивного изменения и расщепления.

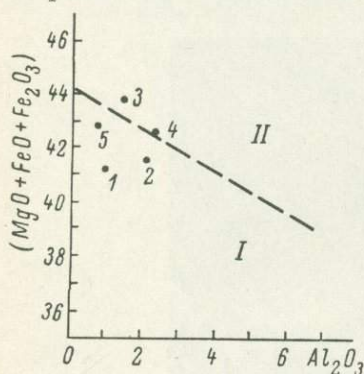


Рис. 91. Области распространения изверженных (I) и метаморфических (II) ортопироксенов (по: Бхаттачария, 1971).

1—5 — ортопироксены (см. приложение 2, обр. 4—8).

Результаты химических анализов (приложение 2) показывают, что лишь ортопироксен из малоизмененного безрудного пироксенита (обр. 4) имеет более низкую железистость (выше магнезиальность), чем все остальные. А между пироксенами из промышленных месторождений (обр. 7 и 8) и непромышленных участков (обр. 4—6) различий в химическом составе практически нет. Различия отсутствуют также в морфологически разных ортопироксенах (обр. 8 — из прожилка, остальные — породообразующие). По-видимому, основное влияние на химический состав минерала оказывает не степень оруденения, а состав исходной породы, интенсивность вторичных изменений и т. п.

В этой связи интересны исследования С. Бхаттачария (Bhattacharyya, 1971), который статистическим методом установил химические различия между ортопироксенами магматического и метаморфического генезиса. На предложенной им схеме три пробы (приложение 2, обр. 4, 5 и 8) находятся в области развития магматических пироксенов, одна (там же, обр. 7) — на границе раздела и одна (там же, обр. 6) — в поле метаморфических пироксенов. Все пробы расположены вблизи линии раздела этих полей (рис. 91).

По содержанию MgO, FeO и  $SiO_2$  лишь пироксен обр. 4 близок предельным значениям группы пироксенов «более вероятной магматической природы», а остальные попадают в категорию пироксенов «магматической или метаморфической природы» (Bhattacharyya, 1971). Все это, а также заметное содержание Al (особенно в сильно метаморфизованных пиро-

ксенитах), свидетельствует в пользу возможного влияния условий метаморфизма на состав бронзита.

**Оптические свойства.** Для 40 проб ортопироксена измерены показатели преломления и угол погасания, а также вычислено  $N_g-N_p$ , определены графически магнезиальность (Дир и др., 1965, т. 2, стр. 36) и угол  $2V$  (Яковлев и др., 1970). Оптические свойства представлены также в виде графиков распределения величин  $N_g$  и  $N_g-N_p$  (рис. 92, а, б). При построении графиков учитывалась точность измерения, равная  $\pm(0.001-0.002)$  и соответствующие статистические формулы (Венецкий, Кильдишев, 1963).

Ортопироксены Аллареченского района оптически отрицательны с углом  $2V$ , изменяющимся от  $70$  до  $80^\circ$ . Угол погасания чаще равен  $0^\circ$ , но иногда наблюдается аномальное косое погасание с углом, достигающим  $6-8^\circ$ .

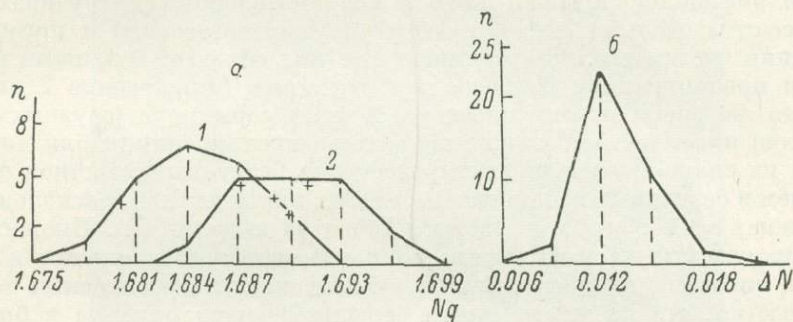


Рис. 92. Полигоны распределения величин  $N_g$  (а) и  $N_g-N_p$  (б) в ромбических пироксенах.

1 — пироксен за пределами месторождений, 2 — в пределах месторождений. Крестиками отмечены химически проанализированные пробы.

Изменение показателей преломления ( $N_g=1.677-1.697$ ,  $N_p=1.666-1.685$ ) пироксена определяется изменением магнезиальности приблизительно от  $70$  до  $90\%$  (железистость  $10-30\%$ ), что соответствует бронзиту, распространяясь на весь его интервал (Трегер, 1958; Дир и др., 1965).

Двупреломление изменяется от  $0.010$  до  $0.017$ . Полигон распределения  $\Delta N$  (рис. 92, б) нормальный, симметричный с одним резким пиком около  $0.012$ . По-видимому, двупреломление бронзитов в пределах колебания магнезиальности от  $70$  до  $90\%$  является величиной почти постоянной. В пользу этого свидетельствует и равенство двупреломления бронзитов с максимальными и минимальными показателями преломления (соответственно  $0.011$  и  $0.012$ ).

Ошибка в определении магнезиальности ( $mg$ ) бронзита по оптическим свойствам изменяется от  $+3$  до  $+6\%$  и в среднем равняется  $+5\%$ .

Эта ошибка, кроме точности измерения показателей преломления ( $\pm 0.002$ ), могла быть обусловлена примесью  $Al_2O_3$ . Известно, что в области состава, близкого к  $Fs_0$ , содержание  $Al$  от  $0.07$  до  $0.14$  атома на формульную единицу приводит к увеличению  $N_g$  на  $0.005$  единиц (Hess, 1952; Кипо, 1954). Количество  $Al$  в химически проанализированных бронзитах равно  $0.05$  и  $0.04$  (приложение 2, обр. 1, 4) в остальных  $0.07-0.010$ . По-видимому, это и привело к увеличению  $N_g$  на  $0.003$  в первом случае и  $0.005$  — во втором. Остальные окислы ( $MnO$ , щелочи) содержатся в незначительном количестве и не могли оказать существенного влияния на изменение показателей преломления.

Несмотря на большую величину ошибки определения магнезиальности по оптическим данным, она всюду имеет одинаковый знак и приблизи-

тельно одинаковый размер. Это дает возможность судить о составе бронзита по его оптическим свойствам.

На графике (рис. 92, а) полигоны распределения даны раздельно для ортопироксенов промышленных месторождений (правый полигон) и за пределами месторождений (левый). Полигоны частично перекрываются; и, таким образом, нет четкого выделения по составу группы ортопироксенов из промышленных месторождений. Правда, минимальные значения Ng встречаются у бронзитов из безрудных участков, а максимальные — из промышленных месторождений. В первой группе пироксенов Ng изменяется от 1.677 до 1.690 ( $mg=80-90\%$ ), а во второй — от 1.685 до 1.697 ( $mg$  от 73 до 84%).

В пределах одного рудного тела состав бронзита практически не меняется. Но замечено, что наиболее железистыми являются ортопироксены из пироксенитов, особенно из самостоятельных маломощных тел, которые сильно амфиболизированы. Даже в непромышленных интрузивах, если пироксениты очень сильно изменены (амфиболизированы) и приурочены к нижним частям тел, то ортопироксен в них обладает большими показателями преломления и большей железистостью (приложение 2, обр. 5).

В то же время ортопироксен из богатых серых руд («рудных» пироксенитов) имеет не наибольшие показатели преломления, а близкие к таковым из сильно измененных пироксенитов безрудных участков и меньшие, чем в безрудных изолированных телах пироксенитов, расположенных в пределах месторождения Восток (Яковлева и др., 1970). Прожилковые ортопироксениты не выделяются по показателям преломления и имеют равные значения с бронзитами из вмещающих ультраосновных пород.

Известно, что по железистости сосуществующих оливина и бронзита можно судить об их равновесности. По оптическим данным определена железистость сосуществующих оливина и ортопироксена Аллареченского района:

	Оливин	Бронзит
Аллареченское месторождение . . .	24—28	20—21
Месторождение Восток . . . . .	26—27	19—20
Участок Авиана . . . . .	20—22	14—18
Участок Акким . . . . .	16—19	11—14

Следовательно, более железистым оливинам соответствуют и более железистые пироксены, причем железистость первых на 4—6% больше вторых. Такая закономерность, по мнению многих исследователей (Wopen, Schairer, 1935; Ramberg, De Vore, 1951; Дир и др., 1965), свидетельствует в пользу равновесного состояния оливинов и ортопироксенов.

**Типоморфные и генетические особенности.** Ромбический пироксен гипербазитов Аллареченского района несет в себе большую генетическую информацию, заложенную в морфологии, химическом составе и оптических свойствах. Это обусловлено большей устойчивостью пироксена, чем оливина, и сохранением его во многих метаморфизованных породах, в разной степени оруденелых. Пироксен встречается в ассоциации с первичными минералами ультраосновных пород: оливином, магнетитом и другими; с минералами автометаморфической стадии: тальком, серпентином; минералами стадии регионального метаморфизма: амфиболами, слюдами, хлоритом; поздними минералами: актинолитом, карбонатами, поздним тальком и др., а также ассоциирует с сульфидами сингенетической и эпигенетической вкрапленности.

Анализ оптических свойств и химического состава ортопироксенов из промышленных месторождений и за их пределами показывает, что радикальных различий между ними нет. Рассмотрение тех же признаков пироксенов из пород с бедным и богатым орудением на обнаруживает

прямой зависимости железистости пироксена от степени оруденения. Сильное влияние на увеличение железистости имеет состав первичных пород, ряд геологических факторов (мощность пироксенитовых тел, положение их в разрезе и т. п.), а также интенсивность амфиболизации первичных пород.

### Серпентин

Хотя серпентин не принадлежит к числу первичных минералов ультраосновных пород, он описывается в данном разделе, так как пространственно и генетически тесно связан с ними, особенно с оливином; кроме того, среди вторичных минералов он является одним из наиболее ранних — основная его масса образуется в аутометаморфическую стадию. Изучен он пока еще недостаточно.

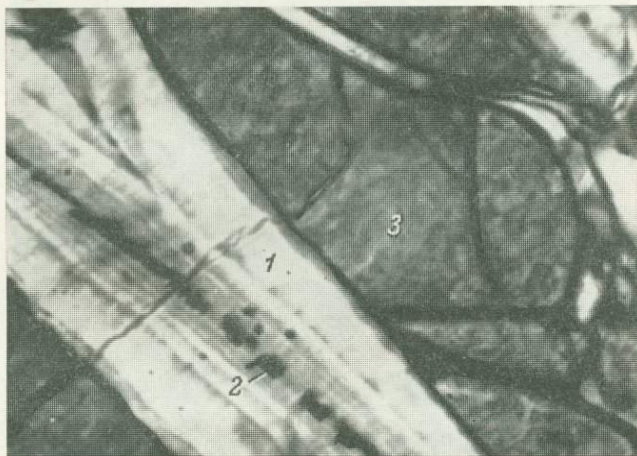


Рис. 93. Симметрично-зональные прожилки серпентина (1), с просечками магнетита (2) в оливине (3).

Шлиф, николи скрещены, увел. 170.

Начальные формы развития серпентина по оливину всюду одинаковы. Серпентин образует параллельные и субпараллельные прожилки, имеющие симметрично-зональное и поперечно-волокнистое строение (рис. 93). Большая часть прожилков вытянута в одном направлении, которое почти перпендикулярно первичной трахитоидности породы и удлинению зерен оливина. Наряду с такими прожилками некоторые имеют направление, почти перпендикулярное первому.

Симметричная зональность создается правильным (симметричным) расположением полос серпентина относительно центра прожилка, фиксируемого просечкой магнетита. Последний имеет форму линз, цепочечных и перистых образований.

При интенсивной серпентинизации прожилки становятся мощнее, почти соединяются друг с другом, островки оливина в них замещаются серпентином в виде тонкочешуйчатых агрегатов, мелких коротких прожилков, цементируемых скрытокристаллической основной массой. Позднее эти агрегаты могут превращаться в бовлингит.

По форме субиндивидов и агрегатов прожилковый серпентин напоминает хризотил-асбест. В последнее время показано, что подобные образования ложноволокнистые, на самом деле они имеют чешуйчатое строение и являются лизардитами (Артемов и др., 1964). Возможно, что описывае-

мый серпентин является не хризотилом, а лизардитом, поскольку он имеет отрицательное удлинение, а не положительное, как у хризотила (Корвиллов, 1961 и др.). Прожилковый серпентин зеленоватый, не плеохроитует, интерферирует в серовато-беловатых тонах. В многослойных прожилках внешняя зона (более тонкая) шестоватая, чуть темнее окрашена, чем внутренняя, и имеет более светлые цвета интерференции ( $\Delta N$  больше, чем  $\Delta N$  внутренней зоны). Зона распределения слоев хорошо фиксирована. Внутренние островки оливина замещены более интенсивно окрашенным серпентином и представлены скорее всего антигоритом, имеющим более низкие цвета интерференции.

Таким образом, серпентин образует по оливины комплексную псевдоморфозу из хризотил-асбеста (лизардита) и антигорита. Причем даже в полных серпентинитах эта псевдоморфоза хорошо «высвечивается» по одно-



Рис. 94. Структура серпентинита.

Хризотил (белый, по оливины) цементируется серпентитом (темно-серый, по амфиболу). Шлиф, николи скрещены, увел. 30.

временному погасанию прожилков серпентина в одном зерне и одновременно с соседними зернами (рис. 94). Контуры одновременно погасшей части прожилков точно соответствуют первоначальной характерной форме оливинового зерна. Псевдоморфозы иногда имеют отчетливые амфиболовые очертания: в этом случае в них сохраняется магнетитовая «пыль», характерная для амфибола.

При замещении мелкозернистого «цементного актинолита» («келифитовых каемок» и др.) серпентин наследует морфологические особенности последнего (рис. 94). По сложению это скрытокристаллический серпентин, типа серпофита с меньшим, чем у хризотила, двупреломлением. Возможно, он образуется при повторной серпентинизации, вызванной влиянием гранитных пегматитов, развитием зон дробления и т. п.

Если при серпентинизации оливина выделяется много магнетита, то при серпентинизации актинолита образуется много гидроокислов железа, очень мелкозернистый магнетит и глиноподобное вещество. Замещение актинолита серпентином свидетельствует о многократном и интенсивном проявлении серпентинизации.

Ромбический пироксен редко подтверждается серпентинизации (рис. 89).

Изменяясь, серпентин превращается в интенсивно окрашенное желтовато-бурое до темно-зеленого скрытокристаллическое вещество типа бовлингита, имеющее одинаковые цвета интерференции и плеохроизма.

Таким образом, в ультраосновных породах района серпентин возникает путем замещения оливина и в незначительном количестве — бронзита, актинолита и как редкий случай — других минералов. По оливину образуются комплексные псевдоморфозы, состоящие из двух модификаций серпентина, предположительно — хризотила (лизардита) и антигорита. По амфиболу образуется серпофит (антигорит), а по бронзиту — хризотил. Замещение амфибола серпентином, а также наличие обратных соотношений этих минералов (развитие амфибола по серпентинизированному оливину) свидетельствует о многократном проявлении серпентинизации. По-видимому, основная масса хризотила и большая антигорита образовались в стадию автометаморфизма, а серпофит и в меньшей мере антигорит — в региональную стадию на отдельных благоприятных участках.

## ГЛАВА VIII

### ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Среди вторичных минералов, образующихся в процессе метаморфизма ультраосновных пород района, наиболее распространенными являются амфиболы; далее, в порядке убывания, следуют слюды, серпентины, хлориты, тальк и некоторые второстепенные минералы. Полнее других изучены амфиболы, которые по составу, физическим свойствам и условиям развития разделяются на две группы: кальциевые и магниевые. Кальциевые амфиболы представлены роговыми обманками и актинолитами, а магниевые — куммингтонитом, антофиллитом и жедритом. Кальциевые амфиболы отличаются постепенным изменением состава и свойств при переходе от одного члена группы к другому, что характерно и для ряда антофиллит—жедрит. Поэтому ниже все кальциевые амфиболы описываются совместно, как и ряд антофиллит—жедрит.

#### Кальциевые амфиболы

К кальциевым амфиболам, вслед за Б. Ликом (Leake, 1968), мы относим минералы с содержанием кальция 1.50 и более, а к субкальциевым — с содержанием кальция 1.00—1.49 на формульную единицу в пересчете на 24 (O, OH, F, Cl). Ниже для краткости первые часто именуются Са-амфиболами.

**Морфологические особенности.** В ультраосновных породах среди вторичных минералов Са-амфиболы являются самыми распространенными, и зеленый цвет пород обусловлен, как правило, именно их окраской. Они возникают при метаморфизме любых первичных пород, оруденелых и безрудных, на всех стадиях метаморфизма и в разнообразной геологической обстановке: внутри интрузивов и на контакте с вмещающими породами, около зон дробления, тел сплошных и брекчиевидных руд, жил секущих гранитных пегматитов и т. п. Все это создает многообразие возрастных групп и форм, наложение поздних образований на ранние, изменение состава и физических свойств в широких пределах.

Формы проявления кальциевых амфиболов показаны в табл. 20. Амфиболы можно объединить в две разновозрастные группы: а) ранние, имеющие повсеместное развитие и образовавшиеся в региональную стадию метаморфизма; б) поздние, локально развитые в зонах смятия и рассланцевания, около жил секущих гранитных пегматитов и т. п. В количественном отношении первые резко преобладают над вторыми. Забегая вперед, отметим, что ранние амфиболы являются преимущественно роговыми обманками, а поздние — актинолитами.

Интенсивное замещение бронзита и в особенности оливина роговой обманкой, когда в парагенезисе нет первичных кальций- и алюминийсо-

ТАБЛИЦА 20  
 Формы проявления кальциевых амфиболов

Признаки	Роговая обманка		Актинолит	
	внутренние зоны	краевые зоны		
Место проявления	По всему массиву в различно измененных и оруденелых породах	На контакте с вмещающими породами	На контакте с гранитными пегматитами; в зонах дробления и расслаивания	
Формы проявления	В «свежих» породах — единичные кристаллы, келифитоподобные каемки. В измененных породах — порфиробласты и мелкозернистая «основная масса»	Призматические индивиды	Зональные оторочки, метасоматиты, асбестовидные прожилки	
Цвет	Светло-зеленый, неоднородный	Темно-зеленый	Ярко-зеленый, однородный; серо-зеленый асбест	
Ассоциации	До Са-амфиболов Равновесные После Са-амфиболов	Оливин, бронзит, титаномагнетит Хлорит, флогопит, шпинель Поздний актинолит, куммингтонит, антофиллит, тальк	Первичных силикатов нет Флогопит Куммингтонит, антофиллит	Первичных силикатов нет Флогопит Куммингтонит, антофиллит, тальк
Текстура; структура	Реликтовая; замещения	Сланцеватая; порфиробластическая	Шестоватая, радиально-лучистая, сланцеватая; продольно- и поперечно-волокнистая; спутанно-волокнистая	

державших минералов (например, плагиоклаза и диопсида), можно отнести к редким явлениям. Это, по-видимому, порождает специфику морфологических взаимоотношений первичных и вторичных минералов; отсутствие правильных структур замещения, псевдоморфизации, появление около зерен оливина каемок амфиболов с венцово-друзитовой структурой (Яковлева, 1972).

Своеобразен рост скелетных кристаллов амфибола в крупных зернах бронзита. Вначале субиндивиды амфибола представлены разрозненными плохо индивидуализированными зернами (рис. 95, а), погасающими одновременно группами. При разрастании каждая группа сливается в единое зерно с реликтами бронзита, в котором хорошо видно, что спайности двух минералов занимают секущее положение (рис. 95, б).

Агрегаты амфиболов имеют неоднородное строение: в них имеются порфиробласты и участки мелкозернистого строения, что наиболее характерно для сильно измененных перидотитов. Порфиробласты содержат реликты оливина и бронзита, а также пятна пылевидного магнетита. Мелкозернистые обособления имеют форму цементных прожилков, «зон дробления», гнездообразных выделений.

При амфиболизации бронзита и оливина титаномагнетит распадается с образованием магнетита, ильменита и шпинели. При замещении серпентинизированного оливина роговой обманкой жилки серпентина либо остаются без изменения, либо превращаются в тонкочешуйчатый агрегат из смеси карбоната, талька, реликтов серпентина, либо, наконец, полностью исчезают, оставляя реликтовый след (теневые прожилки).

Окраска амфибола внутренних зон неоднородная, пятнистая с не-закономерным понижением интенсивности на отдельных участках зерна. В целом по оливинитам образуются более светлоокрашенные амфиболы, чем по пироксенитам, но если одно зерно амфибола развивается одновременно по оливину и пироксену, то окраска его по всему зерну одинакова.



Рис. 95. Замещение бронзита магнезио-роговой обманкой.

*a* — мелкие выделения роговой обманки (1) в бронзите (2); шлиф, николи скрещены, увел. 30. *б* — остатки бронзита (2) в роговой обманке (1); шлиф, при одном николе, увел. 170.

Замечено, что амфибол в оливинитах обладает желтовато-зеленым цветом, а в пироксенитах — зеленым с синеватым оттенком. Роговая обманка эндоконтактной зоны отличается более густым зеленым цветом, нередко пятнистой окраской (внутренние участки зерна более светлые, чем периферические).

Поздний актинолит образует оторочки и прожилки: кристаллические (преимущественно в безрудных массивах) и асбестовидные (как правило, в пределах промышленных месторождений); является породообразующим минералом сланцеватых пород с куммингтонитом, антофиллитом и флогопитом (табл. 20). Зона кристаллического актинолита в реакционных оторочках (рис. 29) имеет неотчетливо-шестоватое сложение; при разрастании она преобразуется в крупнокристаллические радиально-лучистые агрегаты. В асбестовидных прожилках актинолит часто находится в ассоциации с бронзитом (рис. 90) и является «цементом» его индивидов и преобразованных обломков вмещающих пород. В асбесте закономерно распределены темно-зеленые идиоморфные кристаллы актинолита, которые образовались, по-видимому, в процессе перекристаллизации. Судя по оптике, состав кристаллического и асбестовидного амфиболов идентичен.

Актинолит из прожилков метасоматически развивается во вмещающих ультраосновных породах, замещая более ранние минералы: оливин, бронзит, роговую обманку и др., вплоть до полных псевдоморфоз.

Все поздние амфиболы имеют однородную зеленую окраску и лишены пылевидной вкрапленности магнетита, свойственной ранним Са-амфиболам.

**Химический состав.** В нашем распоряжении имеется 16 полных химических анализов Са-амфиболов (приложение 3, обр. 1—16), из них 4 — поздних (обр. 1—4) и 12 — ранних (обр. 5—16). В связи с трудностью отборки проб (как правило, из фракций 0.10—0.16) почти все они анализировались микрометодом.

Содержание примесей определялось по подсчетам в цементных шлифах и обычно не превышало 1—2 об.%. Примесь сульфидов оценивалась также по содержанию S, Ni, Co и Cu.

В сомнительных случаях содержание  $H_2O$  определялось несколько раз (обр. 14), иногда в пересчет включались  $H_2O^-$  и потеря при прокаливании (обр. 3 и 5).

Названия амфиболов даны в соответствии с новой номенклатурой Б. Лика (Leake, 1968), основанной на химическом составе в пересчете

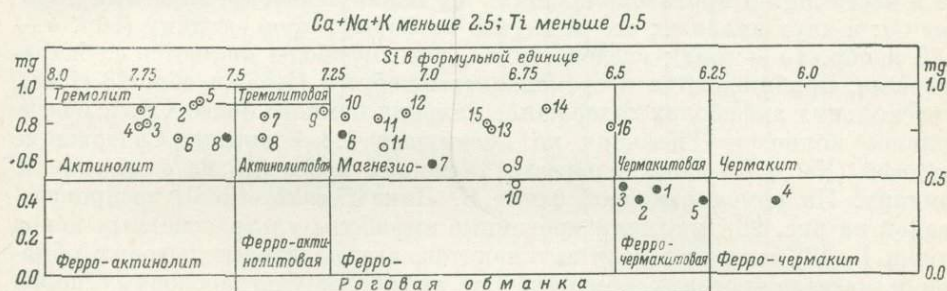


Рис. 96. Классификационная схема кальциевых амфиболов (по Leake, 1968).

Амфиболы: кружок с точкой — ультраосновных пород (приложение 3, обр. 1—16); заштрихованный кружок — вмещающих пород (приложение 7, обр. 1—8); светлый кружок — экзоконтактовых пород (приложение 7, обр. 9—11).

на 24 (O, OH, F). Известно, что этот метод пересчета анализов амфиболов имеет определенные недостатки (Борнеман-Старынкевич, 1964), но он принят нами по следующим соображениям: а) подавляющая часть опубликованных анализов амфиболов пересчитана на 24 (O, OH, F); б) пересчет по катионному методу (Борнеман-Старынкевич, 1964) часто оказывается неудовлетворительным; в) пересчет на 23 (O), как правило, идеализирует формулу.

Аналогичные классификации разрабатывались многими исследователями (Дир и др., 1965; Доброхотова, 1968; Ernst, 1968; Костюк, 1970, и др.), но не получили столь стройного завершения, хотя принципы, на которых они основывались, соответствовали общему подходу к минералогической номенклатуре (Лазаренко, Квитко, 1972). Главное достоинство систематики Б. Лика заключается в том, что в ней детально рассмотрена самая распространенная группа амфиболов, до сих пор называемых в минералогической практике всеобъемлющим неконкретным словом «роговая обманка». В классификации Б. Лика (рис. 96) основное название кальциевого амфибола определяют три главные переменные: содержание кремния, содержание суммы кальция, натрия и калия в формульной единице при пересчете на 24 (O, OH, F, Cl) и магнезиальность ( $mg = \frac{Mg + Fe^{2+} + Mn + Fe^{3+}}{100}$  в %). Дополнительные прилагательные определяют порядок содержания остальных составляющих и оттеняют специфические особенности амфибола.

При пересчете мы исходили из общей формулы амфибола:  $X_{2-3}Y_3Z_8O_{22}(OH, F, Cl, O)_2$ . Группа Z дополнялась до 8 алюминием. Во всех

анализах, кроме двух (обр. 14 и 16), она удовлетворительна, что свидетельствует о хорошем качестве определения основных компонентов. В обр. 14 и 16 даже с учетом всего Al и Ti группа Z < 8. В обр. 14 это обусловлено, возможно, наличием оксония ( $H_3O^+$ ) в группе X. В пользу этого свидетельствует заниженная сумма катионов (14.68) против теоретической, довольно высокое содержание Si (6.681) и OH (3.943). Наличие оксония, как положительного катиона в решетке амфиболов принципиально доказано инфракрасной спектроскопией (Phillips, 1963; Борнеман-Старынкевич, 1964, 1971; Мельников, Мельник, 1969). После пересчета с  $H_3O^+$  формула получилась удовлетворительной. В обр. 16 группа Z дополнялась до 8  $Fe^{3+}$ . В нескольких анализах немного занижено значение  $H_2O^+$ .

Особенностью исследованных амфиболов является то, что Mg в формульной единице содержится в избыточном количестве. Учитывая возможность нахождения части Mg в позиции X (Phillips, 1963; Борнеман-Старынкевич, 1971), группу Y дополняем Mg до 5, излишнее количество Mg помещаем в группу X. Таким образом, группа X состоит из щелочей, Ca и части Mg. В противоположность Mg обнаруживается заметный дефицит Ca: в двух анализах его менее 1.5 на формульную единицу (обр. 4 — 1.22 и обр. 14 — 1.32); следовательно, эти амфиболы являются субкальциевыми; приближаются к субкальциевым обр. 8 (1.55) и обр. 13 (1.48), в нескольких амфиболах содержание кальция немного более 1.5, а максимальное количество кальция не превышает 1.8 единицы. Содержание щелочей ( $Na \gg K$ ) даже в роговых обманках менее 0.4 на формульную единицу. На номенклатурной схеме Б. Лика (Leake, 1968), воспроизведенной на рис. 96, проанализированные амфиболы ультраосновных пород (точки 1—16) занимают поля актинолитов, актинолитовых роговых обманок и магнезио-роговых обманок. Все амфиболы ультраосновных пород захватывают верхнюю половину верхней полосы на схеме, обладают повышенной магнезиальностью (маложелезистые).

Амфиболы из реакционных зон, прожилков, метасоматитов являются актинолитами (обр. 1—4), а остальные преимущественно роговыми обманками (лишь обр. 5 и 6 являются актинолитами). Таким образом, поздние амфиболы оказываются более кремнеземистыми (менее глиноземистыми), а ранние, наоборот, более глиноземистыми и содержат несколько более щелочей на формульную единицу.

Рассмотрим особенности химического состава в более распространенной группе ранних амфиболов (обр. 5—16). Диапазон изменения  $Al^{IV}$  и Si в них довольно большой (Si от 7.6 до 6.5). Данные, приведенные в приложении 3, показывают, что более глиноземистые роговые обманки образуются по пироксенитам, а менее глиноземистые — по оливинитам. Химический состав амфиболов этой группы изменяется лишь на контакте массивов с вмещающими породами (0.1—0.6 м от контакта), а в пределах всего тела остается более или менее постоянным (рис. 97). При этом изменение состава в эндоконтактной зоне резкое, но наиболее заметно изменяется лишь железистость минерала (более чем вдвое), несколько увеличивается и щелочность, а содержание Si,  $Al^{IV}$ , Ca практически не меняется (ср. обр. 5 и 6, 10 и 8 из другого массива). Таким образом, эндоконтактная роговая обманка отличается от аналогов центральных зон большей железистостью. Исключением из этого правила является роговая обманка обр. 7. Она расположена вблизи контакта, но по сравнению с внутренней роговой обманкой (обр. 12) также содержит меньше  $Al^{IV}$  и не очень железистая. Скорее всего это обусловлено преобразованием роговой обманки в процессе наложенного околожильного метаморфизма, о чем свидетельствует наличие здесь зоны рассланцевания и поздних прожилков флогопита.

Другим исключением является роговая обманка из маломощных (0.5—3.0 м) пироксенитов; по составу, особенно по железистости, она приближается к эндоконтактовым разностям (обр. 13). Это легко объяснить, если учесть, что мощность пироксенитов в данном теле не превышает двойной мощности эндоконтактовых пород, т. е. амфибол по всей мощности пироксенитового тела образовался в условиях эндоконтакта, несмотря на то что порода не всегда имеет типичный эндоконтактовый облик (сохранились реликты бронзита, структуры не всегда совершенно сланцеватые и т. д. — рис. 95, б).

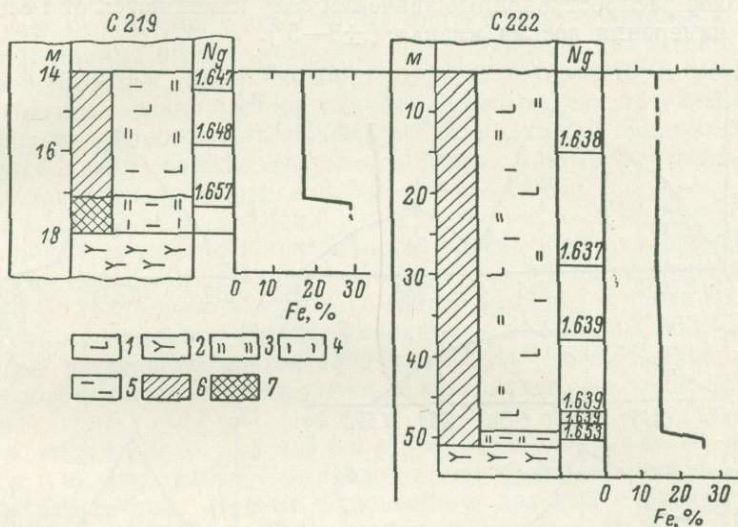


Рис. 97. Значения Ng ранних кальциевых амфиболов и график изменения железистости амфибола в разрезе ультраосновного тела.

1 — перидотиты; 2 — амфиболиты; 3 — Са-амфибол; 4 — куммингтонит; 5 — биотит; 6 — бедная сульфидная руда; 7 — богатая сульфидная руда.

Наиболее глиноземистой оказалась роговая обманка из пироксенита с уч. Аннама (обр. 16 — 1.873 Al на формульную единицу). Выше (гл. VII) показано, что и бронзит этого участка имеет повышенное содержание Al; следовательно, минералообразование здесь имело свои специфические черты.

Поздние амфиболы являются актинолитами и все укладываются в одной классификационной ячейке (рис. 96), мало отличаясь химически друг от друга.

**Оптические свойства.** Примерно для 100 проб Са-амфиболов были измерены Ng, Nm, Np и  $cN'g$ ; вычислены графически угол  $2V$  и разность  $Ng-Np$  (приложение 13).

Оптические свойства Са-амфиболов рассматриваются раздельно для трех групп: ранних роговых обманок центральных и эндоконтактовых частей массивов и поздних актинолитов. По мнению большинства исследователей (Гинзбург, 1963; Калинин, 1967; Соболев, 1950, и др.) и нашим наблюдениям, показатель преломления Ng определяется наиболее достоверно и наиболее чувствителен к изменению состава амфибола. Поэтому на графиках (рис. 98) показаны только полигоны распределения величин Ng и  $Ng-Np$  каждой разновидности амфиболов.

Кальциевые амфиболы первой группы макроскопически имеют зеленый и светло-зеленый цвет, в шлифе разновидности с  $Ng < 1.650$  неотчетливо плеохроируют, а разновидности с  $Ng > 1.650$

плеохроируют от светло-зеленого, желтовато-зеленого до светло-желтого и бесцветного.

По всей группе в целом  $N_g$  изменяется от 1.636 до 1.662,  $N_m$  — от 1.620 до 1.650,  $N_p$  от 1.607 до 1.638,  $cN_g$  — от 11 до 22°,  $N_g-N_p$  от 0.019 до 0.029;  $2V$  — от 75 до 90°.

Полигон распределения  $N_g-N_p$  нормальный, симметричный, с одним резко возвышающимся пиком при значении 0.025 (рис. 98), что свидетельствует об относительном постоянстве величины  $N_g-N_p$  для данной совокупности амфиболов.

Наиболее распространенные значения  $cN_g$  изменяются от 14 до 18°, но точность измерения весьма низкая ( $\pm 3-5^\circ$ ).

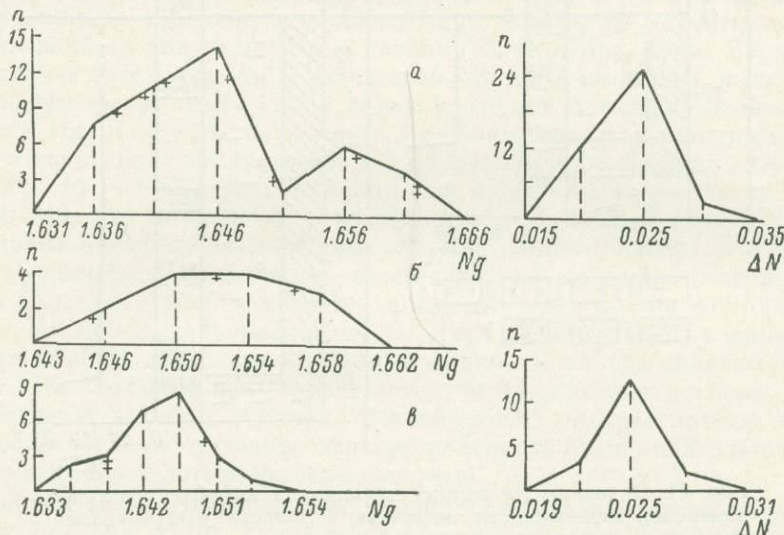


Рис. 98. Полигоны распределения  $N_g$  и  $N_g-N_p$  кальцийсодержащих амфиболов.

*a* — ранние амфиболы внутренних зон; *b* — ранние амфиболы эндоконтактовых зон; *c* — поздние актинолиты. Крестиками отмечены химически проанализированные пробы.

Полигон распределения  $N_g$  дает четкую картину закономерного изменения этой величины (рис. 98, *a*). График разделяется на две части, каждая со своим пиком. Первая (доминирующая) от 1.636 до 1.650 с максимумом 1.646 и вторая (подчиненная) от 1.652 до 1.662 с пиком 1.656. Такое разделение вариационного ряда согласуется и с геологическим положением минерала. Так, менее железистые роговые обманки (имеющие меньшие показатели преломления) образовались по оливинитам и перидотитам, а более железистые (вторая часть кривой) — по пироксенитам (или по перидотитам с преобладанием бронзита).

Наиболее распространенными являются разновидности с  $N_g=1.638-1.648$ , а амфиболы второй части кривой ( $N_g=1.655-1.658$ ) распространены примерно в три раза меньше.

Ориентировочную оценку состава амфиболов с  $N_g \leq 1.650$  можно получить по графикам состав—свойства тремолит-актинолитового ряда, а амфиболов с  $N_g \geq 1.650$  лучше по графикам состав—свойства роговой обманки (Трегер, 1958). Показатель  $N_g$  до 1.650 имеют не только актинолиты, но и роговые обманки (приложение 3, обр. 7, 9—12, 14). А на графиках состав—свойства для ряда «роговая обманка» значений  $N_g \leq 1.650$  обычно нет. Низкие показатели преломления роговых обманок из ультраосновных пород Аллареченского района можно отнести к их специфическим особен-

ностям. В то же время более железистые актинолиты (приложение 3, обр. 4, 6) могут иметь  $Ng \geq 1.650$ . Наверное, лишь для тех кальциевых амфиболов, которые имеют значение  $Ng$ , приближающееся к 1.660 можно с уверенностью сказать, что они относятся к роговым обманкам и ориентировочно определять их железистость по известным графикам состав—свойства для обыкновенной роговой обманки. Из сравнения химического состава и величины  $Ng$  амфиболов одного массива видно, что изменение  $Ng$  связано с изменением железистости минерала (приложение 3, обр. 5 и 6, 8 и 10), тогда как содержание  $Al^{IV}$  почти не оказывает влияния на  $Ng$  (в обр. 5  $Al^{IV}=0.4$ ,  $Ng=1.638$ ; в обр. 14  $Al^{IV}=1.1$ ,  $Ng=1.640$ ).

Это еще раз подтверждает вывод многих исследователей о том, что оптические данные не отражают всего многообразия химического состава амфиболов (Соболев, 1950; Гинзбург, 1963; Калинин, 1967; Leake, 1968). Таким образом, оценка состава раннего амфибола из ультраосновных пород по оптике не является однозначной. Для роговой обманки такого состава нужны свои графики состав—свойства, в которых были бы отражены особенности амфибола и с  $Ng=1.640-1.650$ .

Кальциевые амфиболы второй группы по сравнению с амфиболами центральных частей интенсивнее окрашены в зеленый цвет и часто имеют заметный синеватый оттенок, а в шлифе отчетливо плеохроируют от голубовато-зеленого до светло-зеленого и почти бесцветного. Показатель преломления  $Ng$  их изменяется от 1.646 до 1.662 (рис. 98, б), а наиболее часто встречаются значения 1.650—1.655. Амфиболы второй группы по оптике диагностируются неоднозначно, но чаще как роговые обманки.

Кальциевые амфиболы третьей группы (поздние), как отмечалось, представлены кристаллическими и асбестовидными агрегатами. Первые окрашены в зеленый, часто яркий цвет, вторые серовато-зеленые. Те и другие в шлифах бесцветны. Полигон распределения  $Ng$  (рис. 98, в) имеет нормальный вид. Величина  $Ng$  изменяется от 1.636 до 1.651, наиболее часто встречаются значения  $Ng=1.639-1.647$ .

Состав (железистость) этих амфиболов, в противоположность предыдущим группам, можно оценить довольно хорошо (с точностью 1—3%) по прямым состав—свойства тремолит-актинолитового ряда. По-видимому, это отражает тот факт, что все поздние амфиболы довольно просты и устойчивы по составу и принадлежат к ряду тремолит—актинолит (для наиболее распространенных из них железистость колеблется от 15 до 25%). Этот вывод подтверждается и химическими анализами, за исключением обр. 4 (приложение 3), в котором амфибол-асбест по сравнению с другими амфиболами на 10% более железистый, а по оптическим данным железистость его на 5% выше истинной. Последнее обстоятельство можно объяснить меньшей точностью измерения показателей преломления асбестовидных амфиболов.

Таким образом, по одним оптическим свойствам нельзя однозначно определить ни состав кальциевых амфиболов, ни их возрастную группу. Можно лишь принять, что амфиболы с  $Ng < 1.648$  могут быть ранними и поздними, а амфиболы с  $Ng > 1.650$  скорее всего ранние. Одной из специфических черт амфиболов ультраосновных пород Аллареченского района является низкое значение  $Ng$ , особенно в сравнении с амфиболами основных пород (Shido, Miashiro, 1959; Binns, 1965, и др.)

**Генетические и типоморфные особенности.** Из всего вышеизложенного следует, что Са-амфиболы ультраосновных пород Аллареченского района не обнаруживают равновесных взаимоотношений с оливином и бронзитом и являются целиком вторичными. По составу они представлены актинолитом, актинолитовой и магнезио-роговыми обманками, отличающимися

повышенной магнизиальностью, дефицитом кальция и щелочей, наличием изоморфной примеси халькофильных компонентов (Cu, Ni, Co), что отражает специфику химического состава ультраосновных пород района.

Широкое развитие Са-амфиболов и заметное содержание в них  $Al_2O_3$  и СаО находятся в противоречии с химическим составом первичных ультраосновных пород.

Примеры образования вторичных роговых обманок, содержащих больше некоторых компонентов, чем исходная порода (или первичные минералы в ней), в природе встречаются (Haslam, Walkes, 1971, и др.), но чаще в самих породах есть сопутствующие минералы, богатые этими компонентами, и роговые обманки при образовании аккумулируют их. В Аллареченском районе  $Al_2O_3$  и СаО заимствованы, вероятно, главным образом из вмещающих пород, где они находятся в достаточном количестве.

Известно (Закруткин, 1968; Костюк, 1970, и др.), что преобладание среди вторичных минералов актинолитов и роговых обманок само по себе свидетельствует о том, что породы претерпели изменения в условиях регионального метаморфизма амфиболитовой фации. О принадлежности к этой фации Са-амфиболов района говорит и частый парагенезис их с такими минералами, как биотит (флогопит), куммингтонит-грюнерит и антофиллит-жедрит. Это подтверждает и постоянство содержания компонентов, чуждых ультраосновным породам и, вероятно, заимствованных из вмещающих пород, так как в случае контактово-реакционного метасоматоза наблюдалось бы постепенное уменьшение указанных компонентов в амфиболах в направлении от вмещающих пород к центру ультраосновного массива.

Вопросам изменения химического состава Са-амфиболов в зависимости от фациальной принадлежности, а также решением обратных задач занимались многие исследователи (Закруткин, 1964, 1968; Лик, 1967, Костюк, 1970; Вербицкий, Вербицкая, 1971, и др.). Выяснено, что ведущая роль как индикатору принадлежит алюминию, в отношении которого все исследователи приходят к однозначному выводу: повышение степени метаморфизма приводит к увеличению содержания  $Al^{IV}$ . В то же время  $Al^{IV}$  связан прямой зависимостью с  $Al^{VI}$ , и для каждого значения  $Al^{IV}$  возможна максимально допустимая величина  $Al^{VI}$  (Leake, 1965). Рассмотрим изменение содержания  $Al^{IV}$  и  $Al^{VI}$  в исследуемых амфиболах.

Ни в одном из амфиболов Аллареченского района количество  $Al^{VI}$  не достигает максимально допустимого значения при определенном содержании  $Al^{IV}$ , наоборот, оно значительно ниже, что, по-видимому, обусловлено низкой глиноземистостью исходной породы. Изменение величины  $Al^{IV}$  в кальциевых амфиболах, как указателя степени метаморфизма, позволило наметить некоторым исследователям характерные устойчивые амфиболы для различных фаций (Закруткин, 1964, 1968). Так, для фации зеленых сланцев общепринятой считается устойчивость актинолита, для амфиболитовой — роговой обманки с  $Al^{IV}=1.3-1.5$ , для гранулитовой — гастингсита.

На графике фациальной принадлежности амфиболов (Закруткин, 1968, стр. 17) исследуемые амфиболы ультраосновных пород Аллареченского района обнаруживают разнофациальный характер, распространяясь на фации: амфиболитовую, эпидот-амфиболитовую и зеленых сланцев (рис. 99). По-видимому, это обусловлено тем, что породы, будучи метаморфизованы в условиях высокотемпературной фации, испытали впоследствии метаморфизм более низкотемпературных фаций. Исходя из геологических данных (парагенезис, условия нахождения и т. д.), а также учитывая, что большинство анализов (точек на схеме) раннего амфибола концентрируется в пределах одного поля — амфиболитовой фации, а позднего — фации зеленых сланцев, можно считать, что ультраосновные породы в основном претерпели метаморфизм этих двух фаций. Это под-

тверждается и сравнением с амфиболами других районов: на схеме (рис. 99) показаны результаты анализов амфиболов из регионально метаморфизованных ультраосновных пород амфиболитовой (Haslam, Walkes, 1971) и гранулитовой (Костюк, 1970) фаций.

На поздних стадиях метаморфизма ультраосновных пород появляются новые актинолиты, а также происходит преобразование ранних амфиболов. На наш взгляд, это одна из причин неоднородного строения индивидов (особенно порфирибласт) роговой обманки и аномалии ее химического состава (например, актинолитовый состав некоторых ранних амфиболов). Такие «двойственные амфиболы» (например, обр. 5 и 6, приложение 3) по общегеологическим признакам, парагенезису, морфологии — ранние, но имеют состав актинолита. Наблюдения показывают, что на участках их развития ультраосновные породы пересечены жилами гранитных пегматитов, около которых развиты зоны расланцевания, реакционные оторочки и т. д.

На схеме фациальной принадлежности амфиболов (рис. 99) и их номенклатурной схеме (рис. 96) отчетливо видно постепенное приближение составов магнезио-роговой обманки к актинолитовой, а актинолитовой роговой обманки к актинолиту. Это позволяет предположить возможность существования твердых растворов в парах магнезио-роговая обманка—актинолитовая роговая обманка и актинолитовая роговая обманка—актинолит.

Итак, исследование состава, оптических свойств и морфологических особенностей кальциевых амфиболов Алдареченского района показывает, что они имеют двухфациальный характер. Амфиболы ранней группы (преимущественно роговые обманки) проявлены повсеместно и возникли при региональном метаморфизме в условиях амфиболитовой фации, а поздние (актинолиты) проявлены локально и образовались при околожильном метасоматозе в условиях фации зеленых сланцев. По составу амфиболы являются высокомагнезиальными актинолитами, актинолитовыми и магнезио-роговыми обманками с дефицитом Ca и щелочей. Железистость роговых обманок резко возрастает в эндоконтакте гипербазитов, оставаясь постоянной в остальной части тела.

### Куммингтонит

Куммингтонит впервые был установлен нами в рудах и оруденелых породах месторождения Восток (Яковлев, Яковлева, 1963, 1964 ф., 1967), а затем и во многих других ультраосновных массивах района (Яковлева, Колесникова, 1967). Несмотря на то что этот минерал имеет широкое раз-

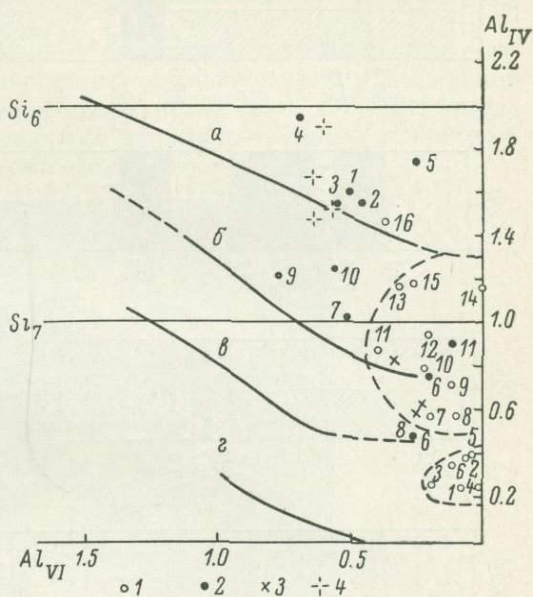


Рис. 99. Соотношение  $Al^{IV}$  и  $Al^{VI}$  в кальциевых амфиболах из различных фаций метаморфизма (по Закруткину, 1968).

Фации: а — гранулитовая, б — амфиболитовая, в — эпидот-амфиболитовая, г — зеленых сланцев (сплошными линиями показаны границы фаций, пунктирными — ограничены поля развития амфиболов района). 1 — амфиболы ультраосновных пород; 2 — амфиболы вмещающих пород; 3 — по Haslam, 1971; 4 — по Костюк, 1970.

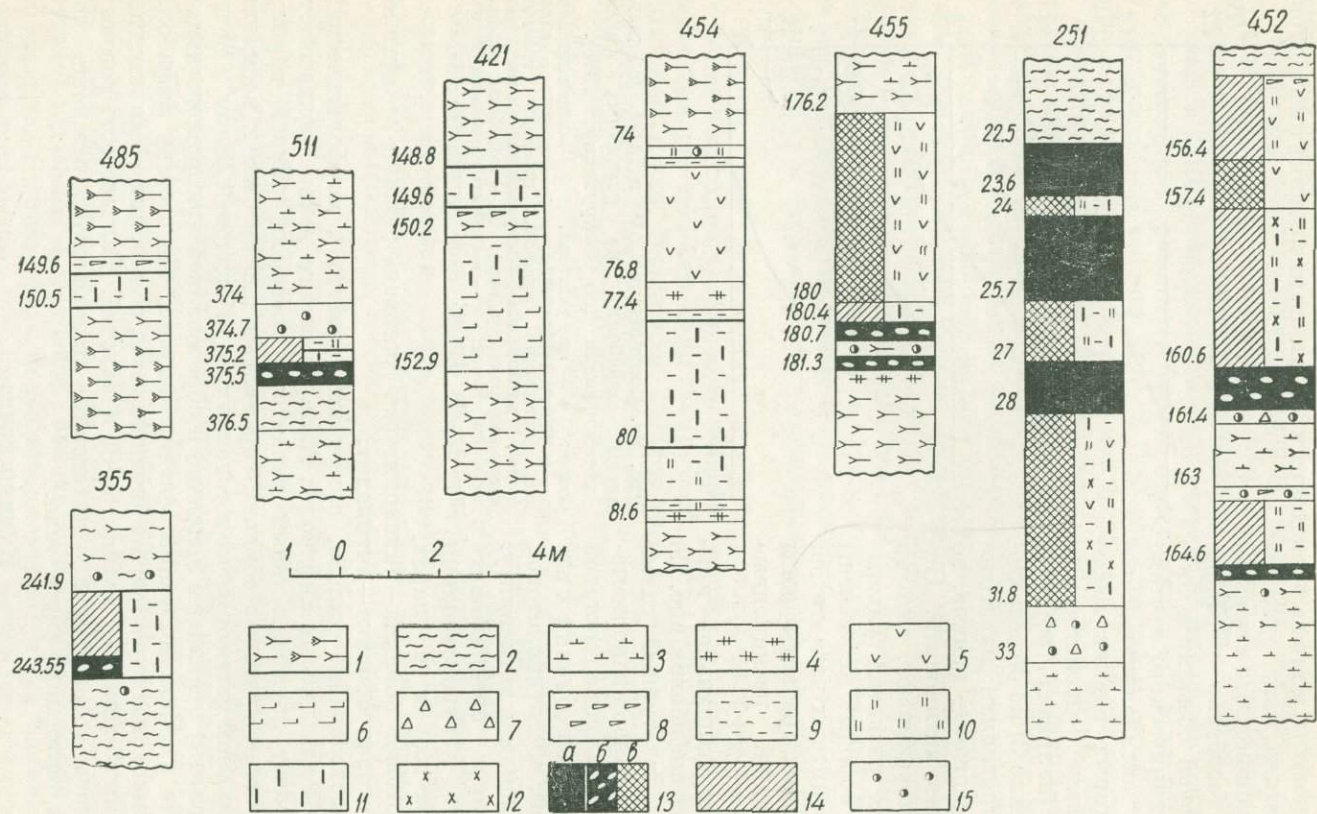


Рис. 100. Строение рудных тел и распределение в них вторичных минералов на месторождении Восток.

1 — амфиболит; 2 — гнейс; 3 — гранито-гнейс; 4 — пегматит; 5 — перидотит; 6 — пироксенит; 7 — кварц; 8 — роговая обманка; 9 — биотит; 10 — актинолит; 11 — куммингтонит; 12 — хлорит; 13 — руды: а — массивные, б — брекчиевидные, в — богатые вкрапленные; 14 — бедные вкрапленные руды; 15 — оруденелые вмещающие породы.

вите, он до сих пор определялся как тремолит или пропускался совсем. Последнее обстоятельство обусловлено трудностью его визуальной диагностики и тесным парагенезисом с очень похожими минералами — высокомагнезиальным актинолитом и антофиллитом. Ниже приводятся основные отличительные особенности этих трех минералов. Заранее можно сказать, что все макроскопически бесцветные, серые и серовато-белые амфиболы в ультраосновных породах являются антофиллитами или куммингтонитами, но не тремолитами.

**Морфологические особенности.** Морфологически куммингтонит довольно разнообразен; чаще он является породообразующим минералом глубокометаморфизованных ультраосновных пород (рис. 100, 28), иногда встречается и в малоизмененных породах например «рудных» пироксенитах, оливинитах и перидотитах (рис. 23, 101).



Рис. 101. «Рудный» перидотит («серая» руда).

1 — оливин; 2 — хлорит; 3 — куммингтонит; черное — сульфиды и магнетит. Шлиф, при одном николе, увел. 30.

Все проявления куммингтонита можно объединить в две разновозрастные группы: раннюю (преобладающую), образовавшуюся, по-видимому, в региональную стадию метаморфизма, и позднюю, представляющую реакционными образованиями около жил гранитных пегматитов.

В ранней группе в зависимости от состава исходной породы, степени метаморфизма и оруденения можно выделить три разновидности куммингтонита: а) из центральных частей «рудных» пород, б) из краевых зон сильно метаморфизованных аналогов этих пород (биотит-куммингтонитового и куммингтонитового состава) и в) из слабо оруденелых ультраосновных пород (биотит-куммингтонито-актинолитового состава).

а) В «рудных» оливинитах и перидотитах куммингтонит встречается в Аллареченском месторождении. Он характеризуется небольшим содержанием (не более 5%) и равномерным распределением в разрезе рудного тела (рис. 101); развит ограниченно. В парагенезисе с ним находится равновесный хлорит (прохлорит), в некоторых участках немного талька, а около контактов с вмещающими породами появляются кальциевый амфибол, отсутствующий внутри рудного тела.

Куммингтонит этой разновидности образует идиоморфные бесцветные длиннопризматические кристаллы, часто лишенные полисинтетических двойников, занимающие секущее положение по отношению к оливину,

бронзиту и сульфидам сингенетической вкрапленности и содержащие мелкие включения магнетита и сульфидов.

б) Куммингтонит второй разновидности является главным минералом куммингтонитовых и биотит-кумингтонитовых метасоматитов, которые несут промышленное оруденение и образуют маломощные тела (0.5—1.5) на контактах с вмещающими породами, жилами сплошных и брекчиевидных руд, на участках выклинивания рудных тел (рис. 100). Они характеризуются сланцеватыми и порфиробластовыми текстурами. Помимо биотита, в куммингтонитсодержащих породах присутствуют: магнетит, халькопирит, пирротин, пентландит, часто прохлорит, тальк, реже антофиллит; а в гидротермально измененных породах — синий хлорит (дженкинсит). Биотитовые ксеноморфные чешуйки пересекаются («срезаются») идиоморфными кристаллами куммингтонита (рис. 102) и являются более ранними, чем куммингтонит. Тальк образует тесные срастания с куммингтонитом, дженкинсит замещает биотит и куммингтонит. Сульфиды преимущественно заключены в интерстициях куммингтонита (рис. 102) и находятся в виде реликтов в крупных его индивидах. Лишь незначительная часть сульфидов в виде тонких жилок проникает внутрь куммингтонита и пересекает его (рис. 103). Такие взаимоотношения встречаются в динамометаморфизованных породах, превращенных в настоящие сланцы.

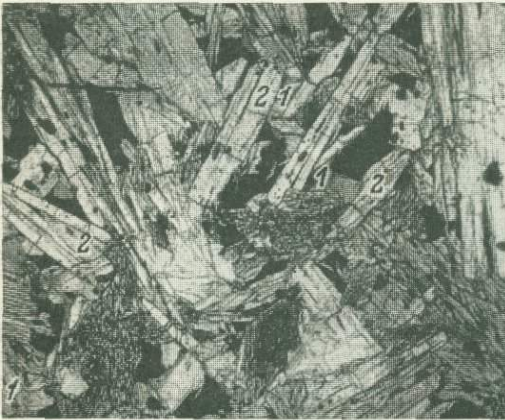


Рис. 102. Биотит-кумингтонитовый сланец с сульфидной вкрапленностью (черное).

Чешуйки биотита (1) «срезаются» кристаллами куммингтонита (2). Шлиф, при одном никеле, увел. 40.

в) Куммингтонит третьей разновидности входит в состав биотит-кумингтонит-актинолитовых и роговообманковых пород, тесно связанных с эндоконтактовыми метасоматитами, в которых ведущим минералом является кальциевый амфибол. Эти породы возникают в результате метаморфизма безрудных или слабооруденелых тел гипербазитов и располагаются около контактов их с вмещающими породами (рис. 100) или в местах выклинивания. Куммингтонитизация затухает постепенно от контактов к центральным частям массивов. Куммингтонит образует гнезда, линзы, неправильные прожилки, цементирующие существенно актинолитовые обособления в массивных породах, а в сланцеватых располагается параллельно сланцеватости. Индивиды куммингтонита столбчатые, бесцветные или серовато-розовые. Нередко они представлены начальными формами роста в роговой обманке, причем их срастания носят характер гомоосевых псевдоморфоз (типа уралита).

Поздний куммингтонит развивается преимущественно в ультраосновных породах около гранитных пегматитов, иногда в самих пегматитах. Выделяются три его разновидности: а) из метасоматитов зонального строения, б) из реакционных оторочек, в) из пегматитов.

а) В метасоматитах куммингтонит наибольшим развитием пользуется в биотит-кумингтонитовой зоне, которая возникает при глубокой переработке гипербазитов и отделена от пегматита зонами биотитового и актинолитового состава.

Индивиды куммингтонита располагаются параллельно общей сланцеватости, в количественном отношении подчинены биотиту и находятся с последним в очень тесном срастании. Куммингтонит образует тонкоиглочатые, волокнистые индивиды, бесцветные, всегда полисинтетически сдвойникованные. Возрастная последовательность минералов такова: биотит, актинолит, куммингтонит, антофиллит и тальк. Взаимоотношения с актинолитом вполне определенные — куммингтонит образует по нему гомоосевые псевдоморфозы, а с антофиллитом — менее четкие.

Отличительными особенностями куммингтонитосодержащих пород этой группы являются: отсутствие оруденения, более темный цвет из-за преобладания биотита над куммингтонитом, наличие вкрапленности ильменита, преобладание совершенно-сланцеватых и спутанно-волокнистых текстур.

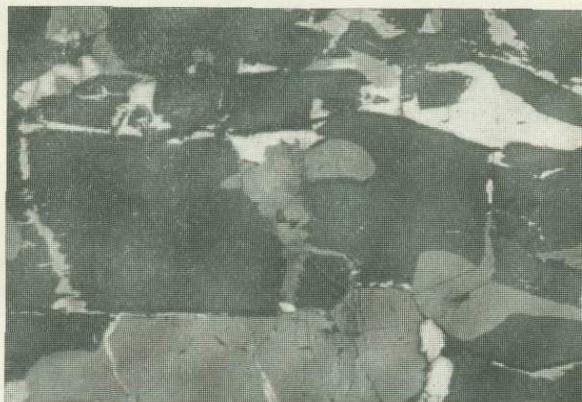


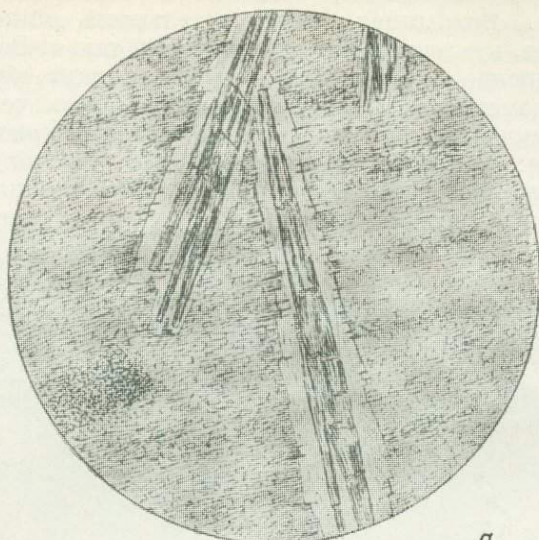
Рис. 103. Кристалл куммингтонита (черный в центре) пересечен сульфидами (белое и серое).  
Аншлиф, при одном никеле, увел. 240.

б) В оторочках куммингтонит встречается в небольшом количестве и в основном в безрудных массивах. Зона его развития находится между актинолитовой и антофиллитовой зонами и имеет мощность менее 1 см. Куммингтонит представлен столбчатыми индивидами, нарастающими на актинолит в виде радиально-лучистого агрегата (рис. 29). Индивиды куммингтонита бесцветные или бледно-розовые. На участке Восток-2 (скв. 65) в радиально-лучистых агрегатах темно-зеленого актинолита встречены розовые короткостолбчатые, хорошо образованные кристаллики куммингтонита, имеющие длину до 5 мм и пересекающие индивиды актинолита.

В Алдареченском интрузиве среди скоплений антофиллита также иногда наблюдаются мелкие розоватые кристаллики куммингтонита, занимающие секущее положение по отношению к волокнам антофиллита. Кристаллы имеют призматический габитус, хорошую правильную огранку, полисинтетически сдвойникованы, очень чистые, не содержат включений. Они покрыты тонким равномерным чехлом талька, имеющего реакционное происхождение (рис. 104).

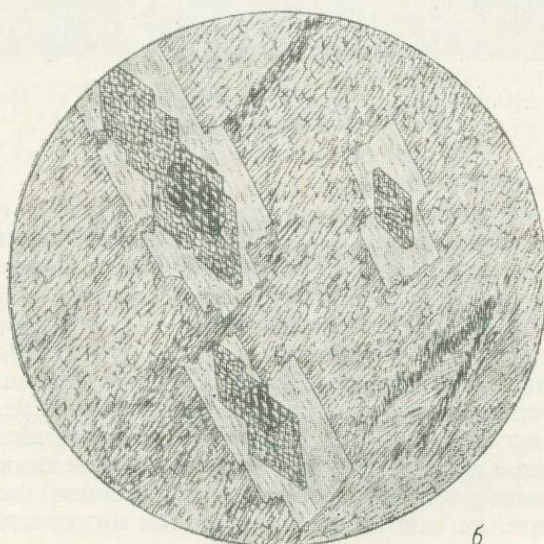
в) В пегматитах, пересекающих ультраосновные породы, куммингтонит встречается редко (уч. Акким, скв. 655). Вторичные минералы в теле пегматита располагаются также зонально, но последовательность зон обратная по сравнению с измененной ультраосновной породой. Куммингтонит появляется в зоне биотит-куммингтонит-олигоклазового состава, максимальным развитием пользуется в почти мономинеральной куммингтонитовой зоне (0.1—0.2 м), затем исчезает. Он пересекает, реже цементирует

зерна кварца и плагиоклаза и находится в тесном сростании с биотитом. В местах преимущественного развития куммингтонит образует сравнительно идиоморфные крупные (до нескольких сантиметров), незаконо-



а

0 0,2 мм



б

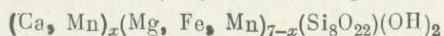
0 0,2 мм

Рис. 104. Строение агрегатов куммингтонита в антофиллит-асбесте.

Кристаллы куммингтонита окружены чехлом талька. Схематическая зарисовка шлифов: а —  $\parallel$  [001], б —  $\perp$  [001].

мерно сросшиеся индивиды, в которых кварц, плагиоклаз и биотит представлены реликтами. Куммингтонит здесь имеет густо-серый цвет, не плеохроирует, полисинтетическое двойникование в индивидах развито слабо.

**Химический состав.** Для куммингтонита выполнено 7 химических анализов: два (приложение 4, обр. 1, 2) из богатых вкрапленных руд, четыре (там же, обр. 3—6) из сланцев с бедным оруденением и один (там же, обр. 7) из пегматита на непосредственном контакте с перидотитом. Примесь сульфидов оценивалась по содержанию S, Ni, Cu, а также по подсчетам в цементных шлифах. Название минерала дается по номенклатуре С. Тилли (Tilley, 1939) и Х. Киса (Kisch, 1969), которые ввели новое название — «магнезио-куммингтонит» для разностей, богатых магнием. Кристаллохимические формулы получены путем пересчета анализов на 24 (O, OH, F), исходя из общей формулы куммингтонитов, предложенной В. Лейтоном и Р. Филлипсом (Layton, Phillips, 1960):



Результаты анализов, с одной стороны, типичны для куммингтонитов, бедных Mn: содержат некоторое количество Ca и Al, очень немного Ti и щелочей, что свидетельствует о принадлежности минералов к существенно железо-магнезиальным разностям. С другой стороны, они характеризуются очень высокой магнезиальностью (от 67 до 80%), тогда как за пределами ультраосновных пород куммингтониты являются более железистыми (приложение 4, обр. 8)

Куммингтониты с такой высокой магнезиальностью были достоверно установлены лишь в последнее время (Горошников, Юрьев, 1965; Яковлева, Колесникова, 1967; Kisch, 1969), что послужило основанием для продления ряда куммингтонит—грюнерит в сторону магнезиального конечного члена на 10% (Яковлева, Колесникова, 1967) и возрождения предложенного ранее С. Тилли (Tilley, 1939) названия «магнезио-куммингтонит» (Kisch, 1969).

Наиболее магнезиальными являются куммингтониты из богатых руд ( $mg > 75\%$ ). Высокая магнезиальность куммингтонитов из ультраосновных пород района обусловлена высоким содержанием Mg в последних, особенно в «рудных» разностях. В них куммингтонит образуется непосредственно по первичным силикатам: хризолиту и бронзиту. В других куммингтонитсодержащих породах магнезиальность мало изменяется от степени оруденения; так, в безрудном сланце уч. Аннама куммингтонит имеет  $mg=71.4\%$  (приложение 4, обр. 3), а в оруденелом сланце месторождения Восток  $mg=70.8\%$  (там же, обр. 4).

**Рентгенометрические и термические данные.** Несколько образцов аллареченских высокомагнезиальных куммингтонитов, сообщение о которых (Яковлева, Колесникова, 1967) вызвало большой интерес у исследователей, занимающихся детальным изучением структуры минералов этого ряда, были отправлены нами в различные учреждения СССР для выполнения специальных исследований (термических, рентгеноструктурных, ИК-спектроскопии и др.).

Дебаграмма обр. 3 (приложение 19), рассчитанная Е. А. Гойко, близка эталонной (Михеев, 1957).

З. П. Ершовой (ИГЕМ) записаны дифрактограммы куммингтонита и вычислены параметры ячейки с точностью  $\pm 0.01 \text{ \AA}$  (табл. 21). Эти данные показывают, что минерал несомненно относится к группе наиболее магнезиальных куммингтонитов, так как значения параметров ячейки являются минимальными из известных (Ghose, 1961).

К. Висвэнэтханом и С. Гуосом (Viswanathan, Ghose, 1965) выведена зависимость параметров элементарной ячейки куммингтонита от химического состава, выраженного магнезиальностью:  $mg = \frac{100 \text{ Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$ . Эта зависимость близка к линейной и выражается уравнениями:  $a_0 = 9.407 + 0.00128 (100 - mg) \text{ \AA}$ ;  $b_0 = 17.935 + 0.00517 (100 - mg) \text{ \AA}$ ;  $c_0 = 5.292 +$

ТАБЛИЦА 21

## Дифрактограмма куммингтонита

№ анализа	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	<i>I</i>	№ анализа	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	<i>I</i>
1	9.156	8.267	51	12	2.8919	2.6113	11
2	8.283	7.480	48	13	2.7748	2.5055	35
3	6.482	5.853	15	14	2.6055	2.3526	14
4	4.5660	4.1229	15	15	2.4880	2.2465	4
5	4.5154	4.0772	18	16	2.3382	2.1113	6
6	4.1444	3.7422	32	17	2.1789	1.9674	15
7	3.5843	3.2365	12	18	1.8434	1.6645	9
8	3.3734	3.0460	25	19	1.7763	1.6039	19
9	3.2503	2.9349	63	20	1.6187	1.4616	7
10	3.0644	2.7670	100	21	1.5091	1.3626	9
11	2.9746	2.6860	12				

Параметры:  $a_0=9.52\text{Å}$ ;  $b_0=18.12\text{Å}$ ;  $c_0=5.31\text{Å}$ ;  $\beta=102^\circ$ .

Примечание. Снимался обр. 5 (приложение 4); данные в таблице — среднее из трех измерений. Условия съемки:  $\lambda\text{Cu}$ , 35 кв, 6 ма,  $V_{\text{СГ}}=1^\circ/\text{мин}$ .

$+0.00055(100-mg)\text{Å}$ ;  $a_0 \sin \beta=9.252+0.00133(100-mg)\text{Å}$ . Хотя уравнения выведены для минералов с  $mg=2-67\%$ , т. е. для более железистых, чем все куммингтониты из ультраосновных пород Аллареченского района, мы все же использовали их и вычислили параметры для обр. 5 ( $mg=70.3$ ); они оказались равными:  $a_0=9.505\text{Å}$ ;  $b_0=18.09\text{Å}$ ;  $c_0=5.308\text{Å}$ . На основании близости полученных значений к результатам измерения (табл. 21) можно полагать, что данные уравнения применимы и к куммингтонитам с магнетальностью более 62%.

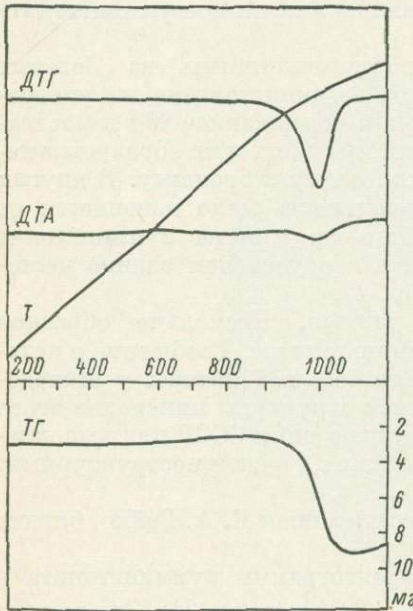


Рис. 105. Дифференциальные термические кривые куммингтонита.

Эти эффекты соответствуют выделению конституционной воды, после чего почти сразу происходит плавление минерала. Незначительные экзотермические эффекты при температуре около  $600^\circ\text{C}$  вызваны, по-видимому, примесями гидроокислов железа. Эндотермический эффект при  $850-950^\circ\text{C}$  в виде расплывчатого пика вызван скорее всего незначительной примесью (0.5—1.0%) мелкочешуйчатого талька. Кривая потери веса (ТГ) при прокаливании аналогична таковой для более железистых и более распространенных разновидностей куммингтонита.

**Оптические свойства.** Для 70 проб куммингтонита измерены показатели преломления и  $cNg'$ , а также вычислены графически  $2V$  и магнезиальность по графику У. Дира и др. (Дир и др., 1965, т. 2, стр. 262). Все сведения отображены в виде графиков распределения  $Ng$ ,  $Ng-Np$  и  $cNg'$  (рис. 106) и в приложении 14.

Диапазон колебания показателей преломления в целом невелик:  $Ng$  изменяется от 1.641 до 1.665;  $Np$  — от 1.618 до 1.637. По графикам зависимости оптических свойств от химического состава эти пробы соответствуют куммингтонитам с содержанием 60—85% магниевого компонента (или 15—40% железистого компонента), т. е. магнезиальность с учетом самых крайних значений изменяется всего на 25 единиц. На вариационной диаграмме  $Ng$  (рис. 106, а) видно, что наиболее распространен куммингтонит с показателями преломления  $Ng=1.649-1.660$  ( $mg=65-75\%$ ). Наименьшее  $Ng$ , равное 1.641, встречено один раз; это, по-видимому, минимально возможное значение, принадлежащее самому высокомагне-

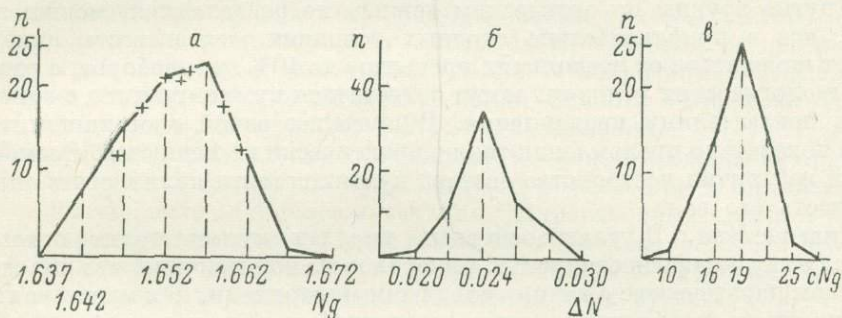


Рис. 106. Полигоны распределения величин  $Ng$  (а),  $\Delta N$  (б) и  $cNg'$  (в) для куммингтонита.

Крестиками отмечены химически проанализированные пробы.

зиальному куммингтониту района ( $mg=85\%$ ). Наибольшее значение  $Ng$ , равное 1.665, встречено также один раз и соответствует магнезиальности 60%.

Величины  $Ng-Np$  (рис. 106, б) изменяются в пределах от 0.020 до 0.028, но крайние значения очень редки. Узкие пределы ее изменения и нормальный вид полигона распределения с пиком около 0.024 свидетельствуют о постоянстве этой величины для описываемой группы куммингтонитов, близкой 0.024—0.025.

Та же тенденция наблюдается и в изменении  $cNg'$  (рис. 106, в): эта величина большей частью близка  $19^\circ$ , а максимальные значения ее равны  $21-24^\circ$ . В целом величина  $cNg'=19^\circ$  относительно высокая, приближающаяся к максимальной для куммингтонитов и характеризующая высокомагнезиальные его разновидности (Дир и др., 1965). Угол оптических осей большой ( $75-80^\circ$ ) и всегда положительный.

Ошибка определения магнезиальности по оптическим свойствам изменяется от 0 до 4 абс.%, в среднем (для 7 проб) составляет +2 абс.%, так что вполне возможно оценивать магнезиальность куммингтонитов по оптическим свойствам. Наибольшая ошибка наблюдается для куммингтонита из «серых», сильно метаморфизованных руд. Это обусловлено загрязнением анализируемой пробы сульфидами (3—5%), с которыми куммингтонит находится в очень тесном сростании. И, наоборот,  $mg$  куммингтонита из мономинеральных обособлений (приложение 4, обр. 7), вычисленная графически, равна истинной.

Судя по величинам показателей преломления и учитывая ошибки определения  $mg$  по оптике, можно считать, что максимально возможная магне-

зиальность куммингтонитов будет равной 83—85%. Следовательно, куммингтониты Аллареченского района обладают наивысшей магнезиальностью по сравнению даже с магнезио-куммингтонитами, описанными в последнее время (Kisch, 1969). Можно предположить, что для куммингтонитов магнезиальность 85% является предельно возможной. Это вытекает из следующих предпосылок. В ультраосновных породах Аллареченского района в аналогичной геологической обстановке (в «серых» рудах, а также около секущих пегматитов) есть волокнистые бесцветные амфиболы, похожие на куммингтонит и имеющие меньшие показатели преломления ( $N_g < 1.640$ ), и, следовательно, большую магнезиальность. Эти минералы оказываются антофиллитами, что, по-видимому, свидетельствует в пользу справедливости гипотезы о перерыве в ряду куммингтонита в области, богатой магнием, где моноклинные минералы (куммингтониты) становятся неустойчивыми и возникают ромбические антофиллиты (Layton, Phillips, 1960; Дир и др., 1965).

Другие группы по оптическим данным не разделяются; можно заметить, что в приблизительно сходных условиях железистость минерала может изменяться от нескольких процентов до 10%, и, наоборот, в различных геологических условиях могут встретиться куммингтониты с одинаковыми показателями преломления. В пределах одной куммингтонитовой зоны показатели преломления также практически не меняются. Возможно, одной из причин постоянства состава куммингтонита является небольшая мощность его зон.

**Диагностика.** В ультраосновных породах куммингтонит относится к числу труднодиагностируемых минералов по той причине, что находится в тесном парагенезисе с такими сходными минералами, как магнезиальный актинолит и антофиллит, причем последний имеет здесь очень близкий с ним химический состав.

В шлифах актинолит и куммингтонит трудноотличимы, так как оба почти бесцветны, не плеохроируют, а иногда имеют и близкие оптические свойства. Особенно затруднена диагностика куммингтонитов с магнезиальностью больше 75%, у которых часть индивидов не sdвойниковаана. Актинолит и куммингтонит различаются по знаку угла оптических осей (у актинолита он отрицательный, у куммингтонита положительный) и несколько большему двупреломлению у куммингтонита. Кроме того, в измельченной пробе куммингтонит представлен игольчатыми, волосовидными, длинно столбчатыми белыми и бесцветными обломками, а актинолит — светло-зелеными, короткопризматическими до таблитчатых. Существенное отличие между ними — содержание CaO (10—15% у актинолитов по сравнению 1—3% у куммингтонитов) — можно быстро уловить полуколичественным спектральным анализом.

Таким образом, просмотр материала в измельченной пробе в сочетании с полуколичественным спектральным анализом позволяет наиболее достоверно отличать куммингтонит от похожих минералов актинолитового ряда.

Антофиллит отличается от куммингтонита по наличию прямого погасания во всех разрезах зоны (001). Но так как в области высокомагнезиальных магниево-железистых минералов возможно существование клиноантофиллитов, а  $cN_g'$  куммингтонита может уменьшаться до  $12^\circ$ , то это отличие в некоторых случаях не помогает диагностике. Поэтому наиболее надежной, а иногда и единственной является диагностика их с помощью рентгеноструктурного анализа, который позволяет дать оценку параметров элементарной ячейки (у куммингтонита  $a_0 \approx 9.5 \text{ \AA}$ , а у антофиллита —  $18.5 \text{ \AA}$ ).

**Генетические особенности.** Появление куммингтонита, а не актинолита, внутри тел «рудных» разновидностей ультраосновных пород является важным генетическим признаком. Именно здесь встречены самые высокомагне-

зиальные куммингтониты. В этих породах ассоциация минералов следующая: хризолит, бронзит, сульфиды, магнетит, куммингтонит, хлорит. Все же остальные породы с куммингтонитом являются повторно метаморфизованными, не содержат реликтов первичных силикатов. Это позволяет считать куммингтонит в «рудных» породах более ранним, чем последующие его проявления.

Развитие позднего куммингтонита связано с метаморфизмом ультраосновных пород на участках выклинивания, в зонах смятия, в местах пересечения жилами сплошных и брекчиевидных руд. Для куммингтонитовых сланцев характерен парагенезис куммингтонита с флогопитом, тальком, реже антофиллитом. Если метаморфизму подвергаются ультраосновные породы с бедным оруденением, то обязательно есть актинолит или обыкновенная роговая обманка. Куммингтонит с ними образует гомоосевые сростания, что свидетельствует о разрыве смесимости между этими двумя сериями амфиболов и более позднем образовании куммингтонита.

Для позднего куммингтонита около десилицированных пегматитов минеральная ассоциация следующая: куммингтонит, антофиллит, флогопит, актинолит, тальк. Это, по-видимому, самая поздняя возрастная группа с куммингтонитом, которая не содержит оруденения.

Таким образом, появление куммингтонита само по себе еще не является признаком обязательного наличия богатого оруденения в массиве. Это всего лишь признак глубокого изменения ультраосновных пород, и только породы преимущественно куммингтонитового состава являются оруденелыми. Наличие оруденения в этих породах, иногда и не очень богатого, свидетельствует о нахождении поблизости богатых руд.

Высокая магнезиальность куммингтонитов, а также наличие в парагенезисе с ним талька может способствовать в какой-то мере решению так называемой «кумингтонитовой проблемы», давно поставленной многими исследователями (Layton, Phillips, 1960, и др.).

Как известно, составы природных антофиллитов и магнево-железистых моноклинных амфиболов — куммингтонитов, содержащих от 30 до 40%  $\text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}$ , несколько перекрываются (на 10%). Ф. Бойд (Boyd, 1959) предположил, что связь между антофиллитом и куммингтонитом может быть обусловлена инверсией ромбических и моноклинных форм состава  $(\text{Mg}, \text{Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ , причем кривая инверсии в низкотемпературной области прерывается полем устойчивого талька, а в высокотемпературной области — границей перехода амфибола в ромбический пироксен, кварц и пар (Дир и др., 1965). Похоже, что взаимоотношения минералов, показанные на рис. 104, иллюстрируют эти закономерности: здесь вначале образовался куммингтонит, затем, с понижением температуры, — антофиллит, оказавшийся в условиях пониженной температуры неустойчивым; вслед за тем возник тальк в виде каймы вокруг куммингтонита.

Наличие в Аллареченском районе куммингтонита с магнезиальностью до 80% (и, может быть, 85%) увеличивает размеры области перекрытия природных антофиллитов. Для установления положения аллареченских магнезиальных куммингтонитов мы воспользовались треугольной диаграммой (рис. 107), приведенной в работе Дж. Рэббита (Rabbitt, 1948, стр. 284), и нанесли на нее куммингтониты и антофиллиты Аллареченского района, а также магнезио-кумингтониты из работ Х. Киша (Kisch, 1969) и В. Горошникова (Горошников, Юрьев, 1965).

На диаграмме видно, что область существования аллареченских куммингтонитов (поле D) располагается левее ранее установленного куммингтонитового поля и даже левее предположительно возможного поля существующих высокомагнезиальных куммингтонитов (поля C) (Rabbitt, 1948). А куммингтонит из работы Х. Киша оказался еще более магнезиальным, примыкающим к аллареченским разностям. Тем самым

доказывается возможность существования в природе почти всех высокомагнезиальных членов Mg—Fe моноклинных модификаций, полученных искусственным путем, а именно: «...при давлении паров воды 1000 бар и при температуре более 800° С были синтезированы куммингтониты с содержанием  $Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$  от 40 до 85%» (Boyd, 1959). Таким образом, перекрытие полей сосуществующих антофиллита и куммингтонита также увеличивается.

Как было сказано выше, сосуществующие антофиллит и куммингтонит очень близки по химическому составу. Для трех образцов, содержащих куммингтонит и антофиллит, определена магнезиальность обоих минералов, которая соответственно оказалась равной 68 и 69%, 72 и 74%,

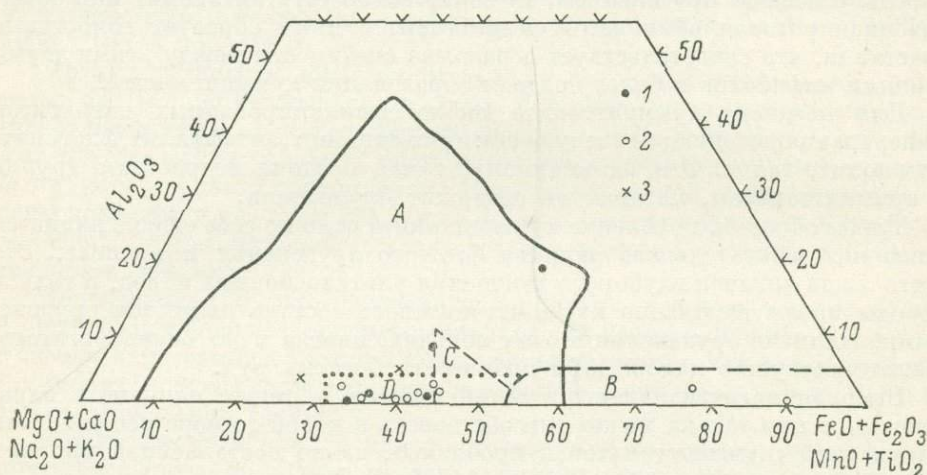


Рис. 107. Поля распространения природных Fe-Mg амфиболов (по Rabbitt, 1948).

A — поле антофиллитов; B — поле куммингтонитов; C — возможное расширение поля B по данным Дж. Рэббита; D — возможное расширение поля по нашим данным. 1 — антофиллит; 2 — куммингтонит; 3 — анализы куммингтонита по Киспу (Kisch, 1968) и Горошкинову (1965).

76 и 80%. Следовательно, в каждом образце магнезиальность антофиллита на 1—4% выше магнезиальности куммингтонита, что и составляет, по-видимому, разрыв смесимости между обоими видами амфиболов в данных ассоциациях. Вероятно, незначительные изменения внешних условий (температуры, давления и т. п.) вызывают кристаллизацию ромбического амфибола, а не моноклинного, и наоборот. И если некоторые исследователи (Rabbitt, 1948, и др.) причину существования разрыва смесимости видят в наличии примесей ( $Al_2O_3$  в антофиллите и CaO в куммингтоните), то в аллареченском антофиллите и куммингтоните эти определяющие окислы находятся в одинаковых и малых количествах (рис. 107). Причина, видимо, лишь в термодинамических условиях процесса, иллюстрируемых диаграммами Ф. Бойда (Boyd, 1955, 1959). В Аллареченском районе куммингтонит предпочтительнее образуется в «неспокойных» условиях, в ослабленных зонах.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Подавляющая часть куммингтонита в ультраосновных породах района образуется в результате их повторного метаморфизма на контакте с вмещающими породами, сплошными и брекчиевидными рудами, с жилами гранитных пегматитов, а также в зонах смятия и дробления. Ранний куммингтонит, встречающийся в «рудных» оливинитах и перидотитах, развит незначительно. Куммингтонитизация проявлялась неоднократно в течение длительного периода.

2. По составу куммингтонит из ультраосновных пород района является наиболее магнезиальным из известных в природе (магнезиальность до 80%), причем самые магнезиальные разновидности установлены в «рудных» породах. Куммингтонит находится в тесном сростании с антофиллитом, имеющим с ним близкий состав.

### Ряд антофиллит—жедрит

В гипербазитах Аллареченского района антофиллит установлен лишь в самое последнее время (Яковлев, Яковлева, 1971), что обусловлено, вероятно, тем, что многие исследователи все бесцветные амфиболы долгое время считали тремолитами. Образование антофиллита в процессе метаморфизма ультраосновных пород относится к числу широко распространенных явлений (Rabbitt, 1948; Sørensen, 1952; Amin, Afria, 1954; Kulp, Brobst, 1954; Масленников, 1956; Борисенко и др., 1964; Дир и др., 1965; Соболев, Костюк, 1965; Докучаева, Ланев, 1967; Хмара, Байраков, 1967 и др.). В этом отношении Аллареченский район не является исключением, а пересечение ультраосновных массивов жилами гранитных пегматитов пополняет число примеров появления специфических реакционных образований с антофиллитом, описанных в геологической литературе. Поскольку такие пегматиты развиты главным образом в массивах с бедной медно-никелевой минерализацией или совсем безрудных (Акким. Копос, Аннама, Хихнаярви и др.), то соответственно в них сосредоточена основная часть антофиллита. В массивах с богатым оруденением он тоже встречается, но имеет подчиненное значение, развиваясь на участках выклинивания «серых» руд, в зонах смятия и дробления в ассоциации с куммингтонитом. В небольшом количестве антофиллит возникает в ультраосновных породах на контакте с жилами сплошных и брекчиевидных руд. Таким образом, все проявления антофиллита можно объединить в две генетические группы: 1) связанные с жилами гранитных пегматитов, 2) связанные с зонами смятия и расщепления оруденелых ультраосновных пород.

**Морфологические особенности.** В реакционных оторочках (рис. 29) антофиллит встречается в актинолитовой зоне и широко развит в четвертой, собственно антофиллитовой зоне, которая наиболее выдержана и резко отграничена от соседних зон. Агрегаты антофиллита состоят из плотно примкнутых, параллельных друг другу шестиков-индивидов, имеющих одинаковую оптическую ориентировку: ось *c* направлена перпендикулярно поверхности нарастания, поэтому все индивиды гаснут одновременно. Антофиллитовые индивиды чистые, прозрачные, чаще бесцветные или со слабым желтоватым оттенком. Лишь в агрегатах иногда встречаются реликты минералов других зон и вкрапленность ильменита, равномерно рассеянная по всей оторочке.

Такие реакционные образования крупнокристаллического строения обычно резко отграничены от пегматита и ультраосновной породы. В то же время есть примеры образования этих минералов в ультраосновных породах (чаще) и пегматитах (реже). В первых возникают биотит-антофиллитовые метасоматиты (с актинолитом и куммингтонитом), часто имеющие вид типичных сланцев, в которых антофиллит образует асбест-фиброподобные индивиды, находящиеся в тесном сростании с биотитом; границы индивидов нерезкие, расплывчатые. Но нередко куммингтонит и актинолит претерпевают перекристаллизацию, оформляются в идиоморфные кристаллы (типа порфиробластов).

Существенно антофиллитовые прожилки и метасоматиты в пределах промышленных месторождений встречаются редко и выражены не столь отчетливо. Прожилки с антофиллитом имеют асбестовидное сложение

и нигде не обнаруживают непосредственного контакта с пегматитовыми телами; минералы прожилков метасоматически развиваются по ультраосновным породам до появления псевдоморфоз, например антофиллита по актинолиту.

Иногда в антофиллитовом асбесте встречаются вросстки хорошо образованных кристаллов куммингтонита (рис. 104), пересекающих индивиды антофиллита и покрытых тонким чехлом светло-зеленого чистого талька, так что он нигде непосредственно не соприкасается с антофиллитом.

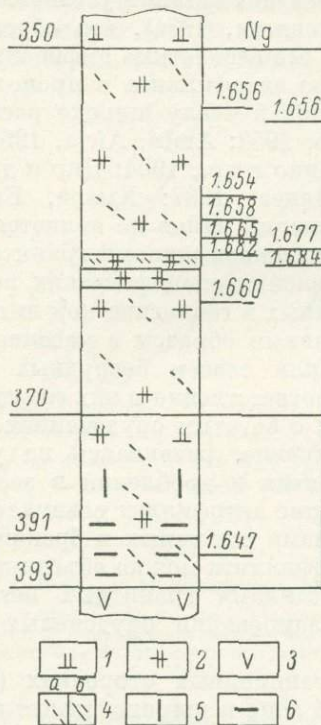


Рис. 108. Изменение Ng, в разрезе тела пегматита.

1 — гранито-гнейс; 2 — пегматит; 3 — метаперидотит; 4 — антофиллит (а) и жедрит (б); 5 — куммингтонит; 6 — биотит.

Эти кристаллы легко вынимаются из антофиллитового агрегата, оставляя в них отрицательные формы. Поверхности соприкосновения минералов представляют собой отпечатки граней куммингтонита, ровные, без признаков совместного роста (индукционных граней), а также признаков их взаимозамещения. Наличие каемки талька вокруг кристаллов куммингтонита дает возможность предпола-

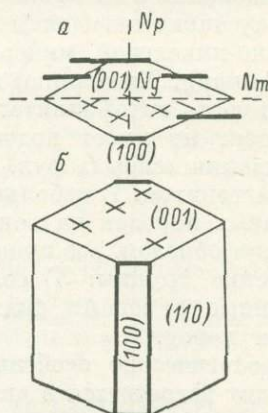


Рис. 109. Срастание жедрита с биотитом.

а — третий пинакоид жедрита с пластинками биотита (черные полосы); б — общий вид кристалла.

гать, что эти два минерала не являются равновесными и образуются не одновременно, а тальковую кайму рассматривать как реакционную.

Развитие антофиллита непосредственно в пегматитах наблюдалось на южном фланге участка Акким, где оно имеет интересные генетические особенности (Яковлев, Яковлева, 1971). Антофиллит находится в жиле пегматита мощностью около 40 м, приуроченной к верхнему контакту ультраосновного массива с вмещающими гранито-гнейсами (рис. 108).

На протяжении всего разреза пегматитовой жилы, а также в эндоконтактной зоне метаперидотитов, развиты ромбические амфиболы; они отсутствуют лишь в центре на небольшом участке пегматоидного строения, который сложен кварцем и альбитом.

Примечательно, что даже макроскопически отчетливо устанавливается закономерная и постепенная смена различно окрашенных амфиболов в разрезе пегматитового тела. Так, в верхней его части (рис. 108) на протяжении 7.0—7.6 м развит розовый антофиллит, далее на участке 0.3—

0.5 м зеленовато-коричневый жедрит, который после центрального безамфиболового участка (пегматоидной структуры) опять сменяется антофиллитом.

Интересны взаимоотношения жедрита и биотита в пегматите: расположение индивидов обоих минералов оказывается закономерным (Яковлева, 1971). В шлифах жедрит имеет короткопризматические (параллельно  $[001]$ ) и ромбовидные (перпендикулярно  $[001]$ ) сечения. В сростках с ним срезы индивидов биотита обладают узкопластинчатой формой (т. е. они параллельны  $[001]$ ). Этот факт является первым признаком, указывающим на определенную ориентировку индивидов жедрита и биотита в сростках. Несложные геометрические построения (рис. 109) позволяют доказать, что в данном случае жедрит и биотит сростаются так, что третий пинакоид биотита параллелен первому пинакоиду жедрита (Яковлева, Яковлев, 1971).

В оруденелых массивах антофиллит развивается в зонах смятия, где его индивиды имеют отчетливое секущее положение по отношению к биотиту, они более тонкие, чем куммингтонитовые, и более чистые, содержат меньше вростков рудных минералов, не имеют полисинтетических двойников. Иголки антофиллита располагаются на продолжении кристаллов куммингтонита, в местах расщепления их на субиндивиды.

Изредка антофиллит появляется на контактах с жилами массивных и брекчиевидных руд, где в результате сильного метаморфизма ультраосновных пород образуются неправильные прожилки, обособления и маломощные прослойки сланцев биотит-антофиллитового состава.

**Химический состав, структура.** Для амфиболов ряда антофиллит—жедрит выполнено 5 полных химических анализов (приложение 5, обр. 1—5). Первые два образца (обр. 1, 2) представляют наиболее распространенную разновидность антофиллита и практически являются идентичными (первый лишь содержит повышенное количество окиси кальция). Близость их химического состава обусловлена одинаковым генезисом — оба возникли в ультраосновных породах сходного состава под влиянием гранитных пегматитов. Они высокомагнезиальные, близкие к предельно-магнезиальным в районе ( $Ng=1.644$ , минимальное значение 1.639).

Обе пробы отличаются очень малым содержанием алюминия (до 0.03  $[Al^{IV}]$  на формульную единицу) и щелочных металлов (в сумме до 0.02 на формульную единицу). Очевидно, не только главные, но и второстепенные особенности химизма минералов обусловлены химическим составом исходных ультраосновных пород — последние здесь высокомагнезиальные (до 30—35 вес. %  $MgO$ ), бедные глиноземом (2—3 вес. %) и щелочными металлами (0.3—0.5 вес. %).

Антофиллит-асбест Аллареченского месторождения (обр. 3) является менее магнезиальным ( $mg=69\%$ ). Он представляет оруденелую антофиллитовую породу, чем, по-видимому, и обусловлена его большая железистость. По компонентам-примесям он такой же, как предыдущие.

Амфибол обр. 4 по составу заметно отличается от предыдущих большим содержанием  $Al$  (0.28  $[Al^{IV}]$  на формульную единицу),  $Fe$  и  $Na$ . Обр. 5 — это жедрит, который по своему составу резко выделяется среди предыдущих амфиболов: содержание  $[Al^{IV}]$  в нем увеличивается до 1.1 на формульную единицу, возрастает также содержание  $Fe$  и  $Na$ .

Сравнение анализов всех образцов амфиболов обнаруживает отчетливое увеличение содержания  $Al$ ,  $Fe$  и  $Na$  в направлении от антофиллита к жедриту, а это, вероятно, свидетельствует о наличии прямой зависимости содержания не только  $Al$  и  $Fe$  (предполагаемой многими), но также  $Al$  и  $Na$ , что согласуется с данными некоторых исследователей (Rabbitt, 1948; Seitsaari, 1956).

Рентгеноструктурные данные показывают (приложение 19, обр. 4—6), что изменение химического состава и физических свойств амфиболов в пределах отмеченной области (от антофиллита до жедрита) происходит без существенного изменения их структуры. Сравнение порошковых диаграмм антофиллита и жедрита обнаруживает их структурную идентичность (Яковлева и др., 1970).

**Оптические свойства.** Оптические определения были выполнены для многих проб антофиллита из целого ряда ультраосновных массивов (Аллареченский, Восток, Акким, Копос, Аннама, Хихнаярви). Оптические свойства некоторых из них оказались весьма близкими.

Как и для куммингтонитов, некоторые затруднения вызывает измерение показателей преломления амфибол-асбестов. По этой же причине возможно появление аномальных свойств у асбестов вообще. Так, асбесто-

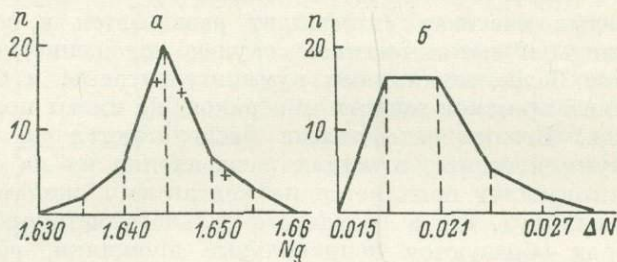


Рис. 110. Полигоны распределения величин  $N_g$  (а) и  $\Delta N$  (б) для антофиллитов.

Крестиками отмечены химически проанализированные пробы.

видный актинолит нередко при измерении дает  $cN_g=0^\circ$  и на этом основании ошибочно диагностируется как антофиллит.

Антофиллит, возникающий в парагенезисе с высокомагнезиальным куммингтонитом, может иногда наследовать физические (оптические) свойства последнего, не характерные для антофиллита: например, появляются полисинтетические двойники в индивидах антофиллита, которые осложняют диагностику этих двух минералов.

Показатели преломления антофиллита, развивающегося по ультраосновным породам (рис. 110), изменяются в целом незначительно:  $N_g$  от 1.639 до 1.654,  $N_r$  от 1.619 до 1.635, а если учесть, что пробы с  $N_g > 1.650$  встречаются очень редко, то наиболее часто встречаемое  $N_g = 1.639-1.648$ . Следовательно, большая часть антофиллита имеет железистость от 15 до 25% ( $mg=75-85$ ).

Ошибка определения магнезиальности антофиллитов и жедритов по оптическим свойствам изменяется от  $-4$  до  $+4\%$ , причем для антофиллитов она составляет  $\pm 4\%$ , а для жедрита  $-3\%$ . Таким образом, обнаруживается допустимое соответствие магнезиальностей истинной и определенной графически. Используя этот вывод, попробуем показать некоторые закономерности изменения состава антофиллита в различных парагенезисах.

Антофиллит из прожилков удивительно постоянен по оптическим свойствам и составу:  $N_g=1.635-1.645$ ,  $mg=80-85\%$ ; угол  $cN_g'$ , как правило, равен нулю,  $N_g-N_r$  колеблется в незначительных пределах (0.018—0.021).

Среди вторичных нерудных минералов района антофиллит имеет максимальную магнезиальность. Это, по-видимому, обусловлено тем, что наиболее магнезиальные его разновидности образуются непосредственно по серпентинитам. В реакционной оторочке в разрезе антофиллитов-

вой зоны (если она более 5 см) магнезиальность возрастает в сторону ультраосновной породы на 4—5%.

В существенно антофиллитовых безрудных породах на контакте с дециллитированными пегматитами антофиллит имеет  $N_g=1.642-1.648$  и соответственно  $mg=75-80\%$ , т. е. магнезиальность его здесь немного понижается. Антофиллит, ассоциирующий с существенно куммингтонитовой породой, еще менее магнезиальный, а именно  $N_g=1.646-1.654$  и  $mg=70-77\%$ .

По графикам зависимости показателей преломления от химического состава ромбических амфиболов (Трегер, 1958, стр. 114; Дир и др., 1965, стр. 240) многие пробы без сомнения можно диагностировать по антофиллитовой прямой, что подтверждается определением магнезиальности по результатам химических анализов. Это антофиллиты с показателем  $N_g=1.639-1.647$  и магнезиальностью 75—85%. Пробы с показателем  $N_g$  от 1.665 и выше коррелируются только по жедритовой прямой; это жедриты, магнезиальность их составляет 49—57%. Остальные амфиболы занимают промежуточное положение, их можно рассматривать и как антофиллиты, и как жедриты. Для диагностики таких минералов кроме оптических данных необходимы частные определения алюминия и железа.

Особое положение занимают амфиболы, развивающиеся в пегматитовой жиле. Схематический разрез ее показан на рис. 108, где рядом с геологической колонкой выписаны значения  $N_g$  соответствующих проб. Здесь отчетливо прослеживается постепенное увеличение показателя  $N_g$  от всячего бока пегматита к центру, на границе с крупнозернистым участком он достигает максимальной величины, а затем уменьшается. В эндоконтактной породе показатели преломления наименьшие и очень близки таковым для антофиллитов в других ультраосновных массивах.

Это свидетельствует о переменном составе амфиболов, причем изменение состава происходит закономерно и постепенно: от всячего и лежащего боков к центру возрастает железистость антофиллита, который затем сменяется жедритом.

Окраска антофиллитов изменяется от почти бесцветной до розовой, а жедритов — от светло-коричневой до густой зеленовато-коричневой. Бесцветные и светло-розовые антофиллиты не плеохроируют, розовые плеохроируют только в толстых шлифах (это разности с  $N_g=1.647-1.660$ ). Жедриты плеохроируют заметно, но не сильно: от серовато-коричневого по  $N_g$  до желтоватого по  $N_p$ .

Постепенность и непрерывность изменения состава (магнезиальности) антофиллита и жедрита в теле пегматита говорит о том, что они образуют непрерывный изоморфный ряд с полной смесимостью, по крайней мере в пределах описанного состава: от антофиллита с магнезиальностью около 70% ( $N_g=1.656$ ) до жедрита с магнезиальностью около 50% ( $N_g=1.684$ ) (Яковлева, Яковлев, 1971).

К подобному же выводу пришли и другие исследователи, а отдельные из них распространяли его на всю группу ромбических амфиболов. Так, Й. Секи и М. Ямасаки (Seki, Yamasaki, 1957) считают: «Существует непрерывный ряд твердых растворов между алюмо-ферро-антофиллитом  $Fe_5Al_2Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$  и простым антофиллитом».

**Генетические особенности.** Все вышеизложенное позволяет наметить некоторые черты генезиса минералов этого ряда. Взаимоотношения антофиллита с сопутствующими минералами дают возможность определить время его возникновения. Так, он нередко замещает актинолит с образованием псевдоморфоз, тесно ассоциирует с куммингтонитом, развивающимся несколько позже актинолита. Очевидно, антофиллит и

жедрит развивались в одну из поздних стадий метаморфизма ультраосновных пород.

Представляются заслуживающими внимания и некоторые моменты механизма образования минералов этого ряда. Так, выше было показано, что жедрит и биотит срastaются закономерно, что, по-видимому, свидетельствует о близком времени их образования. Вероятно, биотит здесь не первичный (не пороодообразующий пегматитов), а реакционный, возникший метасоматическим путем, как и в типичных реакционных оторочках.

Особенности морфологии и парагенезиса ромбических амфиболов указывают на метасоматический характер их развития как в ультраосновных породах, так и в пегматитах. А последовательное изменение их состава в пегматитовой жиле свидетельствует об образовании антофиллита и жедрита в процессе диффузионного метасоматоза, так как только в этом случае переменность состава минералов проявляется наиболее полно (Коржинский, 1952, 1955).

Что же касается оторочек и пород с антофиллитом, то они в основном также образовались метасоматическим путем, на что указывают многие факты: реликты ранних минералов, наличие псевдоморфоз, удаленность в некоторых случаях подобных пород от непосредственного контакта ультраосновной породы с пегматитом.

Состав возникающих антофиллитов определяется составом исходных пород: в ультрабазитах развивается высокомагнезиальный антофиллит (магнезиальность 75—85%), а в пегматитах (где в целом они встречаются редко) — менее магнезиальный (магнезиальность 60—70%) антофиллит и жедрит (магнезиальность 49—51%).

Более важным генетическим типом, хотя и менее распространенным, является антофиллит, связанный с богатыми рудами. В одних случаях он появляется около жил сплошных и брекчиевидных руд и может рассматриваться как минерал, возникающий при гидротермальном околорудном метасоматозе, подобно таковому для месторождений Мончи (Маслеников, 1956). В других случаях антофиллит развивается в измененных «серых» рудах в тесной ассоциации с куммингтонитом, в местах выклинивания и расщепления рудных тел. Здесь сначала образуется куммингтонит (высокомагнезиальный,  $mg=80\%$ ), а потом, когда порода претерпевает дополнительные преобразования (кумингтонит оформляется в порфиробласты, возникает тальк и т. д.), может появиться и антофиллит. В этих условиях происходит частичное перераспределение сульфидов, особенно халькопирита — они затекают по спайности куммингтонита и антофиллита, даже пересекают их, создавая сложную картину взаимоотношений с амфиболами.

Примечателен парагенезис антофиллита и куммингтонита, которым на месторождениях Аллареченское и Восток почти всегда сопутствуют тальк и магнезиальный хлорит. Составы сосуществующих амфиболов очень близки между собой (рис. 107), что обуславливает общность их физических свойств и сильно затрудняет диагностику. По-видимому, в таких случаях мы имеем дело или с очень высокомагнезиальным куммингтонитом, обладающим более совершенной структурой, или с антофиллитом, имеющим дефектную структуру и дающим аномально большое значение  $cNg$ , т. е. являющимся клиноантофиллитом. Существование клиноантофиллита не раз допускалось многими авторами (Rabbitt, 1948; Layton, Phillips, 1960, и др.). Вот почему вслед за Дж. Рэббитом (Rabbitt, 1948) необходимо еще раз подчеркнуть, что диагностику этих близких по химическому составу минералов, особенно в области высоких содержаний Mg (к каким относятся наши антофиллиты), нельзя проводить без прецизионного рентгеноструктурного анализа.

## Флогопит

Слюды в Аллареченском районе развиты широко во вмещающих и в ультраосновных породах, как в оруденелых, так и безрудных (Яковлева, 1972). Они присутствуют почти во всех минеральных ассоциациях отражающих последовательность процесса метаморфизма ультраосновных пород и руд. Заметим сразу, что в ультраосновных породах развит преимущественно флогопит, а во вмещающих — биотит и мусковит.

**Морфологические особенности.** В малоизмененных разновидностях гипербазитов флогопит образует мелкие чешуйки, а в сильно метаморфизованных — серию неправильных прожилков, гнезд, линзовидных обособлений. Намечается определенная тенденция увеличения количества флогопита к контактам ультраосновных пород с вмещающими породами и жилами гранитных пегматитов, а в оруденелых разностях — с увеличением интенсивности эпигенетического оруденения. Флогопит внутренних зон ультраосновных пород отличается от краевых.

Во внутренних зонах к наиболее ранним проявлениям относятся мелкие скелетовидные чешуйки в друзовых каемках около зерен оливина (Яковлева, 1972). В серпентинизированных породах он концентрируется в наиболее измененных участках, образуя неправильные гнезда, прожилки. Иногда флогопит псевдоморфно замещает серпентиновые прожилки. При этом происходит перераспределение магнетита, находящегося в серпентине, в линзовидные обособления внутри и около новообразованных чешуек флогопита и выделение небольшого количества карбоната. В измененных «рудных» оливинитах и перидотитах флогопит встречается в виде чешуек, пересекающих сульфиды и оливин.

В краевой зоне флогопит является широко распространенным минералом, развиваясь на контакте ультраосновных пород с десилицированными пегматитами и с вмещающими породами. В первом случае флогопит образует либо мономинеральные оторочки, непосредственно примыкающие к пегматитам, либо является составной частью амфиболовых сланцев (Яковлев, Яковлева, 1970). В возрастном отношении он более ранний, чем все сосуществующие с ним амфиболы.

На контакте с вмещающими породами он входит в состав сильно рассланцованных слюдиисто-амфиболовых метасоматитов, образуя в них мономинеральные полосы, параллельные сланцеватости.

**Химический состав.** Из ультраосновных пород проанализированы всего две пробы флогопита: одна (приложение 6, обр. 1) из внутренней зоны и вторая (там же, обр. 2) из эндоконтактной породы. Как известно, отнесение слюды к той или иной группе определяется величиной  $Mg : Fe$ ; если она  $> 2$ , то слюда относится к флогопиту, а меньше — к биотиту (Дир и др., 1966). В первом анализе это отношение равно 6.73, во втором — 1.92, т. е. первый образец без сомнения является флогопитом, а второй занимает промежуточное положение между флогопитом и биотитом. Эти данные показывают, что железистость слюд в ультраосновных породах резко возрастает с приближением к контактам. Примечательно и увеличение титана в слюде в этом же направлении (от 0.080 на формульную единицу во внутренней зоне до 0.200 — в эндоконтактной). Из других компонентов можно отметить заметное количество фтора в флогопите из внутренней зоны (0.9 на формульную единицу), тогда как в эндоконтактном содержании его очень незначительное. Группа Y в формуле близка к 6, что позволяет без сомнения считать эти слюды триоктаэдрическими, а по результатам рентгенметрических исследований, выполненных Е. А. Гойко, эта слюда относится к полиморфной модификации 1M.

Для суждения о соответствии состава слюд определенным типам горных пород можно воспользоваться диаграммой Е. Хейнриха (Heinrich,

1946), построенной на соотношениях основных (классификационных) окислов:  $MgO$ ,  $FeO + MnO$ ,  $Fe_2O_3 + TiO_2$ . Содержание этих окислов, приведенное к 100%, показано в табл. 22 и на рис. 111, где использованы все имеющиеся в нашем распоряжении анализы слюд района (в том числе

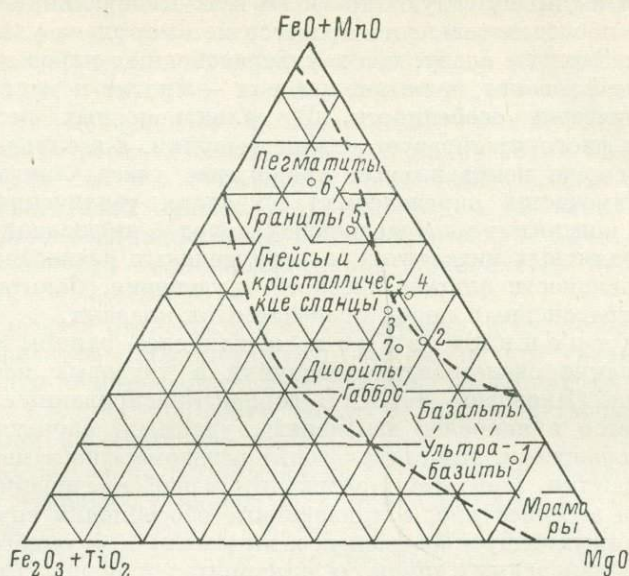


Рис. 111. Изменение химического состава флогопитов и биотитов в различных породах.

Точки 1—7 соответствуют номерам образцов в приложении 6.

и из вмещающих пород). На диаграмме точка 1 (рис. 22), характеризующая флогопит внутренних зон, располагается в поле ультрабазитов, а точка 2 (флогопит эндоконтактовых образований) в переходной части от основных пород к кристаллическим сланцам, что подтверждает промежуточный характер этой разновидности слюды.

ТАБЛИЦА 22

Содержание основных окислов (вес.%) в слюдах

№ на рис. 22	Порода (на диаграмме)	MgO	FeO + MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + TiO <sub>2</sub>
1	Ультрабазиты	76	17	7
2	Диориты—сланцы	48	42	10
3	Гнейсы, сланцы	40	46	14
4	Гнейсы, кристаллические сланцы	42	50	8
5	Граниты—гнейсы	24	63	13
6	Пегматиты	14	73	13
7	Диориты—сланцы	46	37	17

Примечание. Номера на рисунке соответствуют номерам образцов в приложении 6.

**Оптические свойства.** Интенсивность окраски флогопита неодинакова во внутренних и краевых частях. В первых он более светлоокрашенный (светло-коричневый) и плеохроирует от светло-буровато-желтого (с отчетливым розоватым оттенком) до бесцветного. В краевых он коричневатый и интенсивно плеохроирует от коричневого до желтого. Иногда в чешуй-

ках из краевых зон обнаруживаются редкие включения с плеохроичными двориками, чего нет во флогопите внутренних зон.

Как и следовало ожидать, наиболее низкими показателями преломления и двупреломлением обладает флогопит внутренних зон (приложение 15, обр. 1 и 2). В приконтактовых породах показатель преломления повышается на 0.027—0.035, а двупреломление на 0.010—0.015. Те и другие разности оптически отрицательны и одноосны.

Как известно из последних работ (Дир и др., 1966), оптические данные слюд лишь ориентировочно указывают на принадлежность к той или иной группе. С этих позиций слюды ультраосновных пород ближе всего к группе флогопита. В более ранних работах (Винчелл, Винчелл, 1953; Трегер, 1958) все слюды рассматривались состоящими из таких конечных членов, как флогопит —  $K_2Mg_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$ , истонит —  $K_2Mg_5Al \times [Si_5Al_3O_{20}](OH)_4$ , аннит —  $K_2Fe_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$  и сидерофиллит —  $K_2Fe_5Al[Si_5Al_3O_{20}](OH)_4$ . Классифицировались они на следующие группы: флогопит, мероксен, лепидомелан, аннит (Трегер, 1958, стр. 129). Исходя из этих представлений, по графикам зависимости оптических свойств от химического состава (от содержания того или иного конечного члена) слюды внутренних зон ультраосновных пород можно отнести к флогопитам, содержащим 80% флогопитового компонента и 20% аннитового, а слюды внешних зон — к мероксенам, содержащим 60% флогопита и 20% аннита.

### Хлорит

**Морфологические особенности.** В ультраосновных породах хлорит встречается довольно часто, но обычно не образует больших концентраций. Можно выделить две его возрастные группы: ранний магнезиальный хлорит — прохлорит и поздний — дженкенсит (?).

Ранний хлорит образуется в региональную стадию метаморфизма и встречается в различной степени оруденелых и метаморфизованных породах. В «рудных» оливинитах (перидотитах) он наблюдается в виде мелких чешуек, как бы «приросших» к зернам оливина, либо закономерно рассеянных среди сульфидов (рис. 101).

В безрудных ультраосновных породах хлорит образует разрозненные мелкие чешуйки. В серпентинизированных породах чешуйки хлорита переполнены магнетитом, обособляющимся в виде линзочек, параллельных спайности. Такой хлорит иногда образует псевдоморфозы по асбестовидному серпентину и напоминает брусит. В амфиболизированных породах хлорит замещает кальциевые амфиболы.

В пироксенитах он представлен идиоморфными чешуйками, пересекающими зерна бронзита и изредка образующими с ним гомоосевые страстания. В сильно измененных породах чешуйки хлорита обычно более крупные, содержат реликты амфибола и иногда зернышки апатита. В таких породах иногда встречаются прерывистые прожилки и гнездовые обособления хлорита.

Таким образом, формы развития хлорита свидетельствуют о более позднем его образовании по сравнению с серпентином и кальциевым амфиболом.

Поздний хлорит появляется в связи с гидротермальными процессами в зонах дробления и смятия. Он развивается очень неравномерно: встречается как во внутренних зонах ультраосновных пород, так и в эндо- и экзоконтактовых породах, а также в брекчиевидных рудах. Хлорит образует неправильные гнезда, просечки, узкие каемки преимущественно в биотите, а также в амфиболе, в сульфидах. Цвет его характерный зеленовато-синий до индигово-синего, более интенсивный в брекчиевидных рудах и экзоконтактовых породах. Интенсивность окраски

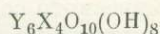
очень неравномерная, иногда постепенно понижающаяся от центра к краям чешуйки, из-за чего границы очень неясные, расплывчатые.

**Химический состав и структура.** Химический анализ раннего хлорита из «рудных» оливинитов Аллареченского месторождения показал (приложение 6, обр. 10) высокое содержание магния и алюминия, пониженное — железа; характерно незначительное содержание хрома, титана, щелочей и полное отсутствие кальция.

Спектральным полуколичественным анализом в хлорите дополнительно определены следующие элементы-примеси (в %): Ni=0.3; Zn=0.05;

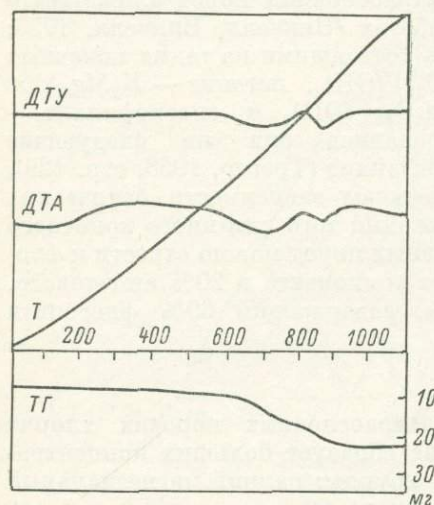
Co=0.01; Cu=0.01; Se=0.006; V=0.003; Be < 0.0006.

Пересчет результатов химического анализа хлорита выполнен по методу Д. П. Сердюченко (1953), исходя из 14 ионов кислорода (по «безводному» веществу) согласно стандартной формуле хлоритов:



Состав тетраэдрического слоя с Si = 2.87 показывает, что хлорит относится к изоморфному ряду прохлорита (по классификации Д. П. Сердюченко). Судя по соотношениям катионов в октаэдрических слоях (шестерная координация двух- и трехвалентных катионов), он определяется как магниезиальный прохлорит с подчиненной ролью трехвалентных катионов в октаэдрических позициях.

Рис. 112. Дифференциальные термические кривые хлорита (запись произвела З. П. Ершова).



Тот же образец хлорита был подвергнут рентгенометрическому исследованию методом Дебая и на дифрактометре (Яковлева, Осокин, 1974). Характер полученной дебаграммы говорит о хорошей раскристаллизованности хлорита, что выражается в большом числе дифракционных линий. По наиболее характерным межплоскостным расстояниям были рассчитаны параметры кристаллической решетки; в качестве внутреннего стандарта использовалась NaCl. Оказалось, что параметр  $b_0 = 9.252 \text{ \AA}$  (вычислен по линии 1.542 с индексом 060),  $a_0 \sin \beta = 5.288 \text{ \AA}$  (по линии 1.322 с индексом 400) и  $c_0 \sin \beta = 14.168 \text{ \AA}$  (по серии базальных линий с индексами 001). Полученные данные позволяют также отнести хлорит к магниезиальной группе (Михеев, 1957).

Дифрактометрическое исследование ориентированных препаратов хлорита (воздушно-сухой образец, насыщенный глицерином и прокаленный до 500° C) показало, что минерал обладает «нормальной хлоритовой структурой».

Для химически проанализированного хлорита были записаны дифференциальные термические кривые на дериватографе (рис. 112). Конфигурация кривых, их общий облик оказались типичными для хлоритов (Иванова, 1961; Phillips, 1963), хотя термические эффекты и имеют несколько сглаженный, неотчетливый характер. Так, кривая потери веса показывает характерные для хлоритов соотношения потерь воды при эндотермических эффектах — 3 : 1.

Принципиальное значение для определения видовой принадлежности хлорита имеют два эндотермических эффекта при температурах соответ-

ственно 600—800 и 870° С и неотчетливый экзотермический эффект при 930° С, непосредственно следующий за эндоэффектами. Как доказано многими исследователями (Иванова, 1961; Phillips, 1963, и др.), первый эндотермический эффект соответствует дегидратации хлорита, а второй — в сочетании с последующим экзотермическим эффектом — выделению остаточной воды, разрушению структуры и образованию новой фазы. Конфигурация кривых нагревания этого хлорита аналогична таковым, приведенным В. П. Ивановой (1961) для хлоритов прохлорит-корундо-филлитовой подгруппы магнезиальной группы.

На термограмме исследуемого хлорита отчетливо виден сдвиг эндотермических эффектов дегидратации в сторону больших температур. Известно, что более железистые хлориты характеризуются сдвигом эндотермических эффектов в сторону более низких температур, а более магнезиальные — наоборот (Phillips, 1963). Очевидно, сдвиг термоэффектов на кривых нагревания исследуемого хлорита как раз и обусловлен его высокой магнезиальностью ( $mg=88.7\%$ ).

**Оптические свойства.** Макроскопически ранний хлорит светло-зеленый, а в шлифе — светло-зеленоватый с чуть голубоватым оттенком. Плеохроизм заметный, хотя и не очень интенсивный: от светлого нежно-зеленого до бесцветного.

В скрещенных николях у хлорита обнаруживаются полисинтетические двойники, похожие на плагиоклазовые, и характерная серая интерференционная окраска со слабым коричневатым и коричневатозеленоватым оттенком. Своеобразный цвет интерференции помогает легко отличать данный хлорит от других минералов, и на практике, в отличие от других разновидностей, мы часто называем его «серым».

В табл. 23 приведены оптические свойства хлоритов; среди них ранний представлен двумя пробами (обр. 1 и 2).

ТАБЛИЦА 23  
Оптические свойства хлорита

№ образца	Порода	$N_g$	$N_p$	$N_g - N_p$	$2V^\circ$
1	«Рудный» оливинит . .	1.598	1.590	0.008	15—20
2	«Рудный» перидотит	1.599—1.601	1.588—1.592	0.009—0.011	+ (25—50)
3	Метаперидотит . . .	1.595	1.583	0.011	0
4	Актинолит-куммингтонитовая . . . . .	1.603	1.592	0.011	0

Примечание. Обр. 2 — по материалам Н. А. Корнилова (1961); уд. вес. 2.75 г/см<sup>3</sup>.

По оптическим данным минерал является также существенно магнезиальным хлоритом. На графиках зависимости оптических свойств от состава (Винчелл, Винчелл, 1953, фиг. 261; Трегер, 1958, стр. 140) он попадает на границу трех разновидностей — прохлорита, клинохлора и корундофиллита, т. е. определяется неоднозначно.

Поздний хлорит плеохроирует от интенсивного зеленовато-синего по  $N_g$  до светло-желтого по  $N_p$  и обладает типичными аномальными цветами интерференции (коричневыми и фиолетовыми). Оптически отрицательный, одноосный, по оптическим свойствам (табл. 23, обр. 3, 4) этот хлорит можно отнести к дженкинситу, но для точной его диагностики нужны рентгеновские, термографические исследования.

## НЕРУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ ВМЕЩАЮЩИХ И ОКОЛОРУДНЫХ ПОРОД

Из обширной группы минералов экзоконтактовых и вмещающих пород в настоящем разделе описаны слюды (биотит и мусковит), кальциевые амфиболы, кварц, моноклинный пироксен, гранаты, грюнерит, хлорит, апатит, турмалин и эпидот. Среди них полнее изучены слюды, амфиболы и гранаты. Что же касается остальных нерудных минералов, упомянутых в гл. V, то они либо исследованы недостаточно, либо играют незначительную роль в составе руд, в связи с чем характеристика их не приводится.

### Биотит

**Морфологические особенности.** Биотит является широко распространенным минералом вмещающих пород и присутствует во всех их разновидностях. Это один из основных первичных минералов гнейсов, гранито-гнейсов и пегматитов и вторичный амфиболитов и многих метасоматитов. Среди последних нередко встречаются маломощные мономинеральные биотитовые прослои. Исходя из общегеологических соображений, можно выделить биотит экзоконтактовых образований, имеющих тесную пространственную связь с ультраосновными породами и рудами, и биотит вмещающих пород.

К экзоконтактовому мы относим биотит, который образуется во вмещающих породах на контакте с гипербазитами или рудами и ассоциирует с кварцем, гранатом, роговой обманкой и сульфидами. Биотит вмещающих пород по внешнему виду, цвету, крупности и парагенезисам очень разнообразен.

**Химический состав.** Имеются анализы (приложение 6) проб биотита из амфибол-биотитовой породы (обр. 3) и из черного слюдита на контакте с халькопиритовой жилой (обр. 6). Обе экзоконтактовые породы слабооруденелые. Химические анализы биотита из биотит-амфиболовой (обр. 4) и кварц-биотит-гранатовой породы (обр. 5) приводятся по литературным данным.

Во всех пробах  $Mg : Fe < 2$ , т. е. все проанализированные экзоконтактовые слюды, по классификации У. Дири и др., относятся к группе биотитов. Наиболее железистым является биотит из контакта халькопиритовой жилы с вмещающей породой (обр. 6,  $Mg : Fe = 0.31$ ). Рентгеновское исследование показало, что эта слюда имеет параметр  $c$ , равный  $10.0 \text{ \AA}$  и является типичным представителем полиморфной модификации 1М.

Сравнение химического состава биотитов с таковым флогопитов (обр. 1, 2) показывает, что довольно четко прослеживается возрастание железистости слюд в разрезе ультраосновного тела (от внутренней зоны к эндоконтактовой) и при переходе к экзоконтактовой зоне.

Химическими анализами в биотитах обнаружена незначительная примесь Rb, Li и F. Количественным спектральным анализом (табл. 24), выполненным для шести проб слюды, выявлена примесь Cu, Ni, Co, V и Cr, которая в несколько раз выше, чем в актинолитах и куммингтонитах и приближается к содержанию этих элементов в первичных породообразующих минералах (Яковлева, 1972). Наибольшие концентрации меди и никеля обнаружены в слюде из контакта со сплошными сульфидными рудами (табл. 24, обр. 6). В то же время отчетливо видно, что в слюдах (мусковитах) из вмещающих пород, удаленных от оруденелых участков, количество этих примесей резко сокращается (табл. 24, обр. 8, 9).

ТАБЛИЦА 24

Результаты количественного спектрального анализа слюд

№ образца	Минерал	Cu	Ni	Co	Cr	V
1	Флогопит . . . . .	0.042	0.150	0.044	—	—
2	» . . . . .	0.012	0.130	0.008	0.092	0.039
3	Биотит . . . . .	0.037	0.180	0.007	0.120	0.022
6	» . . . . .	0.100	0.260	0.005	0.005	0.024
8	Мусковит . . . . .	0.001	0.004	—	—	0.004
9	» . . . . .	0.001	0.005	—	0.091	0.037

Примечание. Номера образцов те же, что в приложении 6. Аналитик Г. Р. Ожигова.

На диаграмме Е. Хейнриха (рис. 111) биотиты из экзоконтактовых пород попадают в область развития гнейсов и кристаллических сланцев, за исключением слюды из слюдитов (приложение 6, обр. 6), которая находится в поле пегматитов.

Первичные биотиты вмещающих пород почти совсем не изучены химически. Имеется один анализ биотита из биотитовых гнейсов с пирротиновым оруденением, который приведен в отчете А. Е. Алешуниной (1967). Минерал является маложелезистым биотитом, а на диаграмме попадает в область перехода от диоритов к кристаллическим сланцам (рис. 111; приложение 6, обр. 7).

**Оптические свойства.** Макроскопически биотит из экзоконтактовых полиминеральных пород имеет коричневый и темно-коричневый цвет, а из слюдитов (около жил халькопиритовых руд) — черный. В шлифе биотиты плеохроируют от бурого и темно-бурого по Ng до желтого и светло-желтого по Np. Породообразующий биотит вмещающих пород окрашен в коричневый цвет с различными оттенками: красноватым, зеленоватым и др. В шлифе плеохроирует от светло-бурого, зеленовато-бурого, красновато-бурого по Ng и до желтого и светло-желтого по Np. Зеленоватый оттенок в плеохроизме характерен для слюды из гранито-гнейсов.

В приложении 15 приведены оптические данные биотита. Наибольшие показатели преломления наблюдаются у биотитов из слюдитов около сплошных сульфидных руд ( $n_g=1.662$ ). По оптическим свойствам экзоконтактовая слюда по одной номенклатуре (Дир и др., 1966) относится к биотиту, а по другой (Трегер, 1958) — к мероксену, за исключением минерала из слюдита, который является лепидомеланом. Слюды из других вмещающих пород имеют весьма переменные оптические характеристики.

По показателям преломления биотиты можно разбить на несколько групп: разности, имеющие  $n_g=1.630-1.640$ , соответствуют флогопит-аннитовому ряду с некоторым преобладанием аннитовой составляющей, а с  $n_g=1.650-1.660$  — лепидомелану, частично мероксену. Угол оптических осей у всех биотитов отрицательный и равен нулю.

## Мусковит

Мусковит встречается только во вмещающих породах и находится в основном в двуслюдяных гнейсах и пегматитах. Он образует мелкие чешуйки развивающиеся часто по биотиту (рис. 113).

Чешуи мусковита являются бесцветными или слабо зеленоватыми (особенно в пегматитах), в шлифе же они всегда бесцветные. Оптические свойства трех проб мусковита (двух первых из двуслюдяных гнейсов и третьей из пегматита) оказались очень близкими:  $N_g=1.601-1.608$ ;  $N_m=1.595-1.604$ ;  $N_p=1.561-1.567$ ;  $N_g-N_p=0.040-0.042$ ;  $2V=- (32-37)^\circ$ .



Рис. 113. Замещение биотита мусковитом в двуслюдяном гнейсе.

1 — мусковит; 2 — биотит; основная масса — плагиоклаз и кварц. Шлиф, при одном николе, увел. 25.

Химически проанализированы две пробы мусковита (приложение 6, обр. 8, 9). Эти мусковиты оказались довольно «чистыми», почти не содержащими дополнительных примесей.

Таким образом, слюды в Аллареченском районе представлены флогопитом, биотитом и мусковитом. Флогопит характерен для ультраосновных пород, а биотит и мусковит для вмещающих.

Диаграмма Е. Хейнриха (Heinrich, 1946), отражающая колебания химического состава флогопитов и биотитов в породах различного состава, позволяет установить типичные, определяющие слюды для некоторых групп пород. Так, четко отличается флогопит внутренних зон ультраосновных пород от слюд из пород иного состава, а также биотит, связанный с жилами сплошных сульфидных руд, который попадает в область развития пегматитов на диаграмме. Тем самым в сильно измененных, метаморфизированных породах, утративших первичный облик, слюда может служить указателем той или иной породы.

## Кальциевые амфиболы

**Морфологические особенности.** Кальциевые амфиболы во вмещающих породах развиты очень широко и представлены рогами обманками амфиболитов, скарноподобных образований и экзоконтактовых пород.

В амфиболитах Са-амфибол является основным породообразующим минералом, представлен относительно идиоморфными, призматич-

ческими индивидами размером от 2 до 5 мм и является роговой обманкой. Часто содержит мелкие включения кварца, а также аксессуарных минералов: сфена, апатита и др. В пироксен-полевошпатовых амфиболитах он корродируется лейкократовыми минералами и становится менее идиоморфным. В роговообманковых амфиболитах образует крупные (от нескольких миллиметров до 1—2 см) индивиды, содержащие много включений окружающих минералов.

В скарнах и скарноподобных образованиях амфибол представлен игольчатыми, более светлоокрашенными индивидами и отвечает по составу актинолиту.

Почти во всех разновидностях экзоконтактовых пород роговая обманка встречается как главный породообразующий минерал, и только в гранатовых разновидностях она находится в качестве примеси. Габитус ее индивидов таблитчатый, короткостолбчатый, иногда длинностолбчатый до игольчатого (в породах с совершенно сланцеватой текстурой). Наиболее идиоморфные и крупные (до 5—6 мм) индивиды отмечаются в мономинеральных амфиболовых породах, а ксеноморфные — в гранатовых и кварц-гранатовых разновидностях (рис. 18).

В брекчиевидных рудах, как уже сказано выше, амфибол в обломках по облику изменяется от первичного породообразующего до типичного экзоконтактового.

**Химический состав.** Химически проанализировано 11 проб кальциевых амфиболов из вмещающих пород (приложение 7): три из типичного полевошпатового амфиболита (обр. 1—3), одна из сфен-ильменитового амфиболита (обр. 7), две из роговообманкового амфиболита (обр. 4, 5), две из преобразованного полевошпатового амфиболита (обр. 6, 8) и три из экзоконтактовой породы (обр. 9—11). Химический состав этих амфиболов изменяется от актинолита до чермакита с переходом в гастингсит и отражает, по-видимому, сложность и разнообразие геологических процессов формирования вмещающих пород. На классификационной схеме Б. Лика (Leake, 1968) амфиболы из полевошпатовых амфиболитов являются ферро-чермакитовыми роговыми обманками, из роговообманковых — ферро-чермакитами с переходом в магнезио-гастингсит, из преобразованных полевошпатовых — актинолитом и магнезио-роговой обманкой, из сфен-ильменитового амфиболита и экзоконтактовых пород — преимущественно магнезио-роговой обманкой (рис. 96). Са-амфиболы типичных полевошпатовых амфиболитов, располагаясь в ячейке ферро-чермакитовых роговых обманок (рис. 96), являются высокоглиноземистыми и высокожелезистыми. Но самыми глиноземистыми оказались амфиболы из роговообманковых амфиболитов ( $Al=2.66$  на формульную единицу), поэтому на классификационной схеме они находятся в поле ферро-чермакитов.

Амфибол из сфен-ильменитового амфиболита уч. Алксоайв является магнезио-роговой обманкой, относительно обогащенной Ti. Часть титана обусловлена механической примесью сфена и ильменита, а часть, по-видимому, входит изоморфно в решетку минерала.

Экзоконтактовые амфиболы относятся к магнезио-роговым обманкам, являясь в основном менее глиноземистыми, чем «первичные» роговые обманки полевошпатовых амфиболитов. Эти амфиболы оказываются размещенными в одной классификационной ячейке с ранними Са-амфиболами ультраосновных пород (рис. 96), но по сравнению с последними более железистые.

**Оптические свойства.** Во многих разновидностях амфиболитов Са-амфибол имеет цвет от зеленого до темно-зеленого. В шлифах он окрашен также в зеленые тона и плеохроирует от зеленого, темно-зеленого с буроватым оттенком по Ng до светло-желтого по Np. В некоторых сечениях наблюдается слабый необычный синеватый оттенок, и соответственно

в интерференции возникает аномальный серовато-зеленый цвет. В роговообманковых амфиболитах амфибол имеет более густую окраску: от синевато-зеленой до зеленовато-черной, и интенсивный плеохроизм от темно-зеленого по Ng до бурого по Np, часто с появлением аномальных синеватых оттенков. Подобные синие цвета плеохроизма и интерференции наблюдаются у роговой обманки из амфиболитов уч. Алксоайв.

В актинолитах и скарноподобных породах в окраске амфибола преобладают светло-зеленые тона, свойственные актинолиту.

В экзоконтактовых породах роговая обманка обладает характерной густой окраской от темно-зеленой до черной (особенно в мономинеральных разновидностях), часто с заметным синеватым оттенком. В шлифах окрашена в зеленые, буроватые цвета. Плеохроизм отчетливый в бурых и часто синеватых цветах. Среди амфиболов экзоконтактовых пород по плеохроизму и интерференции выделяется амфибол из околорудных гранатсодержащих пород, особенно кварц-гранатового состава. Он имеет отчетливые

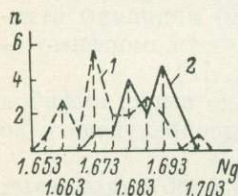


Рис. 114. Полигоны распределения Ng кальциевых амфиболов вмещающих пород.

1 — для экзоконтактовых амфиболов, 2 — для амфиболов из различных амфиболитов.

аномальные цвета плеохроизма от зеленовато-желтого по Np, через синий по Nm до густо-синевато-зеленого по Ng и интерференции — в коричневатых, голубовато-синих, травяно-зеленых и темно-фиолетовых тонах.

Показатели преломления Са-амфиболов (приложение 16) представлены на графике распределения Ng (рис. 114). Величины показателей преломления изменяются в очень широких пределах: Ng от 1.646 до 1.703, Np от 1.622 до 1.683, что отражает широкий диапазон изменения химического состава амфиболов. Изменчивость состава и, как следствие, оптических свойств роговых обманок объясняется, по-видимому, широко развитыми в районе вторичными процессами — расщеплением, перекристаллизацией и т. д., а также многообразием первичных амфиболсодержащих пород.

По оптическим свойствам роговые обманки полевошпатовых и пироксен-полевошпатовых амфиболитов очень близки, а амфиболы из роговообманковых амфиболитов отличаются относительно более высокими показателями и более высокой железистостью (рис. 114; приложение 16, обр. 17, 18).

В скарнах, биотит-амфиболовых породах Са-амфибол имеет наименьшие показатели преломления и является актинолитом.

В роговой обманке экзоконтактовых пород показатели преломления варьируют в широких пределах (Ng от 1.658 до 1.703, рис. 114, левая пунктирная линия), но в целом они ниже таковых первичных роговых обманок (из полевошпатовых амфиболитов), хотя и перекрываются друг с другом. И если среди экзоконтактовых амфиболов наиболее распространенными являются разновидности с Ng=1.673, то среди «первичных» с Ng=1.683 и 1.693.

**Генетические особенности.** Исходя из предпосылок, высказанных многими исследователями (Leake, 1965, 1968; Закурткин, 1968, и др.) об определяющей роли Al (особенно Al<sup>IV</sup>) при отнесении минерала к той или иной фации, можно заметить, что наиболее высокоглиноземистыми являются первичные роговые обманки, особенно из роговообманковых амфиболитов (приложение 7, обр. 4). Они, по-видимому, возникли в условиях более глубокого метаморфизма. Так, на графике фациальной при-

надлежности (по В. В. Закруткину: рис. 99) амфибол из роговообманковых амфиболитов попадает в область гранулитовой фации, амфиболы из полевошпатовых амфиболитов — в пограничную полосу между гранулитовой и амфиболитовой фациями, а экзоконтактные амфиболы целиком располагаются в поле амфиболитовой фации. В то же время амфиболы, возникшие за счет преобразования первичных роговых обманок, попадают в область эпидот-амфиболитовой фации.

Из этого можно сделать вывод, что во вмещающих породах Аллареченского района Са-амфиболы возникли в условиях различных фаций. Возможно, в породах сохранились реликты пород гранулитовой фации, а преобладающую роль при образовании полевошпатовых амфиболитов имели условия высоких ступеней амфиболитовой фации. В то же время преобразование этих пород в последующее геологическое время происходило в условиях различных ступеней амфиболитовой фации.

### Кварц

Кварц является широко распространенным породообразующим минералом всех вмещающих пород, как первичных, так и вторичных. Кроме того, он нередко присутствует в сплошных и брекчиевидных рудах.

В гнейсах, гранито-гнейсах и амфиболитах кварц представлен двумя морфологическими разновидностями: ксеноморфными зернами с извилистыми контурами, подчиненными текстурно-структурным особенностям породы, и мельчайшими (менее 0.1 мм) изометрическими вростками во всех сопутствующих минералах, даже в зернах кварца первой модификации. В пегматитах, как обычно, он образует мономинеральные гнезда, находится в графическом и субграфическом сростании с полевым шпатом, а в аплитовой оторочке незакономерно сростается с плагиоклазом. Обе модификации можно считать первичными.

Во вторичных породах — скарноподобных образованиях, экзоконтактных разновидностях, кварцевых жилах, кварцитолитах и т. п. — он преимущественно вторичный, но встречается и в качестве реликтового, первичного. В скарнах и скарноидах кварц играет роль выполнителя и является типичным жильным минералом. В экзоконтактных породах новообразованный кварц находится в ассоциации с гранатом, роговой обманкой и сульфидами; наиболее тесные его сростания наблюдаются с гранатом.

Кварцевые жилы являются секущими по отношению к вмещающим породам и имеют мощность от нескольких сантиметров до первых десятков сантиметров. Около рудных тел в них появляется бедная борнит-халькопиритовая минерализация. Кварц в этих образованиях молочно-белый, деформированный.

Кварцитолиты на 85—95% состоят из кварца, зерна которого обычно сильно деформированы, имеют волнистое и блочное погасание и образуют сливной, плотный агрегат. Последний имеет форму гнезд, струй, линз, полос, вытянутых вдоль гнейсовидности и содержащих реликтовые обрывки вмещающих пород и скарнов.

В брекчиевидных рудах кварц находится как обломочный и как вновь образованный, жильный (см. гл. IV).

Кварцевые гнезда в сплошных сульфидных рудах имеют размеры от нескольких сантиметров до 30—50 см в диаметре. На рис. 115 приведена схематическая зарисовка одного из гнезд, расположенного в теле сплошных руд мощностью около 10 м.

Гнездо имеет грубозональное строение: центр состоит из крупных сростшихся кристаллов кварца, обращенных наружу хорошо образованными гранями трапецеэдров. В промежутках кристаллов находятся примазки

сульфидной руды. На кварце расположена каемка матовой руды, содержащая обильные включения биотит-амфиболовой, кварц-гранатовой породы и отдельные чешуйки биотита и зерна граната, которая сменяется прерывистой каемкой (мощностью 1 см) шестоватого пентландита, переходящей в сплошную сульфидную руду.

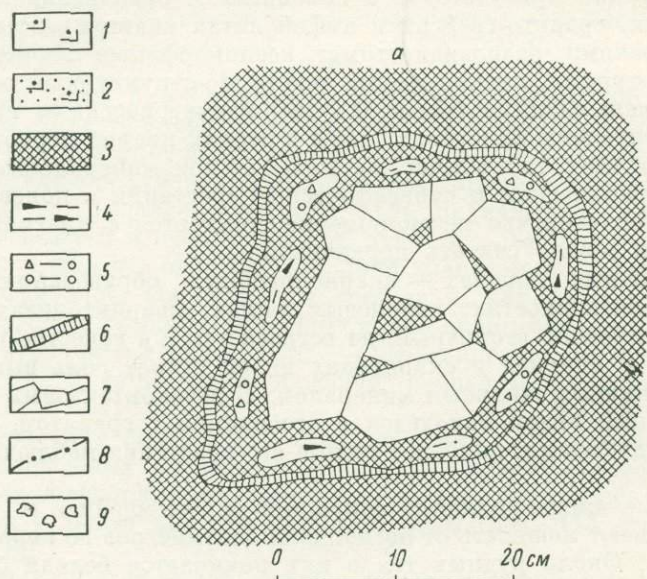
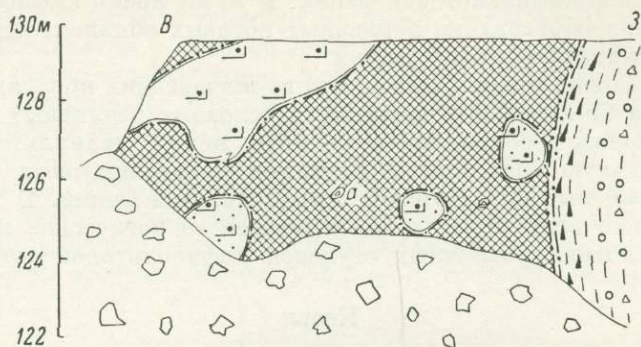


Рис. 115. Кварцевое гнездо (а) в сплошной сульфидной руде (Аллареченский карьер).

Вверху — общий вид забоя, внизу — строение кварцевого гнезда. Руда: 1 — бедная вкрапленная, 2 — богатая вкрапленная, 3 — сплошная; 4 — биотит-амфиболовая порода; 5 — гранат-кварцевая порода с биотитом; 6 — шестоватый пентландит; 7 — кристаллы кварца; 8 — тектонические нарушения; 9 — осыпь.

дующей в сплошную крупнозернистую сульфидную руду. Кварцевые кристаллы достигают в длину 5 см, они прозрачны, дымчаты. На их гранях находятся «присышка» хлорита и глинистые примазки. Строение гнезда, характерная структура кварцевых кристаллов и другие особенности делают похожим подобные образования на хрусталеносные погребца (Гатаринов, 1963).

Оптические свойства кварца из различных генетических групп и морфологических разновидностей оказались близкими между собой и стан-

дартными. Кварц оптически положительный, одноосный, иногда двуосный с небольшим углом  $2V$ ; по многим замерам  $N_e=1.553$ ;  $N_o=1.544$ ,  $\Delta N=0.009$ .

### Моноклинный пироксен

**Морфологические особенности.** Моноклинный пироксен во вмещающих породах встречается довольно часто, но никогда не образует значительных скоплений. Он является характерным породообразующим минералом пироксен-полевошпатовых амфиболитов (рис. 11) и скарновых образований. Кроме того, моноклинный пироксен встречен в пироксенизированных экзоконтактовых породах, а на участке Руннийоки в породах, близких к эндоконтактовым или даже в эндоконтактовых.

В мономинеральных пироксеновых скарнах пироксен образует чистые идиоморфные зерна. В скарнах смешанного состава он переполнен включениями первичных минералов и находится в незакономерных сростаниях с вторичными минералами. По времени выделения он является одним из наиболее ранних минералов.

В экзоконтактовых породах пироксен образует неправильные включения, гнездовые агрегаты, скопления, ориентированные в целом согласно общей текстуре породы. На уч. Руннийоки в экзоконтактовых породах моноклинный пироксен встречается довольно часто и находится в тесном сростании с роговой обманкой. Некоторые признаки свидетельствуют в пользу более раннего образования моноклинного пироксена, чем ассоциирующей с ним роговой обманки.

В эндоконтактовых породах пироксен образует прожилки, линзы, микродрузы с доломитом и маломощные прослои (до 5 см) мономинерального пироксенового состава, примыкающие к экзопородам. Первый представлен мельчайшими ( $< 0.1$  мм) кристалликами с хорошей огранкой, а второй — зернистым агрегатом.

**Химический состав.** Химические анализы и пересчет на 6 (O) выполнены для четырех проб моноклинного пироксена (приложение 8). Одна из них отобрана из порфиробласт пироксен-полевошпатового амфиболита, вторая из мономинерального пироксенового скарна, третья из мономинерального прослоя в эндопороде и четвертая из ассоциации с доломитом в эндопороде участка Руннийоки. По химическому составу первые два пироксена оказались очень близкими салитами, железистость их составляет в первой пробе 26.4%, а во второй 24.4%. Кроме основных компонентов в них есть незначительная примесь  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $Na_2O$ ,  $H_2O$ , которая частично обусловлена небольшим загрязнением проб плагиоклазом и роговой обманкой. Третья проба представлена салитом, но еще

ТАБЛИЦА 25

Оптические свойства моноклинного пироксена

№ образца	$N_g$	$N_m$	$N_p$	$N_g - N_p$	$eN_g$	$+2V^\circ$	Железистость	Местонахождение	Порода
1	1.702	1.681	1.672	0.030	—	63	8	Руннийоки	Эндоконтактовая порода
2	1.710	1.694	1.680	0.030	44	—	20	Вешяур	Пироксеновый скарн
3	1.714	1.690	1.684	0.030	41	58	26	Восток	Амфиболит
4	1.715	1.691	1.685	0.030	42	53	27	»	»
5	1.715	1.691	1.680	0.035	42	65	24	»	Пироксеновый скарн
6	1.719	1.695	1.688	0.031	41	59	32	»	Амфиболит
7	1.724	1.699	1.693	0.031	45	65	42	»	Экзоконтактовая порода

менее железистым, чем первые две, а четвертая — диопсидом. Последняя проба характеризуется наибольшей магнезиальностью ( $mg=93.2$ ), что связано с высокой магнезиальностью первичной породы (эндопорода). Количество примесей в последних двух анализах также незначительное.

**Оптические свойства** пироксена приведены в табл. 25, где железистость и угол  $2V$  определены по В. Трегеру (1958). Пироксен всюду окрашен в светло-зеленый цвет, в эндопородах не плеохроирует, а в других обладает слабым плеохроизмом от светло-зеленого по Ng до бесцветного по Np. По оптическим свойствам минерал относится к ряду диопсид—геденбергит и имеет железистость от 8 до 42%, т. е. является также диопсидом и салитом. Колебания показателей преломления и определенной по ним железистости у пироксенов из амфиболитов и скарнов изменяются незначительно (Ng от 1.714 до 1.719, железистость от 26 до 32%). Пироксен из экзоконтактной породы отличается большей железистостью (железистость 42%), а пироксен из эндопороды (табл. 25, обр. 1) имеет минимальную железистость (8%) и по оптическим свойствам также является диопсидом.

### Гранат

**Морфологические особенности.** Гранат в пределах Аллареченского района пользуется широким развитием. Он является породообразующим минералом амфиболитов, гнейсов, пегматитов и аплитов, входит в состав

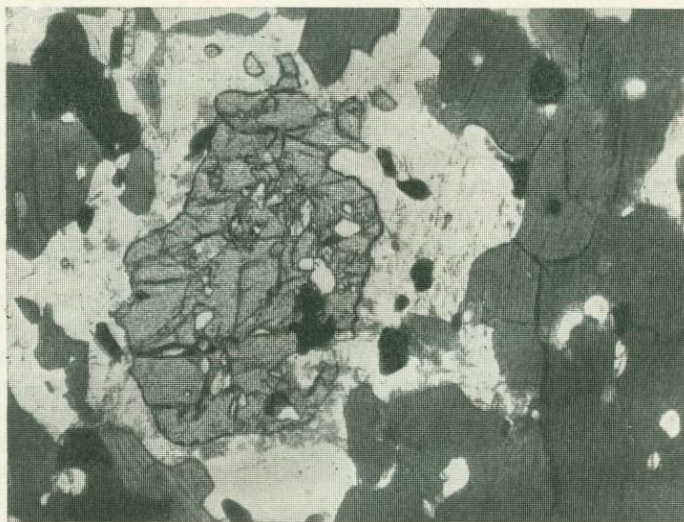


Рис. 116. Порфиробласт граната в амфиболите.

Видны каемка лейкократовых минералов около граната и включения в нем. Шлиф, при одном николе, увел. 40.

околорудных экзоконтактных пород, а также встречается в скарнах и скарноподобных образованиях.

В амфиболитах гранат распределен крайне неравномерно, содержание его колеблется от 1% и менее до 70—80%. Обогащенные минералом участки породы имеют небольшую мощность, от 5—10 до 50 см. Крупность зерен граната изменяется от долей миллиметра до 1.0—1.5 см. По форме выделения, взаимоотношению с другими минералами индивиды граната являются типичными порфиробластами (рис. 12, 15, 116). Порфиробласты, особенно крупные, очень часто загрязнены обрывками других минералов,

а также окружены каймой лейкократовых минералов (рис. 116). Среди включений в гранате находятся биотит, роговая обманка, серицитизированный реликтовый плагиоклаз, кальцит, плохо диагностируемая ирризирующая сфеновидная пыль, ильменит, пирротин и др. Эти включения, по-видимому, различны по своей природе. Одни являются реликтовыми, другие — новообразованиями. К последним относятся кальцит, хлорит, биотит и часть плагиоклаза. В одной и той же породе «загрязненные» включения (обычно крупные) зерна чередуются с «чистыми» (как правило, мелкими).

Лейкократовая кайма (мощностью до нескольких миллиметров) состоит из равновеликих идиоморфных зерен плагиоклаза с реликтами мел-



Рис. 117. Структура «снежного кома».

Кристалл граната (темно-серое) сильно корродирован кварцем (белое). Шлиф, при одном николе, увел. 7.

ких часто анизотропных зернышек граната и напоминает «келифитовую» оторочку, обладающую диабластовой структурой (рис. 116). Удлинение плагиоклазовых зерен ориентировано перпендикулярно к поверхности кристалла граната. При замещении плагиоклазом всего кристалла граната образуется гломеробластовая псевдоморфоза, состоящая в основном из зерен плагиоклаза с неправильными, мелкими, разобщенными реликтовыми зернышками граната.

В биотитовых гнейсах гранат имеет в целом те же морфологические особенности, что и в амфиболитах. Лишь кристаллы его чище, а содержание устойчиво и составляет 10—15%.

В гранито-гнейсах и аплитах гранат встречается спорадически и образует мелкие (до 1 мм) изометричные зерна, которые часто приурочены к скоплениям биотитовых чешуек и окружены узкой эпидотовой каймой.

В пегматитах гранат распределен очень неравномерно. Представлен обычно сравнительно чистыми и крупными кристаллами (до 2 см в диаметре). Наиболее крупные индивиды встречаются в дифференцированных пегматитах.

В скарнах гранат встречается в ассоциации с моноклинным пироксеном, кальцитом, кварцем, эпидотом и имеет очень неоднородное строение.

В скарноидах он образует разрозненные мелкие индивиды, отдельные из которых имеют зональную окраску, светло-розовую в центре и более густую розовато-коричневую по краям.

В кварцитолитах зерна граната, особенно крупные, подвергаются «развальцовыванию» с образованием структур типа «снежного кома». Такая структура вызвана обилием включений кварца, биотита, плагиоклаза, роговой обманки, имеющих линзовидную, червеобразную, струйчатую и т. п. форму и располагающихся субпараллельно друг другу (рис. 117).

В экзоконтактных породах гранат возникает лишь около руд различных типов. Наиболее интенсивная гранатизация отме-

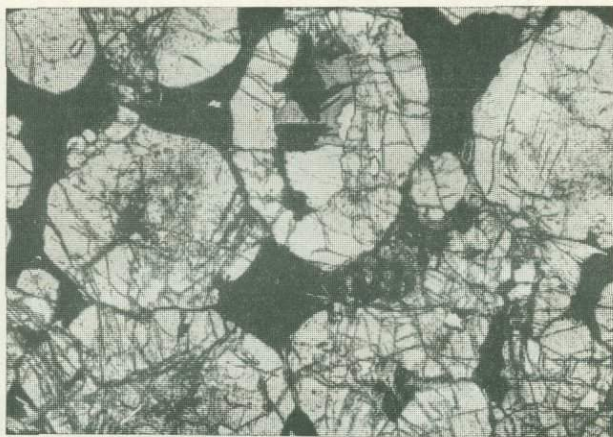


Рис. 118. Оруденелая гранатовая экзоконтактная порода. Кристаллы граната (светло-серые) цементируются сульфидами (черное).

Шлиф, при одном никеле, увел. 25.

чается на контакте с жилами сплошных руд, как например на месторождении Аллареченское, где встречаются кварц-гранатовые породы до мономинеральных гранатовых (рис. 118). На месторождении Восток, где руды в целом беднее, мономинеральные гранатовые разновидности экзоконтактных пород отсутствуют. Кварц с гранатом образуют очень сложные взаимоотношения (рис. 119): гранат как бы обволакивает, обрастает зерна кварца по правильным граневым плоскостям, напоминающим индукционные. В кристалле граната вдоль границы с кварцевыми зернами появляются узкие полоски анизотропного граната.

**Химический состав.** Результаты химического анализа 7 проб граната, пересчет их на кристаллохимическую формулу на основе 12 (0) приведены в приложении 9. Из них первые две отобраны из амфиболитов, третья и четвертая — из гнейсов, пятая — из пегматита и последние две — из экзоконтактных пород.

Пересчет анализов на кристаллохимическую формулу производился по методу Н. В. Соболева (Соболев, 1964). Почти во всех анализах получился избыток кремния (более 3.000 на формульную единицу), который отбрасывался, а в таблице показывался под знаком  $+SiO_2$ . Подобный избыток отмечается многими авторами (Соболев, 1964; Дир и др., 1965, и др.) и объясняется, с одной стороны, механической примесью кварца, с другой — переопределением  $SiO_2$  в химическом анализе.

Во всех анализах, пересчитанных по этому методу и по методу с учетом рентгенометрических данных, сумма двухвалентных катионов оказывается меньше трех. Кроме того, сравнительные данные пересчета показывают, что примеси в 3—5% (кварца, плагиоклаза, слюды, амфибола) практически не влияют на кристаллохимические формулы, поэтому такими примесями можно пренебрегать. Заметные изменения получаются лишь для андрадита и гроссуляра. Во всех случаях распределение элементов по миналам дает остаток Si и Al, величина которого составляет 0.4—1.5% (без избытка кремния, превышающего 3.000).

Все проанализированные гранаты являются существенно альмандиновыми, содержат от 60 до 73%  $\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$  (приложение 9). Вторым

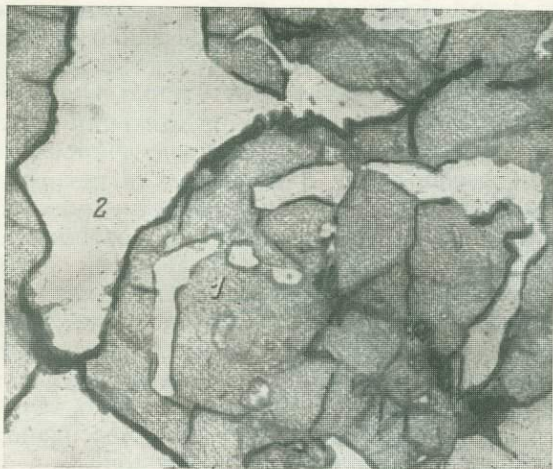


Рис. 119. Гранат-кварцевая порода.

1 — гранат; 2 — кварц. Шлиф, при одном николе, увел. 75.

значительным компонентом во всех пробах является гроссуляр  $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$ , содержание которого в 6 пробах является высоким, и лишь в одной пробе оно составляет 5.9%. Содержание пирропа изменяется от 2.3 до 19.2%. Во всех пробах присутствует спессартин  $\text{Mn}_3\text{Al}_2[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$  в количестве от 1.2 до 8.8%, а в одной пробе содержание его увеличивается до 23.5%. В качестве примеси почти всегда есть пятый компонент — андрадит  $\text{Ca}_3\text{Fe}_2^+[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$  (от 0.3 до 5%). Таким образом, все гранаты по химическому составу можно объединить в две группы: гроссуляр-альмандиновую, где сумма гроссуляра и альмандина составляет от 80 до 92%, и спессартин-альмандиновую, где сумма спессартина и альмандина составляет 84.5%. Учитывая третий компонент, гранаты первой группы будем называть пироп-гроссуляр-альмандиновыми, а второй — гроссуляр-спессартин-альмандиновыми.

Гранат из амфиболитов содержит повышенное количество пирропа (19.2%) и уменьшенное — альмандина (60%). В гнейсах гранат близок таковому из амфиболитов, лишь отмечается повышение содержания гроссулярового компонента. Увеличенное количество спессартинового компонента в гранатах из гранитных пегматитов отмечалось многими авторами (Соболев, 1964; Дир и др., 1965), и состав граната из пегматита Аллареченского района, содержащего 23.5% спессартина, подтверждает эти данные.

Гранат из экзоконтактных пород по соотношению конечных членов близок гранату из полевошпатовых амфиболитов и биотитовых гнейсов.

**Физические свойства.** Для граната измерены показатели преломления, а для небольшого количества проб определены удельный вес и параметры элементарной ячейки. Показатели преломления измерены в высокопреломляющихся жидкостях с точностью  $\pm(0.002-0.003)$ . Удельный вес определяется методом М. М. Василевского (Руденко, Василевский, 1957), но не отличается большой точностью. Параметры элементарной ячейки определены М. Г. Латышевой с точностью  $\pm(0.002-0.005)$  Å, лишь у двух проб точность понижается до  $\pm 0.01$  Å. Эти данные (приложение 17) позволяют оценить состав граната для тех проб, где нет химических анализов, а для химически проанализированных гранатов — определить точность оценки состава, произведенного косвенным путем.

Вслед за многими исследователями (Fleisher, 1937; Skinner, 1956; Sriramades, 1957, и др.) мы считаем, что большинство гранатов являются трехкомпонентными смесями, поскольку содержание четвертого компонента обычно не превышает 5%. За основу при определении примерного химического состава граната взяты треугольные диаграммы Г. Кеннеди (для определения состава по показателю преломления и удельному весу — Kennedy, 1947) и А. Шрираматеса (для определения состава с использованием показателя преломления и параметра элементарной ячейки — Sriramades, 1957). Выбор того или иного треугольника составов основывается на общем выводе, полученном при рассмотрении химических анализов гранатов, а именно: гранаты амфиболитов, гнейсов, экзопород в общем случае являются пироп-гроссуляр-альмандиновыми, а пегматитов и аплитов — гроссуляр-спессартин-альмандиновыми.

В амфиболитах и экзоконтактовых породах показатель преломления граната изменяется от 1.784 до 1.808, в среднем составляя 1.796. В биотитовых гнейсах в целом гранаты имеют несколько большие показатели преломления ( $N=1.798-1.811$ ), и среднее значение равно 1.804. Гранаты из пегматитов и аплитов обладают довольно высокими и постоянными показателями преломления, равными 1.811—1.816. В скарноподобных образованиях показатель преломления колеблется в широких пределах ( $N=1.787-1.814$ ).

Сравнивая трехкомпонентный состав граната, определенный графически (Kennedy, 1947; Sriramades, 1957), с истинным, замечаем, что в различных гранатах ошибка определения отдельных компонентов является не одинаковой (приложение 18). Так, для гранатов из амфиболитов и гнейсов наиболее точно оценивается альмандин  $\pm(1-2)\%$ , а менее точно — гроссуляр  $\pm(1-4)\%$  и пироп  $\pm(2-3)\%$ . При этом лучшие результаты дает определение компонентного состава по сочетанию параметра ячейки и показателя преломления, чем удельного веса и показателя преломления. В гранате из пегматита по этой причине, по-видимому, ошибка определения гроссулярового компонента составляет 9 абс.%. В экзоконтактовых породах ошибка определения компонентов, особенно гроссулярового, оказалась большей на несколько процентов. Исходя из физических свойств гранат в скарнах имеет переменный состав и, вероятно, содержит заметное количество андрадитового компонента.

**Генетические особенности.** Гранаты района можно объединить в две группы, которые в основном имеют и различный генезис. К первой группе относятся гранаты амфиболитов, гнейсов, экзопород и скарнов, которые содержат менее 9% спессартина и являются пироп-гроссуляр-альмандиновыми.

Ко второй группе относятся гранаты из аплитов и пегматитов. Они являются гроссуляр-спессартин-альмандиновыми. По содержанию спессартина (более 20%) этот гранат попадает в поле гранатов из мусковитовых пегматитов (Соболев, 1964), об этом же свидетельствует и заметное содержание иттрия (0.58 вес. %), который в гранатах первой группы отсутствует.

## Грюнерит

При изучении минерального состава безникелевых пирротиновых руд Аллареченского района были встречены необычные метасоматические породы грюнерит-кварц-гранатового состава с вкрапленностью пирротина, развивающиеся в виде прослоев мощностью до 1—1.5 м в амфиболовых сланцах и полевошпатовых амфиболитах (Яковлева, 1968).

Грюнерит образует радиально-лучистые розетковидные сферолиты диаметром 1.5—2 см, которые по своему строению больше всего напоминают агрегаты, возникшие путем расщепления кристаллов в процессе их роста (Григорьев, 1961).

Индивиды грюнерита представлены прозрачными кристаллами призматического габитуса, полисинтетически сдвойникованными по (100) и имеющими характерную темно-коричневую окраску.

По показателям преломления (приложение 14) минерал является грюнеритом с 86—87% железистого компонента. По данным химического анализа (приложение 4, обр. 8), он содержит 14.37% купферитового компонента ( $Mg_7[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$ ), 74.6% грюнеритового ( $Fe_7[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$ ) и 11.0% даннеморитового ( $Mn_7[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$ ), соответственно магнезиальность его равна 14.37%, железистость 74.6% и марганцовистость 11.0%. Примечательным является высокое содержание  $MnO$ , поэтому минерал можно назвать «марганцовым грюнеритом» (Матковский, 1962). В то же время по химическому составу и рентгенометрическим данным он близок к даннемориту из Тетюхе (Мозгова и Четвериков, 1959), но в отличие от последнего содержит «нормальное», низкое количество примеси  $CaO$  (0.76% против 5.82% у даннеморита из Тетюхе).

Находка марганцового грюнерита интересна по нескольким причинам. Во-первых, марганцовые грюнериты вообще встречаются редко, а связь их с пирротиновым оруденением в никеленосном Аллареченском рудном районе отмечается впервые. Во-вторых, в никеленосных интрузивах, как было показано выше, в том числе и в промышленных месторождениях, по ультраосновным породам развиваются кумингтониты, представленные высокомагнезиальными разновидностями, железистость которых составляет 20—40% (приложение 4, обр. 1—6). Возможно, это обстоятельство может явиться одним из дополнительных признаков при разделении никеленосного и безникелевого (пирротинового) оруденения.

## Хлорит

Хлорит во вмещающих породах встречается часто и обычно как вторичный минерал, замещающий биотит, реже плагиоклаз, роговую обманку. Хлорит вмещающих пород имеет серовато-зеленый, ярко-зеленый цвет, отчетливую однообразную схему плеохроизма от зеленого по Ng до светло-желтого по Nr и характерные аномальные цвета интерференции (чернильные, фиолетовые). Измерены показатели преломления одной

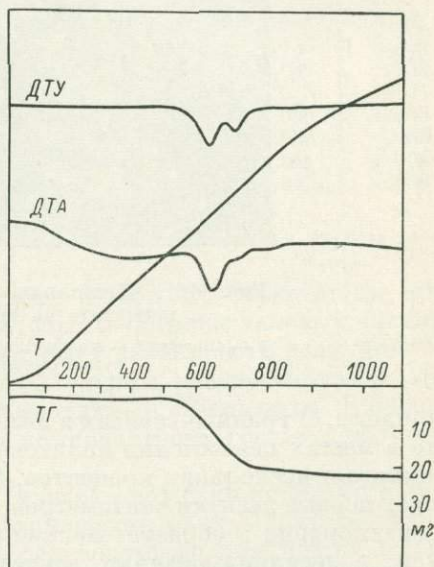


Рис. 120. Дифференциальные термические кривые хлорита (запись сделана З. П. Ершовой).

пробы хлорита, образующего псевдоморфозы по биотиту из альбитовой подзоны в «красной зоне»:  $N_g=1.624$ ;  $N_p=1.621$ ;  $\Delta N=0.003$ ;  $+2V=0^\circ$ . По этим данным, исходя из диаграммы В. Трегера (1958), минерал лучше всего диагностируется как рипидолит.

Для одной пробы хлорита из скарнированного амфиболита месторождения Восток записана дериватограмма (рис. 120). На последней зафиксировано два эндотермических эффекта (при  $650$  и  $710^\circ$ ), соответствующие выделению воды, и один экзотермический — образованию новой фазы. Рисунок дериватограммы ближе всего соответствует группе железисто-магнезиальных хлоритов (Иванова, 1961) и минеральному виду рипидолита.

### Апатит

**Морфологические особенности.** Апатит — типичный аксессуарный минерал пород и руд. С генетической точки зрения целесообразно выделить две группы: апатит вмещающих пород и апатит, связанный с гипербазитами и рудами.

В амфиболитах он образует мелкие короткопризматические кристаллики, часто приуроченные к чешуям биотита и видимые обычно лишь

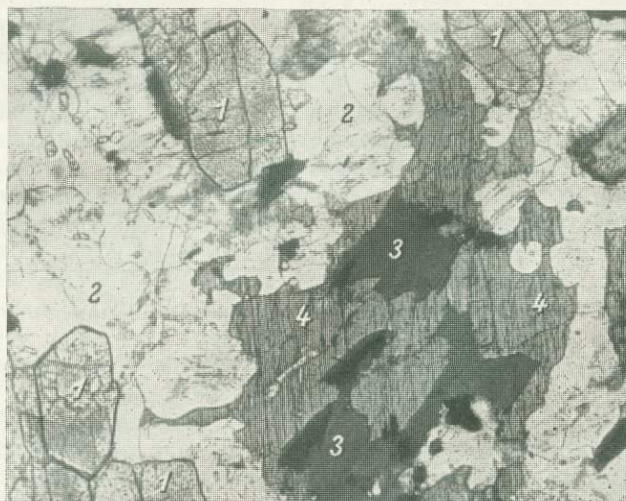


Рис. 121. Кристаллы апатита в десилицированном пегматите на контакте с перидотитом.

1 — апатит; 2 — плагиоклаз; 3 — биотит; 4 — амфибол. Шлиф, при одном никеле, увел. 25.

в шлифе. В гранито-гнейсах в незначительном количестве он есть повсюду, но в местах пересечения аплитовидными жилами содержание его нередко достигает нескольких процентов. Мощность обогащенных участков составляет первые десятки сантиметров. В пегматитах апатит распределен очень неравномерно и образует мелкие (1—3 мм) кристаллы с синеватой окраской; в десилицированных пегматитах количество его увеличивается по направлению к контакту с ультраосновной породой (рис. 121).

Апатит второй генетической группы заметно отличается от первого. Он встречается в экзоконтактовых амфибол-биотитовых породах, где образует крупнозернистые гнездовые агрегаты ксеноморфных зерен. В сплошных сульфидных рудах Аллареченского месторождения он находится в виде хорошо образованных кристаллов (Гончаров, 1965) короткопризматического габитуса, длиной от 0.5 до 3.5 см и шириной от 0.2 до

2.5 см. В измененных ультраосновных породах апатит встречается в виде мелких зерен, чаще приуроченных к эндоконтактовой зоне. Апатит второй группы из всех морфологических разновидностей имеет характерный зеленовато-желтый цвет, благодаря чему хорошо виден макроскопически.

**Химический состав.** Химически проанализированы апатит из экзоконтактовой амфибол-биотитовой породы и апатит из сплошной сульфидной руды (Гончаров, 1965). Анализами в обеих пробах (обр. 1, приложение 10; Гончаров, 1965; табл. 1, № 1) обнаружено небольшое содержание редких земель: 0.15 и 0.45%. Химическое разделение редких земель показало, что преобладает иттрий, затем неодимий и в меньшем количестве находится церий. По соотношению определяющих анионов (F, Cl и OH) минерал из экзоконтактовой породы можно считать членом ряда F-apatит—гидроксил-apatит, ближе к гидроксил-apatиту. Это определение подтверждается и параметрами элементарной ячейки ( $a_0=9.433 \pm 0.005 \text{ \AA}$ ,  $c_0=6.875 \pm 0.005 \text{ \AA}$ ), которые почти идентичны с таковыми для конечного члена гидроксил-apatита. В то же время в анализе присутствует некоторое количество карбонат-apatитовой составляющей. Аналогичный состав имеет апатит из сплошной руды, но он ближе к F-apatиту. Кристаллохимическая формула минерала в пересчете на 26 (O, OH, F, Cl) имеет вид:

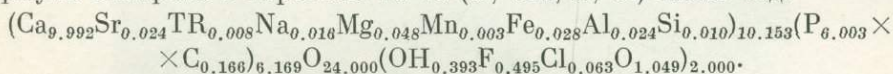


ТАБЛИЦА 26  
Оптические свойства апатита

№ образца	Местонахождение	Порода	No	Ne	No — Ne
1	Аллареченское	Пегматит	1.635	1.633	0.002
2	Восток	Аплит	1.637	1.634	0.003
3	Аллареченское	Гранито-гнейс	1.638	1.636	0.002
4	Акким	Скарн	1.639	1.635	0.004
5	»	Пегматит	1.639	1.636	0.003
6	Восток	Металеридотит	1.641	1.638	0.003
7	Аллареченское	Сульфидная руда	1.645	1.641	0.004
8	Восток	Экзоконтактовая порода	1.648	1.642	0.006

Примечание. Показатели преломления измерены В. В. Колесниковой в Na-свете с точностью  $\pm(0.001-0.002)$ .

**Оптические свойства апатита** приведены в табл. 26. Показатели преломления апатита из вмещающих пород (обр. 1—5) ниже таковых апатита второй разновидности (обр. 6—8). По графику зависимости величины No от химического состава минералы первой группы диагностируются как F-apatиты, а второй — как гидроксил-apatиты и F-apatиты. В общем случае такое определение соответствует компонентному составу, полученному из химического анализа.

Таким образом, апатит, связанный с ультраосновными породами и оруденением, является промежуточным в изоморфном ряду F-apatит—гидроксил-apatит и отличается характерным зеленовато-желтым цветом и способностью образовывать хорошо ограненные крупные кристаллы (в сплошной руде).

### Турмалин

Турмалин является редким минералом и встречается только во вмещающих породах, большей частью амфиболитах. Он находится в породах в виде рассеянной бедной вкрапленности, а также образует заметные скопления в форме прожилков.

Вкрапленность его обнаружена в полевошпатовых и пироксен-полевошпатовых амфиболитах месторождения Восток и пирротин-биотитовых гнейсах уч. Хихна. Турмалин образует редкие, мелкие (0.1—1 мм в длину) идиоморфные, хорошо ограненные кристаллы столбчатого облика (рис. 122). Цвет в шлифе зеленовато-коричневый до темно-коричневого. В кристалликах турмалина из пирротинового гнейса наблюдается неоднородная зональная окраска: центральная часть светло-коричневато-зеленая (меньшая зона), а периферическая (большая зона) — более темная.

По оптическим свойствам ( $N_o=1.664$ ;  $N_e=1.634$ ;  $N_o$  — травяно-зеленый,  $N_e$  — бесцветный,  $\Delta N=0.030$ ) этот турмалин близок к шерлу.

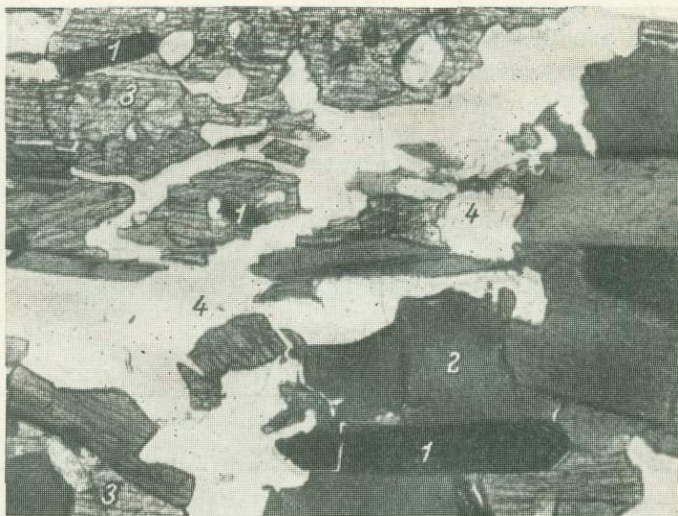


Рис. 122. Кристаллы турмалина в пироксен-полевошпатовом амфиболите.

1 — турмалин; 2 — роговая обманка; 3 — пироксен; 4 — кварц и плагиоклаз. Шлиф, при одном никеле, увел. 50.

Турмалин в форме прожилков встречается в измененных амфиболитах, часто превращенных в амфиболитовую породу. Он находится в виде неправильных обособлений, линз, гнезд и отдельных крупных кристаллов. Самая мощная зона турмалинизации составляет 0.5 м. Мощность прожилков 1—4 см, но они очень невыдержанны, имеют часто пережимы и раздувы, бывают секущими и согласными. По составу они мономинеральные и полиминеральные, в последнем случае — грубо зональные. Центральные зоны чаще занимает турмалин, а внешние сложены кварцем, плагиоклазом или кальцитом. Около прожилков наблюдается скарнирование, хлоритизация вмещающего амфиболита. По турмалину иногда развивается бедная мелкая вкрапленность халькопирита. Агрегат турмалина сложен своеобразными тонкоигловчатыми индивидами, имеет черный цвет с характерным шелковистым блеском, перемат, частично раздроблен и макроскопически похож на древесный уголь. В шлифе обнаруживается полихромная пятнистая аномальная окраска коричневато-синевато-зеленых тонов и интенсивный плеохроизм. По оптическим данным ( $N_o=1.653$ ,  $N_e=1.627$ ) турмалин можно отнести к ряду дравит—шерл с небольшим преобладанием дравитового компонента.

Сделан один химический анализ прожилкового турмалина (приложение 10, обр. 2). Кристаллохимическая формула его в пересчете на 31 (O,

ОН, F) такова:  $(\text{Na}_{0.459}\text{K}_{0.332}\text{Ca}_{0.250})_{1.041}(\text{Mg}_{1.937}\text{Fe}_{0.739}^{2+}\text{Fe}_{0.282}^{3+}\text{Ti}_{0.075})_{3.033} \times \text{Al}_{5.405}\text{B}_{2.459}\text{Si}_{6.645}(\text{O}_{26.961}\text{OH}_{3.475}\text{F}_{0.564})_{31.000}$ . Удельный вес — 3.008.

По количественному соотношению железа и магния минерал является промежуточным в ряде дравит—шерл. Кроме основных компонентов в турмалине содержится значительная примесь щелочей и кальция. Секущий характер турмалиносодержащих прожилков, низкотемпературные минералы-выполнители (кварц, кальцит), по-видимому, свидетельствуют в пользу проявления здесь поздней борной минерализации. Не исключена возможность, что первая разновидность турмалина (рассеянная вкрапленность) является разновозрастной со второй (секущие прожилки).

### Эпидот

Эпидот встречается только во вмещающих породах и никогда не образует значительных скоплений. Он является основным минералом скарнов смешанного типа, часто находится в кварцевых породах («кварцитолитах»),

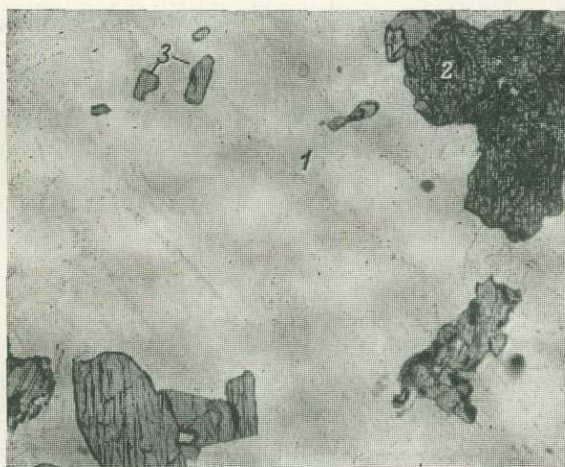


Рис. 123. Кварцевая порода (1) с кристаллами диопсида (2) и эпидота (3).

Шлиф, при одном николе, увел. 25.

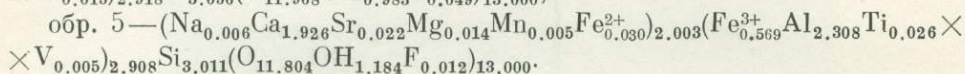
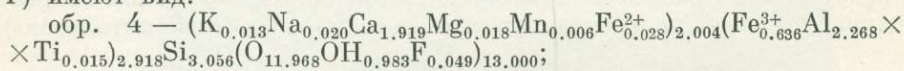
напоминающих железисто-кремнистые образования, а также встречается в виде прожилков в измененных гранито-гнейсах и как аксессуарный вторичный минерал в гнейсах, гранито-гнейсах и амфиболитах.

В скарноподобных образованиях он может образовывать скопления агрегатов, напоминающие эпидозиты мономинеральные (реже) и полиминеральные (чаще). Последние отвечают начальным стадиям эпидотизации пород, поэтому в них много реликтов первичных минералов. Эпидот здесь представлен мелкими зернами, часть из которых идиоморфная, чистая, а другие — неправильные, губчатые с реликтами замещаемых минералов (плаггиоклаза, кварца, амфибола). Чаще эпидот образуется за счет плаггиоклаза, предварительно серицитизированного, причем вначале он избирательно замещает несерицитизированные участки. В парагенезисе с эпидотом в скарноидах часто находятся сульфиды: пирит, реже халькопирит.

В кварцевых породах эпидот представлен чистыми изолированными зернами в кварцевой основной массе (рис. 123).

В гранито-гнейсах минерал образует просечки, прожилки и налеты по плоскостям скалывания, а также мелкую вкрапленность вблизи прожилков. Прожилки обычно маломощные и сложены одним мелкозернистым эпидотом. В амфиболитах, гнейсах и гранито-гнейсах появление эпидота связано с зонами скарнирования, с процессами преобразования породы: серицитизации плагиоклаза, хлоритизации биотита и т. п. При этом образуются обычные мелкие, видимые только в шлифе, ксеноморфные зерна. Таким образом, во всех проявлениях эпидот является вторичным минералом, часто избирательно замещающим плагиоклаз. Он имеет буровато-зеленый цвет и в шлифе слабо плеохроирует.

Химический состав двух проб минерала из эпидозита в амфиболите и гнейсе (приложение 10, обр. 4, 5) оказался близким и характеризующим промежуточные члены в ряду циозит—эпидот:  $\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{13}$ — $\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2\text{Si}_3(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{13}$ . Формулы эпидотов в пересчете на 13 (O, OH, F) имеют вид:



Появление эпидота такого химического состава во вмещающей толще подтверждает высказанное выше предположение о проявлении эпидот-амфиболитовой субфации метаморфизма.

## ГЛАВА X ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУД

### Общие замечания

Исходными материалами для суждения о химизме руд послужили результаты опробования, проводимого Аллареченской ГРП, а также химические и количественные спектральные анализы штучных проб, выполненные в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР (Яковлева и др., 1970). Естественно, эти материалы не являются равноценными как по количеству проанализированных проб, так и по точности и воспроизводимости применяемых методов анализа. В связи с этим ниже они рассматриваются раздельно.

Наиболее представительными являются результаты опробования — они охватывают все разновидности руд и оруденелых пород, причем руда каждого типа охарактеризована не менее чем полутора-двумя десятками проб. Всего использовано около 2300 рядовых проб, которые распределяются следующим образом: Аллареченское месторождение — около 760 проб, месторождение Восток — около 990 проб и поисковые участки — 550 проб. Это количество, естественно, не исчерпывает всех результатов опробования, выполненного Аллареченской ГРП, но достаточно полно представляет руды района.

В связи с тем что многие рядовые пробы включают руды различных типов, нами использовались лишь те из них, которые не менее чем на 80% сложены рудой одного типа. Недостатком опробования является также то, что в подавляющем большинстве проб определялись Ni и Cu, и в единичных — Co. Что же касается второстепенных компонентов и серы, то они определены лишь в групповых и технологических пробах. Поэтому средние данные для Co, S и других компонентов по результатам опробования являются менее достоверными, чем для Ni и Cu.

В штучных пробах полярографическим методом определялись 6 компонентов: Ni, Cu, Co, Se, Te и S. Проанализировано около 230 проб, примерно поровну из руд месторождений Аллареченское и Восток, а также оруденелых пород поисковых участков; среди последних 45 проб представляют безникелевое колчеданное оруденение. По представительности эти данные, конечно, не могут конкурировать с результатами опробования, но они ценны широким кругом определявшихся компонентов и возможностью сравнения отношений металлов и серы в рудах отдельных типов.

И наконец, количественным спектральным анализом охарактеризованы безрудные и оруденелые ультраосновные породы района (214 проб). Помимо Ni, Cu и Co в каждой пробе определялись также Cr и V. Они дают возможность сравнить соотношение основных компонентов в породах, не подвергшихся опробованию.

### Средний состав руд

Медно-никелевые руды района, как и всюду в мире, являются комплексными. Помимо трех главных полезных компонентов — Ni, Cu и Co — они содержат платиноиды, Au, Ag, Se и Te; может утилизироваться также S. Согласно данным подсчетов запасов, содержание Ni, Cu и Co в рудах месторождений Аллареченское и Восток соответственно составляет: Ni — 3.95 и 1.66%, Cu — 1.77 и 0.83% и Co — 0.075 и 0.034%. Таким образом, в целом руды Аллареченского месторождения примерно в 2 раза богаче, чем руды Востока.

Средний состав промышленных типов руд показан в табл. 27, где первый тип объединяет сплошные и брекчиевидные руды, второй — все богатые вкрапленные с содержанием Ni более 2%, независимо от состава оруденелых пород, и третий — все оруденелые породы с содержанием Ni=0.5—2.0%.

ТАБЛИЦА 27

Содержание полезных и шлакообразующих компонентов в промышленных типах руд месторождений Аллареченского и Восток (Яковлева и др., 1970)

Компоненты	Руды Аллареченского месторождения			Руды месторождения Восток		
	сплошные	богатые вкрапленные	бедные вкрапленные	сплошные и брекчиевидные	богатые вкрапленные	бедные вкрапленные
Ni	13.17	4.80	0.67	7.37	3.13	0.83
Cu	3.95	1.72	0.30	3.10	1.75	0.50
Co	0.16	0.07	0.01	0.10	0.04	0.02
S	26.95	13.85	1.48	18.60	8.68	4.13
Fe	41.08	27.29	13.72	25.25	15.86	13.34
SiO <sub>2</sub>	1.44	23.54	39.36	23.60	39.50	42.82
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.45	1.58	0.47	1.26	1.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.89	2.30	6.22	6.00	7.75	7.82
MgO	0.55	16.99	20.82	4.61	11.60	18.42
CaO	0.46	2.32	5.73	2.14	4.14	6.73

Как показывают данные табл. 27, отмеченное выше различие в содержании Ni, Cu и Co в рудах месторождений свойственно главным образом самым богатым их разновидностям — сплошным и брекчиевидным. По содержанию Ni и Co богатые вкрапленные руды Востока в 1.5—1.6 раза беднее, чем аналогичные руды Аллареченского месторождения, тогда как содержание Cu в них примерно одинаковое. А бедные вкрапленные руды на Востоке отличаются более высоким (в 1.3—1.5 раза) содержанием всех трех металлов по сравнению со своими аналогами на Аллареченском месторождении.

Весьма сходным является и распределение S, но бедные вкрапленные руды Востока обогащены ею в большей степени, чем Ni, Co, Cu. Это свидетельствует о значительно большей роли пирротина в их составе.

Содержание шлакообразующих окислов в рудах всех типов на месторождении Восток значительно выше, чем на Аллареченском; исключение составляет лишь MgO — ее в бедных вкрапленных рудах Востока немного меньше, чем на Аллареченском месторождении.

Сопоставление медно-никелевых руд Аллареченского района с рудами некоторых месторождений Печенги (табл. 28) показывает, что по содержанию основных компонентов они значительно превосходят последние. Кроме того, Ni-Cu и Ni-Co отношения в них закономерно уменьшаются в направлении от сплошных к бедным вкрапленным разновидностям, что свидетельствует об относительном обогащении вкрапленных руд Cu и Co.

ТАБЛИЦА 28

Содержание и соотношение главных компонентов в рудах Аллареченского и Печенгского районов (Яковлева и др., 1970)

Компоненты и отношения	Аллареченское			Восток		
	1	2	3	1	2	3
Ni	13.17	4.80	0.67	7.37	3.13	0.83
Cu	3.95	1.72	0.30	3.10	1.75	0.50
Co	0.16	0.071	0.013	0.097	0.043	0.023
S	26.95	13.85	1.48	18.60	8.68	4.13
Fe	41.08	27.29	13.72	25.25	15.86	13.34
Ni:Cu	3.3:1	2.8:1	2.2:1	2.4:1	1.8:1	1.7:1
Ni:Co	82:1	68:1	52:1	76:1	73:1	36:1
Ni:S	0.49:1	0.35:1	0.45:1	0.40:1	0.36:1	0.20:1
Cu:S	0.15:1	0.12:1	0.20:1	0.17:1	0.20:1	0.12:1
Co:S	0.0059:1	0.0051:1	0.0088:1	0.0052:1	0.0050:1	0.0056:1

(Продолжение)

Компоненты и отношения	Фланговое			Восточный рудный узел		
	1	2	3	1	2	3
Ni	2.25	2.39	0.65	1.96	1.78	0.51
Cu	1.01	1.13	0.31	0.93	0.75	0.20
Co	0.043	0.034	0.018	0.035	0.036	0.016
S	—	—	—	—	—	—
Fe	—	—	—	—	—	—
Ni:Cu	2.2:1	2.1:1	2.1:1	2.1:1	2.4:1	2.6:1
Ni:Co	52:1	70:1	36:1	56:1	50:1	32:1
Ni:S	—	—	—	—	—	—
Cu:S	—	—	—	—	—	—
Co:S	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — сплошные брекчиевидные руды; 2 — богатые вкрапленные руды; 3 — бедные вкрапленные руды.

Для меди это явление можно объяснить включением в группу вкрапленных руд оруденелых экзоконтактовых и вмещающих пород с существенно медной (борнит-халькопиритовой) минерализацией. А относительное обогащение кобальтом бедных вкрапленных руд пока не имеет объяснения.

Примечательным является отношение Ni и Cu к S: на Аллареченском месторождении их минимальные значения свойственны богатым вкрапленным рудам, а на месторождении Восток — бедным вкрапленным. Следовательно, богатые вкрапленные руды Аллареченского месторождения и бедные вкрапленные руды Востока обладают наименьшим удельным содержанием пентландита и халькопирита (в пересчете на сульфидную массу). Кроме того, на Аллареченском месторождении наибольшей величиной Ni : S обладают сплошные руды, но им очень мало уступают бедные вкрапленные; величина же Cu : S в последних является большей, чем в сплошных, что подтверждает высказанное выше предположение о существенной роли вмещающих и экзоконтактовых пород в группе бедных вкрапленных руд. На месторождении Восток бедные вкрапленные руды отличаются самым низким удельным содержанием пентландита — значение Ni : S в них вдвое ниже, чем в сплошных; а отношение Cu к S максимальное в богатых вкрапленных и минимальное в бедных вкраплен-

ных рудах — следовательно, наиболее «медистой» является здесь сульфидная масса богатых вкрапленных руд.

Величина  $Co : S$  в рудах обоих месторождений изменяется одинаково: оно максимальное в бедных вкрапленных и минимальное в богатых вкрапленных рудах. Но если на Востоке эти колебания в общем-то невелики ( $0.0056 : 1 - 0.0050 : 1$ ), то на Аллареченском месторождении они существенны ( $0.0088 : 1 - 0.0051 : 1$ ) и не пропорциональны изменению величины  $Ni : S$ . Иначе говоря, анализ отношений металлов к  $S$  в рудах различных групп говорит о наличии другого носителя  $Co$  в бедных разностях, либо об изменении его содержания в пентландите из них.

### Содержание и соотношение основных полезных компонентов в природных типах руд

Каждая из рассмотренных выше промышленных групп руд объединяет несколько природных типов, что не дает представления о химизме последних. Для выяснения этих особенностей результаты опробования, химические и спектральные анализы руд сгруппированы в соответствии с предложенной ранее классификацией.

Среднее содержание  $Ni$ ,  $Cu$  и  $Co$  в рудах по данным опробования показано в табл. 29, а соотношение этих компонентов — в табл. 30. Наряду с принятыми типами руд в этих таблицах помещены и две группы пород с непромышленным оруденением — ультраосновные (Ia) и экзо-контактовые (Va), которые всегда соседствуют со своими оруденелыми аналогами.

ТАБЛИЦА 29

Среднее содержание основных компонентов в рудах различных типов по результатам опробования (Яковлева и др., 1970)

Тип руды	Аллареченское				Восток				Поисковые участки		
	число проб	Ni	Cu	Co	число проб	Ni	Cu	Co	число проб	Ni	Cu
Ia	149	0.17	0.07	0.008	241	0.16	0.06	0.021	386	0.14	0.04
I	169	0.85	0.55	0.024	295	0.79	0.40	0.027	35	0.39	0.22
II	192	3.74	2.01	0.059	84	3.32	1.42	0.053	—	—	—
III	—	—	—	—	92	6.95	2.57	0.077	—	—	—
IV	93	10.82	4.17	0.160	15	7.64	3.55	0.070	—	—	—
V	27	0.79	0.97	0.034	35	1.15	0.60	0.037	—	—	—
Va	57	0.09	0.09	—	127	0.02	0.02	0.034	—	—	—
VI	71	0.42	0.50	0.004	99	0.67	0.77	0.045	—	—	—
Колчеданный	—	—	—	—	—	—	—	—	132	0.02	0.03

Примечание. Классификация руд дана в гл. IV. Среднее содержание  $Co$  определено по значительно меньшему числу проб (от 3 до 18).

Анализ этих материалов показывает, что основные закономерности изменения химического состава, выявленные при рассмотрении промышленных групп руд, прослеживаются и здесь, но в ряде случаев с меньшей четкостью.

**Ni-Cu отношение.** На Аллареченском месторождении максимальную величину этого отношения имеют сплошные руды — они наиболее богаты  $Ni$ . Близкими к ним по удельному содержанию  $Ni$  оказываются ультраосновные породы с непромышленным оруденением, а минимальным  $Ni$ - $Cu$  отношением обладают, как и следовало ожидать, оруденелые экзо-контактовые и вмещающие породы — они оказываются медистыми.

ТАБЛИЦА 30

Соотношение основных полезных компонентов в рудах различных типов  
(по данным табл. 29)

Отношение	Ia	I	II	III	IV	V	Va	VI	Колчеданное оруденение
Аллареченское месторождение									
Ni:Cu	2.43	1.55	1.86	—	2.59	0.81	1.00	0.84	—
Ni:Co	21.2	35.4	63.4	—	67.6	23.2	—	10.5	—
Месторождение Восток									
Ni:Cu	2.67	1.98	2.34	2.70	2.15	1.92	1.00	0.87	—
Ni:Co	7.62	29.3	62.6	90.2	109.1	31.1	0.59	14.9	—
Поисковые участки									
Ni:Cu	3.50	—	—	—	—	—	—	—	0.67

На месторождении Восток самыми «никелистыми» являются брекчиевидные и густо-вкрапленные руды, а также ультраосновные породы с непромышленным оруденением. Заметим, что величина Ni:Cu в них выше, чем в любых рудах или породах Аллареченского месторождения. Сплошные руды Востока обладают меньшим удельным содержанием Ni, чем аллареченские. Наиболее низкая концентрация Ni и здесь свойственна оруденелым вмещающим породам, зато экзоконтактовые оказываются почти столь же никеленосными, как рассеянно-вкрапленные руды.

Величина Ni:Cu в рассеянно-вкрапленных рудах поисковых участков является промежуточной между аналогичными рудами месторождений Аллареченское и Восток, а ультраосновные породы с непромышленным оруденением оказываются наиболее «никелистыми» (в 1.3—1.4 раза по сравнению с таковыми месторождений Аллареченское и Восток). Что же касается колчеданных руд, то они отличаются самой низкой степенью концентрации Ni — его почти в два раза меньше, чем Cu.

Ni-Co отношение также закономерно уменьшается в направлении от сплошных руд к бедным вкрапленным и оруденелым вмещающим породам. Оруденелые экзоконтактовые и вмещающие породы на месторождении Восток беднее Co, чем на Аллареченском месторождении. При этом на Аллареченском месторождении сплошные и густо-вкрапленные руды обладают примерно одинаковым и довольно низким удельным содержанием Co, а остальные в 2—3 раза богаче им. На месторождении Восток Ni-Co отношение меняется более контрастно, так что трудно выделить руды, близкие по этому параметру. На обоих месторождениях оруденелые вмещающие породы обладают наиболее низким Ni-Co отношением — относительное содержание Co в них в 2—3 раза выше, чем в оруденелых экзоконтактовых или рассеянно-вкрапленных рудах. Примечательна также низкая величина этого отношения в ультраосновных породах с непромышленным оруденением: она ниже, чем в оруденелых экзоконтактовых породах, а на месторождении Восток — ниже такового и в оруденелых вмещающих породах. Это свидетельствует об очень высокой относительной концентрации Co в ультраосновных породах, которая в несколько раз превышает его концентрацию в сплошных рудах.

Выше (см. гл. V) отмечалось, что в пентландите из богатых руд Ni-Co отношение изменяется в широких пределах — от 311:1 до 47:1, но для большей части проб составляет 75:1—47:1. Таким образом, лишь в богатых рудах (II—IV типов) Ni-Co отношение соответствует таковому

в пентландите, тогда как во всех остальных оно значительно ниже последнего. Это свидетельствует либо о более высоком содержании  $\text{Co}$  в пентландите вкрапленных руд, либо о вхождении его в качестве изоморфной примеси в другие сульфиды или первичные силикаты. Отсутствие точных сведений о составе данных минералов не позволяет ответить на этот вопрос.

Результаты химических анализов штучных проб сведены в табл. 31, где помещены данные и по безникелевым колчеданным рудам. В связи со значительно меньшим числом проб по сравнению с результатами опробования, выявленная последовательность изменения содержаний основных компонентов в ряде случаев нарушается. Но основные тенденции изменения их соотношений достаточно четко прослеживаются и здесь, с небольшими отклонениями частного порядка. Поэтому наибольший интерес представляет анализ отношений металлов и серы.

**Ni-S отношение** в группе вкрапленных руд на обоих месторождениях практически одинаковое, а в сплошных и брекчиевидных — заметно различное: сплошные руды Аллареченского месторождения обладают большим удельным содержанием пентландита, чем сплошные руды Востока, а в брекчиевидных наблюдается обратное явление. В ультраосновных породах с непромышленным оруденением на месторождении Восток и на поисковых участках это отношение примерно такое же, как и в бедных вкрапленных рудах, а на Аллареченском месторождении — почти вдвое выше.

**Cu-S отношение** в рудах обоих месторождений изменяется закономерно; наиболее низкое его значение устанавливается в брекчиевидных рудах и ультраосновных породах с непромышленным оруденением на месторождении Восток и поисковых участках. Но если для ультраосновных пород это явление в общем следует считать закономерным — содержание халькопирита в них очень невелико, — то для брекчиевидных руд такое заключение обусловлено малым числом проб. Как отмечалось выше (гл. IV), существенно халькопиритовые руды этого типа пользуются достаточно широким распространением на месторождении Восток. Наиболее высокое значение величины  $\text{Cu} : \text{S}$  в экзоконтактовых породах подтверждает преимущественную роль халькопирита (и борнита) в составе оруденения.

**Co-S отношение** на Аллареченском месторождении характеризуется близкими значениями в брекчиевидных и вкрапленных рудах, повышенными (в 1.5—2.0 раза) — в сплошных рудах и высокими — в оруденелых ультраосновных породах; в последних оно в 3—5 раз превышает таковое в рудах всех типов. В общих чертах изменение этого параметра в рудах происходит аналогично изменению Ni-S отношения, что лишней раз подтверждает тесную связь Ni и Co в богатых рудах. Но уже в рассеянно-вкрапленных рудах это соответствие нарушается: величина Ni : S уменьшается, а Co : S — возрастает. Не сохраняется пропорциональность данных параметров и в ультраосновных породах с непромышленным оруденением: Ni-S отношение в них возрастает в 1.5—2.0 раза по сравнению со сплошными и вкрапленными рудами, а Co-S отношение — в 3.5—5.3 раза.

В рудах месторождения Восток это отношение изменяется более резко, причем в сплошных и богатых вкрапленных рудах знак этого изменения такой же, как и Ni-S отношения, а в остальных рудах и оруденелых породах — противоположный. В ультраосновных породах с непромышленным оруденением величина отношения в 3—5 раз выше, чем в любых промышленных рудах.

На поисковых участках бедные вкрапленные руды обладают более высоким Co-S отношением, которое примерно вдвое превышает его на месторождениях Аллареченское и Восток. А в ультраосновных породах

ТАБЛИЦА 31

Среднее содержание и соотношение компонентов в рудах различных типов по результатам химических анализов  
штучных проб (Яновлева и др., 1970)

Тип руды	Число проб	Ni	Cu	Co	Se	Te	S	Ni : Cu	Ni : Co	Ni : S	Cu : S	Co : S	Se : S
Аллареченское месторождение													
Ia	5	0.21	0.092	0.012	—	—	0.37	2.28	17.5	0.57	0.25	0.0324	—
I	10	1.35	1.30	0.030	0.0017	—	5.41	1.04	45.0	0.25	0.24	0.0055	0.00031
II	27	3.70	3.24	0.065	0.0043	0.0001	13.45	1.14	56.9	0.28	0.24	0.0048	0.00032
III	6	4.38	4.12	0.101	0.0044	0.0005	19.72	1.06	43.4	0.22	0.21	0.0051	0.00022
IV	26	12.77	4.36	0.250	0.0102	0.0005	34.62	2.93	51.1	0.37	0.13	0.0072	0.00029
V	4	0.87	1.60	0.021	0.0007	—	3.97	0.54	41.4	0.22	0.40	0.0053	0.00018
Месторождение Восток													
Ia	4	0.19	0.03	0.015	0.0003	—	0.78	6.33	12.7	0.24	0.04	0.0192	0.00038
I	19	0.84	0.61	0.019	0.0007	—	3.25	1.38	44.2	0.26	0.19	0.0058	0.00022
II	18	3.46	2.26	0.052	0.0043	—	12.64	1.53	66.5	0.27	0.18	0.0041	0.00034
III	9	6.21	1.81	0.122	0.0046	0.0001	19.88	3.43	50.9	0.31	0.09	0.0061	0.00023
IV	8	8.48	3.97	0.130	0.0136	0.0004	28.25	2.14	65.2	0.30	0.14	0.0046	0.00048
V	7	0.45	1.88	0.020	0.0011	—	3.71	0.24	22.5	0.12	0.51	0.0054	0.00030
VI	4	0.98	1.08	0.026	0.0004	—	4.07	0.91	37.7	0.24	0.27	0.0064	0.00010
Поисковые участки													
Ia	39	0.20	0.09	0.014	—	—	0.80	2.22	14.3	0.25	0.11	0.0180	—
I	7	0.50	0.46	0.021	0.0005	—	2.01	1.09	23.8	0.25	0.23	0.0104	0.00025
Колчеданные руды	45	0.031	0.034	0.005	0.0002	—	8.60	0.91	6.20	0.0036	0.0040	0.0006	0.000023

с убогой минерализацией оно примерно такое же, как на месторождении Восток, и заметно (в 1.5 раза) ниже, чем на Аллареченском месторождении.

Что же касается колчеданных руд, то они по соотношению всех компонентов резко отличаются от медно-никелевых. Так, величины  $Ni : S$  и  $Cu : S$  в них примерно на два порядка, а  $Co : S$  на порядок ниже, чем в любых разностях медно-никелевых руд.

Для медно-никелевых руд в целом довольно четко прослеживается почти прямолинейная зависимость суммы  $Ni+Co$  от содержания  $S$  (Яковлева и др., 1970). Наиболее выдержана она в группе вкрапленных руд, менее четкая — в сплошных и брекчиевидных рудах, а в ультраосновных породах с непромышленным оруденением прослеживается с трудом. В колчеданных рудах никакой зависимости содержания  $Ni+Co$  от содержания  $S$  не обнаруживается. Для пары  $Cu-S$  в медно-никелевых рудах всех типов корреляция содержаний весьма расплывчатая, а в колчеданных отсутствует.

В группах сплошных и вкрапленных медно-никелевых руд обоих месторождений существует тесная связь содержаний  $Ni$  и  $Co$ . В то же время в оруденелых экзоконтактовых и вмещающих породах, а также в гипербазитах с убогим оруденением связь этих элементов весьма отчетливая, а в колчеданных рудах она совсем отсутствует.

Для пары  $Ni-Cu$  корреляция содержаний ни в одном из типов медно-никелевых руд не является достаточно четкой, а в колчеданных рудах не наблюдается.

Таким образом, по соотношению основных компонентов вкрапленные руды месторождений Аллареченское и Восток практически аналогичны друг другу. Частные отклонения отмечаются лишь для  $Cu$ , что может быть обусловлено неравномерностью развития халькопирита, являющегося главным ее носителем.

Сплошные руды выделяются высокой относительной концентрацией  $Ni$  и низкой —  $Cu$ , а по концентрации  $Co$  мало отличаются от вкрапленных руд. Брекчиевидные руды занимают двойственную позицию: по одним параметрам они близки к сплошным, а по другим — к вкрапленным. Группа оруденелых экзоконтактовых пород характеризуется своеобразным соотношением всех основных компонентов, что отличает ее от остальных медно-никелевых руд. Весьма примечательным является соотношение компонентов в ультраосновных породах с непромышленным медно-никелевым оруденением: они обладают низкой относительной концентрацией  $Cu$  и высокой —  $Ni$  и особенно  $Co$ , которая в несколько раз превышает таковую во всех других рудах, в том числе сплошных, что, очевидно, отражает специфику бедного сингенетического оруденения.

В связи с этим представляет интерес сравнение оруденелых (с непромышленной минерализацией) и практически безрудных (с единичной вкрапленностью сульфидов) ультраосновных пород по соотношению основных компонентов. По результатам количественных спектральных анализов более 200 проб (Яковлева и др., 1970) в тех и других устанавливается прямая зависимость содержаний  $Ni$  и  $Co$ , что позволяет более определенно говорить о причине относительного обогащения этих пород кобальтом: вероятно, он наряду с  $Ni$  также входит в состав породообразующих силикатов (первичных и вторичных) в качестве изоморфной примеси.

#### Содержание второстепенных компонентов в рудах

К числу второстепенных компонентов, присутствующих в медно-никелевых рудах района, относятся золото, серебро, платиноиды, селен, теллур и др. Среднее содержание их в рудах месторождений Аллареченское

и Восток приводится в табл. 32, а распределение этих компонентов в рудах отдельных типов не исследовалось.

ТАБЛИЦА 32

Содержание второстепенных компонентов в рудах месторождений  
Аллареченское и Восток (Яковлева и др., 1970)

Месторождение	Au	Ag	Платиноиды	Se	Te
	г/т			вес. %	
Аллареченское . . . . .	Сл.	2.066	—	0.0026	0.0012
Восток . . . . .	1.001	—	0.58	0.0016	0.0004

Медно-никелевые руды района обладают низким содержанием платиноидов и повышенным золотом и серебром, чем значительно отличаются от аналогичных руд других районов Кольского полуострова. Содержание Au в отдельных пробах сплошных руд месторождения Восток достигает 6—7 г/т, а Ag 10—30 г/т, тогда как максимальное содержание платиноидов не превышает 4.2 г/т. Золото присутствует в самородном виде, платиноиды — в виде самостоятельных минералов, а серебро образует изоморфную примесь во многих сульфидах, а также собственные минералы (гессит).

Нами исследовалось распределение Se и Te в природных типах медно-никелевых руд, а также в колчеданных рудах (табл. 31). Следует отметить, что Te обнаружен в единичных пробах сплошных и «серых» руд, хотя, по данным Аллареченской ГРП, он присутствует во всех типах промышленных руд, причем выявляется прямая зависимость между содержанием Se и Te. В Печенгском районе (Юшко-Захарова, 1964) Te устанавливается во всех медно-никелевых рудах почти постоянно, но содержание его обычно в 5—10 раз ниже, чем Se, и не превышает 0.0010%. В сплошных рудах Аллареченского района (по нашим данным) содержание Te в 9—40 раз ниже, чем Se, но в отдельных пробах достигает 0.0020%. Очевидно, расхождение в определении Te обусловлено применением различных методов анализа проб. Поэтому ниже рассматривается распределение только одного Se.

Как следует из данных табл. 31, содержание Se закономерно уменьшается в направлении от сплошных к бедным вкрапленным рудам и оруденелым вмещающим породам. В целом наиболее богаты им сплошные руды Востока, однако максимальное содержание (0.0210%) обнаружено в массивных аллареченских рудах. Брекчиевидные и богатые вкрапленные руды обоих месторождений обладают одинаковым содержанием Se, а рассеянно-вкрапленные руды Аллареченского месторождения заметно богаче им, чем их аналоги на месторождении Восток. На последнем даже в оруденелых экзоконтактных породах содержание Se выше, чем в рассеянно-вкрапленных рудах. Но самым низким содержанием Se обладают колчеданные руды района.

Важной геохимической характеристикой является Se-S или S-Se отношения; последним пользуются гораздо чаще (Сиднеева, 1959; Юшко-Захарова, 1964, и мн. др.), но первое непосредственно выражает степень концентрации селена, поэтому оно и применяется.

Se-S отношение в рудах различных типов изменяется иначе (табл. 31), чем абсолютное содержание Se. Так, в рудах Аллареченского месторождения наиболее высокое его значение свойственно густо-вкрапленным рудам, немного ниже оно в рассеянно-вкрапленных и сплошных рудах и значительно ниже — в брекчиевидных и оруденелых экзоконтактных породах.

На месторождении Восток максимальной величиной  $Se : S$  обладают сплошные руды, затем ультраосновные породы с непромышленной минерализацией, далее — богатые вкрапленные руды, к которым близки оруденелые экзоконтактные породы; в брекчиевидных и рассеяно-вкрапленных рудах этот параметр почти одинаков и по величине вдвое ниже, чем в сплошных рудах, а в оруденелых вмещающих породах он минимальный. В рассеяно-вкрапленных рудах поисковых участков  $Se-S$  отношение имеет промежуточное значение между их аналогами на месторождениях, а в колчеданных рудах оно на порядок ниже, чем в любых медно-никелевых.

Таким образом, везде брекчиевидные руды выделяются низкой относительной концентрацией  $Se$ , которая на Аллареченском месторождении близка таковой в оруденелых экзоконтактных породах, а на месторождении Восток — в рассеяно-вкрапленных разностях. Сплошные руды месторождения обладают максимальной концентрацией  $Se$ , а руды всех остальных типов на обоих месторождениях (за исключением оруденелых вмещающих пород) по данному признаку близки друг другу.

Колчеданные руды отличаются крайне низкой концентрацией  $Se$ . Эти особенности распределения  $Se$  в рудах различных типов хорошо иллюстрируются результатами пересчета его содержания на сульфидную массу (табл. 33). Минеральный состав последней принят согласно данным анализов штучных проб (табл. 31), а химический состав главных сульфидов — как средний из анализов мономинеральных проб (приложение 1); дисульфидизация и виоларитизация руд не учитывались. Подсчеты показывают, что несмотря на значительные колебания в минеральном составе, содержание  $S$  в сульфидной массе руд различных типов изменяется в узких пределах — от 36.0 до 37.1% (среднее для аллареченских руд 36.6%, а для руд Востока — 36.8%).

ТАБЛИЦА 33

Среднее содержание селена в медно-никелевых рудах отдельных районов в пересчете на сульфидную массу (%)

Руды	Аллареченское месторождение	Месторождение Восток	Печенгский район	Мончегорский район	Норильский район
Массивные . . . . .	0.0107	0.0178	0.0048	0.0027	0.0031
Брекчиевидные . . . . .	0.0083	0.0086	0.0032	—	—
Густо-вкрапленные	0.0117	0.0125	0.0050	0.0029	—
Рассеяно-вкрапленные . . . . .	0.0115	0.0079	0.0029	0.0080	0.0182
Оруденелые экзоконтактные породы	0.0064	0.0108	0.0013	—	—
Оруденелые вмещающие породы . . . . .	—	0.0036	—	—	—

Примечание. По Печенгскому, Мончегорскому и Норильскому районам использованы материалы Ю. А. Астафьева и О. Е. Юшко-Захаровой (Яковлев и др., 1968).

Сопоставление с другими районами показывает (табл. 33), что руды месторождений Аллареченское и Восток не имеют себе равных по концентрации  $Se$  в сульфидной массе. Исключение составляют лишь бедные вкрапленные руды Норильского района, содержание  $Se$  в сульфидной массе которых немного выше, чем в наиболее «селенистых» массивных рудах Востока; все остальные руды, в том числе и соседнего Печенгского района, в 2—5 раз беднее  $Se$ , чем руды Аллареченского района.

Для медно-никелевых руд района отчетливо прослеживается зависимость содержания  $Se$  от содержания  $S$  (Яковлев и др., 1968; Яковлева

и др., 1970); наиболее четкая она для богатых вкрапленных руд, в массивных рудах Аллареченского месторождения и в гипербазитах с непромышленным оруденением довольно расплывчатая. В колчеданных рудах района она полностью отсутствует.

Ранее было показано, что для большей части руд Аллареченского района существует прямая зависимость между содержаниями Se и Ni; исключения составляют оруденелые экзоконтактовые и вмещающие породы, где эта связь не обнаруживается (Яковлев и др., 1968). В то же время не наблюдается зависимости между содержаниями Se и Cu в рудах всех типов. Это дало основание считать, что по степени концентрации Se главные рудообразующие минералы располагаются в ряд пентландит—пирротин—халькопирит. Кроме того, на основании четкой зависимости содержаний Se и S было высказано предположение о заметном содержании Se в колчеданных рудах района. Приведенные выше материалы не подтверждают этого предположения — колчеданные руды всех разновидностей очень бедны Se (0.0009—0.0010% на сульфидную массу).

Полуколичественными спектральными анализами в рудах установлена большая группа элементов-примесей (Яковлева и др., 1970). Одни из них характерны для медно-никелевых руд, другие — для колчеданных. Так, примесь Pb обнаруживается во всех рудах, но в сплошных и вкрапленных она не превышает 0.03%, а в оруденелых вмещающих породах достигает 0.2%. Повышенным содержанием Pb (до 0.2%) отличаются и разновидности пирротиновых руд с убогой полиметаллической минерализацией, тогда как широко распространенные графит-пирротиновые разновидности обладают низким содержанием Pb (до 0.003%).

В медно-никелевых рудах очень часто устанавливается незначительная примесь Sn и Bi, которая в брекчиевидных рудах достигает 0.015%. В колчеданных рудах Sn редок, и содержание его не превышает 0.0004%, Bi в них не обнаружен. Мо в медно-никелевых рудах встречается редко, но более характерен для колчеданных, в том числе и графит-пирротиновых руд, где содержание его достигает 0.04%. Ag и Zn встречаются повсеместно; повышенные концентрации Ag (до 0.01%) свойственны медно-никелевым рудам, Zn (до 1%) — колчеданным (существенно пирротиновым).

Cr, V, Mn и Ti также устанавливаются всюду, но медно-никелевые руды обладают более высоким содержанием Cr и V, а колчеданные — Mn и Ti. В колчеданных наблюдается и более высокое содержание Be, Sc, Ga, Y и P. В распределении других элементов определенной закономерности не устанавливается. Таким образом, элементы-примеси можно разделить на три группы: 1) характерные для медно-никелевых руд (Bi, Sn, Ag, Cr, V); 2) характерные для колчеданных руд (Mo, Zn, Mn, Ti, Sc, Ga, P и др.); 3) пользующиеся одинаковым развитием как в тех, так и в других (Pb, Ba, Be, Y и др.).

На основании всего вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Медно-никелевые руды района по содержанию главных компонентов, и в первую очередь никеля, относятся к числу богатых и не имеют себе равных на Кольском полуострове.

В целом руды Аллареченского месторождения примерно вдвое богаче основными компонентами, чем руды месторождения Восток, но столь резкое различие свойственно лишь самым богатым их разновидностям — сплошным и брекчиевидным, в которых заключена основная часть промышленных запасов, и характерно главным образом для Ni и Co. Бедные вкрапленные руды Востока обладают более высоким (в 1.3—1.5 раза) содержанием Ni, Cu и Co.

2. Соотношения металлов друг с другом и с серой в рудах промышленных групп закономерно изменяются в направлении от сплошных к бедным

вкрапленным, что свидетельствует об их генетическом родстве. В указанном направлении происходит относительное обогащение руд Cu и Co и обеднение Ni.

Соотношение компонентов в рудах различных типов не всегда отвечает этой закономерности. По многим параметрам брекчиевидные руды выделяются из группы сплошных и приближаются к бедным вкрапленным или оруденелым экзоконтактовым породам. По удельной концентрации Ni и Co особняком стоят и ультраосновные породы с непромышленным оруденением — в них она значительно выше, чем в любых рудах. Наиболее выдержанными по составу являются бедные вкрапленные руды — они обладают очень сходными характеристиками как в пределах месторождений, так и на непромышленных объектах.

3. В отличие от других никеленосных районов медно-никелевые руды месторождений Аллареченское и Восток обладают повышенным содержанием Au и Ag и пониженным — платиноидов. Они отличаются также высоким содержанием Se, причем сплошные руды месторождения Востока значительно (в 1.7 раза) богаче своих аллареченских аналогов. Типоморфными элементами—примесями медно-никелевых руд района являются Bi, Sn, Ag, Cr и V; часто присутствуют Pb, Mo, Zn, Be, Ba, Y и др.

4. Колчеданные руды, чрезвычайно широко развитые в районе, резко отличаются от медно-никелевых не только по содержанию, но и по соотношению основных и второстепенных компонентов, а также по отсутствию связи между ними.

## ГЛАВА XI

### О ГЕНЕЗИСЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

#### Общие замечания

Генезис сульфидных медно-никелевых руд относится к числу проблем, которые на протяжении многих лет вызывают оживленную дискуссию. С начала XX в. в генетических представлениях геологов противоборствовали магматическая и гидротермальная гипотезы, каждая из которых имела свои преимущества в объяснении природных явлений. Борьба этих крайних мнений шла с переменным успехом, причем наибольшие расхождения возникали при истолковании процесса формирования богатых руд, тогда как в отношении бедных вкрапленных большинство исследователей склонялись к магматической концепции. В конце концов перевес оказался на стороне защитников последней.

Сравнительно недавно появилась новая гипотеза — метаморфическая, которая для медно-никелевых месторождений Кольского полуострова впервые в общих чертах была высказана Е. К. Козловым в 1959 г. Толчком к ее появлению послужило, очевидно, открытие и детальная разведка Аллареченского месторождения, содержащего очень богатые руды, образование которых удовлетворительно не объяснялось ни магматической, ни гидротермальной гипотезами. Метаморфическая гипотеза получила широкое распространение, и в настоящее время ее придерживаются многие геологи, работающие в Печенгско-Аллареченском никеленосном районе.

Детальное рассмотрение этих концепций не является нашей задачей — достаточно полное отражение каждая из них имеет в работах В. К. Котульского (1948), Е. К. Козлова (1956, 1960а, 1960б, 1961), Н. А. Елисеева (Елисеев и др., 1956, 1961), М. Н. Годлевского (1959, 1968), Г. И. Горбунова (1968). Отметим лишь, что до настоящего времени наиболее разработанной и обоснованной с физико-химической точки зрения остается магматическая гипотеза. Кроме того, среди советских геологов отчетливо наметилась тенденция рассматривать формирование этих месторождений не с узких позиций какой-либо одной гипотезы, а во всей совокупности магматических, гидротермальных и метаморфических факторов, в разное время и по-разному влияющих на этот процесс. Особенно отчетливо данная тенденция проявилась в последних обобщающих работах Г. И. Горбунова (1968) и М. Н. Годлевского (1968).

Разработка генетических представлений для медно-никелевых месторождений Аллареченского района в значительной мере осложняется тем, что ультраосновные породы и ассоциирующие с ними руды подверглись интенсивным метаморфическим преобразованиям, которые сильно исказили первичную картину (Яковлев, Яковлева, 1970). В связи с этим рас-

шифровка принадлежности тех или иных минеральных ассоциаций к определенным периодам формирования и изменения ультраосновных пород и руд приобретает первостепенное значение. Ниже, на основании всех имеющихся в нашем распоряжении данных, и предпринята попытка показать в общих чертах последовательность смены одних парагенетических групп минералов другими, а также выяснить степень соответствия различных генетических представлений фактическому материалу.

### Парагенетические ассоциации минералов и последовательность минералообразования

Из приведенной выше характеристики минерального состава ультраосновных пород и руд (гл. V—IX) следует, что в истории формирования месторождений и непромышленных объектов они образуют ряд парагенетических ассоциаций, последовательно сменяющих друг друга во времени.

1. Наиболее ранними являются первичные минералы ультраосновных пород — хризолит и бронзит, а также титаномагнетит и хромит, присутствующие в качестве аксессуаров. При этом титаномагнетит развит преимущественно в перидотитовых массивах, а хромит в оливинитовых. В отдельных массивах такую же позицию занимает шпинель (уч. Аннама), хотя в большинстве случаев она является более поздним образованием.

2. Близки к ним по времени образования минералы сингенетической вкрапленности сульфидов: первые генерации пирротина, пентландита и халькопирита, троилит, самостоятельные выделения ромбического кубанита, а также, вероятно, незначительное количество талька, нередко тонкой каемкой окружающего сульфидные вкрапленники (главным образом в пироксенсодержащих породах). Сульфиды цементируют и частично резорбируют (замещают) не только первичные силикаты ультраосновных пород, но также титаномагнетит и хромит.

По-видимому, к моменту кристаллизации сульфидов сидеронитовой вкрапленности происходит распад твердого раствора титаномагнетита с образованием пластинчатых выделений ильменита и дисковидных — шпинели; в ряде случаев наблюдается избирательное развитие сульфидов по магнетиту, а выделения ильменита и шпинели сохраняются неизменными. К этой же ассоциации принадлежат и богатые вкрапленные сингенетические руды — «рудные» оливиниты и перидотиты, а также мелкие жилы сплошных руд в протектонических трещинах.

3. Отдельную группу составляют продукты аутометаморфизма ультраосновных пород и распада твердых растворов сульфидов: серпентин, часто актинолит (ранние выделения) и тальк (в пироксенитах), макинавит, валлериит, кубанит, магнетит (в виде просечек и включений в серпентиновых прожилках, каемок и разнообразных прожилков в сульфидных сингенетической вкрапленности), шпинель и др.

4. Следующая обширная ассоциация минералов связана с амфиболизацией ультраосновных пород и формированием эпигенетического оруденения. Наиболее ранними в этой группе являются актинолит и роговая обманка актинолитового ряда, ильваит, флогопит и прохлорит, отчасти магнетит в виде сростаний с ильваитом или флогопитом. Несколько позднее и локально развиваются куммингтонит, антофиллит, биотит, обыкновенная роговая обманка. Нередко эти группы минералов развиваются почти одновременно, но первая из них характеризует внутренние участки ультраосновных тел, а вторая — краевые их части.

5. К предыдущей группе очень близка ассоциация минералов, слагающих эпигенетические руды и околорудные породы; это вторые генерации пирротина, пентландита и халькопирита, магнетит-3 и многочисленные

второстепенные и редкие рудные минералы, жильные минералы массивных и брекчиевидных руд, а также биотит, роговая обманка, гранат и кварц.

6. Своеобразную группу представляют минералы, образующиеся около жил гранитных пегматитов в ультраосновных породах: биотит, актинолит, куммингтонит, антофиллит и тальк. Обладая локальным характером развития, они в миниатюре как бы повторяют более раннюю и широко проявленную амфиболизацию ультраосновных пород.

7. К числу наиболее поздних принадлежит ассоциация, связанная с преобразованием пород и руд в зонах дробления: это карбонаты, поздний хлорит (дженкинсит), тальк, сульфаты, цеолиты; пирит, виоларит, марказит, вторичные сульфиды меди, гидроокислы и окислы железа и др.

Последовательная смена минеральных ассоциаций свидетельствует о том, что процесс формирования месторождений протекал в несколько этапов. Отчетливо выделяются три таких этапа: магматический, метаморфический и гидротермальный (Яковлев, Яковлева, 1964, 1967). Отметим, кстати, что в последнее время эти этапы выделяются практически всеми исследователями медно-никелевых месторождений, но каждому из них разными авторами приписывается различная роль в образовании богатых руд.

Внутри каждого этапа можно наметить несколько стадий минерализации, и в целом последовательность минералообразования представляется нам следующим образом.

**I. Магматический этап.** 1. Раннемагматическая стадия — кристаллизация оливина, пироксена, титаномagnetита, хромита.

2. Позднемагматическая стадия — кристаллизация сульфидов сингенетических руд: бедных вкрапленных, «рудных» оливинитов и перидотитов, а также небольших жил и шпиров массивных руд в ультраосновных породах. Вероятно, образование всех этих разновидностей оруденения происходило не строго одновременно (см. ниже), но для их разделения пока нет достоверных данных.

3. Автометаморфическая стадия — неполная серпентинизация оливина и оталькование пироксена, распад твердых растворов в сульфидах и замещение последних магнетитом. Более полно проявилась в верхних частях крупных оливинитовых массивов, значительно меньше — в массивах других групп и практически отсутствует в телах «рудных» оливинитов и перидотитов. Метаморфизм регрессивный.

**II. Метаморфический этап.** 1. Стадия кальциевых амфиболов (или стадия кальциевого метасоматоза) — повсеместное развитие в ультраосновных породах актинолита и роговой обманки, прохлорита и флогопита, а также ильваита, преобразование и частичное переотложение сидеронитовой вкрапленности сульфидов. Наиболее интенсивно проявлена в краевых частях небольших массивов и очень слабо — в телах «рудных» оливинитов. Метаморфизм носил прогрессивный характер.

2. Стадия эпигенетического рудообразования — развитие продольных тектонических нарушений, формирование брекчиевидных, сплошных и вкрапленных эпигенетических руд, а также образование экзоконтактовых околорудных пород и ореола существенно медного оруденения. Эпигенетические руды концентрируются как в самих тектонических зонах, которые под крутым (месторождение Аллареченское) или острым углом (месторождение Восток) пересекают ультраосновные массивы, так и в окружающих породах. В тектонических зонах сосредоточены сплошные и брекчиевидные руды, а в окружающих породах — вкрапленные, прожилково-вкрапленные. За пределы ультраосновных массивов оруденение в тектонических зонах распространяется до 200 м (восточный фланг месторождения Восток), причем по мере удаления от массивов состав руд постепенно

становится «медистым». В окружающих породах богатое оруденение развивается до 10—15 м, а убогая сульфидная минерализация прослеживается до 50—70 м (западный фланг Аллареченского месторождения). Проявлена только на месторождениях Аллареченское и Восток, уч. Северном и рудопроявлении Руннийоки. Весьма неотчетливые признаки ее наблюдаются в отдельных массивах уч. Акким.

3. Стадия магниевых амфиболов (или стадия магниевого метасоматоза) — проявляется локально в зонах смятия или в приконтактных частях массивов: безрудных и оруденелых, на контакте с вмещающими породами и сплошными рудами. Наряду с преобладающим куммингтонитом развиваются: биотит, хлорит, антофиллит. В этих зонах все руды (в том числе и эпигенетические) испытывают динамометаморфизм, перекристаллизацию и частичное перераспределение. В оруденелых массивах возникают существенно куммингтонитовые и биотит-куммингтонитовые породы (с хлоритом и антофиллитом) с богатой метасоматической вкрапленностью («серые» руды), а в безрудных — биотит-роговообманковые (с куммингтонитом и антофиллитом). Мощность тех и других исчисляется первыми метрами. Возможно, в это же время во вмещающих породах происходило образование известково-магнезиальных скарноидов — эпидозитов, диопсид-полевошпатовых, актинолит-полевошпатовых, почти всегда с примесью карбонатов и кварца и иногда граната. Но действительное положение во времени этих образований установить трудно — как правило, они образуются вдали от массивов ультраосновных пород и не содержат медно-никелевого оруденения.

4. Стадия околожильного метаморфизма — развитие оторочек и прожилков зонального строения около жил гранитных пегматитов. В ультраосновных породах они имеют сложный состав, обусловленный чередованием зон биотита, актинолита, куммингтонита, антофиллита и талька; мощность их невелика и обычно составляет 0.1—1.0 м. Чаше встречаются в средних и крупных оливинитовых и перидотитовых массивах (уч. Акким, Аннама, Хихнаярви и др.). Как правило, являются безрудными, лишь иногда содержат ничтожную вкрапленность сульфидов (халькопирита). В то же время в самих жилах пегматитов оруденелых массивов иногда появляется бедное миллерит-халькопиритовое оруденение (уч. Акким).

**Ш. Гидротермальный этап.** 1. Кварцево-карбонатная стадия характеризуется развитием позднего серпентина и талька и кварцево-карбонатных прожилков в зонах трещиноватости среди безрудных и оруденелых ультраосновных пород. В брекчиевидных и массивных рудах происходит пиритизация всех сульфидов и виоларитизация пентландита. В ультраосновных массивах минерализация этой стадии отличается локальностью развития — она наблюдается главным образом в краевой их части, вблизи висячего или лежащего бока. Во вмещающих породах ей соответствуют, по-видимому, зоны окварцевания, которые иногда обладают значительной мощностью (к востоку от месторождения Восток) и захватывают скарноподобные породы.

2. Стадия околотрещинного щелочного метасоматоза — образование так называемых «красных зон», пользующихся широким развитием в районе и проявленных во вмещающих породах, ультраосновных массивах и рудных телах. Во вмещающих породах образуются микроклин-альбитовые и хлорит-альбитовые метасоматиты, в ультраосновных — гидрослюдистые и гидрохлоритовые с примесью серпентина, талька, карбонатов и сульфидов; в тех и других много гидроокислов железа. Руды в пределах «красных зон» подвергаются мельниковитизации, замещению вторичными сульфидами меди, гидроокислами и окислами железа. Мощность зон изменяется в широких пределах — от долей метра до 10—20 м.

## Некоторые вопросы формирования сульфидного оруденения

В настоящее время подавляющее большинство исследователей сульфидных медно-никелевых месторождений (независимо от защищаемой гипотезы образования богатых руд) признает генетическую связь бедного оруденения с вмещающими массивами ультраосновных пород и согласны с ликвидационно-магматической гипотезой его формирования. Поэтому ниже не рассматриваются физико-химические условия этого процесса, детально освещенные в целом ряде сводных и специальных работ.

Наиболее противоречивыми являются представления о времени образования богатых сингенетических и эпигенетических руд и об источнике металлов и серы в последних.

По мнению Г. И. Горбунова (1968), отложение сплошных сингенетических руд произошло до серпентинизации ультраосновных пород, а по данным В. И. Кочнева-Первухова (1968) и В. А. Горелова (1969) — после аутометаморфизма.

Мы относим к сингенетическим не только шпирь и жилы сплошных руд, располагающихся в пределах ультраосновных массивов, но также и участки «рудных» оливинитов и перидотитов. И хотя в схеме последовательности минералообразования эти руды и бедные вкрапленные сингенетические показаны в одной стадии, вряд ли они одновременны в строгом смысле слова. Выше (гл. V и VI) неоднократно подчеркивалось своеобразие минерального состава бедных сингенетических руд: обилие структур распада твердых растворов, широкое развитие троилита, макинавита, кубанита, валлериита и др., а также отличие физических свойств некоторых рудных минералов от их аналогов в рудах других типов.

В жилах и шпирях сплошных руд, обладающих нередко пегматоидной структурой, состав сульфидов гораздо более простой, чем в бедных вкрапленных: это — пирротин (резко преобладает), пентландит и немного халькопирита. Структуры распада твердых растворов редки, за исключением пентландита в пирротине и иногда — кубанита в халькопирите. Но пирротин в них представлен гексагональной модификацией, как и в бедных вкрапленных рудах, а экзоконтактные изменения практически отсутствуют (за исключением незначительного замещения первичных силикатов сульфидами).

В «рудных» оливинитах и перидотитах качественный состав сульфидов является промежуточным между бедными вкрапленными и сплошными сингенетическими рудами: кубанит, макинавит и валлериит и соответствующие структуры распада твердых растворов здесь встречаются значительно реже; замещение главных сульфидов вторичным магнетитом, столь характерное для бедных руд, здесь также проявлено незначительно. Кроме того, в них очень слабо развита серпентинизация оливина и пироксена — только в приконтактной зоне с сульфидными вкрапленниками, как в бедных сингенетических рудах.

Все это, вместе взятое, и заставляет относить «рудные» оливиниты и перидотиты к образованиям магматического этапа; густая вкрапленность сульфидов сидеронитовой структуры сыграла роль брони, которая защитила оливин и пироксен от поздних преобразований, в том числе и от серпентинизации в процессе аутометаморфизма. Кристаллизация сингенетических руд происходила в широком интервале температур — от 450 до 250° С, что устанавливается по структурам распада твердых растворов: магнетит—ильменит (700—400°), пирротин—пентландит (425—450°), халькопирит—кубанит (300—250°), пентландит—макинавит (300—250°) и др. (см. описание минералов).

Формирование эпигенетических руд Печенги Г. И. Горбунов (1968) связывает с массовой серпентинизацией ультраосновных пород и переотложением сингенетической вкрапленности сульфидов. Для эпигенетических руд Аллареченского района в качестве источника металлов и серы одни исследователи принимают сингенетическую вкрапленность сульфидов (Горелов, 1969), другие наряду с сингенетическими сульфидами источником никеля и кобальта считают ортосиликаты ультраосновных пород, источником серы — колчеданное оруденение, а источником меди — вмещающие амфиболиты (Кочнев-Первухов, 1968; Зак и др., 1972). Но даже приверженцы крайнеметаморфической концепции не исключают сингенетической вкрапленности из процесса формирования эпигенетических руд, а большинство исследователей отводят ей важную роль, с чем согласны и авторы настоящей работы. Подтверждением этому являются прямые признаки преобразования вкрапленных сингенетических руд в руды с типичной метасоматической вкрапленностью, сопровождающегося перераспределением сульфидов.

Преобразование сингенетической вкрапленности происходило неоднократно, оно началось в стадии автометаморфизма, продолжалось в процессе амфиболитизации, а наиболее интенсивно происходило в зонах смятия и развития магниевых амфиболов. Поэтому метасоматические вкрапленные руды развиты как в существенно роговообманковых, так и в биотит-кумминтонитовых породах, причем в последних содержание сульфидов нередко выше, чем в первых.

При рассмотрении сложного вопроса образования богатых эпигенетических руд в первую очередь необходимо учесть три момента, по которым сейчас нет единого мнения: а) относительное время формирования эпигенетического оруденения, б) температурные условия кристаллизации сульфидов, в) необычность состава сплошных и брекчиевидных руд.

а) Большинство исследователей время формирования эпигенетических руд района относит к послепегматитовому периоду. Этого мнения придерживались и мы в предыдущей работе (Яковлев, Яковлева, 1964), однако сейчас оно не кажется нам столь убедительным. Основа этого мнения — развитие эпигенетического оруденения в жилах пегматитов и наличие обломков последних в брекчиевидных рудах. Но, во-первых, сульфидное оруденение появляется и в пегматитах, пересекающих ультраосновные породы с сингенетической вкрапленностью сульфидов (уч. Акким, скв. 560; уч. Вилгис, скв. 827). Следовательно, если пегматиты в состоянии «заимствовать» сульфиды из пород с бедным и убогим оруденением, то они тем более могут это сделать в породах с более богатым оруденением. В самих пегматитах оруденение вкрапленное и прожилково-вкрапленное, а случаев пересечения их крупными жилами сплошных или брекчиевидных руд мы не наблюдали.

Во-вторых, никем не доказано, что обломки пегматитов в брекчиевидных рудах, оруденелые пегматиты, а также безрудные, пересекающие ультраосновные массивы суть одни и те же или одновременные образования. По окраске, структуре и составу они различны, что можно объяснить и разными геологическими условиями их нахождения, а также и различным временем образования.

Отнесение времени формирования богатого эпигенетического оруденения к периоду смены кальциевого метасоматоза магниевым определяется характером преобразования ультраосновных пород на контакте со сплошными и брекчиевидными рудами: здесь образуются зоны (до 0.5 м) преимущественно куммингтонитовых пород с примесью биотита, талька, а также иногда актинолита и антофиллита.

б) Вмещающие породы около рудных тел, сложенных сплошными и брекчиевидными эпигенетическими рудами, также подвергаются интенсивным изменениям — по ним возникают биотит-амфиболовые и амфибол-гранат-кварцевые метасоматиты, мощность которых составляет обычно 0.1—0.5 м. Выше неоднократно подчеркивалось, что масштаб экзоконтактовых изменений около богатых эпигенетических руд значительно превышает таковой около ультраосновных массивов. Кроме того, около последних не возникает гранат-кварцевых или гранат-биотит-амфиболовых пород, столь характерных для первых. Это свидетельствует об агрессивности рудообразующей среды и ее достаточно высокой температуре, составляющей, вероятно, 400—500° С (распад твердого раствора пентландита в пирротине — 420—450°, сосуществование биотита и граната в экзоконтактовых породах — 430—470° и др.).

в) Состав рудообразующей среды был также необычным — он отличался значительной концентрацией летучих и петрогенных элементов.

Наличие первых подтверждается присутствием в сплошных рудах карбонатов, апатита, а в экзоконтактовых породах — амфиболов, биотита (фтор- и хлорсодержащих), иногда турмалина и др. О содержании петрогенных элементов говорят вроски биотита и гнезда жильного кварца в сплошных и брекчиевидных рудах. В целом состав этих руд и набор приконтактовых и жильных нерудных минералов свидетельствует не только о высокой температуре рудообразующей среды, но и ее высокой концентрированности — вероятно, она обладала свойствами, промежуточными между таковыми расплавов и гидротермальных растворов. Свидетельством этому могут служить структурные особенности брекчиевидных руд: обилие «взвешенных» индивидов и агрегатов биотита и амфибола, изгибание их кристаллов, наличие агрегатов типа «снежного кома» и др.

Значительное содержание летучих обеспечивало высокую подвижность этого расплава—раствора, проникавшего далеко за пределы рудоконтролирующих зон во вмещающие породы. По пути он испытывал определенную дифференциацию: в пределах зон отлагались нормальные медно-никелевые и существенно никелевые руды, а в экзоконтактовых и вмещающих породах — никелево-медные и существенно медные. Смена парагенетических ассоциаций минералов от сплошных и брекчиевидных руд к оруденелым экзоконтактовым и вмещающим породам объясняется отложением их в условиях различного парциального давления серы и кислорода. В частности, своеобразные борнит-халькопиритовые или миллерит-халькопиритовые ассоциации являются фациальными разновидностями основного оруденения, формировавшимися в более окислительной обстановке (Бетехтин, 1955).

По своим химическим характеристикам сплошные и вкрапленные эпигенетические руды довольно близки друг другу, а брекчиевидные по некоторым признакам (величинам Ni : S, Co : S, Se : S, содержанию Se и др.) отличаются от тех и других, приближаясь к оруденелым экзоконтактовым породам. Это явление также можно объяснить дифференциацией рудообразующего раствора в процессе формирования руд.

О природе этого расплава—раствора, а тем самым и об источнике серы и металлов в нем ничего определенного пока сказать нельзя. Одинаково успешно (или, вернее, одинаково безуспешно) могут защищаться представления о нем как об остаточном расплаве, сохранившемся после кристаллизации ультраосновных массивов, или как о новой порции расплава, поступившей с глубины из промежуточного очага, или, наконец, как о метаморфогенном растворе, возникшем в процессе сульфуризации.

Напомним, что ликвационно-магматическая гипотеза в современной интерпретации (Годлевский, 1968) отнюдь не исключает возможности сульфуризации, приводящей к значительному повышению никеленосности эпигенетических руд. Но ликвационно-магматическая гипотеза рассматривает сульфуризацию как магматическое замещение, протекающее при высоких температурах и давлении и приводящее опять-таки к появлению сульфидного расплава.

Что же касается метаморфогенного варианта сульфуризации (Проскуряков, Зак, 1969), предполагающего гидротермальный перевод силикатного никеля в сульфидную форму и заимствование из вмещающих пород значительных количеств серы и меди, то он, на наш взгляд, не подкрепляется геологическими фактами. В самом деле, элементарные расчеты показывают, что для образования даже небольших месторождений богатых руд типа Аллареченского необходима интенсивная переработка ультраосновных массивов объемом 13—15 млн м<sup>3</sup> (при условии перевода в сульфидную форму не менее 0.2% силикатного никеля). Массивы такого объема в районе имеются, но они оказываются наименее измененными.

В качестве источника серы авторами этого варианта предложено колчеданное оруденение, широко развитое в районе. Этому противоречат следующие факты: а) на участках Хихнаярви и Аннама измененные ультраосновные массивы непосредственно подстилаются и перекрываются породами с богатым колчеданным оруденением и не обнаруживают влияния последнего на степень оруденения (имеющаяся в них бедная вкрапленность принадлежит сингенетическому типу); б) колчеданное оруденение по всем характеристикам химического состава очень резко отличается от медно-никелевого, и трудно представить, что заимствование из него серы для эпигенетических руд не привело к существенному изменению химизма последних; в) результаты изучения изотопного состава серы медно-никелевых (Гриненко и др., 1967) и колчеданных руд (материалы Аллареченской ГРП), хотя и не всегда являются однозначными, все же достаточно определенно указывают на разные источники серы для них. Кроме того, возрастные соотношения медно-никелевого и колчеданного типов оруденения достоверно не установлены, и не исключено, что колчеданное является более поздним.

Таким образом, пирротинное оруденение как источник серы для эпигенетических медно-никелевых руд всерьез рассматриваться не может. Тем самым ограничиваются и возможности сульфуризации в метаморфических условиях, хотя принципиальная возможность извлечения некоторой части никеля и, возможно, кобальта из ортосиликатов гипербазитов в сульфиды и является доказанной (Куллеруд, Йодер, 1965). По-видимому, в условиях Аллареченского района этот процесс если и имел место, то играл весьма скромную роль. Косвенным подтверждением этому служит весьма противоречивое поведение основных компонентов руд в процессе амфиболитизации (гл. III).

Все это, вместе взятое, приводит нас к выводу, что определяющими факторами при формировании эпигенетических руд были: а) поступление новых порций рудоносных растворов (или расплавов) по тектоническим зонам и б) преобразование сингенетического оруденения. Первый из них играл решающую роль в образовании богатых руд, располагающихся в самих рудоконтролирующих зонах, второй — вкрапленных метасоматических руд, также тяготеющих к этим зонам. Последние на месторождениях Аллареченское и Восток являются продольными, круто или полого пересекающими рудоносные массивы в их современном залегании.

В гидротермальный этап и сингенетические, и эпигенетические руды в зонах дробления и трещиноватости подверглись изменениям, которые

выразились в дисульфидизации первичных минералов, развитии виоларита, вторичных сульфидов меди и в отдельных случаях — гидроокислов и окислов железа, карбонатов и сульфатов. Этот метаморфизм носил регрессивный характер и протекал в условиях повышенного парциального давления кислорода и, вероятно, S и CO<sub>2</sub> — об этом свидетельствует анализ диаграмм состав—парагенезис в системах Fe—Ni—Cu—S, Fe—Ni—S—O, Fe—S—O—CO<sub>2</sub> и др. (Бетехтин, 1955; Горбунов, 1968).

Если обратиться к последовательности образования сульфидов и окислов на каждом из выделенных этапов, то легко заметить следующую особенность: в процессе кристаллизации сингенетических и эпигенетических руд дважды повторяются ряды «сульфидизации» и «окисления» (Бетехтин, 1955). Так, в сингенетических рудах первым среди рудных минералов кристаллизуется титаномagnetит, затем пентландит, пирротин и халькопирит, что соответствует ряду «сульфидизации». Последующие изменения сульфидов в процессе аутометаморфизма и замещение их магнетитом относятся к ряду «окисления». В эпигенетических рудах наиболее ранним является магнетит-3, затем образуется основная группа сульфидов, т. е. снова имел место ряд «сульфидизации». Гидротермальные изменения начинаются с появления пирита и виоларита, а заканчиваются образованием гидроокислов и окислов железа — здесь в наиболее полной мере проявился ряд «окисления».

Все это свидетельствует о неоднократном изменении режима серы и кислорода в процессе формирования медно-никелевого оруденения и о многообразии физико-химических условий, в которых происходило отложение руд.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Сульфидные медно-никелевые месторождения Аллареченского района пространственно и генетически связаны с небольшими массивами перидотитов, подвергшихся интенсивной амфиболитизации в процессе регионального метаморфизма.

2. Формирование месторождений было длительным во времени и сложным из-за неоднократной смены физико-химических условий. В нем нашли свое отражение магматические процессы, явления метаморфизма в условиях амфиболитовой фации, а также позднейшие гидротермальные изменения, что значительно исказило общую картину и послужило основанием для привлечения различных генетических концепций.

3. Сульфидное оруденение представлено двумя генетическими типами. К числу сингенетических руд относятся ультраосновные породы с бедной или богатой сидеронитовой вкрапленностью сульфидов, а также мелкие жилы и шпирсы сульфидов в ультраосновных породах. Сингенетическое оруденение сформировалось при температуре 250—450° до аутометаморфической серпентинизации, в процессе которой оно подверглось изменению.

4. Эпигенетическое оруденение, имеющее наибольшую промышленную ценность, представлено сплошными, брекчиевидными и вкрапленными рудами, из которых первые и вторые приурочены к продольным тектоническим зонам и характеризуются интенсивными экзоконтактовыми преобразованиями вмещающих пород. Вкрапленные руды представлены сильно амфиболитизированными ультраосновными породами с метасоматической вкрапленностью сульфидов; как правило, они непосредственно примыкают к телам сплошных и брекчиевидных руд. В тектонических зонах оруденение распространяется далеко (до 200 м) за пределы массивов, обнаруживая довольно четкую зональность отложения. Кристаллизация сульфидов происходила в заключительный период образования кальциевых амфиболов в гипербазитах или в начальный период развития магне-

вых амфиболов при температуре 400—500° С, причем рудообразующая среда отличалась высоким содержанием летучих и некоторых петрогенных элементов. Источником серы и металлов для эпигенетического оруденения послужили сингенетические руды и новые порции рудоносных растворов.

5. В заключительный этап руды обоих типов подверглись локальным изменениям в зонах дробления, которые выразились в дисульфидизации, виоларитизации, развитии вторичных сульфидов меди иногда гидроокислов и окислов железа, карбонатов и сульфатов.

6. Необходимыми условиями образования месторождений богатых медно-никелевых руд в Аллареченском районе являются:

а) наличие массивов существенно перидотитового состава с сингенетической вкрапленностью сульфидов;

б) проявление двухстадийной амфиболизации в гипербазитах;

в) интенсивное развитие продольных тектонических зон, сопряженных во времени с амфиболизацией ультраосновных пород.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе затронут широкий круг вопросов, но не все они рассмотрены с достаточной детальностью. Основное внимание уделено петрографо-минералогической характеристике ультраосновных пород, минеральному составу и химизму руд, а строение месторождений и отдельных рудопроявлений, состав вмещающих пород и другие вопросы освещены попутно. Важнейшие итоги проведенных исследований можно сформулировать следующим образом.

1. Дана геолого-структурная характеристика сульфидных медно-никелевых месторождений и важнейших рудопроявлений района, в которой нашли отражение результаты поисково-разведочных работ и научных исследований по состоянию на 1970—1972 гг. Показаны черты сходства и различия медно-никелевых месторождений Аллареченского и Печенгского рудных полей, выдвинуто предположение о приуроченности месторождений Аллареченское и Восток к крыльям антиклинальной структуры и несоответствии их современного залегания первоначальному. Отмечено сложное строение рудных тел обоих месторождений, обусловленное сочетанием руд различных типов и развитием оруденения не только в ультраосновных породах, но и в тектонических зонах, где концентрируются наиболее богатые руды. Общей закономерностью является смена медно-никелевых руд существенно медными на периферии рудных тел и распространение оруденения за пределы ультраосновных массивов на расстояние до 200 м. Высказаны соображения о перспективности отдельных участков, оценены различные представления о структуре некоторых из них и района в целом, а также о закономерностях локализации различных типов оруденения, отмечены неясные вопросы, требующие дальнейшего изучения.

2. Разработана классификация вмещающих пород и дана краткая геолого-петрографическая характеристика выделенных разновидностей амфиболитов, гнейсов, гранито-гнейсов, гранитных пегматитов и разнообразных метасоматитов. Детально рассмотрено изменение лейкократовых пород в поздних тектонических зонах дробления с интенсивным проявлением щелочного метаморфизма.

3. Подробно охарактеризованы ультраосновные породы района на примере месторождений Аллареченское и Восток, участков Акким, Копос, Аннама, Хихнаярви и др.

а) По соотношению хризолита и бронзита в них выделены оливиниты, перидотиты и пироксениты, которые слагают как самостоятельные тела, так и сложно построенные массивы с неотчетливой дифференциацией. В зависимости от размеров и минерального состава выделено четыре группы ультраосновных массивов и рассмотрены особенности строения типичных представителей каждой из них. Промышленное оруденение связано с перидотитовыми массивами средних размеров.

б) Ультраосновные породы претерпели многократные метаморфические изменения, которые сменяют друг друга в такой последовательности: аутометаморфические (серпентинизация), регионально-метаморфические (амфиболизация и биотитизация), контактовые (около жил гранитных пегматитов), поздние гидротермальные (в зонах дробления).

Рассмотрен химизм этих явлений и показано, что наиболее интенсивные изменения происходят во время регионального метаморфизма: начало процесса характеризуется привнесом кальция и алюминия и выносом магния, но в дальнейшем поведение этих элементов меняется — привносятся магний, а кальций выносятся. В результате существенно кальциевые амфиболы ранней стадии сменяются поздними магниевыми.

в) По основным петрохимическим характеристикам ультраосновные породы района близки своим аналогам в интрузивах Печенги. Интенсивное преобразование пород в процессе метаморфизма не позволяет использовать петрохимические характеристики в качестве критериев потенциальной никеленосности интрузивов, так как под влиянием метаморфизма соотношения между многими элементами резко меняются.

г) Различие в строении ультраосновных массивов выделенных групп, степени их метаморфизма и оруденения, возможно, свидетельствует об их разновозрастности.

4. Принятая морфолого-минералогическая классификация медно-никелевых руд включает три группы, шесть типов и 12 разновидностей. Основной единицей классификации являются типы руд, для которых приводится характеристика текстурно-структурных особенностей и минерального состава, указываются признаки различия сингенетического и эпигенетического оруденения в ультраосновных породах. Основную промышленную ценность имеют эпигенетические руды, представленные сплошными, брекчиевидными и вкрапленными.

Почти все руды связаны друг с другом постепенными переходами как в нормальных разрезах (от почвы и кровли), так по падению и восставию рудных тел. Резкие контакты с рудами других типов имеют лишь сплошные и брекчиевидные руды. Оруденение в экзоконтактных и вмещающих породах не имеет самостоятельного характера и является внешним ореолом, окружающим основные рудные тела, сложенные богатыми рудами.

5. Медно-никелевые руды района являются комплексными и по содержанию главных компонентов (а также селена) не имеют себе равных на Кольском полуострове. Сплошные руды отличаются резкими колебаниями состава на коротких интервалах; в целом они на Аллареченском месторождении примерно вдвое богаче своих аналогов на месторождении Восток. Бедные вкрапленные руды Востока обладают более высоким содержанием основных полезных компонентов. Соотношение металлов друг с другом и серой в рудах промышленных групп закономерно изменяется в направлении от сплошных к бедным вкрапленным, тогда как для типов руд эта закономерность выдерживается не всегда: по многим признакам брекчиевидные руды приближаются к бедным вкрапленным или оруденелым экзоконтактным породам.

В рудах всех типов устанавливается четкая зависимость между содержанием никеля и кобальта, никеля (с кобальтом) и серы, никеля и хрома, селена и серы, селена и суммы металлов. Безникелевые колчеданные руды, широко распространенные в районе, резко отличаются от медно-никелевых не только по содержанию, но и по соотношениям основных и второстепенных компонентов, а также по отсутствию связи между ними.

6. Медно-никелевые руды района обладают повышенным содержанием пентландита и замещающего его виоларита, широким развитием цепочечных и слоистых силикатов во вкрапленных разновидностях и наличием многих редких минералов — в сплошных и брекчиевидных. В настоящее время

в рудах известно более 60 минералов, из них около 40 — сульфидов и окислов и более 20 — силикатов, карбонатов и др. Свыше 10 минералов определены и описаны для района впервые (макинавит, троилит, кубический кубанит, дигенит, паркерит, валлериит, куммингтонит, марганцовый грюнерит, жедрит, антофиллит, ильваит и др.).

а) Наиболее полно исследованы главные минералы сплошных и брекчиевидных руд, первичные и вторичные минералы ультраосновных пород (за исключением слоистых силикатов). Все они представлены несколькими генерациями, которые отличаются не только морфологическими особенностями и парагенетическими ассоциациями, но и некоторыми физическими свойствами. Для ведущих генераций и разновидности установлены количественные характеристики: определены состав, структура, оптические свойства, удельный вес, микротвердость и др. Впервые для района описание многих рудных минералов сопровождается данными измерения микротвердости и дисперсии отражательной способности.

б) Установлено закономерное изменение физических свойств и структурных особенностей пирротина, пентландита и халькопирита в направлении от бедных сингенетических руд к богатым эпигенетическим. Для пирротина характерно усложнение внутреннего строения, повышение анизотропии и микротвердости, смена гексагональной модификации моноклинной. Пентландит и халькопирит ранних генераций отличаются присутствием закономерных вростков макинавита и кубанита, которые отсутствуют в поздних. Отражательная способность и микротвердость пентландита и халькопирита увеличиваются в поздних генерациях. Весьма характерным является значительное уменьшение параметров ячейки пентландита в этом же направлении (от 10.117 до 10.019Å).

Магнетит и пирит отличаются многообразием форм проявления, причем магнетит сопровождает развитие как сингенетического, так и эпигенетического оруденения, а пирит вместе с виоларитом образуется главным образом в процессе позднего изменения руд.

в) Несомненный интерес представляет установление особенностей развития и некоторых физических свойств таких второстепенных минералов, как макинавит, валлериит, ромбический кубанит, ильваит, ортит, самородная медь, паркерит и др. Первые три из них свойственны бедным сингенетическим рудам, самородная медь и ильваит развиваются на разных стадиях преобразования этих руд, а паркерит характерен для эпигенетического оруденения; ортит развит во вмещающих породах и представляет новый (редкометалльный) тип оруденения. Состав паркерита определен с помощью микроанализатора; установление его в медно-никелевых рудах района (впервые в СССР) свидетельствует об участии висмута в формировании эпигенетических руд.

г) Первичные минералы ультраосновных пород представлены хризолитом (14—30% фаялитового компонента) и бронзитом (железистость 10—25%). Показано, что в безрудных ультраосновных массивах оба минерала обладают заметно меньшей железистостью (соответственно 14—22 и 10—18%), чем в массивах с богатым сульфидным оруденением (24—30 и 18—25%). Для обоих минералов показательно замещение амфиболами и довольно слабое — серпентинами.

д) Детальное исследование амфиболов, являющихся главными вторичными минералами в ультраосновных породах, позволило выявить две их группы — существенно кальциевые и бедные кальцием (магниевые). В первую группу входят актинолит и роговая обманка, которые возникают в стадию регионального метаморфизма; кроме того, актинолит образуется и около секущих жил гранитных пегматитов. Во вкрапленных эпигенетических рудах кальциевые амфиболы образуют тесные сростания с сульфидами и близки им по времени образования.

Во вторую группу входят куммингтонит, антофиллит и жедрит. Все они появляются в результате повторного метаморфизма ультраосновных пород в зонах смятия, на контакте с вмещающими породами, сплошными эпигенетическими рудами и жилами гранитных пегматитов. Наиболее распространенным является куммингтонит, образующий несколько генераций. Он отличается очень высокой магнезиальностью (до 80%), превышающей таковую всех известных его проявлений в других районах. Антофиллит образует тесные сростания с куммингтонитом и обладает более широкими пределами изменения состава (магнезиальность 60—85%); наибольшим развитием пользуется на контактах с жилами гранитных пегматитов, иногда встречается в эндоконтактных частях последних. Жедрит установлен только во внутренних участках пегматитовых жил. Куммингтонит и антофиллит тесно ассоциируют с сульфидами «серых» руд, но образуются в основном позже их.

е) Среди минералов вмещающих и околорудных пород полнее изучены гранат, роговая обманка, кварц, марганцовый грюнерит, апатит и турмалин.

Группа гранатов представлена двумя типами: в пегматитах они содержат более 20% спессартинового компонента, а во вмещающих и экзоконтактных породах менее 9%. Роговые обманки (чермакитового ряда) характеризуются широким диапазоном изменения состава (магнезиальность 88—28%) и повышенной железистостью в околорудных породах. Отличительной особенностью кварца является наличие зернистых и крупнокристаллических его гнезд в сплошных и брекчиевидных рудах, которые являются наиболее поздними образованиями в них. Марганцовый грюнерит установлен в экзоконтактных зонах колчеданного оруденения. Апатит развит во вмещающих, экзо- и эндоконтактных породах, в сплошных и брекчиевидных рудах. В околорудных метасоматитах и рудах апатит по составу является промежуточным в ряду гидроксил- и фторсодержащих разновидностей. Присутствие его свидетельствует об участии летучих компонентов в образовании руд.

7. Анализ парагенетических ассоциаций минералов и структурно-тектонической обстановки позволил выделить три этапа в истории формирования месторождений сульфидных медно-никелевых руд: магматический, метаморфический и гидротермальный, каждый из которых включает несколько стадий.

Сульфидное оруденение, относящееся к сингенетическому типу, сформировалось в конце магматического этапа, до автометаморфизма ультраосновных пород. Эпигенетические руды образовались в середине метаморфического этапа в результате поступления по тектоническим зонам новых порций рудоносных растворов (расплавов), а также преобразования сингенетических руд. Во времени они тесно связаны с массовой амфиболлизацией ультраосновных пород. В гидротермальный этап руды обоих генетических типов подверглись локальным изменениям в зонах дробления.

8. Отдельные результаты проведенных исследований могут быть использованы в практике геологопоисковых работ для установления генетического типа оруденения и структурного положения тех или иных участков ультраосновных массивов.

Сингенетическое оруденение характеризуется:

- а) своеобразным минеральным составом, свидетельствующим о выделении основных минералов в процессе распада твердых растворов;
- б) сидеронитовыми структурами вкрапленных руд;
- в) отсутствием экзоконтактных изменений около тел сплошных руд среди ультраосновных пород;
- г) замещением сульфидов магнетитом в процессе автометаморфизма;

д) сравнительно слабой амфиболизацией ультраосновных пород и повышенной железистостью оливина.

Для эпигенетических руд показательны:

а) присутствие многих редких минералов, в общем не характерных для медно-никелевых руд;

б) приуроченность богатых руд к продольным тектоническим зонам;

в) наличие экзоконтактовых метасоматитов около тел, сложенных богатыми рудами, а также развитие около последних экзоконтактового ореола существенно медного (борнит-халькопиритового) оруденения;

г) метасоматические и интерстициальные структуры вкрапленных руд, приуроченных к интенсивным амфиболизированным участкам ультраосновных пород;

д) отсутствие непосредственного замещения сульфидов магнетитом.

Регионально-метаморфические изменения в перидотитовых массивах, представляющих наибольший интерес в отношении никеленосности, характеризуются образованием:

а) в центральных частях — актинолита и роговой обманки с примесью флогопита и прохлорита;

б) в краевых зонах — биотит-роговообманковых сланцеватых пород, иногда с более поздним куммингтонитом;

в) в зонах смятия и на контакте со сплошными эпигенетическими рудами — биотит-антофиллит-куммингтонитовых пород, как правило, оруденелых; в случае прохождения зон смятия в телах «рудных» оливинитов или перидотитов образуются существенно куммингтонитовые породы с примесью талька, хлорита и биотита.

Качественно к метасоматическим породам в зонах смятия и на контактах со сплошными рудами весьма близки окологегматитовые образования, но они отличаются четко выраженной зональностью, резкостью контактов, незначительной мощностью и отсутствием сульфидного оруденения.

В поздних тектонических зонах дробления проявляются серпентинизация и оталькование, хлоритизация и карбонатизация, дисульфидизация и образование вторичных сульфидов меди, выпадение гидроокислов и окислов железа.

Естественно, эти различия генетических типов оруденения и структурных участков массивов носят предварительный характер и в дальнейшем подлежат уточнению, конечная цель которого — замена качественных характеристик тех или иных явлений количественными.

Рассмотрение многих вопросов, имеющих важное значение для оценки никеленосности отдельных массивов и участков района, осталось за рамками настоящей работы. Не касаясь общих геологических, структурных, петрологических и других сторон этой проблемы, отметим лишь задачи дальнейших минералого-геохимических исследований в Аллареченском никеленосном районе.

1. Слабо изучены слоистые силикаты — серпентины, слюды, хлориты и тальк, пользующиеся широким развитием в измененных ультраосновных породах. Как известно, эти минералы весьма чутки к изменению физико-химических условий, поэтому определение их состава, структуры, оптических и физических свойств может оказать существенную помощь в изучении процессов метаморфизма и рудообразования, а также при выяснении структурного положения массивов ультраосновных пород.

2. Сульфиды вкрапленных руд до сих пор имеют только качественные характеристики — их состав, структура и физические свойства не имеют количественной оценки, которая необходима для точного сопоставления различных генетических и морфологических типов оруденения.

3. Почти не исследованы жильные минералы сплошных и брекчиевидных руд, присутствие которых определяется своеобразными физико-химическими условиями формирования последних.

4. Для выработки минералогических критериев оценки промышленной никеленосности ультраосновных массивов необходимо детальное сравнительное изучение главнейших минералов (сульфидов и силикатов) из массивов с богатым эпигенетическим оруденением, с бедной сингенетической вкрапленностью сульфидов и практически безрудных. Сопоставление количественных характеристик позволит установить типоморфные минералы и минеральные ассоциации для каждой группы массивов, а также для определения периодов их преобразования.

5. Важнейшее значение имеет также всестороннее изучение колчеданного оруденения и установление его генетического соотношения с медно-никелевым.

## ПРИЛОЖЕНИЯ

Химические анализы, их пересчеты  
и физические свойства минералов

## Рудные минералы

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Компоненты:	Содержание (вес.%)												
S	38.29	39.82	39.60	39.34	39.14	39.24	39.37	38.37	38.81	38.18	38.67	39.11	38.89
Fe	56.26	58.63	58.40	56.25	56.82	57.52	56.54	57.81	59.49	58.83	60.18	58.69	60.22
Ni	0.46	1.37	1.96	0.54	3.12	2.66	1.34	3.42	2.47	2.10	2.31	0.045	0.12
Co	0.013	0.01	He опр.	0.03	0.02	0.013	0.029	0.035	0.004	0.008	0.006	0.011	0.028
Cu	0.00	He опр.	He опр.	0.01	0.10	0.36	0.00	0.00	0.000	0.04	0.000	0.000	0.000
H. o.	8.87	He опр.	He опр.	4.55	He опр.	0.16	2.96	1.04	0.49	He опр.	0.18	1.83	0.76
Сумма	99.89	99.83	99.96	100.72	99.20	99.95	100.24	100.68	101.26	99.16	101.35	99.69	100.02
Уд. вес	—	—	—	4.61	—	—	4.63	4.53	4.48	—	4.60	4.59	—
Количество компонентов на формульную единицу													
S	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Fe	0.863	0.852	0.854	0.860	0.843	0.853	0.856	0.879	0.888	0.893	0.902	0.890	0.889
Ni	0.007	0.006	0.014	0.008	0.027	0.023	0.020	0.025	0.020	0.016	0.019	0.001	0.002

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Компоненты:	Содержание (вес.%)												
S	38.25	38.41	39.01	38.58	39.84	33.42	33.51	33.72	33.46	33.38	33.26	33.28	33.19
Fe	59.02	59.60	59.34	60.55	57.54	30.33	30.24	30.95	31.11	29.93	29.99	30.61	30.55
Ni	0.17	0.12	0.13	0.114	1.57	35.42	35.15	34.74	34.85	35.88	34.27	35.02	34.59
Co	0.03	0.015	0.017	0.014	0.104	0.39	0.57	0.46	0.22	0.59	0.73	0.75	0.55
Cu	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.10	He опр.	0.04	0.01	0.00	0.01	0.04
H. o.	2.42	1.53	2.20	0.67	0.87	0.32	0.14	He опр.	He опр.	0.00	1.08	0.00	0.31
Сумма	99.91	99.70	100.70	99.95	99.94	99.90	99.71	99.91	99.68	99.79	99.33	99.67	99.23
Уд. вес	—	—	—	4.56	—	—	—	—	—	5.06	5.078	5.06	5.00



	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51
Компоненты:	Содержание (вес.%)												
S	51.12	48.56	51.97	53.54	38.26	32.64	28.55	25.72	26.82	—	—	—	—
Fe	45.73	41.64	44.64	46.75	14.02	22.95	22.72	11.30	13.01	—	—	—	—
Ni	0.39	0.32	0.11	0.01	37.42	33.35	27.21	0.05	0.08	—	—	—	—
Co	0.91	0.77	0.80	0.024	0.64	0.47	0.50	0.004	0.03	—	—	—	—
Cu	2.04	7.04	0.02	Сл.	0.02	1.04	0.64	62.58	60.18	—	—	—	—
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.30	0.22	0.36	0.72
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.04	0.01	0.47	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.85	—	0.44	0.33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	67.87	70.15	68.64	69.22
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30.51	29.75	29.70	30.05
H. o.	0.12	1.54	2.56	0.00	0.44	6.91	15.60	0.21	Не опр.	—	—	—	—
Сумма	100.31	99.87	100.10	100.32	90.80	97.36	95.22	99.94	100.12	100.05	100.19	100.61	100.94
Уд. вес	4.859	—	4.98	4.98	5.00	4.59	—	4.99	—	5.21	—	5.01	—

## Количество компонентов на формульную единицу

S	2.000	2.000	2.000	2.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	—	—	—	—
Fe	1.028	0.981	0.979	1.002	0.839	1.492	1.359	1.007	1.110	—	—	—	—
Ni	—	—	—	—	2.138	2.306	2.457	—	—	—	—	—	—
Co	0.020	0.020	0.017	0.001	0.037	0.032	0.046	—	—	—	—	—	—
Cu	—	—	—	—	—	—	—	4.920	4.547	—	—	—	—
Si	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.013	0.009	—	0.028
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.014	—
Al	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.038	—	—	0.014
Fe <sup>3+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.956	2.019	2.008	1.965
Fe <sup>2+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.984	0.960	0.958	0.976

1—13 — пирротин: 1 — (252/60.6), из жилы сплошной руды в оруденелом перидотите, м-ние Аллареченское, анал. В. А. Ингуран. Исключено (в ат. кол.): S — 0.1091 на примесь пентландита в нерастворимом остатке (Fe — 4.08, Ni — 3.54, Co — 0.06, прочие — 1.19%); 2 — из сплошной руды, м-ние Аллареченское, колл. А. Е. Алешуниной (Зак и др., 1972). Исключено на примесь пентландита (3%): S — 0.0302, Fe — 0.0170 и Ni — 0.0170%; 3 — (272/277.7), из сплошной руды, м-ние Восток, колл. А. Е. Алешуниной (Зак и др., 1972). Исключено S, Fe, Ni — как в обр. 2; 4 — (X-100/Б-8), из сплошной руды, м-ние Аллареченское, анал. В. А. Ингуран. Исключено: S — 0.0553, Co — 0.0005 — на примесь пентландита и халькопирита в нерастворимом остатке (Fe — 2.59, Ni — 1.68, Cu — 0.13, прочие — 0.15%); 5 — (58/29.2), из сплошной руды, м-ние Аллареченское, колл. Н. А. Корнилова (Горбунов, 1968). Исключено S, Fe, Ni как в обр. 2; 6 — (1172/36.8—37.2), из сплошной руды, уч. Руннийоки, анал. Г. В. Зайцевская. Исключено на примесь халькопирита и пентландита: S — 0.0437, Fe — 0.0238, Ni — 0.0181, Cu — 0.0057%; 7 — (II-130/Б), из сплошной руды, м-ние Аллареченское, анал. В. А. Ингуран. Исключено на примесь пентландита в нерастворимом остатке (Fe — 1.58, Ni — 1.38%): S — 0.0460; 8 — (484/170.0), из брекчиевидной руды, м-ние Восток, анал. А. М. Бондарева. Исключено на примесь пентландита (5%): S — 0.0535, Fe — 0.0298, Ni — 0.0298%. И еще на примесь роговой обманки в нерастворимом остатке ( $\text{SiO}_2$  — 0.74, MgO — 0.20, CuO — 0.10%): Fe — 0.0025; 9 — (353/103.1<sup>а</sup>), из брекчиевидной руды, м-ние Восток, анал. А. М. Бондарева. Исключено S, Fe, Ni как в обр. 2; 10 — (250/30.1<sup>а</sup>), из сплошной руды, м-ние Аллареченское, анал. А. М. Бондарева. Исключено S, Fe, Ni как в обр. 2; 11 — (226/42.0), из брекчиевидной руды, м-ние Восток, анал. А. М. Бондарева. Исключено S, Fe, Ni как в обр. 2; 12 — (922/56.6), из густо-вкрапленной колчеданной руды, гора Широкая, анал. В. А. Ингуран. Исключено на примесь пирита, халькопирита и пентландита в нерастворимом остатке (Fe — 1.06, Ni — 0.024, Cu — 0.01, прочие — 0.74%): S — 0.0392; 13 — (316/32.0), из брекчиевидной колчеданной руды, уч. Маун, анал. В. А. Ингуран.

14—18 — пирротин: 14 — (493/54.45), из прожилково-вкрапленной колчеданной руды, уч. Аннама, анал. В. А. Ингуран. Исключено на примесь пирита, халькопирита и пентландита в нерастворимом

остатке (Fe — 0.24, Ni — 0.015, Cu — 0.08,  $\text{SiO}_2$  — 0.53, прочие — 1.55%): S — 0.0081; 15 — (493/53.7), из прожилковой колчеданной руды, уч. Аннама, анал. В. А. Ингуран. Исключено на примесь пирита и пентландита в нерастворимом остатке (Fe — 0.35, Ni — 0.003,  $\text{SiO}_2$  — 0.41, прочие — 0.77%): S — 0.0110; 16 — (496/67.8), из вкрапленной колчеданной руды, уч. Аннама, анал. В. А. Ингуран. Исключено на примесь пирита в нерастворимом остатке (Fe — 1.30, Ni — 0.01, Co — 0.002,  $\text{SiO}_2$  — 0.14, прочие 0.75%): S — 0.0423; 17 — (189/63.6<sup>а</sup>), из гнездово-вкрапленной колчеданной руды, уч. Вешиур, анал. А. М. Бондарева; 18 — (535/30.5), из брекчиевидной колчеданной руды, уч. Аннама, анал. В. А. Ингуран.

19—26 — пентландит: 19 — (1172/36.8—37.2<sup>б</sup>), из сплошной руды уч. Руннийоки, анал. Г. В. Зайцевская; 20 — (250/30.1), из сплошной руды, м-ние Аллареченское, анал. В. А. Ингуран; 21 — из сплошной руды, м-ние Аллареченское, колл. А. Е. Алешуниной (Зак и др., 1972); 22 — (58/29.3), из сплошной руды, м-ние Аллареченское, колл. Н. А. Корнилова (Горбунов, 1968). Исключено на примесь халькопирита: S — 0.0012, Fe — 0.0006, Cu — 0.0006; 23 — (II-130/Б), из сплошной руды, м-ние Аллареченское, анал. В. А. Ингуран; 24 — (II-130/Б-8), из сплошной руды, м-ние Аллареченское, анал. В. А. Ингуран. Исключено на примесь силикатов: Fe — 0.0035; 25 — (X-100/Б-8<sup>б</sup>), из сплошной руды, м-ние Аллареченское, анал. В. А. Ингуран; 26 — (218/200.2), из сплошной руды, м-ние Восток, анал. А. М. Бондарева (содержание серы — среднее из двух определений). Исключено на примесь халькопирита: S — 0.0012, Fe — 0.0006, Cu — 0.0006.

27—28 — пентландит: 27 — (353/103.1<sup>а</sup>), из брекчиевидной руды, м-ние Восток, анал. А. М. Бондарева (содержание — среднее из двух контрольных определений); 28 — из сплошной руды, м-ние Аллареченское, колл. Г. И. Горбунова (1968).

29—38 — халькопирит: 29 — (250/30.1<sup>б</sup>), из сплошной руды, м-ние Аллареченское, анал. А. М. Бондарева. Исключено на примесь пентландита: S — 0.0009, Fe — 0.0005, Ni — 0.0005; 30 — (XVI-130/А-3), из жилы сплошной руды, м-ние Аллареченское, анал. В. А. Ингуран. Исключено на примесь пентландита и сфалерита

(в анализе 0.35% Zn): S — 0.0138, Fe — 0.0045, Ni, Co и Zn — полностью; 31 — (58/29.45), из сплошной руды, м-ние Аллареченское, колл. Н. А. Корнилова (Горбунов, 1968); 32 — из сплошной руды, м-ние Аллареченское, колл. А. Е. Алешуниной (Зак и др., 1972). В анализе 0.006% Ag; 33 — (X-100/Б-7), из брекчиевидной руды, м-ние Аллареченское, анал. В. А. Ингуран (в анализе 0.047% Zn). Исключено на примесь сфалерита и пентландита: S — 0.0086, Fe — 0.0043, Ni и Zn — полностью; 34 — (242/71.0), из брекчиевидной руды, м-ние Восток, анал. А. М. Бондарева. Исключено на примесь пентландита и биотита: S — 0.0026, Fe — 0.0094; 35 — (226/39.85—41.78), из брекчиевидной руды, м-ние Восток, колл. А. Е. Алешуниной (Зак и др., 1972); 36 — (309/33.65), из оруденелого пегматита, м-ние Восток, анал. А. М. Бондарева. Исключено на примесь пентландита: S — 0.0117, Fe — 0.0063, Ni и Co — полностью; 37 — (1172/36.8), из сплошной руды, уч. Руннийоки, анал. Г. В. Зайцевская. Исключено на примесь пентландита: S — 0.0064, Fe — 0.0036, Ni и Co — полностью; 38 — из сплошной руды, м-ние Аллареченское, колл. Г. И. Горбунова (1968). Исключено на примесь пентландита: S — 0.0034, Fe — 0.0019, Ni — полностью.

39—42 — пирит: 39 — (250/31.4<sup>a</sup>), из сплошной пиритизированной руды, м-ние Аллареченское, анал. В. А. Ингуран. Исключено на примесь пентландита и халькопирита: S — 0.0759, Fe — 0.0387, Ni и Cu — полностью; 40 — из сплошной руды, м-ние Аллареченское, колл. Г. И. Горбунова (1968). Исключено на примесь халькопирита и пентландита: S — 0.2312, Fe — 0.1162, Ni и Cu — полностью; 41 — (387/122.35), из оруденелой экзоконтактной породы, м-ние Восток, анал. А. М. Бондарева. Исключено на примесь халькопирита, миллерита и роговой обманки (по анализу нерастворимого остатка: SiO<sub>2</sub> — 1.86, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0.53, MgO — 0.05 и CaO — 0.12%): S — 0.0025, Fe — 0.0073, Ni и Cu — полностью; 42 — (922/57.1), из богатой крапленой колчеданной руды, уч. Широкая, анал. В. А. Ингуран.

43—45 — виоларит: 43 — (II-130/В-3), из прожилка в зоне смятия среди оруденелых перидотитов, м-ние Аллареченское, анал. В. А. Ингуран (в пробе примесь ретжерсита 9.80%, содержащая:

S — 1.21, NiO — 3.29, CoO — 0.03, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0.87, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0.10, MgO — 0.13, CaO — 0.17, H<sub>2</sub>O<sup>±</sup> — 4.00%). Исключено на примесь халькопирита и активолита: S — 0.006, Fe — 0.0008, Cu — полностью; 44 — (218/210.8<sup>a</sup>), из прожилка сплошной руды и измененного амфиболита, м-ние Восток, анал. А. М. Бондарева. Исключено на примесь халькопирита и роговой обманки: S — 0.0328, Fe — 0.0434, Cu — полностью; 45 — (218/210.8<sup>b</sup>), прожилок виоларита вместе с другими сульфидами и силикатами, м-ние Восток, анал. А. М. Бондарева. Исключено на примесь сульфидов, силикатов и гидроокислов железа (согласно количественно-минералогическому подсчету): S — 0.2481, Fe — 0.1406, Ni — 0.0689, Co — 0.0011, Cu — полностью.

46—47 — борнит: 46 — (X-122/А-2), из гнезда в кварцевой жиле среди амфиболита, м-ние Аллареченское, анал. В. А. Ингуран. Исключено на примесь пентландита: S — 0.0016, Fe — 0.0008, Ni и Co — полностью; 47 — (86/62.3), из оруденелой экзоконтактной породы, м-ние Аллареченское, колл. Н. А. Корнилова (Горбунов, 1968). Исключено на примесь пентландита: S — 0.0033, Fe — 0.0018, Ni и Co — полностью.

48—51 — магнетит: 48 — (250/30.1<sup>r</sup>), из сплошной руды, м-ние Аллареченское, анал. А. М. Бондарева (в анализе определены: MnO — 0.03, MgO — 0.10, CaO — 0.16%, при пересчете включены в Fe<sup>2+</sup>); 49 — из сплошной руды, м-ние Аллареченское, колл. Г. И. Горбунова (1968); в анализе определены: MnO — 0.03, MgO — 0.03% — при пересчете включены в Fe<sup>2+</sup>; 50 — (225/49.5), из оруденелого гранато-гнейса, м-ние Восток, анал. Е. А. Кульчицкая (в анализе определены: S — 0.36, SiO<sub>2</sub> — 0.36, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0.08, Na<sub>2</sub>O — 0.20, K<sub>2</sub>O — 0.08, CaO — 0.19%. При пересчете Mn и V включены в Fe<sup>2+</sup>, остальные исключены на примесь плагиоклаза. Исключено на примесь сульфидов: Fe — 0.0056, S — полностью; 51 — (411/33.0), из железистого кварцита, уч. Пуудшик, анал. К. М. Бабкина (в анализе определены: MnO — 0.00, MgO — 0.25, CaO — 0.35, при пересчете включены в Fe<sup>2+</sup>).

## Оливин и ромбический пироксен

	1	2	3	4	5	6	7	8	
Компо- ненты:	Содержание (вес.%)								
	SiO <sub>2</sub>	40.09	39.75	37.6	55.68	53.42	53.04	54.12	54.70
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.04	0.21	0.12	1.09	2.25	1.57	2.17	0.92
	TiO <sub>2</sub>	0.05	0.00	0.00	0.06	0.39	0.06	—	0.07
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.81	0.90	2.33	1.63	2.26	5.24	1.26	0.54
	FeO	13.00	14.05	23.09	9.28	13.41	10.57	14.09	13.87
	MnO	0.19	0.19	0.54	0.21	0.30	0.29	—	0.36
	MgO	44.05	44.19	35.59	30.46	25.92	28.28	27.40	28.53
	CaO	0.11	0.00	0.00	0.00	0.92	0.52	0.39	0.50
	Na <sub>2</sub> O	0.07	0.02	0.00	0.04	—	0.00	0.09	0.09
	K <sub>2</sub> O	0.08	0.007	0.00	0.10	—	0.00	0.07	0.00
	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0.64	0.24	0.41	0.72	0.35	—	0.49
	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.28	0.00	0.16	0.81	0.36	0.23	—	0.00
Сумма	100.28	99.96	99.73	99.81	99.95	100.27	99.59	100.16	
Уд. вес	—	—	—	—	—	—	—	3.398	
Ng	1.705	1.701	1.729	1.680	1.689	1.690	1.691	1.687	
Nm	—	1.684	1.710	1.676	1.686	1.685	1.688	1.183	
Np	—	1.665	1.690	1.669	1.677	1.682	1.680	1.676	
Количество компонентов на формульную единицу									
Si	1.001	1.002	1.007	1.980	1.973	1.908	1.954	1.968	
Al <sup>IV</sup>	—	—	—	0.020	0.027	0.067	0.046	0.032	
Al	0.031	0.006	0.004	0.026	0.071	0.067	0.047	0.007	
Ti	0.001	—	—	0.002	0.011	0.002	—	0.002	
Fe <sup>3+</sup>	0.015	0.017	0.026	0.044	0.015	0.142	0.025	0.015	
Fe <sup>2+</sup>	0.272	0.297	0.507	0.276	0.390	0.318	0.421	0.417	
Mg	1.640	1.660	1.421	1.614	1.427	1.517	1.475	1.530	
Mn	0.004	0.004	0.012	0.006	0.009	0.009	—	0.011	
Ca	0.003	0.001	—	—	0.036	0.020	0.015	0.019	
Na	0.006	—	—	0.007	—	—	0.009	0.006	
K	—	—	—	—	—	—	—	—	
Z	1.001	1.002	1.007	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Y	1.977	1.985	1.970	1.976	1.959	1.986	1.992	2.017	
mg, %	84.9	84.0	72.3	83.2	77.5	76.4	76.8	77.6	

1—3 — оливин (хризолит): 1 — (410/175), из безрудного оливинита, уч. Копос (Зак и др., 1972, стр. 30). Кроме того, в анализе определено: S — 0.01, NiO — 0.23, CuO — 0.002, CoO — 0.024, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0.01, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0.024, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0.21%; 2 — (350/265.0), из безрудного оливинита, уч. Копос, анал. Т. С. Романова и Ю. Н. Новикова. Количественным спектральным анализом определены: Ni — 0.22, Co — 0.017, Cu — 0.002% (в расчет не включены); из расчета исключена H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>; 3 — (93), из промышленной руды, м-ние Аллареченское, колл. Ю. В. Гончарова, анал. Ю. Н. Новикова. Исключено на примесь 1.5% магнетита: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 1.03 и FeO — 0.47%, H<sub>2</sub>O из расчета исключена.

4—8 — ромбический пироксен (бронзит): 4 — (553/98.8), из беднооруденелого пироксенита, уч. Акким, анал. Т. С. Романова и Ю. Н. Новикова. Количественным спектральным анализом определены: Ni — 0.051, Co — 0.007, Cu — 0.001%, H<sub>2</sub>O из расчета исключена; 5 — (130/59.5), из оруденелого пироксенита, уч. Хихна, анал. В. А. Ингуран. При расчете исключены: вся H<sub>2</sub>O и примесь магнетита (2.5%); 6 — (494/8.4), из безрудного сильно преобразованного пироксенита, уч. Аннама, анал. Т. С. Романова. В группу Z включен весь Al и Fe<sup>3+</sup> = 0.025; 7 — (219/15.8), из оруденелого перидотита, м-ние Восток, анал. Т. С. Романова. Исключена примесь магнетита (0.5%); 8 — (221/13.6), из мономинерального прожилка в оруденелом перидотите, м-ние Восток, анал. В. Г. Загинайченко. При расчете исключена H<sub>2</sub>O.

Кальциевые амфиболы ультраосновных пород

	1	2	3	4	5	6	7	8
Компоненты:	Содержание (вес. %)							
SiO <sub>2</sub>	55.64	55.0	54.18	54.90	53.75	53.14	52.55	52.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.04	2.87	2.72	1.59	2.71	2.81	4.85	4.03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	—	0.04	—	0.02	0.13	0.04	0.18
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.28	0.19	0.07	0.20	0.44	0.32	0.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.73	0.73	0.66	1.16	1.33	2.29	1.42	1.87
FeO	5.02	4.31	8.34	9.67	4.14	10.03	6.00	10.14
MgO	20.94	21.70	19.56	21.89	22.41	17.31	19.96	17.40
CaO	12.01	12.06	10.78	8.10	11.20	10.71	10.77	10.13
MnO	0.16	0.15	0.19	0.27	0.20	0.28	0.16	0.25
Na <sub>2</sub> O	0.35	0.28	0.18	0.22	0.12	0.59	0.82	0.76
K <sub>2</sub> O	0.14	0.11	0.08	0.05	0.02	0.17	0.62	0.18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.11	2.27	1.96	1.78	2.22	1.74	1.96	2.21
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.00	0.02	0.00	0.07	1.55	0.38	0.31	0.00
S <sub>общ.</sub>	0.11	0.00	—	0.00	—	0.21	—	—
F	0.27	0.093	—	0.15	—	0.00	—	0.19
NiO	0.104	0.088	0.08	0.128	—	0.087	0.077	0.11
CuO	0.008	0.001	0.02	0.018	—	0.122	0.00	0.00
CoO	0.008	0.005	0.00	0.007	—	0.000	0.00	0.00
Сумма	99.895	99.91	99.56	99.92	99.87	100.443	99.857	99.90
-O ≈ F, S	0.17	0.05	—	0.06	—	0.10	—	0.08
Сумма	99.725	99.86	99.56	99.86	99.87	100.30	99.857	99.82
Np	1.614	1.616	1.621	1.627	1.611	1.628	1.621	1.630
Nm	1.628	1.629	—	1.637	1.627	1.643	1.632	1.645
Ng	1.639	1.639	1.647	1.651	1.638	1.653	1.646	1.657

Количество компонентов на формульную единицу

Si	7.753	7.610	7.734	7.748	7.600	7.646	7.416	7.433
Al <sup>IV</sup>	0.247	0.390	0.266	0.252	0.400	0.354	0.584	0.567
Al <sup>VI</sup>	0.088	0.077	0.197	0.013	0.054	0.123	0.228	0.110
Cr	0.020	—	—	—	—	0.014	—	0.021
Ti	0.005	0.029	0.021	0.008	0.021	0.048	0.034	0.036
Fe <sup>3+</sup>	0.077	0.076	0.070	0.124	0.076	0.247	0.151	0.200
Fe <sup>2+</sup>	0.566	0.499	0.996	1.141	0.456	1.175	0.708	1.209
Mg <sub>Y</sub>	4.238	4.475	3.705	4.604	4.478	3.393	3.871	3.411
Mg <sub>X</sub>	0.112	—	0.457	—	0.244	0.319	0.327	0.288
Mn	0.018	0.017	0.023	0.032	0.024	0.034	0.019	0.030
Ca	1.793	1.787	1.534	1.224	1.696	1.651	1.628	1.548
Na	0.094	0.075	0.050	0.068	0.036	0.164	0.224	0.211
K	0.025	0.020	0.014	—	—	0.031	0.112	0.033
OH	1.961	2.115	1.865	1.672	2.093	1.670	1.845	2.103
F	0.119	0.049	—	0.067	—	—	—	0.086
Ni(+Cu, Co)	0.006	—	0.011	—	—	—	0.008	0.013
O	21.913	21.836	22.135	22.261	21.906	22.329	22.147	21.812

ПРИЛОЖЕНИЕ 3 (продолжение)

	1	2	3	4	5	6	7	8
Компо- ненты:								
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Y	5.000	5.156	5.000	5.890	5.085	5.000	5.000	5.000
X	2.042	1.899	2.078	1.324	2.000	2.199	2.310	2.410
mg, %	86.83	88.3	79.26	78.0	89.4	71.83	82.7	71.98

ПРИЛОЖЕНИЕ 3 (продолжение)

	9	10	11	12	13	14	15	16
Компо- ненты:	Содержание (вес.%)							
SiO <sub>2</sub>	51.78	50.92	50.92	50.25	48.23	48.03	47.31	45.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.00	6.16	7.71	7.35	9.03	7.07	8.32	11.06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	—	0.14	—	—	0.08	0.27	0.31
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.26	0.38	0.48	0.45	0.11	0.34	0.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.70	1.63	1.91	1.48	1.91	1.73	1.79	1.83
FeO	4.72	5.62	5.90	4.95	7.93	5.43	6.86	6.88
MgO	20.73	20.16	18.57	19.96	18.52	22.38	18.63	17.71
CaO	11.12	11.25	11.57	11.59	9.78	8.86	10.75	10.96
MnO	0.18	0.12	0.22	0.12	0.13	0.16	0.18	0.11
Na <sub>2</sub> O	2.15	1.03	0.55	0.79	1.63	0.41	1.79	1.74
K <sub>2</sub> O	0.11	0.21	0.22	0.14	0.21	0.15	0.38	0.34
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.74	1.97	1.91	2.29	2.19	4.25	2.00	2.30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.23	0.00	0.34	0.12	0.29	0.81	0.33	0.20
S <sub>общ.</sub>	0.00	—	—	—	—	—	—	—
F	0.12	0.00	0.04	0.14	0.00	0.34	—	—
NiO	0.08	0.05	—	0.05	—	0.006	0.09	0.06
CuO	0.00	0.00	—	0.00	—	0.002	0.00	0.05
CoO	0.00	0.00	—	0.00	—	0.005	н. сл.	0.00
Сумма	100.07	99.38	99.72	99.71	100.67	99.87	99.04	99.43
-O ≈ F, S	0.05	—	0.02	0.05	—	0.14	—	—
Сумма	100.02	99.38	99.70	99.66	100.67	99.73	99.04	99.43
Np	1.623	1.621	1.616	1.626	1.638	1.612	1.632	1.638
Nm	1.635	1.634	1.628	1.637	1.650	1.628	—	1.647
Ng	1.648	1.647	1.642	1.650	1.662	1.640	1.657	1.662

Количество компонентов на формульную единицу

Si	7.277 }	7.206 }	7.123 }	7.050 }	6.827 }	6.681 }	6.837 }	6.501 }
Al <sup>IV</sup>	0.723 }	0.794 }	0.877 }	0.950 }	1.173 }	1.158 }	1.163 }	1.499 }
Al <sup>VI</sup>	0.105 }	0.233 }	0.410 }	0.216 }	0.334 }	— }	0.254 }	0.374 }
Cr	0.012 }		0.015 }		0.041 }	0.008 }	0.031 }	0.035 }

Компоненты:	9	10	11	12	13	14	15	16
Ti	0.032	0.027	0.041	0.051	0.048	0.018	0.037	0.067
Fe <sup>3+</sup>	0.179	0.173	0.204	0.157	0.204	0.110	0.195	0.198
Fe <sup>2+</sup>	0.554	0.665	0.699	0.581	0.939	0.594	0.829	0.827
Mg <sub>y</sub>	4.109	0.356	3.631	3.939	3.434	4.640	3.644	3.487
Mg <sub>x</sub>	0.233	3.896	0.292	0.235	0.473		0.369	0.304
Mn	0.021	0.014	0.026	0.014	0.015	0.019	0.022	0.014
Ca	1.674	1.706	1.757	1.742	1.483	1.320	1.664	1.686
Na	0.586	0.282	0.152	0.214	0.447	0.137	0.502	0.485
K	0.020	0.037	0.039	0.025	0.037		0.070	0.062
ОН	1.848	1.860	1.805	2.143	2.068	3.943	1.927	2.204
F	0.053	—	0.019	0.062	—	0.150	—	—
Ni(+Cu, Co)	0.009	0.006	—	0.006	—	—	0.010	0.012
O	22.099	22.140	22.175	21.796	21.928	19.907	22.073	21.797
Z	8.000	0.000	8.000	8.000	8.000	7.857	8.000	8.000
Y	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.371	5.000	5.000
X	2.534	2.395	2.266	2.230	2.455	1.476	2.627	2.551
mg, %	85.2	83.3	80.83	84.7	77.13	86.5	79.3	78.5

1—6 — актинолит: 1 — (344/177.7), из оторочки в серпентините на контакте с гранитным пегматитом, уч. Копос, анал. Т. С. Романова. В сумму включено  $V_2O_5=0.015$ . На примесь сульфидов исключено  $FeO=0.0025$  мол. кол.; 2 — (513/617.2), асбестовидный из прожилка в оруденелом перидотите, м-ние Восток, анал. А. В. Мокрецова. Уд. вес — 3.04, [ОН] рассчитано по сумме  $H_2O^+$ ,  $H_2O^-$  и п. п. п.; 3 — (65/42.1), асбестовидный из прожилка в перидотите, м-ние Восток, анал. Т. С. Романова.  $P_2O_5=0.58\%$ , при расчете исключено на примесь апатита 0.0133 мол. кол.  $CaO$ ; 4 — (XIV-120/10<sup>6</sup>), субкальциевый, асбестовидный из брекчиевидной руды, м-ние Аллареченское, анал. Г. В. Петренко.  $NiO$ ,  $CuO$ ,  $CoO$  определены полуквантитативным спектральным анализом; 5 — (222/15.0), из центральной зоны слабооруденелого перидотита, м-ние Восток, анал. Ю. Н. Новикова. Из расчета исключено 0.62%  $Fe_2O_3$  и 0.28%  $FeO$  на примесь магнетита; 6 — (222/50.0), из биотит-амфиболовой оруденелой породы на контакте с полевошпатовым амфиболитом, анал. В. А. Ингуран. Исключено на примесь сульфидов 0.0037 мол. кол.  $FeO$ .

7—9 — актинолитовая роговая обманка: 7 — (493/43.0), из мономинеральной амфиболовой породы на контакте с гнейсом, уч. Аннама, анал. В. А. Ингуран.  $Cr$  включен в мол. кол.  $Al_2O_3$ ; 8 — (219/17.3), из биотит-амфиболовой оруденелой эндороды на контакте с амфиболитом, м-ние Восток, анал. Т. С. Романова; 9 — (1152/21.0), из хлорит-амфиболовой породы, образованной по безрудному оливиниту, уч. Руннийоки, анал. Т. С. Романова. [ОН] рассчитано по сумме  $H_2O^+$  и  $H_2O^-$ .

10—13 — магнезио-роговая обманка: 10 — (219/14.4), из центральной зоны оруденелого перидотита, м-ние Восток, анал. Т. С. Романова; 11 — (216/100.6), из центральной зоны оливинсодержащего пироксенита, м-ние Восток, анал. Ю. Н. Новикова; 12 — (493/32.0), из центральной зоны оруденелого метаперидотита, уч. Аннама, анал. Т. С. Романова; 13 — (302/395.0), из слабооруденелого пироксенита, м-ние Восток, анал. Ю. Н. Новикова. Спектральным анализом обнаружено:  $Ni - 0.1$ ,  $Co - 0.01$  и  $Cu - 0.005\%$ .

14 — (65/30.1), гидро-субкальциевая магнезио-роговая обманка из центральной части оруденелого перидотита, м-ние Восток, анал. Ю. Н. Новикова и Т. С. Романова.  $H_2O^+$  определялось дважды,  $NiO$ ,  $CuO$  и  $CoO$  определены количественным спектральным анализом; на примесь магнетита исключено (вес.%)  $Fe_2O_3 - 0.68$  и  $FeO - 0.32$ .

15, 16 — магнезио-роговая обманка: 15 — (1176/52.5), из богатооруденелого перидотита, уч. Руннийоки, анал. Т. С. Романова; 16 — (494/8.4), из безрудного пироксенита, уч. Аннама, анал. Т. С. Романова.

## Куммингтонит-грюнерит

Компо- ненты:	1	2	3	4	5	6	7	8
	Содержание (вес. %)							
SiO <sub>2</sub>	52.40	55.73	56.16	56.30	55.55	55.64	55.12	50.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.25	0.77	0.20	0.21	0.75	0.79	1.22	0.54
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.11	0.08	0.06	0.06	0.11	0.29	0.21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.19	1.36	1.03	1.42	0.19	1.21	1.63	0.71
FeO	12.28	14.24	15.39	15.08	16.36	17.10	16.42	35.79
MnO	0.28	0.29	0.20	0.43	0.34	0.41	0.42	5.34
MgO	24.44	23.28	23.07	22.84	22.38	21.28	21.06	3.94
CaO	2.06	1.17	1.96	1.19	0.57	1.72	1.99	0.76
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.10	0.07	0.09	0.18	0.10	0.15	0.13
K <sub>2</sub> O	0.06	0.25	0.06	0.03	0.026	0.02	0.02	0.00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.34	1.99	1.46	1.81	2.15	1.90	2.18	1.71
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.34	0.00	0.10	0.55	0.41	0.05	0.22	0.20
S <sub>общ.</sub>	1.85	0.84	0.00	—	—	—	—	0.04
F	—	0.17	0.37	0.14	1.42	—	0.07	0.00
Ni	0.294	—	0.0326	—	0.1664	0.2509	0.0243	—
Cu	0.10	—	—	—	—	—	0.0051	—
Co	0.013	—	0.0119	—	0.0119	0.0166	0.0089	—
Сумма —O≈F, S	100.12 0.92	100.30 0.49	100.195 0.16	100.15 0.05	100.564 0.60	100.60 —	100.848 0.03	100.32 0.025
Сумма	99.20	99.81	100.035	100.10	99.964	100.60	100.818	100.295
Np	1.621	1.625	1.629	1.628	1.628	1.632	1.633	1.676
Nm	1.631	1.635	1.639	1.640	1.639	1.642	1.642	1.696
Ng	1.646	1.649	1.655	1.652	1.654	1.659	1.661	1.715
Количество компонентов на формульную единицу								
Si	7.723	7.983	7.966	7.979	7.939	7.916	7.789	8.030
Al <sup>IV</sup>	0.218	0.017	0.034	0.021	0.061	0.084	0.204	—
Al <sup>VI</sup>	—	0.114	—	0.015	0.065	0.048	—	0.104
Ti	0.020	0.012	0.008	0.007	0.007	0.012	0.031	0.025
Fe <sup>3+</sup>	0.243	0.072	0.109	0.152	0.021	0.130	0.173	0.086
Fe <sup>2+</sup>	1.083	1.493	1.825	1.787	1.955	2.009	1.940	4.855
Mg	5.369	4.970	4.877	4.825	4.768	4.513	4.436	9.955
Mn	0.035	0.035	0.024	0.052	0.041	0.050	0.050	0.736
Ca	0.325	0.180	0.297	0.181	0.088	0.262	0.301	0.113
Na (+K)	0.021	0.074	0.029	0.029	0.055	0.031	0.044	0.041
OH	2.301	1.902	1.380	1.712	2.049	1.804	2.055	1.854
F	—	0.077	0.166	0.063	0.641	—	0.036	—
Ni(+Cu, Co)	—	—	0.005	—	0.020	—	0.003	—
Z	7.961	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.030
Y	6.695	6.661	6.824	6.786	6.836	6.712	6.576	6.025
A	0.381	0.289	0.350	0.262	0.184	0.343	0.395	0.890
mg	79.79	75.64	71.35	70.78	70.26	67.00	67.21	14.39

1—5 — магнезио-куммингтонит: 1—(250/55.0), из центральной части тела «рудных» оливинитов, м-ние Аллареченское, анал. Т. С. Романова. Из расчета на примесь сульфидов исключено 0.0486 мол. кол. FeO; 2—(XIV-122), из биотит-куммингтонитового сланца, с промышленным оруденением, м-ние Аллареченское, анал. Т. С. Романова. Из расчета исключено на примесь сульфидов и магнетита Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0.0043 и FeO=0.0247 мол. кол.; 3—(496/41.2), из безрудного биотит-куммингтонитового сланца, уч. Аннама, анал. О. А. Фетисова; 4—(454/79.3), из оруденелого биотит-куммингтонитового сланца, м-ние Восток, анал. Ю. Н. Новикова; 5—(II-120/1<sup>a</sup>), из антофиллитового обособления, м-ние Аллареченское, анал. Ю. Н. Новикова.

6, 7 — куммингтонит: 6—(300/298), из оруденелого биотит-куммингтонитового сланца, м-ние Восток, анал. Т. С. Романова. На примесь сульфидов исключено 0.22 вес. % FeO; 7—(655/388.8), из куммингтонитового обособления в аплите на контакте с перидотитом, уч. Акким, анал. Е. А. Кульчицкая. С=0.02%.

8—(189/55.4), даннеморит (Mn-грюнерит), из кварц-гранат-грюнеритовой породы с пирротинным оруденением, уч. Вешяур, анал. Т. С. Романова. Исключено на примесь кварца, сульфидов и апатита (мол. кол.): SiO<sub>2</sub> — 0.026, FeO — 0.0012 и CaO — 0.002.

## Антофиллит-жедрит

	1	2	3	4	5
Компоненты:	Содержание (вес. %)				
SiO <sub>2</sub>	56.74	56.54	55.68	54.02	46.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.15	0.78	0.72	3.61	9.88
TiO <sub>2</sub>	Сл.	0.038	0.00	0.15	1.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.47	0.70	1.16	0.97	1.78
FeO	12.90	13.31	16.37	16.06	21.94
MnO	0.49	0.40	0.37	0.52	0.61
MgO	24.67	24.66	22.24	21.77	14.48
CaO	2.27	0.65	0.90	0.00	0.50
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.04	0.03	0.63	1.24
K <sub>2</sub> O	0.05	0.04	0.018	0.095	0.11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.87	1.73	2.76	1.57	1.67
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.00	0.72	0.27	0.60	0.04
F	0.14	0.00	0.20	0.00	—
Сумма	99.85	99.73	100.864	99.99	100.42
—O=F	0.06	—	0.08	—	—
Сумма	99.79	99.73	100.784	99.99	100.42
Np	1.623	1.627	1.633	—	1.665
Nm	1.632	1.637	1.640	—	1.671
Ng	1.644	1.647	1.652	1.660	1.684

## Количество компонентов на формульную единицу

Si	7.949	7.973	7.781	7.719	6.900
Al <sup>IV</sup>	0.025	0.027	0.119	0.281	1.100
Al	—	0.102	—	0.327	0.613
Ti	—	0.04	—	0.016	0.140
Fe <sup>3+</sup>	0.049	0.074	0.123	0.105	0.196
Fe <sup>2+</sup>	1.512	1.569	1.913	1.919	2.700
Mg	5.152	5.183	4.632	4.636	3.175
Mn	0.058	0.047	0.044	0.063	0.076
Ca	0.341	0.098	0.134	—	0.079
Na (+K)	0.008	0.019	0.012	0.192	0.375
OH	1.748	1.627	2.573	1.495	1.678
F	0.062	—	0.088	—	—
Z	7.974	8.000	7.900	8.000	8.000
Y	7.132	7.110	6.858	7.258	7.354
mg	76.10	75.40	69.02	69.00	51.65

1—4 — антофиллит: 1 — (350/191.5), из мономинерального прожилка в оливините, уч. Копос, анал. Ю. Н. Новикова. Кроме того, в анализе определено Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—0.10 вес.%; 2—(655/391.4), из безрудного биотит-антофиллитового сланца на контакте с гранитным пегматитом, уч. Акким, анал. Ю. Н. Новикова. Кроме того, в анализе определено Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—0.12 вес.%; 3 — (П-120/1<sup>а</sup>), асбестовидный, из антофиллитового обособления в бедной руде, м-ние Аллареченское, анал. О. А. Фетисова; 4 — (655/362.0), из аплита вблизи контакта с перидотитом, уч. Акким, анал. Ю. Н. Новикова;

5 — (655/360.7), жедрит из центральной части жилы аплита, уч. Акким, анал. Е. А. Кульчицкая.

Слюды и хлорит

Компо- ненты:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Содержание (вес.%)									
SiO <sub>2</sub>	40.31	38.30	37.20	36.63	34.80	32.54	34.00	46.85	45.67	29.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.12	14.38	14.53	16.61	16.40	15.99	20.85	35.53	32.81	18.56
TiO <sub>2</sub>	0.73	2.08	2.27	1.80	2.32	1.53	3.40	0.20	0.98	0.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.59	1.57	2.43	0.78	2.21	3.47	1.91	0.75	2.64	1.34
FeO	5.35	13.86	15.95	16.90	22.86	27.95	11.92	0.36	0.78	6.13
MnO	Сл.	0.02	0.10	0.07	0.15	0.21	—	—	—	0.01
MgO	23.83	16.49	14.32	14.35	8.58	5.38	14.22	1.41	1.23	30.04
CaO	0.00	0.44	0.12	0.04	0.21	Сл.	—	0.18	0.10	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.79	0.47	0.40	1.08	0.28	0.07	0.27	0.85	0.52	0.01
K <sub>2</sub> O	8.95	9.16	9.08	7.47	8.74	8.64	9.60	9.54	10.38	0.006
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.37	0.85	1.20	3.01	2.86	4.30	0.63	1.60	0.44	12.63
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.25	0.00	0.00	0.71	0.02	0.10	—	0.05	0.08	0.45
Rb <sub>2</sub> O	0.00	0.06	0.06	—	—	0.048	—	—	—	—
Li <sub>2</sub> O	—	0.04	0.05	—	—	0.028	—	0.007	0.014	—
П. п. п.	—	2.05	2.65	—	—	—	2.37	2.97	4.16	—
F	1.93	0.09	0.029	0.14	0.16	0.22	—	0.11	—	—
Сумма	101.22	99.87	100.65	99.68	99.61	100.47	99.17	100.42	100.34	—
—O=F	0.81	0.04	0.10	0.07	0.07	0.09	—	0.04	—	—
Сумма	100.41	99.83	100.55	99.61	99.54	100.38	99.17	100.38	100.34	—
Уд. вес	—	2.98	3.02	3.082	—	—	—	—	2.859	—
Np	1.560	1.575	1.580	—	1.591	1.604	—	1.590	—	1.590
Ng	1.605	1.630	1.637	—	1.655	1.662	—	1.601	—	1.598

Количество компонентов на формульную единицу

Si	5.734	5.779	5.610	5.471	2.694	5.247	5.078	6.152	6.114	2.87
Al <sup>IV</sup>	2.226	2.221	2.390	2.529	1.171	2.753	2.922	1.848	1.886	1.13
Al <sup>VI</sup>	0.102	0.321	0.193	0.395	0.315	0.285	0.748	3.654	3.299	1.00
Ti	0.078	0.234	0.257	0.202	—	0.185	0.382	0.020	0.099	0.01
Li	—	0.023	0.031	—	—	0.017	—	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	0.133	0.177	0.275	0.088	0.121	0.421	0.215	0.074	0.265	0.11
Fe <sup>2+</sup>	0.618	1.741	2.012	2.120	1.473	3.769	1.489	0.039	0.087	0.44
Mg	5.053	3.687	3.219	3.195	0.994	1.294	3.166	0.276	0.245	4.35
Mn	—	—	0.013	—	0.009	0.029	—	0.000	—	—
Ca	—	0.035	0.019	0.006	0.014	—	—	0.025	0.014	—
Na	0.217	0.137	0.116	0.312	0.037	—	0.079	0.216	0.135	—
K	1.624	1.758	1.753	1.423	0.845	1.804	1.829	1.598	1.773	—
OH	3.198	2.902	3.393	2.999	1.472	4.625	2.990	4.045	4.107	—
F	0.868	0.042	0.139	0.066	0.037	0.112	—	0.046	—	—
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	4.000	8.000	8.000	8.000	8.000	4.000
Y	5.984	6.183	6.000	6.000	2.912	6.000	6.000	4.063	4.017	4.79
X	1.841	1.930	1.888	1.741	0.896	1.804	1.908	1.839	1.940	1.16
Mg : Fe	6.73	1.92	1.41	1.45	0.62	0.31	1.86	2.43	0.70	88.7

1—2 — флогопит: 1— (99/46.4), из центральной части тела метаперидотитов с богатым оруденением, м-ние Аллареченское, анал. Ю. Н. Новикова. При расчете исключено на примесь магнетита 0.0022 мол. кол. FeO; 2 — (247/245.2), из оруденелой амфибол-флогопитовой эндоконтактной породы, м-ние Восток, анал. Т. С. Романова;

3—7 — биотит: 3 — (247/246.9), из экзоконтактной амфибол-биотитовой породы, м-ние Восток, анал. Т. С. Романова. Расчет произведен на 14 катионов; 4 — (90/50.5), из оруденелой амфибол-биотитовой экзоконтактной породы, м-ние Аллареченское, анал. Е. И. Успенская (Корнилов, 1962). Кроме того, в анализе определено Cl=0.09 вес.%; анализ рассчитан на 14 катионов; 5 — (215в), из оруденелой кварц-биотит-гранатовой породы, м-ние Аллареченское (Гончаров, Макарова, 1970); 6 — (X-100/A-7), из оруденелого слюдита на контакте с халькопиритовой жилой, м-ние Аллареченское, анал. Е. А. Кульчицкая. Анализ рассчитан на 14 катионов, K вместе с Rb; 7 — (52/64.5=65.5), из гнейса с пирротинным оруденением, уч. Хихна, колл. А. Е. Алешуниной (Зак и др., 1972);

8—9 — мусковит: 8 — (217/302.6), из двуслюдяного гнейса, м-ние Аллареченское, анал. А. В. Мокрецова. При расчете Li включен в Al; 9 — (469/330.0), из мусковитного прожилка на контакте пегматита и амфиболита, м-ние Восток, анал. К. М. Бабкина. При расчете Li включен в Al, Sr=0.022 включен в группу Y, Ba=0.018 включен в группу X;

10 — (250/55.0) — прохлорит из «рудного» оливинита, м-ние Аллареченское, анал. Т. С. Романова. Кроме того, в анализе Sr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0.49%; анализ рассчитан на 14 (O) по безводному веществу.

Кальциевые амфиболы вмещающих пород

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Компоненты:	Содержание (вес. %)										
SiO <sub>2</sub>	42.51	42.25	42.96	39.70	40.39	50.44	43.94	52.48	46.42	45.21	49.58
TiO <sub>2</sub>	1.42	2.68	0.91	1.21	1.32	0.47	3.71	0.20	0.63	0.37	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.96	11.16	11.41	14.70	10.82	5.88	8.28	4.39	11.32	10.11	6.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.45	3.22	4.33	7.54	8.34	2.56	3.82	1.92	1.92	3.72	1.73
FeO	14.26	17.79	14.71	13.82	15.22	7.99	13.81	9.26	13.01	15.12	11.62
MnO	0.32	0.30	0.34	0.37	0.35	0.19	0.21	0.27	0.26	0.50	0.23
MgO	8.82	7.70	9.31	7.50	8.23	16.29	11.52	17.31	10.72	10.53	14.85
CaO	11.60	10.50	11.33	11.4	10.34	12.46	10.77	10.96	10.35	10.18	10.80
Na <sub>2</sub> O	1.38	1.57	1.26	1.48	1.40	1.03	1.59	0.89	1.55	1.62	1.28
K <sub>2</sub> O	1.14	0.63	0.69	1.17	1.91	0.09	0.54	0.21	0.18	0.36	0.25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.05	0.20	0.40	0.10	0.08	0.00	0.10	0.15	1.02	0.17	0.15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.83	2.11	1.88	1.17	1.53	2.53	0.72	1.69	2.48	1.89	1.42
F	0.23	0.08	0.06	—	—	0.10	0.29	—	0.09	—	2.88
Сумма	99.97	100.36	99.63	100.20	100.04	100.09	99.95	99.73	100.00	100.01	101.64
—O=S (F, Cl)	0.10	0.03	0.02	0.01	0.06	0.05	0.17		0.05	0.01	1.21
Сумма	99.87	100.33	99.61	100.19	99.98	100.04	99.78	99.73	99.95	100.00	100.43
Уд. вес	3.259	—	—	3.330	3.277	—	3.295	3.120	3.145	3.25	—
Np	1.662	1.667	1.650	1.679	—	1.635	—	1.625	1.646	1.653	1.640
Nm	1.676	1.683	1.664	1.695	—	1.648	—	1.640	1.661	1.668	1.654
Ng	1.686	1.694	1.671	1.703	—	1.656	—	1.651	1.673	1.675	1.662

Компоненты:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Количество компонентов на формульную единицу										
Si	6.390	6.445	6.484	6.055	6.252	7.224	6.966	7.527	6.785	6.762	7.113
Al <sup>IV</sup>	1.610	1.555	1.516	1.945	1.748	0.776	1.034	0.473	1.215	1.238	0.887
Al <sup>VI</sup>	0.509	0.454	0.514	0.698	0.226	0.217	0.513	0.268	0.735	0.545	0.130
Ti	1.161	0.232	0.103	0.138	0.153	0.051	0.204	0.022	0.069	0.041	0.090
Fe <sup>3+</sup>	0.504	0.370	0.492	0.865	0.971	0.275	0.341	0.207	0.211	0.419	0.186
Fe <sup>2+</sup>	1.793	2.194	1.856	1.758	1.923	0.957	1.612	1.111	1.590	1.882	1.394
Mg	1.976	1.750	2.095	1.705	1.899	3.477	2.722	3.701	2.335	2.347	3.176
Mn	0.041	0.038	0.044	0.048	0.046	0.023	0.029	0.033	0.032	0.063	0.028
Ca	1.868	1.706	1.832	1.860	1.715	1.912	1.714	1.684	1.621	1.590	1.660
Na	0.403	0.464	0.368	0.438	0.420	0.286	0.488	0.248	0.472	0.469	0.355
K	0.219	0.123	0.132	0.227	0.378	0.017	0.109	0.038	—	0.068	0.045
OH	1.835	2.146	1.894	1.292	1.579	2.416	0.867	1.617	2.417	1.885	1.358
F	0.116	0.038	0.029	—	—	0.046	0.146	—	0.054	—	1.307
O	—	21.815	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
V	4.984	5.004	5.065	5.212	5.218	5.000	5.392	5.309	4.972	5.297	5.004
X	2.490	2.331	2.376	2.525	2.513	2.215	2.340	2.003	2.093	2.127	2.060
mg, %	45.81	40.21	46.79	38.75	39.25	73.47	57.88	73.26	56.01	49.82	66.39

1—3 — ферро-чермакитовая роговая обманка: 1 — (321/54.5), из полевошпатового амфиболита, м-ние Восток, анал. А. В. Мокрецова. Кроме того, в анализе определено Cl=0.029%; 2 — (493/74.0), из полевошпатового амфиболита, уч. Аннама, анал. К. М. Бабкина. Кроме того, в анализе определено: Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0.03, CO<sub>2</sub>=0.05, Cl=0.00, NiO=0.013, CuO=0.004, Co=0.009%; при расчете исключено на примесь ильменита и кальцита (мол. кол.); TiO<sub>2</sub> — 0.0082, FeO — 0.0082 и CaO — 0.0011; 3 — (1168/149.0), из маломощного прослоя полевошпатового амфиболита в мигматитной толще, уч. Руннийоки, анал. Т. С. Романова. Кроме того, в анализе определено CuO=0.04%;

4—5 — ферро-чермакит (или магнезиальный гастингсит): 4 — (273/111.4), из роговообманкового амфиболита, м-ние Восток, анал. Е. А. Кульчицкая. Кроме того, определено: S=0.02 вес.%; 5 — (469/179.2), из роговообманкового амфиболита, м-ние Восток, анал. К. М. Бабкина. Кроме того, определено: S=0.11 вес.%; при расчете исключено на примесь пирита и халькопирита 0.005 мол. кол. FeO;

6—7, 9, 11 — магнезио-роговая обманка: 6 — (594/620.2), из полевошпатового амфиболита на контакте с пегматитом, уч. Акким, анал. Е. А. Кульчицкая. Кроме того, определено: Cl=0.055 вес.%; 7 — (578/74.0), из сфен-ильменитового амфиболита, уч. Алксоайв, анал. К. М. Бабкина. Из расчета исключено на примесь апатита, ильменита и пирита (мол. кол.): CaO — 0.012, TiO<sub>2</sub> — 0.025, FeO — 0.04, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0.060; 9 — (110/23.6), из амфиболовой экзоконтактной породы, м-ние Аллареченское (Корнилова, 1961). В анализе определено: Cl = 0.05%; 11 — (240/232.7), из биотит-амфиболовой экзоконтактной породы, м-ние Восток, анал. Е. И. Успенская;

8 — (247/310.8), актинолит из полевошпатового амфиболита, м-ние Восток, анал. Т. С. Романова;

10 — (218/201.0), ферро-роговая обманка из экзоконтактной гранат-амфиболовой породы, м-ние Восток, анал. Е. И. Успенская. При пересчете исключено на примесь сульфидов и апатита (мол. кол.): FeO — 0.0009 и CaO — 0.0046.

## Моноклинный пироксен

	1	2	3	4
Компоненты:	Содержание (вес. %)			
SiO <sub>2</sub>	52.24	52.00	53.12	53.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.33	1.49	1.22	0.39
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.14	0.18	0.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.24	1.43	1.10	0.69
FeO	7.95	6.27	6.11	2.37
MnO	0.25	0.24	0.18	0.18
MgO	13.17	13.54	13.47	17.66
CaO	23.52	24.00	23.80	23.68
Na <sub>2</sub> O	0.42	0.48	0.63	0.14
K <sub>2</sub> O	0.04	0.06	0.04	0.06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.02	0.04	0.10	0.20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.38	0.56	0.12	0.36
F <sup>-</sup>	—	0.22	0.06	0.09
Сумма	99.74	100.47	100.47	100.59
—O=S (F, Cl)	—	0.09	0.08	0.04
Сумма	—	100.38	100.39	100.55
Уд. вес	3.367	3.310	—	—
Np	1.684	1.680	—	1.672
Nm	1.690	1.694	—	1.681
Ng	1.714	1.710	—	1.702

## Количество компонентов на формульную единицу

Si	1.965	1.942	1.976	1.995
Al <sup>IV</sup>	0.035	0.058	0.030	0.012
Al	0.024	0.008	0.024	0.005
Ti	0.005	0.004	0.004	0.001
Fe <sup>3+</sup>	0.007	0.040	0.031	0.019
Fe <sup>2+</sup>	0.250	0.196	0.182	0.074
Mg	0.739	0.754	0.747	0.952
Mn	0.008	0.008	0.006	0.006
Ca	0.948	0.960	0.948	0.916
Na	0.032	0.037	0.047	0.012
OH	0.095	0.140	—	—
F	—	—	0.027	—
Mg	37.86	38.51	39.03	49.13
Fe	13.58	12.46	11.44	3.59
Ca	48.56	49.03	49.53	47.28

1—3 — салит: 1 — (221/103.4), из пироксен-полевошпатового амфиболита, м-ние Восток, анал. В. Г. Загинайченко; 2 — (239/8.3), из мономинерального пироксенового скарна, уч. Вешаур, анал. Е. А. Кульчицкая; 3 — (1264/70.5), из эндоконтактной породы тела гипербазитов, уч. Руннийоки, анал. Е. А. Кульчицкая. Кроме того, определено (вес. %): P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0.01, S<sub>общ</sub> — 0.13, Ni — 0.05, Cu — 0.002, Co — 0.005; из расчета исключены: H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>, F, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; и на примесь сульфидов 0.0035 мол. кол. FeO;

4 — (1264/69.8), диопсид из друзы вблизи эндоконтакта ультраосновной породы уч. Руннийоки, анал. Т. С. Романова. Кроме того, определено: CO<sub>2</sub> — 1.03%; из расчета исключены: H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, F полностью, а на примесь доломита и магнетита (мол. кол.): MgO — 0.117, CaO — 0.117, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0.0043, FeO — 0.0043.

## Гранат

	1	2	3	4	5	6	7
Компоненты:	Содержание (вес. %)						
SiO <sub>2</sub>	41.85	38.86	39.16	39.48	36.90	38.55	37.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.10	20.47	20.34	20.39	19.86	20.94	20.46
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.11	0.11	0.23	0.02	0.07	0.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.58	1.71	1.80	1.70	3.42	1.37	1.92
FeO	24.89	27.72	29.86	27.09	25.04	26.11	30.53
MnO	1.38	0.74	0.53	0.93	9.74	3.83	1.78
MgO	4.55	1.43	1.94	1.38	0.76	2.51	0.57
CaO	5.48	9.42	5.68	8.58	3.70	6.27	6.57
Na <sub>2</sub> O	0.22	0.11	0.13	0.15	—	—	0.10
K <sub>2</sub> O	0.28	0.08	0.25	0.17	—	—	0.15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.00	0.00	0.12	0.10	0.10	0.12	0.07
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.34	0.00	0.37	0.39	0.33	0.38	0.24
Сумма	99.95	—	—	—	100.58	—	—
—O=F (Cl)	0.06	—	—	—	0.01	—	—
Сумма	99.89	100.65	100.29	100.59	100.57	100.15	100.41
N	1.785	—	1.802	1.798	1.816	1.787	1.808

## Количество компонентов на формульную единицу

Si	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
+SiO <sub>2</sub>	+0.536	+0.137	+0.225	+0.091	—	+0.116	+0.094
Al	2.001	1.948	1.975	1.933	1.903	1.995	1.967
Ti	0.008	0.007	0.007	0.015	0.001	0.004	0.005
Fe <sup>+3</sup>		0.045	0.018	0.052	0.096	0.001	0.028
Fe <sup>+3</sup>	0.037	0.059	0.094	0.055	0.113	0.083	0.090
Mg	0.573	0.172	0.237	0.170	0.092	0.303	0.069
Fe <sup>+2</sup>	1.759	1.871	2.057	1.905	1.702	1.765	2.082
Mn	0.099	0.050	0.037	0.066	0.671	0.262	0.123
Ca	0.496	0.815	0.501	0.769	0.322	0.543	0.574
Na (+K)	—	—	0.046	—	0.028	—	0.032

## Миналы

Альмандин	60.3	64.6	71.9	65.7	61.0	61.9	72.7
Гроссуляр	16.6	24.7	17.1	22.4	5.9	17.9	18.6
Пироп	19.2	5.8	8.0	5.7	3.1	10.2	2.3
Спессартин	3.3	1.7	1.2	2.2	23.5	8.8	4.1
Андрадит	—	2.5	1.3	3.3	5.0	0.3	1.7
Остаток	0.6	0.7	0.5	0.7	1.5	0.9	0.6

1—7 — альмандин: 1 — (302/87.6), из полевошпатового амфиболита, м-ние Восток, анал. Ю. Н. Новикова. В анализе определено F=0.015 вес.%; 2 — (500/60.0), из полевошпатового амфиболита, уч. Аннама, анал. Т. С. Романова; 3 — (499/155.8), из биотитового гнейса, уч. Аннама, анал. Т. С. Романова; 4 — (611/116.0), из гранат-биотитового гнейса, м-ние Восток, анал. Т. С. Романова; из расчета исключено на примесь кварца и плагиоклаза (мол. кол.): K<sub>2</sub>O — 0.0018, Na<sub>2</sub>O — 0.0024, CaO — 0.0008, MgO — 0.0005, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0.0086, SiO<sub>2</sub> — 0.0451; 5 — (420/188.7), из пегматита, м-ние Восток, анал. Е. А. Кульчицкая. Кроме того, в анализе определено: F — 0.024, Cl — 0.033, TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0.58, Zn — 0.07%; 6 — (218/201.0), из экзоконтактной гранат-амфиболовой породы, м-ние Восток, анал. Т. С. Романова; 7 — (40/38.4), из экзоконтактной гранат-амфиболовой породы, м-ние Аллареченское, анал. Т. С. Романова.

## Апатит, турмалин, сфен, эпидот, ортит

	1	2	3	4	5	6
Компоненты:	Содержание (вес. %)					
SiO <sub>2</sub>	0.06	39.88	29.95	38.81	38.42	30.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	27.52	3.74	24.43	24.99	14.19
TiO <sub>2</sub>	—	0.60	37.47	0.26	0.45	2.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	2.23	0.54	10.73	9.64	1.00
FeO	—	5.27	0.35	0.43	0.46	8.35
MnO	0.02	0.03	0.11	0.09	0.07	0.53
MgO	0.19	7.80	0.17	0.15	0.12	0.60
CaO	55.42	1.36	27.06	22.69	23.02	11.23
SrO	0.25	0.08	—	0.11	0.48	0.17
Na <sub>2</sub> O	0.012	1.42	—	0.13	0.026	—
K <sub>2</sub> O	0.06	1.56	—	0.13	0.024	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.15	0.40	0.12	0.12	0.09	1.19
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.35	—	0.29	1.87	2.27	5.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	42.14	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	0.72	—	—	—	0.06	—
F	0.93	1.07	—	0.19	0.05	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	8.55	—	—	—	—
ΣTR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.15	—	—	—	—	17.72
Сумма	101.02	101.0	99.91	100.17	100.26	99.29
—O≈F	0.45	0.44	—	0.09	0.02	—
Сумма	100.57	100.56	99.91	100.08	100.24	99.29
Np	1.642	1.627	—	—	—	—
Nm	—	—	—	—	—	—
Ng	1.648	1.653	—	—	—	—

## Количество компонентов на формульную единицу

Si	—	6.645	3.883	3.056	3.011	2.742
Al <sup>IV</sup>	—	—	0.117	—	—	0.258
Al	—	5.405	0.455	2.267	2.308	1.366
Ti	—	0.075	3.653	0.015	0.026	0.167
Fe <sup>3+</sup>	0.016	0.282	0.062	0.636	0.574	0.074
Fe <sup>2+</sup>	—	0.735	0.038	0.028	0.030	0.678
Mn	0.003	0.004	0.012	0.006	0.005	0.044
Mg	0.048	1.937	0.033	0.018	0.014	0.087
Ca	10.023	0.242	3.758	1.915	1.926	1.168
Sr	0.024	0.008	—	0.004	0.022	0.010
B (Th)	—	2.459	—	—	—	(0.013)
TR	0.008	—	—	—	—	0.628
P+C	6.114	—	—	—	—	—
Na	—	0.459	—	0.020	0.006	—
K	—	0.332	—	0.013	—	—
OH	0.393	3.475	0.251	0.983	1.184	3.358
F+Cl	0.560	0.564	—	0.049	0.012	—

1—(302/394.0), апатит из биотит-амфиболовой экзоконтактовой породы, м-ние Восток, анал. А. В. Мокрецова. Кроме того, в анализе определено Cl=0.22 вес.%; при расчете TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> принято за Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а Fe за Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; исключено на примесь роговой обманки (вес. %): SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O — полностью, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0.10;

2—(308/195.0), турмалин из амфиболита, м-ние Восток, анал. Е. А. Кульчицкая. Кроме того, определено (вес. %): V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0.02, п. п. п. — 3.12, последняя при пересчете принята за H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>;

3—(247/262.6), сфен из полевошпатового амфиболита, м-ние Восток, анал. Е. А. Кульчицкая. Кроме того, определено (вес. %): V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0.11 (включен при расчете в Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>); уд. вес — 3.476;

4, 5 — эпидот: 4—(503/62.5), из эпидозита, м-ние Восток, анал. К. М. Бабкина; 5—(554/57.4), из эпидозита, уч. Акким, анал. А. В. Мокрецова. Кроме того, определено (вес. %): V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0.093 (включен при пересчете в Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>); из расчета исключено на примесь кальцита (мол. кол.): CaO — 0.0014;

6—(509/611.6), ортит из гранито-гнейса, м-ние Восток, анал. Ю. Н. Новикова, редкие земли (Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=9.44, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=4.40, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=2.73, Pr<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=0.69, Eu<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0.25 и Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=0.21 вес. %) разделены Н. А. Елиной. Из расчета исключено 0.50 вес. % SiO<sub>2</sub> на примесь кварца.

## Микротвердость рудных минералов

Минерал	Генерация	Количество измеренных образцов	Нагрузка, г	Микротвердость, кг/мм <sup>2</sup>		K <sub>H</sub>
				отдельных зерен	средняя для образцов	
Медно-никелевые руды						
Пирротин	Первая	4	50	225.4—337.4	256.4—293.6	1.10—1.50
»	»	2	100	239.6—299.5	264.8—271.3	1.21—1.23
»	Вторая	6	50	277.3—367.0	283.1—362.4	1.00—1.26
»	»	7	100	266.0—388.7	276.9—382.5	1.01—1.21
Троилит	—	2	50	268.6—293.0	280.8	1.09
»	—	1	100	280.3—287.0	285.5	—
Пентландит	Первая	10	50	150.6—232.0	171.7—229.8	—
»	»	1	100	213.5	213.5	—
»	Вторая	15	50	178.4—254.5	201.9—252.0	—
»	»	5	100	198.2—246.8	199.5—246.8	—
»	Четвертая	3	50	232.0—317.5	239.0—301.7	—
»	»	1	100	280.9—283.2	282.0	—
Халькопирит	Первая	3	50	212.2—254.5	221.0—235.2	1.03—1.18
»	»	2	100	215.0—224.0	215.0—221.7	1.02
»	Вторая	15	50	183.0—259.9	192.9—242.6	1.02—1.18
»	»	7	100	183.4—233.0	184.0—229.4	1.01—1.15
Магнетит	Первая	3	100	658.4—784.0	691.2—749.9	—
»	Вторая	2	100	586.0—605.0	590.0—593.0	—
»	Третья	5	100	489.0—600.0	499.0—580.2	—
»	Третья, центральная часть	1	100	784.0—824.0	804.0	—
»	Четвертая	2	100	564.0—683.0	576.3—624.6	—
Виоларит	—	1	50	227.6—271.5	249.5	—
Ильменит	Первая	1	100	645.0—741.0	693.0	—
»	Третья	3	100	442.0—699.4	501.2—683.0	—

1/4/20 Ю. Н. Яковлев, А. К. Яковлева

Минерал	Генерация	Количество измеренных образцов	Нагрузка, г	Микротвердость, кг/мм <sup>2</sup>		К <sub>H</sub>
				отдельных зерен	средняя для образцов	
Макинавит	—	1	20	96.8—130.0	113.4	—
Валлериит	—	3	20	106.8—181.9	109.0—160.0	—
Кубанит кубический	—	4	20—50	169.7—286.0	197.4—226.3	—
Кубанит ромбический (перпендикулярно удлинению)	—	2	50	225.4—306.0	245.5—266.7	—
Кубанит ромбический (параллельно удлинению)	—	2	50	151.9—208.2	180.0—191.2	—
Борнит	Первая	5	20—50	92.3—143.6	92.6—139.6	—
Миллерит		2	50—100	225.5—366.5	296.0—303.2	—
Сфалерит	»	4	50	178.4—247.0	187.8—221.9	—
Галенит	—	2	20	91.9—100.8	96.3—97.5	—
Паркерит	—	2	20	113.2—130.0	120.3—124.2	—
Сфен	—	5	100	691.2—909.4	732.6—841.7	—
Рутил	—	2	100	909.0—1101.0	1005.0—1013.6	—
Колчеданное оруденение						
Пирротин	—	5	50	242.0—402.0	271.0—397.0	1.01—1.24
»	—	4	100	250.4—366.5	261.2—361.5	1.01—1.09
Халькопирит	—	2	50	216.6—242.0	221.0—234.8	1.04—1.06
»	—	1	100	206.0—212.0	209.0	1.03
Железистые кварциты						
Магнетит	—	1	100	464.0—494.0	479.0	—
»	—	2	100	554.6—586.0	570.3—578.0	—

## Отражательная способность (абс. %) рудных минералов в области 440—690 нм

№ п. п.	Минерал	Число образцов	Генерация	R	441	471	484	516	553	593	622	665	692	Эталон
1	Пирротин	5	Первая	$R_{\max}$	32.6	35.3	35.9	39.0	40.7	41.1	43.1	42.9	43.2	Пирит
2	»	5	»	$R_{\min}$	28.1	30.1	30.8	34.3	37.0	37.2	40.0	40.2	40.8	»
3	»	3	Вторая	$R_{\max}$	33.1	34.5	35.0	37.5	39.5	40.0	42.0	41.7	42.5	»
4	»	3	»	$R_{\min}$	29.5	30.6	31.2	34.5	35.9	36.6	39.4	39.5	40.0	»
5	Троилит	3	—	$R_{\max}$	35.5	35.7	36.7	39.4	41.1	41.5	43.3	43.8	44.7	»
6	»	3	—	$R_{\min}$	31.0	32.2	32.8	35.7	37.9	38.0	40.5	41.7	42.3	»
7	Пентландит	13	Первая	$R$	37.7	41.7	43.1	47.1	49.1	49.5	51.3	52.2	52.3	»
8	»	24	Вторая	$R$	40.7	45.0	46.9	50.9	52.5	53.3	54.4	54.8	55.3	»
9	»	1	Третья	$R$	40.8	45.9	47.7	51.0	53.6	53.5	55.0	55.9	56.5	»
10	»	5	Четвертая	$R$	41.8	46.4	47.8	52.3	53.3	53.8	55.0	55.4	55.7	»
11	Халькопирит	4	Первая	$R$	27.3	36.3	39.2	45.0	48.1	48.4	48.6	47.9	48.2	»
12	»	5	Вторая	$R_{\max}$	27.7	37.2	40.0	46.8	49.1	49.3	49.5	48.8	48.9	»
13	»	5	»	$R_{\min}$	26.6	35.9	39.0	44.8	47.2	47.6	48.0	47.0	47.2	»
14	»	4	»	$R$	28.1	37.4	40.6	47.1	49.6	50.4	49.9	49.4	49.6	»
15	Магнетит	6	Первая	$R$	20.5	19.8	20.0	20.2	20.6	20.0	20.8	20.1	19.9	Кремний
16	»	2	Вторая	$R$	20.6	20.4	20.4	20.8	20.7	20.1	20.4	20.1	19.5	»
17	»	2	Третья	$R$	20.8	20.4	20.6	21.0	21.3	21.0	21.2	20.6	20.4	»
18	Пирит	5	Вторая	$R$	41.2	45.5	47.4	51.6	52.8	53.3	54.1	54.3	54.8	Пирит
19	Виоларит	2	—	$R$	35.8	35.1	35.3	37.6	37.6	37.7	40.3	41.5	42.0	»
20	Ильменит	4	Первая	$R_{\max}$	20.0	19.1	19.0	18.7	19.4	19.1	19.2	19.0	19.0	Кремний
21	»	4	»	$R_{\min}$	16.8	16.1	16.2	16.3	17.0	16.8	17.6	17.0	16.8	»
22	Ильваит	6	—	$R_{\max}$	10.2	10.0	10.1	10.0	10.0	9.8	9.8	9.4	9.1	»
23	»	6	—	$R_{\min}$	8.8	8.8	8.9	8.3	7.9	7.4	6.8	6.3	6.1	»
24	Макниавит	4	—	$R_{\max}$	32.3	35.3	36.6	40.1	42.3	43.0	44.4	44.2	44.4	Пирит
25	»	4	—	$R_{\min}$	24.1	25.6	26.3	28.4	29.2	29.3	30.4	29.9	30.3	»
26	Валлерит	5	—	$R_{\max}$	10.7	12.8	13.3	15.1	17.3	17.4	18.7	19.2	19.1	Кремний
27	»	5	—	$R_{\min}$	10.1	10.7	11.1	11.5	12.2	12.2	12.7	12.7	12.5	»
28	Кубанит ромбический	1	—	$R_{\max}$	32.0	36.5	38.0	41.0	41.6	41.0	42.9	42.6	43.6	Пирит
29	То же	1	—	$R_{\min}$	25.3	29.9	30.7	33.4	35.7	35.5	37.4	37.7	38.0	»
30	Кубанит кубический	2	—	$R$	25.7	30.2	32.2	35.8	37.9	39.8	39.8	40.2	40.5	»
31	Борнит	2	—	$R$	18.6	18.4	18.6	20.6	24.0	24.0	27.3	29.0	28.5	Кремний

1/20 Ю. Н. Яковлев, А. К. Яковлева

№ п. п.	Минерал	Число образцов	Генерация	R	441	471	484	516	553	593	622	665	692	Эталон
32	Сфалерит	1	—	R	17.6	17.8	17.5	17.1	17.2	16.7	16.8	16.5	15.9	Кремний
33	Миллерит	3	Первая	R <sub>max</sub>	40.1	47.9	49.3	56.3	57.9	59.7	60.1	60.9	61.9	Пирит
34	»	3	»	R <sub>min</sub>	38.0	45.9	46.6	51.9	52.2	53.3	54.5	54.7	55.5	»
35	Халькозин	3	—	R	33.4	33.7	33.9	32.0	30.1	29.0	28.5	27.0	27.0	Кремний
36	Дигенит	1	—	R	28.3	25.0	23.0	24.0	19.1	18.5	16.8	15.4	15.2	»
37	Ковеллин	1	—	R <sub>max</sub>	31.7	29.5	27.8	27.8	24.2	22.4	22.1	23.3	22.7	»
38	»	1	—	R <sub>min</sub>	21.4	17.4	17.1	14.1	9.9	8.2	5.6	6.2	6.8	»
39	Галенит	1	—	R	50.0	47.7	47.2	45.6	43.8	43.7	44.0	42.6	43.0	Пирит
40	Алтайт	1	—	R	58.0	61.8	63.3	63.7	64.9	62.2	59.9	57.6	58.7	»
41	Паркерит	3	—	R <sub>max</sub>	48.8	49.3	49.2	51.6	50.8	51.0	51.7	52.1	52.4	»
42	»	3	—	R <sub>min</sub>	43.6	44.0	44.0	45.3	44.8	44.4	45.4	45.6	46.6	»
43	Минерал Б	1	—	R	32.8	33.7	34.6	34.5	34.1	33.8	33.5	32.1	33.5	»
44	Минерал А	1	—	R	46.3	48.7	48.7	51.0	50.3	50.8	52.2	53.2	52.5	»
45	Минерал Г	2	—	R	44.8	43.4	42.8	42.2	40.6	40.1	40.7	41.0	41.9	»
46	Минерал И	1	—	R	39.6	43.1	43.3	48.3	47.6	49.1	51.2	52.1	53.1	»

Примечание. Значения отражательной способности многих минералов вычислены путем усреднения частных измерений (Яковлева и др., 1970). Для №№ 1—35, 39, 40, 44 — объектов × 21, для №№ 36—38, 41—43, 45, 46 объектов × 40.

Оптические свойства кальциевых амфиболов ультраосновных пород

№ образца	Местонахождение	Порода	Ng	Nm	Np	Ng — Np	cNg	mg, %
Ранний амфибол центральных зон								
1	Восточный	Оливинит оруденелый	1.636	1.619	1.607	0.029	17	90
2	»	Перидотит оруденелый	1.637	1.629	1.618	0.019	16	86
3	Восток	То же	1.637	1.625	1.616	0.021	17	87
4	Хихна	» »	1.637	1.622	1.615	0.022	16	87
5	Восток	» »	1.637	—	—	—	16	87
6	»	Оливинит оруденелый	1.638	1.627	1.611	0.027	22	86
7	Гора Широкая	Оливинит безрудный	1.638	1.627	1.615	0.023	17	85
8	Восток	Перидотит оруденелый	1.639	—	—	—	—	85
9	»	То же	1.639	—	—	—	—	85
10	»	» »	1.639	—	—	—	—	85

307

№ образца	Местонахождение	Порода	Ng	Nm	Np	Ng - Np	cNg	mg, %
11	Аллареченское	Перидотит оруденелый	1.639	1.628	1.614	0.025	15	85
12	Восток	То же	1.640	1.633	1.626	0.014	—	82
13	Восточный	» »	1.640	1.628	1.612	0.028	14	85
14	Копос	Оливинит безрудный	1.640	1.629	1.618	0.022	16	87
15	Восток	Перидотит оруденелый	1.641	1.630	1.614	0.027	—	83
16	»	Пироксенит оруденелый	1.641	1.626	1.616	0.025	11	83
17	»	То же	1.642	1.628	1.616	0.025	11	82
18	Акким	Пироксенит оруденелый	1.642	1.633	1.622	0.020	—	83
19	»	Перидотит безрудный	1.644	1.634	1.620	0.024	—	82
20	Гора Широкая	То же	1.645	1.633	1.621	0.024	17	80
21	Восток	Перидотит оруденелый	1.645	1.630	1.617	0.028	17	78
22	»	То же	1.646	1.633	1.621	—	18	77
23	»	» »	1.646	1.638	1.624	0.022	20	76
24	Аннама	Оливинит безрудный	1.646	1.637	1.620	0.026	—	77
25	»	То же	1.646	1.636	1.620	0.026	14	77
26	Восток	Перидотит оруденелый	1.647	1.634	1.621	0.026	17	76
27	»	То же	1.648	—	—	—	—	70
28	»	» »	1.648	1.636	1.622	0.026	18	74
29	Акким	Пироксенит оруденелый	1.648	—	1.629	0.019	—	70
30	Аннама	Оливинит безрудный	1.648	1.637	1.628	0.020	13	70
31	»	То же	1.648	1.637	1.628	0.020	13	70
32	Акким	Перидотит безрудный	1.648	1.637	1.627	0.021	16	70
33	Ямьш-кур	Пироксенит безрудный	1.650	1.641	1.630	0.020	16	73
34	Акким	То же	1.652	1.641	1.626	0.026	17	68
35	»	Пироксенит оруденелый	1.654	1.642	1.631	0.023	—	66
36	Восток	То же	1.655	1.647	1.634	0.021	19	65
37	»	» »	1.655	1.646	1.630	0.025	20	65
38	Хихна	» »	1.655	1.647	1.635	0.020	—	66
39	Аннама	Перидотит безрудный	1.658	1.646	1.635	0.023	—	—
40	Хихна	Пироксенит оруденелый	1.658	1.646	1.635	0.023	—	59
41	Восток	Оливинит безрудный	1.659	1.646	1.636	0.023	—	58
42	»	Пироксенит безрудный	1.661	1.650	1.638	0.023	18	55
43	»	То же	1.662	1.650	1.638	0.024	—	55
44	Аннама	» »	1.662	1.647	1.638	0.024	13	54
Ранний амфибол эндоконтактной зоны								
1	Восток	Мономинеральная, оруденелая	1.646	—	—	—	—	76
2	Аннама	Полиминеральная, безрудная	1.646	1.632	1.621	0.025	18	76
3	»	То же	1.649	1.640	1.630	0.019	15	68
4	Восток	Полиминеральная, оруденелая	1.650	1.641	1.628	0.022	—	—
5	»	Биотит-амфиболовая, оруденелая	1.651	1.641	1.626	0.025	—	68
6	Аннама	Полиминеральная, безрудная	1.652	1.639	1.626	0.026	10	—

№ образца	Местонахождение	Порода	Ng	Nm	Np	Ng - Np	cNg	mg, %
7	Восток	Биотит-актинолитовая, оруденелая	1.653	1.643	1.628	0.025	—	74
8	Аннама	Биотит-роговообманковая, безрудная	1.653	1.644	1.627	0.026	—	74
9	Восток	То же	1.653	1.644	1.626	0.027	16	—
10	»	Полиминеральная безрудная	1.654	1.645	1.632	0.022	15	72
11	»	Биотит-амфиболовая, оруденелая	1.657	1.645	1.630	0.027	18	63
12	»	То же	1.659	1.650	1.637	0.022	24	59
13	»	Биотит-роговообманковая, безрудная	1.660	1.644	1.635	0.025	18	59
14	»	То же	1.661	1.651	1.641	0.020	18	54
15	»	Биотит-амфиболовая, оруденелая	1.661	1.654	1.639	0.022	19	55
16	»	Полиминеральная, оруденелая	1.662	1.653	1.640	0.022	14	55
Поздний актинолит								
1	Вирнимя	Прожилок	1.636	1.624	1.613	0.023	17	93
2	Хихна	То же	1.636	1.621	1.614	0.022	16	92
3	Копос	Реакционная зона	1.639	1.629	1.614	0.025	13	85
4	Восток	Прожилок с бронзитом	1.639	1.629	1.616	0.023	16	84
5	»	То же	1.640	1.628	1.614	0.026	17	84
6	»	» »	1.641	1.627	1.616	0.025	16	83
7	»	» »	1.641	1.629	1.615	0.026	17	83
8	Копос	Сланец безрудный	1.641	1.628	1.614	0.027	—	83
9	»	Реакционная зона	1.642	1.632	1.617	0.025	14	82
10	Восток	Прожилок	1.642	1.630	1.617	0.026	18	82
11	»	То же	1.642	1.630	1.616	0.026	20	82
12	»	» »	1.642	1.632	1.619	0.023	22	80
13	»	» »	1.644	1.634	1.621	0.023	16	76
14	»	» »	1.644	1.633	1.623	0.021	15	76
15	Копос	Реакционная зона	1.644	1.634	1.618	0.026	22	79
16	Восток	Сланец безрудный	1.645	1.634	1.620	0.025	18	76
17	Акким	То же	1.645	1.633	1.618	0.027	20	78
18	Аннама	» »	1.646	1.632	1.621	0.025	18	76
19	Копос	Реакционная зона, мономинеральная	1.646	1.634	1.622	0.024	14	76
20	Восток	Реакционная зона с куммингтонитом	1.646	1.634	1.620	0.026	18	76
21	Восточный	Прожилок с куммингтонитом	1.647	—	1.621	0.026	—	76
22	Акким	Прожилок с антофиллитом	1.647	1.635	1.624	0.023	15	74
23	»	Реакционная порода	1.647	1.637	1.625	0.022	18	73
24	Аллареченское	Гнездо асбеста	1.651	1.637	1.627	0.024	—	73

Примечание. Показатели преломления измерены В. В. Колесниковой и Г. М. Нерадовской с точностью  $\pm(0.001-0.002)$  в Na-свете.

## Оптические свойства куммингтонита

010

№ образца	Местонахождение	Порода	Ng	Nm	Np	Ng - Np	cNg	mg, %
Из ультраосновных пород								
1	Восток	«Рудный» пироксенит	1.641	1.631	1.618	0.023	—	84
2	»	Сланец беднооруденелый	1.645	1.633	1.621	0.025	14	81
3	»	Перидотит беднооруденелый	1.645	1.629	1.619	0.026	—	81
4	»	Пироксенит беднооруденелый	1.645	1.633	1.622	0.023	10	79
5	Аллареченское	«Рудный» оливинит	1.646	1.631	1.621	0.025	21	81
6	Аннама	Прожилок	1.648	1.635	1.625	0.023	—	77
7	Восток	«Серая» руда	1.648	1.637	1.626	0.022	15	79
8	»	Перидотит оруденелый	1.648	—	1.627	—	—	81
9	»	Сланец оруденелый	1.649	1.636	1.624	0.025	20	77
10	»	Пироксенит беднооруденелый	1.649	1.637	1.627	0.022	13	76
11	Аллареченское	«Рудный» оливинит	1.649	1.636	1.621	0.028	—	80
12	»	«Серая» руда	1.649	1.635	1.624	0.025	23	80
13	Аннама	Оливинит безрудный	1.649	1.635	1.625	0.024	12	80
14	Копос	Сланец безрудный	1.649	1.634	1.625	0.024	—	78
15	Восток	Перидотит оруденелый	1.649	1.637	1.626	0.023	21	78
16	Аллареченское	Сланец, «серая» руда	1.650	1.635	1.625	0.025	16	78
17	»	Богатая руда	1.650	1.635	1.625	0.025	21	76
18	»	Сланец богатооруденелый	1.650	1.635	1.625	0.025	24	77
19	Аннама	Тальковая, безрудная	1.650	1.637	1.629	0.024	13	76
20	Восток	Пироксенит беднооруденелый	1.650	1.638	1.627	0.023	20	74
21	Аллареченское	Сланец, «серая» руда	1.651	1.635	1.628	0.023	12	75
22	Аннама	Сланец безрудный	1.651	1.635	1.627	0.023	17	75
23	Восток	«Серая» руда	1.651	1.636	1.626	0.025	20	77
24	»	Сланец богатооруденелый	1.652	1.637	1.627	0.025	24	72
25	»	Сланец беднооруденелый	1.652	1.638	1.628	0.024	20	75
26	Аллареченское	Сланец богатооруденелый	1.652	1.640	1.628	0.024	19	74
27	Восток	Прожилок	1.652	1.640	1.629	0.023	16	74
28	Акким	Пироксенит безрудный	1.654	1.640	1.631	0.023	23	72
29	Аллареченское	«Серая» руда	1.654	1.637	1.628	0.027	16	73
30	»	Брекчиевидная руда	1.654	1.640	1.629	0.025	21	73
31	Восток	Сланец оруденелый	1.654	1.639	1.628	0.026	21	72
32	»	То же	1.654	1.637	1.628	0.026	20	74
33	»	Кристаллы в богатой руде	1.654	1.639	1.629	0.025	18	74
34	»	Иголки в перидотите	1.654	1.638	1.629	0.025	15	73
35	»	Сланец богатооруденелый	1.654	1.637	1.626	0.028	18	75
36	»	Сланец оруденелый	1.655	1.640	1.631	0.024	20	71
37	Аннама	Сланец безрудный	1.655	1.639	1.630	0.025	18	70
38	Гора Широкая	То же	1.655	1.639	1.629	0,026	18	73

№ образца	Местонахождение	Порода	Ng	Nm	Np	Ng — Np	cNg	mg, %
39	Гора Широкая	Сланец безрудный	1.656	—	—	—	12	70
40	Восток	Сланец богатооруденелый	1.656	1.641	—	0.025	—	—
41	»	Сланец беднооруденелый	1.656	1.641	1.630	0.026	21	72
42	»	Пироксенит беднооруденелый	1.657	1.641	1.630	0.027	22	70
43	»	Сланец беднооруденелый	1.657	1.646	1.635	0.022	17	69
44	Аллареченское	Сланец, «серая» руда	1.657	1.642	1.632	0.025	19	69
45	»	То же	1.657	1.642	1.632	0.025	22	69
46	»	» »	1.657	1.641	1.632	0.025	20	69
47	»	Оливинит оруденелый	1.657	1.641	1.632	0.025	17	71
48	Восток	Сланец беднооруденелый	1.658	1.647	1.633	0.025	18	70
49	»	Сланец богатооруденелый	1.658	1.642	1.633	0.025	20	68
50	»	То же	1.658	1.644	1.633	0.025	18	68
51	»	» »	1.658	1.641	1.632	0.026	21	69
52	Аннама	Сланец безрудный	1.658	1.644	1.633	0.025	—	67
53	Восток	То же	1.659	1.644	1.634	0.026	23	71
54	»	» »	1.659	1.643	1.634	0.025	19	75
55	»	Пироксенит оруденелый	1.659	1.642	1.633	0.026	20	70
56	»	Перидотит оруденелый	1.659	1.646	1.636	0.023	16	67
57	»	Сланец беднооруденелый	1.659	1.643	1.634	0.025	21	66
58	»	Сланец безрудный	1.659	1.642	1.632	0.027	20	69
59	»	То же	1.660	1.643	1.636	0.024	18	66
60	»	Богатая руда	1.660	1.644	1.634	0.025	22	65
61	»	Сланец беднооруденелый	1.660	1.643	1.634	0.025	17	67
62	»	Пироксенит оруденелый	1.660	1.645	1.634	0.026	20	67
63	»	Сланец оруденелый	1.660	1.645	1.635	0.025	16	68
64	Аллареченское	Сланец «серная» руда	1.661	1.642	1.635	0.026	19	68
65	Восток	Сланец беднооруденелый	1.662	1.647	1.637	0.025	19	64
66	Аллареченское	Сланец богатооруденелый	1.662	—	—	—	15	65
67	Восток	Перидотит оруденелый	1.663	1.645	1.634	0.029	18	66
68	»	Сланец безрудный	1.665	1.649	1.637	0.028	19	61

## Из пегматитов

69	Акким	Мономинеральная порода	1.660	1.647	1.632	0.028	—	68
70	»	То же	1.661	1.642	1.633	0.028	15	67

## Из вмещающих пород

71	Вирнимя	Кварцевая порода с пирротином	1.690	1.677	1.662	0.028	20	35
72	Аннама	Кварц-грюнеритовая	1.707	1.690	1.673	0.034	15	25
73	Вешяур	Пирротиновая руда	1.715	1.696	1.676	0.039	13	14

Примечание. Показатели преломления измерены В. В. Колесниковой с точностью  $\pm(0.001 - 0.002)$  в Na-свете.

## Оптические свойства слюд

№ образца	Местонахождение	Порода	Ng	Nm	Np	Ng - Np
Флогопит из ультраосновных пород						
1	Аллареченское	Оливинит оруденельй	1.605	1.605	1.560	0.045
2	Восток	Прожилок	1.603	1.603	1.559	0.044
3	»	Сланец около пегматита	1.604	1.602	1.560	0.044
4	»	То же	1.632	1.632	1.574	0.058
5	»	Эндопорода	1.630	1.630	1.575	0.055
6	»	Сланец около пегматита	1.638	1.638	1.579	0.059
Биотит экзоконтактовых пород						
7	Восток	Биотит-амфиболовая	1.637	1.637	1.580	0.057
8	»	То же	1.637	1.637	1.580	0.057
9	»	» »	1.641	1.641	1.580	0.061
10	Аллареченское	Амфибол-биотитовая	1.647	1.647	1.580	0.067
11	Восток	Кварц-биотит-гранатовая	1.655	1.655	1.591	0.064
12	Аллареченское	Слюдит	1.662	1.662	1.604	0.058
Биотит из вмещающих пород						
13	Восток	Гнейс мусковит-биотитовый	1.630	1.630	1.580	0.040
14	»	Амфиболит	1.633	1.633	1.576	0.057
15	»	Пегматит	1.646	1.646	1.596	0.050
16	»	Биотитовый гнейс	1.646	1.646	1.597	0.049
17	»	Амфиболит	1.656	1.656	1.590	0.066
18	»	Гранито-гнейс	1.658	1.658	1.596	0.062
19	»	То же	1.658	1.658	1.596	0.062
Мусковит						
20	Аллареченское	Гнейс	1.601	1.595	1.590	0.040
21	Восток	Двуслюдной гнейс	1.607	1.603	1.565	0.042
22	»	Пегматит	1.608	1.604	1.567	0.041

Примечание. Показатели преломления измерены В. В. Колесниковой с точностью  $\pm 0.001$  в Na-свете.

## Оптические свойства кальциевых амфиболов вмещающих пород

№ образца	Местонахождение	Порода	Ng	Nm	Np	Ng - Np	2V	cNg	mg, %
Полевшпатовые амфиболиты									
1	Восток	Обычный амфиболит	1.674	1.663	1.648	0.026	-78	18	38
2	»	С пироксеном	1.679	1.671	1.659	0.020	-70	21	46
3	»	То же	1.681	1.674	1.662	0.019	-70	16	47
4	»	» »	1.681	1.674	1.660	0.021	-68	16	47
5	»	Обычный амфиболит	1.682	1.675	1.660	0.022	-65	24	47
6	»	С пироксеном	1.684		1.662	0.022		20	50
7	»	Обычный амфиболит	1.686	1.676	1.662	0.024	-86		47
8	»	То же	1.689	1.683	1.669	0.020	-70	14	55
9	»	С пироксеном	1.691	1.682	1.668	0.023	-77	14	56
10	»	То же	1.693	1.685	1.670	0.023	-78	16	60
11	Аннама	Обычный амфиболит	1.694	1.683	1.667	0.027	-76	12	43
12	Восток	То же	1.695	1.682	1.670	0.025	+88	16	60
13	»	С пироксеном	1.695	1.691	1.673	0.022	-80	18	61
Преобразованные полевшпатовые амфиболиты									
14	Восток	Скарнированная	1.646	1.640	1.622	0.024	-58	14	12
15	Акким	На контакте с пегматитом	1.656	1.648	1.635	0.021	+88	18	22
16	Восток	Биотит-амфиболовая	1.669	1.663	1.648	0.021	-67	16	34
17	»	Роговообманковая	1.698	1.692	1.674	0.024	-55	21	62
18	»	То же	1.703	1.695	1.679	0.024	-70	16	69 (65)

№ образца	Местонахождение	Порода	Ng	Nm	Np	Ng - Np	2V	cNg	mg, %
Экзоконтактовая порода									
19	Восток	Амфиболовая	1.658	1.650	1.633	0.025		17	23
20	»	То же	1.662	1.654	1.640	0.022	-60	16	28
21	»	Биотит-амфиболовая	1.663	1.657	1.642	0.021	-60	14	28
22	»	Хлорит-амфиболовая	1.664	1.653	1.637	0.024	-75	16	29
23	Руннийоки	Амфиболовая	1.667	1.659	1.644	0.023	-61	12	65
24	»	То же	1.671	1.661	1.647	0.024	-75	10	67
25	Восток	Биотит-амфиболовая	1.671	1.665	1.649	0.022	-70	17	36
26	Руннийоки	То же	1.672	1.659	1.644	0.026	-80	12	66
27	Аллареченское	Амфиболовая (Корнилов, 1960)	1.673	1.661	1.646	0.027	-81	14	37
28	Восток	Амфиболовая	1.674	1.663	1.649	0.025	-79	13	60
29	»	Гранат-амфиболовая	1.675	1.667	1.653	0.022	-79	17	39
30	Руннийоки	Амфиболовая	1.676	1.664	1.653	0.023	-88	12	59
31	Восток	Брекчиевидная руда	1.679	1.671	1.656	0.023	-68	19	44
32	Аллареченское	Гранат-амфиболовая (Васильев, Золотухин, 1968)	1.685	—	1.663	0.022	-67	15	50
33	Восток	Амфиболовая	1.685	1.677	1.662	0.023	-75	—	50
34	»	То же	1.686	1.679	1.665	0.021	-75	15	53
35	»	» »	1.690	1.682	1.668	0.022	-75	17	57
36	»	» »	1.690	1.685	1.667	0.023	-73	17	57
37	»	Брекчиевидная руда	1.695	1.685	1.669	0.026	-81	18	59
38	»	Амфиболовая	1.695	1.689	1.673	0.022	-60	25	62
39	»	Амфибол-гранатовая	1.703	1.697	1.683	0.020	-70	22	72 (66)

Примечание. Показатели преломления измерены В. В. Колесниковой с точностью  $\pm(0.001-0.002)$  в Na-свете. Магнезиальность определена по графикам Дири и др. (1965, т. 2, стр. 322): основная часть — по фиг. 76, значения в скобках — по рис. 78.

## Физические свойства граната

№ п. п.	Местонахождения	Порода	N	Удельный вес	$\alpha_0, \text{Å}$
Пироп-гроссуляр-альмандиновый тип					
1	Аллареченское	Амфиболит	1.785	—	—
2	Восток	»	1.785	4.03	—
3	»	»	1.789	—	—
4	»	»	1.792	—	—
5	»	»	1.796	—	—
6	»	»	1.796	—	—
7	»	»	1.796	—	—
8	»	»	1.796	—	—
9	»	»	1.797	—	—
10	Аннама	»	1.797	—	$11.574 \pm 0.002$
11	Акким	»	1.798	4.03	$11.589 \pm 0.003$
12	Восток	»	1.799	—	—
13	Акким	»	1.801	—	—
14	Аннама	»	1.802	—	—
15	Восток	»	1.802	—	—
16	Акким	»	1.805	—	$11.61 \pm 0.01$
17	Аллареченское	Гнейс	1.798	—	—
18	Восток	»	1.798	—	—
19	»	»	1.798	—	—
20	»	»	1.798	—	—
21	»	»	1.808	—	$11.61 \pm 0.01$
22	»	»	1.811	—	—
23	»	Гранито-гнейс	1.790	—	—
24	Аллареченское	»	1.812	—	—
25	Восток	Биотито-амфиболовая с гранатом	1.784	—	$11.673 \pm 0.003$
26	»	Амфиболовая с гранатом	1.787	4.00	$11.605 \pm 0.007$
27	Аллареченское	Биотит-амфибол-гранатовая	1.795	4.06	$11.602 \pm 0.004$
28	»	Кварц-гранатовая	1.795	—	—
29	Восток	Гранат-амфиболовая	1.795	—	—
30	»	Кварц-гранатовая	1.797	—	—
31	Аллареченское	Кварцевая с гранатом	1.799	4.04	$11.624 \pm 0.005$
32	»	Кварц-биотит-гранатовая	1.803	—	—
33	Восток	Черная амфиболовая	1.804	4.10	$11.623 \pm 0.005$
34	Аллареченское	Гранат-кварцевая	1.805	—	$11.623 \pm 0.005$
35	Восток	Кварц-гранатовая	1.805	—	—
36	Аллареченское	Гранатовая	1.808	—	—
37	»	»	1.808	—	$11.597 \pm 0.005$

## Гроссуляр-спессартин-альмандиновый тип

38	Восток	Аплит	1.811	—	—
39	»	»	1.811	—	—
40	Аллареченское	»	1.812	—	—
41	»	Пегматит	1.812	—	—
42	Восток	Зеленый аплит	1.812	—	—
43	»	Дифференцированный пегматит	1.812	4.17	$11.590 \pm 0.00$
44	»	То же	1.816	4.19	—
45	Аллареченское	Аплит	1.816	—	—
46	»	Эпидозит	1.787	—	—
47	Восток	»	1.802	—	—
48	»	Пироксен-кварцевая	1.811	—	—
49	Вешяур	Грюнерит-кварц-гранатовая	1.814	—	$11.583 \pm 0.005$
50	Восток	Пироксеновый скарн	—	—	$11.729 \pm 0.002$

## Состав граната

№ пробы (числитель — прилож. 17, знамен. — прилож. 9)	Миналы					№ пробы (числитель — прилож. 17, знамен. — прилож. 9)	Миналы				
	альмандин	гроссулярь	пироп	спессар- тин	андрадит		альмандин	гроссулярь	пироп	спессар- тин	андрадит
$\frac{2}{1}$	$\frac{62.0}{60.3}$	$\frac{21.0}{16.6}$	$\frac{17.0}{19.2}$	$\frac{—}{3.3}$	—	$\frac{31}{—}$	$\frac{68.0}{—}$	$\frac{30.0}{—}$	$\frac{2.0}{—}$	—	—
$\frac{10}{3}$	$\frac{73.0}{71.9}$	$\frac{16.0}{17.2}$	$\frac{11.0}{8.0}$	$\frac{—}{1.2}$	$\frac{—}{1.3}$	$\frac{33}{—}$	$\frac{72.0}{—}$	$\frac{28.0}{—}$	—	—	—
$\frac{11}{—}$	$\frac{69.0}{—}$	$\frac{23.0}{—}$	$\frac{8.0}{—}$	—	—	$\frac{34}{—}$	$\frac{70.0}{—}$	$\frac{30.0}{—}$	—	—	—
$\frac{16}{—}$	$\frac{72.0}{—}$	$\frac{26.0}{—}$	$\frac{2.0}{—}$	—	—	$\frac{37}{7}$	$\frac{79.0}{72.7}$	$\frac{19.0}{18.6}$	$\frac{2.0}{2.3}$	$\frac{—}{4.1}$	$\frac{—}{1.7}$
$\frac{20}{4}$	$\frac{67.0}{65.7}$	$\frac{26.0}{22.4}$	$\frac{7.0}{5.7}$	$\frac{—}{2.2}$	$\frac{—}{3.3}$	$\frac{43}{—}$	$\frac{70.0}{—}$	$\frac{16.0}{—}$	—	$\frac{14.0}{—}$	—
$\frac{25}{—}$	$\frac{53.0}{—}$	$\frac{47.0}{—}$	—	—	—	$\frac{44}{5}$	$\frac{68.0}{61.0}$	$\frac{15.0}{5.9}$	—	$\frac{17.0}{23.5}$	$\frac{—}{5.0}$
$\frac{26}{6}$	$\frac{59.0}{61.9}$	$\frac{26.0}{17.9}$	$\frac{15.0}{10.2}$	$\frac{—}{8.8}$	$\frac{—}{0.3}$	$\frac{49}{—}$	$\frac{80.0}{—}$	$\frac{17.0}{—}$	—	—	$\frac{3.0}{—}$
$\frac{27}{—}$	$\frac{65.0}{65.4}$	$\frac{25.0}{18.3}$	$\frac{10.0}{7.3}$	—	—						

Примечание. Содержание минала: в числителе — по физическим свойствам, в знаменателе — по химическому анализу.

Дебаегранмы минералов

21 Ю. Н. Яковлев, А. К. Яковлева

1			2			2 (продолжение)		3			3 (продолжение)			4		5			6		
hkl	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	hkl	I	$\frac{d\alpha}{n}$	hkl	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	hkl	I	$\frac{d\alpha}{n}$	hkl	I	$\frac{d\alpha}{n}$	
10 $\bar{1}$ 0	3	5.05	1	5.22	4	1.189		1	4.84		9	1.393	2	4.79	111	2	4.88		1	4.92	
10 $\bar{1}$ 1	1	4.71	3	5.04	4	1.167	040	3	4.48		6	1.371	4	4.40	410; 211	3	4.47	140	2	4.48	
1012; 0003	3	3.74	2	4.19	3	1.156	220	3	4.10	710	5	1.319	2	4.04	420	3	4.10	240	2	4.12	
	3p	(3.326)	1	4.060	4	1.135		4	3.85	004	1	1.303	7	3.19	421; 440	7	3.227	241	7	3.23	
11 $\bar{2}$ 0	8	2.988	6	3.856	3	1.117		4	3.42		7	1.288	10	3.01	610; 501	10	3.043	501	10	3.06	
		2.963	2	3.688	5	1.099	240	6	3.22		5	1.265			531; 351	3	2.683	002	5	2.683	
	4	2.748	1	3.301	4	1.081	310	10	3.03		2	1.246	5	2.137		4	2.139	561	5	2.131	
11 $\bar{2}$ 2	6	2.656	3	2.970	4	1.074		1	2.96		1	1.228				3	1.995				
10 $\bar{1}$ 4	5	2.539	10	2.759	3	1.064	330	10	2.73		3	1.217	3	1.582		3	1.582	11·4·0	2	1.588	
11 $\bar{2}$ 4 $\beta$	5	(2.312)	10	2.505	8	1.037		6	2.60	800	6	1.175	6	1.512		5	1.512	0·12·0	8	1.518	
	2	2.238	10	2.453	1	1.028		7	2.50		4	1.157	8	1.502		6	1.503		2	1.505	
	1	2.153	2	2.348	7	1.022		6	2.28		2	1.135	6	1.294							
11 $\bar{2}$ 4	10	2.093	7	2.261	1	1.014		4	2.23		1	1.122				2	1.284	3·12·2	1	1.286	
0006; 30 $\bar{3}$ 0 $\beta$	3p	1.929	3	2.156	2	1.008		7	2.171		4	1.111				2	1.272	10·2·3	2	1.272	
	3	1.861	1	2.054	4	1.003		4	2.081		2	1.104	3	1.160		1	1.160	1·14·2	1	1.165	
21 $\bar{3}$ 3	5	1.792	2	2.027	1	0.9997		4	2.024		1	1.094	3	1.155		2	1.155		1	1.158	
30 $\bar{3}$ 0	7	1.722	2	1.869	4	0.9957		3	1.971		4	1.086	4	1.112		2	1.112		1	1.115	
11 $\bar{2}$ 6; 21 $\bar{3}$ 4	3p	1.631	10	1.749	1	0.9930		3	1.939		2	1.078	4	1.1048		3	1.104	13·2·3	2	1.106	
	3	1.503	3	1.673	5	0.9878		1	1.893		2	1.072				2	1.075	14·10·0	2	1.073	
0008	4	1.468	3	1.619				2	1.862		5	1.054				1	1.047	2·14·3	2	1.043	
11 $\bar{2}$ 7	1	1.443	3	1.572				3	1.840		2	1.038	1	1.0363		1	1.036		3	1.034	
22 $\bar{4}$ 4	3	1.329	1	1.515				4	1.783		8	1.029	7	1.0326		6	1.032	14·11·0			
11 $\bar{2}$ 8	2	1.318	7	1.499				2	1.676		4	1.019	2	1.027							
40 $\bar{4}$ 3; 31 $\bar{4}$ 5	3	1.224	8	1.481				8	1.644		6	1.009									
32 $\bar{5}$ 0; 40 $\bar{4}$ 4	5	1.183	1	1.438				6	1.614		2	0.999	$a_0=18.4 \text{ \AA}$	$a_0=18.555 \pm 0.024 \text{ \AA}$				$a_0=18.610 \pm 0.008 \text{ \AA}$			
	2	1.152	6	1.397			480	5	1.586		6	0.988	$b_0=17.9 \text{ \AA}$	$b_0=18.144 \text{ \AA}$				$b_0=18.123 \pm 0.006 \text{ \AA}$			
4150; 32 $\bar{5}$ 3	2	1.132	7	1.351				2	1.567		2	0.986	$c_0=5.21 \text{ \AA}$	$c_0=5.366 \text{ \AA}$				$c_0=5.347 \pm 0.018 \text{ \AA}$			
30 $\bar{3}$ 8	6	1.116	6	1.316			600	5	1.540		2	0.983									
41 $\bar{5}$ 2	3	1.105	2	1.297				7	1.505		6	0.981									
1·1· $\bar{2}$ ·10	3	1.087	1	1.270				1	1.468		2	0.979									
	3	1.072	2	1.257				3	1.451												
41 $\bar{5}$ 4; 40 $\bar{4}$ 8	5	1.050	2	1.228																	

317

Примечания. 1 — троилит, 2 — оливин, 3 — куммингтонит, 4 — антофиллит из зоны смятия в ультраосновной породе, 5 — антофиллит из гранитного пегматита, 6 — жедрит из гранитного пегматита. Анализ 1 выполнен А. П. Денисовым, 2—6 — Л. Г. Латышевой. Условия съемки: трубка БСВ-2, Fe-ангикатод, 40—50 кв, 10—14 ма, D = 66 мм, d = 0.3 мм. Исправление по отдельному снимку с 25% (по объему) NaCl.

## ЛИТЕРАТУРА

- Артемов В. Р., Ковалев Г. А., Кузнецова В. Н. Лизардит в перидотитах, дунитах и серпентинитах. — Зап. ВМО, ч. 93, вып. 3, 1964.
- Байраков В. В., Хмара А. Я. О механизме образования антофиллит-асбеста. — ДАН СССР, т. 174, № 1, 1967.
- Бетехтин А. Г. Понятие о парагенезисе минералов. — Изв. АН СССР сер. геол., № 2, 1949а.
- Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1949б.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Бетехтин А. Г., 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., Генкин А. Д., Филимонова А. А. и др. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Богачев А. И., Горелов В. А. Некоторые черты структуры и оруденения Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения. — Геология рудных месторождений, № 2, 1968.
- Богачев А. И., Горелов В. А., Еселев Я. Х. и др. О генезисе медно-никелевых руд северо-западной части Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельск. книжн. изд-во, 1966.
- Богачев А. И., Горелов В. А., Кочнев-Первухов В. И. Основные черты строения и сульфидного оруденения междуречья Печенги-Лотты. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19, 1964.
- Богачев А. И., Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И. Происхождение эпигенетических руд некоторых сульфидных медно-никелевых месторождений. — В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, вып. 1, 1968.
- Богачев А. И., Кочнев-Первухов В. И. О некоторых петрохимических критериях никеленосных гипербазитовых интрузий (на примере Аллареченского района). — Советская геология, № 11, 1965.
- Борисенко Л. Ф., Делицин Л. М., Архангельская В. Н. Антофиллит из зоны контакта гипербазитов и габбро Брагинского массива (Урал). — В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М., «Наука», 1964.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Расчет химической формулы минерала по данным химического анализа. — В кн.: Методы химического анализа и состав минералов. М., «Наука», 1971.
- Брызгалов И. А., Ракчеев А. Д. Поглощение и светопреломление троилитов, гексагональных и моноклинных пирротитов и диагностика их по оптическим свойствам. — Вестн. МГУ, геология, № 6, 1970.
- Будько И. А. Особенности дифракционных картин халькопиритов разных месторождений. — В кн.: Рентгенография минерального сырья, сб. 4, М., Госгеотехиздат, 1964.
- Будько И. А., Изойтко В. М., Кулагов Э. А. и др. Микинавит и валлерит в рудах Норильска и Талнаха. — В кн.: Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 9, 1966.
- Будько И. А., Кулагов Э. А. Природный кубический халькопирит. — ДАН СССР, т. 152, № 2, 1963.
- Будько И. А., Кулагов Э. А. Троилит в жильных рудах Норильска и Талнаха. — ДАН СССР, т. 169, № 2, 1966.

Будько И. А., Кулагов Э. А. Новый минерал талнахит — кубическая разновидность халькопирита. — Зап. ВМО, ч. 94, № 1, 1968.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Особенности образования метасоматитов Аллареченского месторождения (Кольский п-ов). — Геология и геофизика, № 7, 1968.

Вахрушев В. А., Дорош В. М. Распределение Se и Te в сульфидах рудных месторождений Алтае-Саянской области. — Геохимия, № 11, 1966.

Венецкий И. Г., Кильдишев Г. С. Основы математической статистики. М., Гостатиздат, 1963.

Вербицкий В. М., Вербицкая Е. И. Роговые обманки из пород северо-криворожского комплекса гнейсов. — Доповідні АН УРСР, Б, № 4, 1971.

Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса. — Геохимия, № 1, 1966.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия М., ИЛ, 1953.

Волынский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. М., Госгеолгиздат, 1949.

Волынский И. С. Измерение оптических постоянных рудных минералов с помощью фотометрического окуляра ОКФ-1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Генкин А. Д. О виоларите из медно-никелевых месторождений. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1950.

Генкин А. Д. Об ильваните из месторождений медно-никелевых сульфидных руд. — Зап. ВМО, ч. 82, № 2, 1953.

Генкин А. Д. Некоторые особенности внутреннего строения зерен пирротина из медно-никелевых сульфидных месторождений. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1955.

Генкин А. Д., Васильева З. В., Яковлевская Т. А. Условия нахождения апатита в медно-никелевых сульфидных рудах Норильского месторождения. — Геология рудных месторождений, № 2, 1961.

Генкин А. Д., Вяльсов Л. Н. О валлериите и макинавите и условия их нахождения в рудах. — Геология рудных месторождений, № 2, 1967.

Генкин А. Д., Журавлев Н. Н., Смирнова Е. М. Мончеит и котульскит — новые минералы и состав майченерита. — Зап. ВМО, ч. 92, № 1, 1963.

Генкин А. Д., Королев Н. В. К методике определения небольших зерен в рудах. — Геология рудных месторождений, № 5, 1961.

Генкин А. Д., Логинов В. П., Органова Н. И. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклинных пирротитов в рудах. — Геология рудных месторождений, № 3, 1965.

Генкин А. Д., Телешова Р. Л., Алексеева О. А. О содержании никеля в породообразующих минералах рудоносных габбро-диабазов Норильского месторождения. — Геохимия, № 11, 1963.

Генкин А. Д., Тронева Н. В., Журавлев Н. Н. Первая находка в рудах сульфида калия, железа и меди — джерфшерита. — Геология рудных месторождений, № 5, 1969.

Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. и др. О кубическом кубаните и кубическом халькопирите. — Геология рудных месторождений, № 1, 1966.

Геология СССР, т. 27, Мурманская область, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Гинзбург И. В. Оптические свойства амфиболов и пироксенов — показатели особенностей их кристаллического строения. — В кн.: Новые методы. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Годлевский М. Н. К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений на Сибирской платформе. — Геология рудных месторождений, № 2, 1959.

Годлевский М. Н. Обзор гипотез происхождения сульфидных медно-никелевых месторождений. — В кн.: Минералогический сборник ВСЕГЕИ, вып. 45, Л., 1961.

Годлевский М. Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.

Гончаров Ю. В. Апатит из сульфидных медно-никелевых руд Аллареченского месторождения. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л., «Наука», № 4, 1965.

Гончаров Ю. В. К вопросу о строении верхних горизонтов Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения. — В кн.: Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1967.

Гончаров Ю. В. О формах нахождения пентландита в сульфидных медно-никелевых рудах Аллареченского месторождения. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л., «Наука», вып. 6, 1968.

Гончаров Ю. В. Структура Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения. — В кн.: Геология и минералогия медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л., «Наука», 1970.

Гончаров Ю. В. Положение Аллареченского никеленосного интрузива в гнейсовой толще. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 2. Апатиты, 1971.

Гончаров Ю. В., Макаров В. Н. К минералогии биотитов Аллареченского месторождения. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л., «Наука», 1970.

Гончаров Г. Н., Остаевич Ю. М., Томилов С. Б. и др. Эффект Мёссбауэра в системе  $FeS_{1+x}$ . Объединенный ин-т ядерных исследований. (Препринт), Дубна, 1969.

Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., «Недра», 1968.

Горбунов Г. И., Астафьев Ю. А., Гончаров Ю. В. и др. Некоторые итоги изучения структур медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. — В кн.: Материалы юбилейной сессии Геол. ин-та Кольск. филиала АН СССР. Апатиты, 1968.

Горбунов Г. И., Козлов Е. К. Медно-никелевые месторождения Кольского полуострова. — В кн.: Богатства недр Кольского полуострова. Мурманск, 1957.

Горбунов Г. И., Корнилов Н. А. О новой находке ильваита в медно-никелевых сульфидных рудах. — ДАН СССР, т. 94, № 2, 1954.

Горбунов Г. И., Яковлев Ю. Н., Астафьев Ю. А. и др. Атлас тектур и структур сульфидных медно-никелевых руд Кольского полуострова. Л., «Наука», 1973.

Горелов В. А. Геологическое строение и медно-никелевое оруденение Аллареченского рудного района. Автореф. канд. дис. ЛГИ, 1969.

Горошников В. И., Юрьев Л. Д. Кордиерит-полиамфиболовые и антофиллит-кордиеритовые породы из северокиривоужского комплекса. — ДАН СССР, т. 163, 1965.

Горяинов П. М. Лептиты в докембрийской железорудной формации Примандровского района (Кольский полуостров). — ДАН СССР, т. 172, № 2, 1967.

Горяинов П. М. Структурно-стратиграфическое положение железорудных толщ Балтийского щита и некоторые теоретические аспекты геологии нижнего докембрия. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 2. Апатиты, 1971.

Грабовский М. А., Жерденко О. Н. Доменная структура пирротинов различного генезиса. — Геология рудных месторождений, № 3, 1964.

Грабовский М. А., Жерденко О. Н. Доменная структура пирротина, сложенного двумя магнитными фазами. — Зап. ВМО, № 1, 1966.

Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов. — Зап. ВМО, № 2, 1956.

Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд-во Львовск. ун-та, 1961.

Гриненко Л. Н., Гриненко В. А., Ляхницкая И. В. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. — Геология рудных месторождений, № 4, 1967.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, тт. 1—5. М., «Мир», 1965—1966.

Доброхотова Е. С. К вопросу о классификации амфиболов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 43, вып. 1, 1968.

Докучаева В. С., Ланев В. С. Юго-западная контактная зона Мончегорского плутона. — В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л., «Наука», 1967.

Егорова Е. Н. О никеленосности пирротина. — Зап. ВМО, ч. 67, № 2, 1938.

Елисеев Н. А., Горбунов Г. И., Елисеев Э. Н. и др. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.

Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Козлов Е. К. и др. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. — Матер. ЛАГЕД АН СССР, вып. 3, 1956.

Елисеев Э. Н. Вкрапленное сульфидное оруденение рудного пласта Сончи. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии медно-никелевых месторождений Мончи. Л., Изд-во АН СССР, 1953.

Елисеев Э. Н. О составе и кристаллической структуре пентландита. — Зап. ВМО, ч. 84, № 1, 1955.

Елисеев Э. Н. Исследование химического состава природных пирротинов. — Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., вып. 1, № 6, 1958.

Елисеев Э. Н. Моноклинный пирротин. — Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., вып. 1, № 6, 1961.

Елисеев Э. Н., Денисов А. П. Рентгенометрическое исследование пирротина. — Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., № 18, вып. 3, 1957.

Елисеев Э. Н., Кавардин Г. И., Юдин Б. А. Оливин в ультраосновных и основных породах Кольского полуострова. — Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., № 12, вып. 2, 1960.

Ершов В. В., Попова Г. Б. О взаимоотношениях сульфидных минералов в халькопирит-пирротиновых жильных рудах месторождений Норильского района. — В кн.: Тр. ЦНИГРИ, вып. 62, 1964.

Ершов В. В., Попова Г. Б. Первичная зональность экзоконтактовых сульфидных медно-никелевых руд Талнахского месторождения. — ДАН СССР, т. 173, № 6, 1967.

Желязкова-Панайотова М. По поводу статьи Н. Д. Соболева «К петрохимии ультраосновных горных пород». — Геохимия, № 7, 1965.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. 2-е изд. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И. Новые данные о структуре и строении Аллареченского медно-никелевого месторождения. — В кн.: Магматизм и металлогения северо-запада Кольского полуострова. Апатиты, 1970.

Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И., Проскуряков В. В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск, «Карелия», 1972.

Закруткин В. В. Сравнительная характеристика амфиболов из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Анабарского щита. — Геология и геофизика, № 9, 1964.

Закруткин В. В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. — Зап. ВМО, ч. 97, вып. 1, 1968.

Зленко Б. Ф. Детальное исследование моносульфидов Fe-ряда троилит-пирротин на примере руд Вавиловского месторождения Алтая. — В кн.: Экспериментальные методы исследования рудных минералов. М., «Наука», 1965.

Золотухин В. В. Реакционные образования в рудах Норильска и проблема вкрапленного сульфидного оруденения габбро-долеритов. — ДАН СССР, т. 154, № 3, 1964.

Золотухин В. В. О природных процессах сульфуризации основных и ультраосновных пород. — ДАН СССР, т. 167, № 3, 1966.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Гранат-биотит-роговообманковые метасоматиты в рудах Аллареченского месторождения. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. 7. Новосибирск, «Наука», 1968.

Золотухин В. В., Зюзин Н. И., Серебренников А. И., Васильев Ю. Р. О температурах образования пирротинов и находке троилита в некоторых траптовых интрузиях. — Геология и геофизика, № 2. Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1966.

Иванов Н. В. Новое направление в опробовании рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Иванова В. П. Термограммы минералов. — Зап. ВМО, ч. 90, № 1, 1961.

Ильвицкий М. М., Романенко Г. Н. О никеленосности магнетита из ультраосновных пород и их коры выветривания. — ДАН СССР, т. 159, № 6, 1964.

Калинин Е. П. О корреляции между главными ионами роговых обманок и их влиянии на оптические свойства минерала. — Зап. ВМО, ч. 96, вып. 2, 1967.

Карпова Е. Д., Ивашенцов А. Г. Скарны. — В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Козлов Е. К. Месторождения вкрапленных сульфидных руд. — В кн.: Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона, вып. 3. Л., Изд-во АН СССР, 1956.

Козлов Е. К. Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Кольского полуострова. — В кн.: Металлогения докембрийских щитов и подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1960а.

Козлов Е. К. Зависимость состава сульфидной вкрапленности медно-никелевых руд от состава вмещающих пород (на примере Мончетундры). — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960б.

Козлов Е. К. Основные итоги изучения и перспективы открытия медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове. — В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961.

Козлов Е. К. Перспективы поисков никеля в Мурманской области. Апатиты, Изд-во КФ АН СССР, 1963.

Козлов Е. К., Юдин Б. А., Докучаева В. С. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Л., «Наука», 1967.

Коржинский Д. С. Различные инфильтрационной и диффузионной метасоматической колонки в отношении минералов переменного состава. — ДАН СССР, т. 86, № 3, 1952.

Коржинский Д. С. Теория инфильтрационного метасоматоза с образованием реакционных минералов. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1953.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных меторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. — ДАН СССР, т. 122, № 2, 1958.

Коржинский Д. С. Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов. — Геология рудных месторождений, № 2, 1966.

Корнилов Н. А. О рудном метасоматозе в Печенгских сульфидных медно-никелевых месторождениях — Изв. Карельск. и Кольск. филиалов АН СССР, № 4, 1958.

Корнилов Н. А. Об аномальных оптических свойствах некоторых асбестовидных гидросиликатов. — Зап. ВМО, ч. 88, № 2, 1959.

Корнилов Н. А. К минералогии серпентинитов. — Зап. ВМО, ч. 90, № 5, 1961.

Корнилов Н. А. Материалы по минералогии и химизму руд Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения. Фонды Кольск. филиала АН СССР, 1961.

Корнилов Н. А. О сульфидных оливинитах и гарцбургитах Аллареченского никеленосного интрузива (Кольский полуостров). — ДАН СССР, т. 146, № 1, 1962.

Корнилов Н. А. О связи химизма и рудоносности никеленосных интрузивов ультраосновных пород. — Советская геология, № 4, 1967а.

Корнилов Н. А. О минералого-петрографических и геохимических признаках рудоносности интрузивов ультраосновных и основных пород Печенги. — Разведка и охрана недр, № 6, 1967б.

Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., «Наука», 1970.

Котульский В. К. Современное состояние вопросов о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений. — Сов. геология, № 29, 1948.

Кочнев-Первухов В. И. Ультраосновные интрузии Аллареченского района. (Геология, петрография, химизм.) — Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 1, 1967.

Кочнев-Первухов В. И. Формационные типы, металлогеническая специализация и оруденение ультрабазитов северо-западной части Нотозерского антиклинория (Аллареченский рудный район). — В кн.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита (тезисы докладов). Апатиты, 1968.

Кочнев-Первухов В. И., Горелов В. А. Амфиболиты Аллареченского района. — Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 1, 1967.

Кратц К. О., Шуркин К. А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. (XXI сессия МГК, докл. сов. геологов, проблема 9). М., Изд-во АН СССР, 1960.

Крестин Е. М. О твердости пирротитов из медно-никелевых руд северо-запада Сибирской платформы. — Зап. ВМО, ч. 97, № 5, 1968.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

Куллеруд Г., Йодер Г. Сульфидно-силикатные реакции и их влияние на рудообразование в магматических и метаморфических условиях. — В кн.: Проблемы постамагматического рудообразования, т. II. Прага, 1965.

Лазаренко Е. К., Квитко И. С. О минералогической номенклатуре и терминологии. — Зап. ВМО, ч. 101, вып. 4, 1972.

Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Леонченкова Е. Т. Изучение взаимосвязи структуры и химических свойств пирротитов. Автореф. канд. дис. Л., 1963а.

Леонченкова Е. Т. О природе пирротина в сульфидных медно-никелевых рудах. — Обогащение руд, № 1, 1963б.

Лик Б. Э. Соотношения между составом известковых амфиболов и степенью метаморфизма. — В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.

Липин С. В. О природе пирротина и троилита. Зап. ВМО, ч. 75, № 4, 1946.

Липин С. В. О магнитных свойствах пирротина. — Зап. ВМО, ч. 80, № 4, 1951.

Макиевский С. И., Николаева К. А. О стратиграфическом взаимоотношении осадочно-метаморфических пород докембрия на северо-западе Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 4, 1963.

Макиевский С. И. Некоторые новые данные по стратиграфии северо-запада Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1967.

Малахов И. А. О критериях серпентинизации ультраосновных пород. — Геохимия, № 7, 1965.

Маслеников В. А. Околорудные изменения пород, вмещающих сульфидные жилы. — В кн.: Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Л., Изд-во АН СССР, 1956.

Масленицкий Н. Н., Леонченкова Е. Т. Некоторые итоги химического исследования никеленосности пирротинов. — В кн.: Фазовый анализ руд и минералов. Л., Изд-во ЛГУ, 1962.

Матковский О. И. О марганцовых амфиболах куммингтонитового ряда. — Минералогический сборник Львовского геол. общества, № 16, 1962.

Мельников В. С., Мельник Ю. В. Проблема оксония в минералогии. — Минералогический сборник Львовского ун-та, вып. 3, № 23, 1969.

Минералы. Справочник, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Митенков Г. А., Будько И. А., Михайлова В. А. и др. Медистый пентландит в рудах Талнахского месторождения. — Зап. ВМО, ч. 99, № 6, 1970.

Михайлова В. А., Шишкин Н. Н., Митенков Г. А. и др. Пирротины сплошных руд Талнахского и Октябрьского месторождений. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Гостеолтехиздат, 1957.

Мозгова Н. Н., Четвериков С. Д. О даннеморите из месторождения Тетюхе. — Тр. Минерал. музея, вып. 10. М., «Наука», 1959.

Наковник Н. И. О метасоматическом минералообразовании и законе равных объемов. — Зап. ВМО, ч. 78, № 4, 1949.

Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. — Зап. ВМО, ч. 87, № 4, 1958.

Папушис Б. И. К вопросу о дифференциации ультраосновных и основных интрузий Печенги. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1952.

Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1945.

Половинкина Ю. И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. М., «Недра», 1966.

Полушкина А. П., Сидоренко Г. А. Мельниковит как минеральный вид. — Зап. ВМО, ч. 92, № 5, 1963.

Полушкина А. П., Сидоренко Г. А. Мельниковит должен считаться определенным минеральным видом. — Зап. ВМО, ч. 97, № 3, 1968.

Полферов Д. В. и др. Определение перспектив рудоносности основных — ультраосновных массивов на основании закономерностей первично-конституционного рассеяния. — В кн.: Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 5, 1965.

Полферов Д. В. О метаморфизме эпигенетических сульфидных руд. — Геология рудных месторождений, т. 9, № 3, 1967.

Попова Г. Б., Ершов В. В., Кузнецов В. А. Экспериментальное изучение процессов плавления и кристаллизации пентландита. — ДАН СССР, т. 156, № 3, 1964.

Попова Г. Б., Ершов В. В. Физико-химические условия кристаллизации сплошных руд сульфидных медно-никелевых месторождений. — Геология рудных месторождений, № 1, 1966.

Проскураков В. В., Зак С. И. О генезисе и поисковых признаках медно-никелевых руд Аллареченского никеленосного района. — Разведка и охрана недр, № 8, 1969.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962.

Руденко Н. И., Василевский М. М. Упрощенный способ определения удельных весов минералов. — Зап. ВМО, ч. 86, № 1, 1957.

Сауков А. А. Геохимия. М., «Наука», 1966.

Сахаров А. С. К вопросу о пересчете химических анализов горных пород. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л., «Наука», № 1, 1959.

Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 140, 1953.

Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Смолин П. П. Формационные типы гипербазитов и их минералогия. — ДАН СССР, т. 159, № 2, 1964.

Смирнова Н. П., Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. О формах нахождения никеля и кобальта в основных породах. — Геохимия, № 4, 1968.

Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов. — Минералогический сборник Львовского ун-та, № 4, 1950.

Соболев В. С., Костюк Е. А. Минералогия амфиболов. Очерк I. Группа ромбических амфиболов. — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 31, 1965.

Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964.

Соболев Н. Д. Химический состав и оптические свойства минералов группы оливина района Ениского месторождения. — ДАН СССР, т. 57, № 6, 1947.

Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Гостеолтехиздат, 1952.

Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. — Геохимия, № 8, 1959.

Старицкий Ю. Г. Два типа медно-никелевых сульфидных месторождений. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. Л., 1959.

Талдыкин С. И. Атлас структур и текстур руд. Госгеолтехиздат, 1954.

Гатаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. 2-е изд. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Греггер В. Е. Таблицы для определения порообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Хмара А. Я., Байраков В. В. Генетическая классификация месторождений и проявлений антофиллит-асбеста. — ДАН СССР, т. 172, № 1, 1967.

Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Чирков И. Н. Пентландит из медно-никелевых месторождений Мончегундры. — ДАН СССР, т. 39, № 8—9, 1940.

Чирков И. Н. Валлерит из жильных месторождений сульфидных медно-никелевых руд Мончегундры. — ДАН СССР, т. 31, № 5, 1941.

Чухров Ф. В. Мельниквит. — В кн.: Минералы СССР, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1940.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Шишкин Н. Н., Митенков Г. А., Михайлов В. А. и др. Богатая серебром разнородность пентландита. — Зап. ВМО, ч. 100, вып. 2, 1971.

Шишкин Н. Н., Митенков Г. А., Михайлова В. А. и др. О пентландите из сплошных руд Талнахского и Октябрьского месторождений (Талнахский рудный узел). — ДАН СССР, т. 197, № 2, 1971.

Юшко-Захарова О. Е., Бурова З. Н. Селен и теллур в медно-никелевых месторождениях Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов. М., Изд-во АН СССР, 1959. Тр. ИМГРЭ, вып. 3.

Юшко-Захарова О. Е. Геохимия и минералогия селена и теллура в медно-никелевых месторождениях. М., «Наука», 1964.

Яковлев Ю. Н. Сравнительная минералогическая характеристика сингенетических и эпигенетических типов медно-никелевого оруденения в Аллареченском районе. — В кн.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л., «Наука», 1970.

Яковлев Ю. Н., Астафьева В. В., Астафьев Ю. А. Распределение селена в медно-никелевых рудах Печенгского и Аллареченского районов. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 6, 1968.

Яковлев Ю. Н., Гончаров Ю. В., Нерадовский Ю. Н. и др. Изучение вещественного состава руд Горюнского рудопроявления (Ю. Урал). Фонды Кольск. филиала АН СССР, 1969.

Яковлев Ю. Н., Гончаров Ю. В., Нерадовский Ю. Н. и др. Сульфидное медно-никелевое оруденение Хабарнинского массива (Южный Урал). — Советская геология, № 9, 1970а.

Яковлев Ю. Н., Гончаров Ю. В., Нерадовский Ю. Н. и др. Основные черты вещественного состава и химизма сульфидных медно-никелевых руд Горюнского рудопроявления (Южный Урал). — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 4. Апатиты, 1970б.

Яковлев Ю. Н., Дубакина Л. С., Быков В. П. Находка паркерита в медно-никелевых рудах Аллареченского района (Мурманская область). — ДАН СССР, т. 203, № 6, 1972.

Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. Материалы к промежуточному отчету по минералогии месторождения Восток. Фонды Кольск. филиала АН СССР, 1963.

Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. К минералогии руд и околорудных пород сульфидного медно-никелевого месторождения Восток. Фонды Кольск. филиала АН СССР, 1964.

Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. Минеральный состав руд и околорудных пород восточного фланга Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 5. Л., «Наука», 1967.

Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. О целочном метасоматозе в поздних тектонических зонах (на примере Аллареченского района). — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 8. Л., «Наука», 1971.

Яковлева А. К. Марганцовый гронерит пирротиновых руд. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 6. Л., «Наука», 1968.

Яковлева А. К. Закономерное срастание биотита и жедрита. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 8. Л., «Наука», 1971.

Яковлева А. К. Некоторые особенности оливина ультраосновных пород Аллареченского района. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 9. Л., «Наука», 1972.

Яковлева А. К., Колесникова В. В. Особенности высокомагнетизального куммингтонита из ультраосновных пород. — Зап. ВМО, ч. 96, вып. 6, 1967.

Яковлева А. К., Осокин А. С. Хлорит из «серых» руд Аллареченского месторождения. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 10. Л., «Наука», 1974.

Яковлева А. К., Яковлев Ю. Н. Основные черты метаморфизма ультраосновных пород Аллареченского района. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 1. Апатиты, 1970.

Яковлева А. К., Яковлев Ю. Н. Химизм и основные черты генезиса минералов антофиллитового ряда в Аллареченском районе. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 8. Л., «Наука», 1971.

Яковлева А. К., Яковлев Ю. Н., Алексеев А. И. Минералогия и химизм медно-никелевых руд Аллареченского района. Фонды Кольск. филиала АН СССР, 1970.

Яковлева А. К., Яковлев Ю. Н., Новикова Ю. Н. Типоморфизм и генезис кальциевых амфиболов Аллареченского района. — В кн.: Материалы по геологии, минералогии и металлогении Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты, 1972.

Аho A. E. Geologi and Genesis of ultrabasic nickel-copper-pyrrhotite deposits at the Pacific nickel property, south-western British-Columbic. — Econ. Geol., v. 51, № 5, 1956.

Amin M. S., Afria M. S. Antophyllite-vermiculite of Hafafit, Eastern Desert, Egypt. — Econ. Geol., v. 49, 1954.

Arnold R. G. Subsolidus phase relations in the Fe-Ni-S system: pyrrhotite pyrite relationship. — Carnegie Inst. Wash., Year book 55, 1956.

Arnold R. G. Mixtures of hexagonal and the measurement monoclinic pyrrhotite and the measurement of the metal content of pyrrhotite by X-ray diffraction. — Amer. Mineralogist, v. 51, № 7, 1966.

Arnold R. G. Range in composition and structure of 82 natural pyrrhotites. — Canad. Mineralogist, v. 9, № 1, 1967.

Arnold R. G. Pyrrhotite phase relations below  $304 \pm 6^\circ$  C at 1 atm. total pressure. — Econ. Geol., v. 64, № 4, 1969.

Arnold R. G., Reichen L. E. Measurement of the metal content of naturally occurring metal deficient hexagonal pyrrhotite by an X-ray spacing method. — Amer. Mineralogist, v. 47, № 1-2, 1962.

Bayer H., Siemes H. Sur Interpretation von Pyrrhotin-Gefügen. — Miner. deposits, v. 6, № 3, 1971.

Bhattacharyya C. An evaluation of the chemical distinctions between igneous and metamorphic orthopyroxenes. — Amer. Mineralogist, v. 56, № 3-4, 1971.

Bins R. A. Hornblendes from some basic hornfelses in the New England region, New South Wales. — Miner. Mag., v. 34, № 268, 1965.

Birks L. S., Brooks E. J., Adler J., Milton Ch. Electron probe analysis of minute inclusions of a copper-iron mineral. — Amer. Mineralogist, 1959.

Bowen N. L., Schairer L. F. The system MgO-FeO-SiO<sub>2</sub>. — Amer. J., Sci., v. 29, 5th ser., 1935.

Boyd F. R. The anthophyllite-cummingtonite group. — Carnegie Inst. Wash., Ann. Rep., Dir., Geophys. Lab., 1954-1955.

Boyd F. R. Hydrothermal investigations of amphiboles in researches in geochemistry. N. Y., 1959.

Buerger N. W., Buerger M. Y. Crystallographic relations between cubanite segregation plates, chalcopyrite twins. — Amer. Mineralogist, v. 9, № 7, 1934.

Byström A. Monoclinic Magnetic Pyrites. — Ark. Kemi, Bd. 19, 1945.

Cameron E. H. Origin of sulphides in the nickel deposits of Mount Prospects, Connecticut. — Bul. Geol. Soc. Amer., v. 54, 1943.

Carpenter R. H., Desborough G. A. Range in solid solution and structure of naturally occurring troilite and pyrrhotite. — Amer. Mineralogist, v. 49, № 9-10, 1964.

Chamberlain J. A., Delabio R. N. Valleriite and mackinowite in the Muskox intrusion. — Paper Geol. Surv. Canada, № 2, 1965.

Clark A. H. Stability field of monoclinic pyrrhotite. — Trans. Inst. Miner. Metall., v. 75, 1966.

Clark A. H. Quantitative determination of hexagonal and monoclinic pyrrhotite by X-ray determination. — Canad. Mineralogist., v. 10, part 2, 1970.

Clark A. H., Clark A. M. Electron microprobe analysis of mackinowite from the Ylesarvei deposit Finland. — Neues Jahrb. Miner. Monatsh., № 8, 1968.

- Davidson L. R. Metamorphic hornblendes from basic granulites of the Quairading district Western Australia. — Neues Jahrb. Miner. Monatsh., № 8, 1971.
- Desborough G. A., Carpenter R., Heron. Phase relations of pyrrhotite. — Econ. Geol., v. 60, № 7, 1965.
- Donnay G., Kullerud G. High-temperature chalcopyrite. — Carnegie Inst. Wash., Year Book 57, 1958.
- Ernst W. G. Minerals, rocks and inorganic materials. V. 1. Amphiboles. N. Y., 1968.
- Evans H. T., Milton Ch., Chao E. C. et al. Valleriite and the new iron sulphide, mackinowite. — U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 475-D, Art. 133, 1964.
- Fleet M. E. The superstructures of two synthetic pyrrhotites. — Canad. J. Earth Sci., v. 5, № 5, 1968.
- Fleischer M. The relation between chemical composition and physical properties in the garnet group. — Amer. Mineralogist, 22, № 6, 1937.
- Ghose S. The crystal structure of a cummingtonite. — Acta cryst., t. 14 (6), 1961.
- Ghose S. A scheme of cation distribution in the amphiboles. — Miner. Mag., v. 35, 1965.
- Grønvald F., Haraldsen H. On the phase relations of synthetic and natural pyrrhotites ( $Fe_{1-x}S$ ). — Acta Chem. Scand., v. 6, 1952.
- Hasegawa S. Chemical studies of allanites from the new localities in Fukushima and Kagawa Prefectures. — Sci. Rep. Tohoku Univ., Third Ser. (Min. Petr. Econ. Geol.), v. 6, № 39, 1958.
- Haslam H. W., Walker B. G. A metamorphosed pyroxenite at Nero Hill, Central Tanzania. — Miner. Mag., v. 38, № 293, 1971.
- Hawley J. B., Nickel J. Selenium in some Canadian sulphides. — Econ. Geol., № 4, 1959.
- Heinrich E. W. Studies in the mica group the biotite-phlogopite series. — Amer. J. Sci., 1946.
- Hess H. H. Orthopyroxenes of the Buchveld type, ion substitution and changes in unit cell dimensions. — Amer. J. Sci., Bowen vol., 1952.
- Kennedy G. C. Charts for the correlation of optical properties with chemical composition of some common rock-forming minerals. — Amer. Mineralogist, v. 32, 1947.
- Kisch H. J. Magnesio-cummingtonite —  $P2_1/m$ : A Ca and Mn — poor clin amphibole from New South Wales. — Contrib. Mineral. a. Petrol., v. 21 (4), 1969.
- Knop O., Ibrahim M. A. Chalcogenides of the transition elements, II. Existence of the II-phase in the  $M_9S_8$  section of the system Fe—Co—Ni—S. — Canad. J. Chem., v. 39, № 2, 1961.
- Knop O., Ibrahim M. A., Sutarno. Chalcogenides of the transition elements, IV, Pentlandite, a natural II-phase. — Can. Mineralogist, 8, 1965.
- Kouvo O., Vuorelainen Y., Long J. A tetragonal iron sulfide. — Amer. Mineralogist, v. 48, № 5—6, 1963.
- Kulp J. L., Brobst D. A. Notes on the dunite and the geochemistry of vermiculite at the Day Book dunite deposit, Yancey County, North Carolina. — Econ. Geol., № 49, 1954.
- Kuno H. Study of orthopyroxenes from volcanic rocks. — Amer. Mineralogist, v. 39, 1954.
- Layton W., Phillips R. The cummingtonite problem. — Miner. Mag., v. 32, 1960.
- Leake B. E. The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. — Amer. Mineralogist, v. 50, № 7—8, 1965.
- Leake B. E. A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles, together with their nomenclature and associated minerals — Geol. Soc. Amer., Spec. Paper № 98. Boulder, Colorado, 1968.
- Lundqvist D. X-ray studies on the ternary system Fe—Ni—S. — Arkiv. Kemi Mineral Geol., v. 24A, № 22, 1947.
- Morimoto N., Nakazawa H. Pyrrhotites: synthetics having two new superstructures. — Science, v. 161, № 3841, 1968.
- Naldrett A. J., Craig J. R., Kullerud G. The central part of the Fe—Ni—S-system and its bearing on pentlandite exsolution in iron-nickel sulphide ores. — Econ. Geol., v. 62, 1967.
- Nakazawa H., Morimoto N. Pyrrhotite phase relations below 320° C. — Proc. Japan. Acad., v. 46, № 7, 1970.
- Phillips R. The recalculation of amphibole analyses. — Miner. Mag., v. 33, № 263, 1963.
- Poldervaart A. The relationship of orthopyroxene to pigeonite. — Miner. Mag., v. 28, 1947.
- Rabbitt J. C. A new study of the antophyllite series. — Amer. Mineralogist, v. 33, № 5—6, 1948.

- Ramberg H., DeVore G. The distribution of  $Fe^{2+}$  and  $Mg^{2+}$  in coexisting olivines and pyroxenes. — *J. Geol.*, v. 59, 1951.
- Schwartz G. M. Intergrowths of chalcopyrite and cubanite: experimental proof of the origine of the intergrowths and their bearing on the geological thermometer. — *Econ. Geol.*, v. 22, № 1, 1927.
- Seitsaari J. A ferrian-aluminian anthophyllite from Kemiö, Finland. — *Bull. Comm. Geol. Finland*, v. 29, № 172, 1956.
- Seki Y., Yamasaki M. Aluminian, ferroanthophyllite from the Kitakami Mauntailand, Northern Japan. — *Amer. Mineralogist*, v. 42, № 7-8, 1957.
- Shido F., Miyashiro A. Hornblendes of basic metamorphic rocks. — *Univ. Tokyo Faculty Sci. W. J., Sec. II*, v. 12, 1959.
- Simpson E. S. Fe-bearing cupfiferite. — *J. Roy. Soc. W. Australia*, v. 18, 1931-1932.
- Sørensen H. Further studies on ultrabasic rocks in Sukkertoppen District West Greenland. (On the formation anthophyllite in ultrabasic rocks). — *Modd. Dansk. Geol. Foron. Bd. 12*, Kopenhagen, 1952.
- Skinner B. J. Physical properties of end-members of the garnet group. — *Amer. Mineralogist*, v. 41, № 5-6, 1956.
- Sriramadas A. Diagramms for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets. — *Amer. Mineralogist*, v. 42, 1957.
- Takeno S. Thermal stadies of mackinavite. — *J. Sci. Hiroshima Univ.*, c. 4, № 4, 1965.
- Tilley C. E. Kyanite-gedrite parageneses. — *Geol. Mag.*, v. 76, 1939.
- Tischendorf G. Zur verteilung des selens in sulfiden. — *Freiberger Forschung.*, № 208, 1966.
- Viswanathan K., Ghose S. The effect of  $Mg^{2+}$ - $Fe^{2+}$  substitution on the cell dimensions of cummingtonites. — *Amer. Mineralogist*, v. 50, 1965.
- Weeks W. F. Heats of formation of metamorphic minerals in the system  $CaO-MgO-SiO_2-H_2O$  on their petrological significances. — *J. Geol.*, v. 64, 1956.
- Woensdregt C. F., Hartman P. Regular intergrowth of cummingtonite and hornblende, both with space groups  $P2_1/m$ . — *Neues Jahrbuch Miner. Monatsh.*, № 12, 1969.
- Yund R. A., Hall H. T. Hexagonal and monoclinic pyrrhotites. — *Econ. Geol.*, v. 64, № 4, 1969.
- Yund R. A., Kullerud G. The system  $Cu-Fe-S$ . Carnegie Inst. Wash., Year Book, v. 60, 1961.
- Yoder H. S., Saha Th. G. Olivine X-ray determinative curve. — *Amer. Mineralogist*, v. 42, 1957.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Стр.

Предисловие . . . . .	3
-----------------------	---

### Часть первая

#### Основные черты геологии и медно-никелевого оруденения Аллареченского района

Глава I. Краткая характеристика геологического строения и металлогении района . . . . .	7
Сведения о геологии . . . . .	7
Сведения о тектонике . . . . .	10
Геолого-структурные особенности медно-никелевых месторождений и рудопроявлений . . . . .	11
Аллареченское рудное поле . . . . .	12
Поисковые участки . . . . .	25
О размещении оруденения различных типов . . . . .	34
Глава II. Геолого-петрографическая характеристика вмещающих пород . . . . .	35
Амфиболиты . . . . .	35
Гнейсы . . . . .	41
Гранито-гнейсы . . . . .	44
Гравитные пегматиты . . . . .	46
Метасоматиты . . . . .	48
Химический состав вмещающих пород . . . . .	53
Выводы . . . . .	58
Глава III. Ультраосновные породы района . . . . .	59
Общие сведения . . . . .	59
Классификация ультраосновных пород . . . . .	59
Строение массивов . . . . .	60
Петрографическая характеристика ультраосновных пород . . . . .	63
Метаморфизм ультраосновных пород . . . . .	70
Петрохимические особенности ультраосновных пород . . . . .	79
Выводы . . . . .	84
Глава IV. Природные типы руд и их минералогическая характеристика . . . . .	86
Классификация руд . . . . .	86
Оруденелые ультраосновные породы (группа А) . . . . .	90
Рассеянно-вкрапленные руды (тип I) . . . . .	90
Густо-вкрапленные руды (тип II) . . . . .	92
Руды в тектонических зонах (группа Б) . . . . .	94
Брекчиевидные руды (тип III) . . . . .	94
Сплошные руды (тип IV) . . . . .	96
Оруденелые экзоконтактовые и вмещающие породы (группа В) . . . . .	100
Оруденелые экзоконтактовые породы (тип V) . . . . .	100
Оруденелые вмещающие породы (тип VI) . . . . .	102
Некоторые общие замечания . . . . .	103

Минералогия и химизм медно-никелевых руд и околорудных пород

	Стр.
Глава V. Главные рудные минералы . . . . .	107
Пирротин . . . . .	107
Троилит . . . . .	121
Пентландит . . . . .	122
Халькопирит . . . . .	133
Магнетит . . . . .	139
Пирит . . . . .	147
Виоларит . . . . .	152
Глава VI. Второстепенные рудные минералы . . . . .	157
Ильменит . . . . .	157
Макинавит . . . . .	160
Валлерит . . . . .	164
Кубанит . . . . .	166
Борнит . . . . .	167
Миллерит . . . . .	170
Марказит, мельниковит, бравоит . . . . .	171
Шпинель, хромит . . . . .	173
Ильваит . . . . .	174
Рутил, анатаз, сфен . . . . .	176
Графит, ортит . . . . .	177
Халькопирротин, арсенопирит . . . . .	179
Сфалерит, галенит . . . . .	179
Молибденит, золото самородное . . . . .	180
Теллуриды . . . . .	181
Паркерит, минерал Б . . . . .	182
Халькозин, дигенит, ковеллин . . . . .	185
Медь самородная . . . . .	187
Гематит, гидроокислы железа . . . . .	188
Неопределенные минералы . . . . .	189
Глава VII. Первичные минералы ультраосновных пород . . . . .	192
Оливин . . . . .	192
Ромбический пироксен . . . . .	196
Серпентин . . . . .	203
Глава VIII. Вторичные минералы ультраосновных пород . . . . .	206
Кальциевые амфиболы . . . . .	206
Куммингтонит . . . . .	215
Ряд автофиллит—жедрит . . . . .	227
Флогопит . . . . .	233
Хлорит . . . . .	235
Глава IX. Нерудные минералы вмещающих и околорудных пород . . . . .	238
Биотит . . . . .	238
Мусковит . . . . .	240
Кальциевые амфиболы . . . . .	240
Кварц . . . . .	243
Моноклинный пироксен . . . . .	245
Гранат . . . . .	246
Грюнерит . . . . .	251
Хлорит . . . . .	251
Апатит . . . . .	252
Турмалин . . . . .	253
Эпидот . . . . .	255
Глава X. Химический состав руд . . . . .	257
Общие замечания . . . . .	257
Средний состав руд . . . . .	258
Содержание и соотношение основных полезных компонентов в природных типах руд . . . . .	260
Содержание второстепенных компонентов в рудах . . . . .	264

Глава XI. О генезисе медно-никелевого оруденения . . . . .	269
Общие замечания . . . . .	269
Парагенетические ассоциации минералов и последовательность минералообразования . . . . .	270
Некоторые вопросы формирования сульфидного оруденения . . . . .	273
З а к л ю ч е н и е . . . . .	279
П р и л о ж е н и я . . . . .	285
Химические анализы, их пересчеты и физические свойства минералов . . . . .	285
П р и л о ж е н и е 1. Рудные минералы . . . . .	287
П р и л о ж е н и е 2. Оливин и ромбический пироксен . . . . .	292
П р и л о ж е н и е 3. Кальциевые амфиболы ультраосновных пород . . . . .	293
П р и л о ж е н и е 4. Куммингтонит-грюнерит . . . . .	296
П р и л о ж е н и е 5. Антофиллит-жедрит . . . . .	297
П р и л о ж е н и е 6. Слюды и хлорит . . . . .	298
П р и л о ж е н и е 7. Кальциевые амфиболы вмещающих пород . . . . .	299
П р и л о ж е н и е 8. Моноклинный пироксен . . . . .	301
П р и л о ж е н и е 9. Гранат . . . . .	302
П р и л о ж е н и е 10. Апатит, турмалин, сфен, эпидот, ортит . . . . .	303
П р и л о ж е н и е 11. Микротвердость рудных минералов . . . . .	304
П р и л о ж е н и е 12. Отражательная способность (абс. %) рудных минералов в области 440—690 нм . . . . .	306
П р и л о ж е н и е 13. Оптические свойства кальциевых амфиболов ультраосновных пород . . . . .	307
П р и л о ж е н и е 14. Оптические свойства куммингтонита . . . . .	310
П р и л о ж е н и е 15. Оптические свойства слюд . . . . .	312
П р и л о ж е н и е 16. Оптические свойства кальциевых амфиболов вмещающих пород . . . . .	313
П р и л о ж е н и е 17. Физические свойства граната . . . . .	315
П р и л о ж е н и е 18. Состав граната . . . . .	316
П р и л о ж е н и е 19. Дебаеграммы минералов . . . . .	317
Л и т е р а т у р а . . . . .	318

Юрий Николаевич Яковлев,  
Антонина Константиновна Яковлева

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ  
МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД  
(на примере Аллареченского района)**

*Утверждено к печати  
Геологическим институтом ордена Ленина  
Кольского филиала им. С. М. Кирова АН СССР*

Редактор издательства Н. П. Скорынина  
Художник И. П. Кремлев  
Технический редактор З. Ф. Васильева  
Корректоры Г. М. Гельфер, Л. Я. Комм,  
**Т. Г. Эдельман**

Сдано в набор 5/IV 1974 г. Подписано к печати 18/VII  
1974 г. Формат бумаги  $70 \times 108^{1/16}$ . Бумага № 2. Печ.  
л.  $20^{2/4} + 1$  вкл. ( $^{1/4}$  печ. л.) = 29.40 усл. печ. л. Уч.-изд. л.  
29.14. Изд. № 5563. Тип. зак. № 831. М-25950. Тираж 1200.  
*Цена 2 р. 76 к.*

Ленинградское отделение издательства «Наука»  
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

---

1-я тип. издательства «Наука»  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

В МАГАЗИНАХ КОНТОРЫ «АКАДЕМКНИГА»  
ИМЕЮТСЯ В НАЛИЧИИ КНИГИ:

Афанасьев А. П. Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. 1966. 170 стр. Цена 1 р. 73 к.

Вопросы геологии, минералогии и петрографии Хибинских тундр. 1961. 114 стр. Цена 64 к.

Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива. 1969. 147 стр. Цена 1 р. 02 к.

Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-ургитах горы Юкспор Хибинского массива. 1962. 168 стр. Цена 1 р. 20 к.

Железисто-магнезиальные металлургические шлаки Кольского полуострова. 1966. 118 стр. Цена 51 к.

Иванова Т. Н. и др. Ийолит-уртиты Хибинского массива. 1970. 179 стр. Цена 1 р. 73 к.

Карбонатные породы Кольского полуострова как минеральное сырье. 1966. 88 стр. Цена 38 к.

Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 7. 1969. 227 стр. Цена 2 р. 10 к.

Минералогия и геохимия докембрия Карелии. 1971. 200 стр. Цена 1 р. 80 к.

Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. 1967. 80 стр. Цена 49 к.

Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. 1967. 237 стр. Цена 1 р. 68 к.

Юшко-Захарова О. Е. Геохимия и минералогия селена и теллура в медно-никелевых месторождениях. 1964. 112 стр. Цена 66 к.

Заказы просим присылать по адресу:

117463, Москва. Мичуринский проспект, дом № 12

Магазин «Книга — почтой»

Центральной конторы «Академкнига»

197110, Ленинград. Петрозаводская улица, дом № 7

Магазин «Книга — почтой»

Северо-Западной конторы «Академкнига»

991