

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ЛЕНИНА КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ ИМ. С. М. КИРОВА  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



# МИНЕРАЛОГИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Под редакцией  
члена-корреспондента АН СССР  
Г. И. ГОРБУНОВА



ЛЕНИНГРАД  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1981

Минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова.  
Яковлев Ю.П., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н.,  
Осокин А.С., Балабонин Н.Л., Докучаева В.С., Ор-  
соев Д.А., Дистлер В.В., Филимонова А.А. Л., „Наука”.  
1981. 352с.

Работа является первой и наиболее полной сводкой по минералогии медно-никелевых руд Кольского полуострова. В ней охарактеризовано более 130 минеральных видов и разновидностей, из которых более 20 установлены здесь впервые. В работе использованы результаты более 1000 полных химических и микрозондовых анализов минералов, многие сотни определений оптических их свойств и других физических констант. Для главных минералов руд приведены данные по распространенности, морфологии, парагенетическим взаимоотношениям, физическим свойствам, составу, структурным характеристикам; выявлены типоморфные особенности минералов, показано их практическое значение. Книга представляет интерес для широкого круга специалистов-геологов, занятых изучением и поисками сульфидных медно-никелевых руд, минералогов, петрологов, обогатителей, металлургов. Лит. - 279 назв., ил. - 65, табл. - 58.

The work is the first and the most complete summary on mineralogy of copper-nickel ores of the Kola peninsula. The monograph gives characteristics of more than 130 mineral species and varieties, 20 of which have been found for first time on the Kola peninsula. More than 1000 complete chemical and microprobe analyses minerals, many hundreds of definitions of their properties and physical constants are used in the work. Data for main minerals on distribution, morphology, paragenetic relationship, physical properties, composition, structural characteristics are given; typomorphic peculiarities of minerals are determined and their practical importance is shown. The book is of interest for a wide circle of geologists engaged in investigation and exploration of sulphide copper-nickel ores, mineralogists, petrologists, specialists of enrichment, metalurgists. References - 279, Illustrations - 65, Table - 58.

## ВВЕДЕНИЕ

История исследования минерального состава сульфидных медно-никелевых руд Кольского полуострова насчитывает почти полвека — практически она началась с открытия экспедицией А.Е. Ферсмана вкрапленных руд в Мончегорском плутоне. За это время накоплен обширный минералогический материал, содержащийся в многочисленных публикациях по отдельным вопросам, в отчетах, а также в обобщающих работах по геологии медно-никелевых месторождений отдельных районов.

Однако сводных работ по минералогии медно-никелевых руд всего региона до настоящего времени нет. Вероятно, это объясняется тем, что длительное время исследовались главные минералы основных и ультраосновных пород и сплошных руд, а многочисленные второстепенные минералы последних и почти все минералы вкрапленных руд оставались очень слабо изученными из-за технической невозможности получения точных данных для мелких выделений. Эти трудности отчасти не преодолены и сейчас. Но с разработкой и внедрением в практику минералогических исследований различных аналитических микрометодов (химических, рентгеноспектральных и др.) и новых приборов для определения физических свойств появилась возможность исследования подавляющей части минералов руд и оруденелых пород, если размеры их выделений не находятся за пределами разрешающей способности методов или аппаратуры (как правило, не менее 0,05 мм).

Начиная с середины 60-х годов в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР развернулось систематическое изучение минералогии медно-никелевых руд региона — сначала важнейших в промышленном отношении месторождений Печенгского и Аллареченского районов, а затем и других районов. Отличительной чертой этих исследований было то, что они проводились по единому долгосрочному плану и ставили целью: детальное изучение всей совокупности минеральных видов и разновидностей, слагающих то или иное месторождение или рудопроявление; получение точных характеристик минералов из

рудоносных и безрудных объектов: сравнительный парагенетический анализ минеральных ассоциаций для различных периодов их формирования; выявление зависимости условий развития и кристаллохимических особенностей минералов от геолого-структурных элементов и приуроченности к массивам основных и ультраосновных пород определенных формационных типов; определение влияния метаморфизма на минеральный состав руд.

Минералогические исследования проводились также многими другими научно-исследовательскими и производственными организациями – институтами ИГЕМ АН СССР, ВСЕГЕИ, „Гипроникель“, „Механобр“ и др., комбинатом „Печенганикель“, геологоразведочными и тематическими экспедициями СЗТУ и др. Но они, как правило, касались только какой-либо части общей проблемы или охватывали отдельные объекты.

Настоящая работа является логическим завершением минералогических исследований, проводившихся в течение последних 12–15 лет в Геологическом институте, а также первым и наиболее полным обобщением практически всех доступных материалов по минералогии сульфидных медно-никелевых руд Кольского полуострова. В этом плане она отвечает важнейшим направлениям минералогических исследований, ибо „...задачей первостепенной практической важности является создание сводок по региональной минералогии с детальной характеристикой всех встречающихся в данном районе минералов“ (Сидоренко, Лазаренко, 1972, с. 184).

Необходимость такого обобщения обусловлена требованиями как научного, так и практического планов. Первые касаются общей теории рудообразования и разработки вопросов генезиса сульфидных медно-никелевых месторождений, а также металлогенического анализа региона.

Известно, что без детального анализа минерального состава пород и руд любых геологических объектов, без определения последовательной смены одних минеральных ассоциаций другими всякое суждение о генезисе этих объектов окажется беспочвенным, умозрительным. И это в полной мере относится к медно-никелевым месторождениям Кольского полуострова, взгляды на генезис которых менялись неоднократно и довольно радикально. Что же касается металлогении, то, по мнению академика А.В. Сидоренко (1977, с. 131), „...изучение истории минерализации в определенных геоструктурных обстановках, особенно закономерностей концентрации отдельных элементов в месторождениях железных ископаемых, без широкого фронта минералогических исследований бесплодно“.

Практическое направление включает разработку минералогическо-геохимических критериев оценки перспектив рудоносности массивов базитов и гипербазитов, а также определение технологических качеств вкрапленных руд. В сводке нет готовых рецептов, рекомендаций по этим вопросам, но в характеристике

типоморфных свойств главных и многих второстепенных минералов, в анализе парагенетических ассоциаций содержатся сведения, необходимые для предварительного суждения по ним. Что же касается детальной разработки минералого-геохимических критериев и оценки технологических качеств руд различных природных типов, то она, по нашему убеждению, должна относиться к конкретным структурно-фациальным зонам, магматическим комплексам и районам. Это — особая самостоятельная работа.

В отличие от обычных справочников по минералогии настоящая сводка имеет целью детальную характеристику свойств минералов не вообще, а применительно к конкретным медно-никелевым рудам различных природных типов, выявление типоворфных ассоциаций и типоворфных особенностей минералов, а также определение практической ценности многих из них. Без предварительного детального изучения вещественного состава руд важнейших никеленосных районов такая сводка не могла быть составлена либо она была бы неполной. К настоящему времени основной объем предварительных исследований выполнен: появились обобщающие минералогические работы по Печенгскому, Аллареченскому, Ловноозерскому и Мончегорскому районам, проведены исследования на важнейших рудопроявлениях других районов.

В сульфидных медно-никелевых рудах Кольского полуострова установлено свыше 130 минеральных видов и разновидностей, из них не менее половины — за последние 12-15 лет. Наиболее широко в рудах представлены минералы класса силикатов (38% общего количества минеральных видов), затем сульфидов (18%) и теллуридов (12%), менее — окислов (7%), сульфоарсенидов и арсенидов (7%), самородных элементов (6%), а из классов карбонатов, сульфатов, боросиликатов и фосфатов встречено ограниченное число видов (от 5 до 2).

В работе дается описание почти всех минералов, но основное внимание уделено главным пороодо- и рудообразующим: оливинам, пироксенам, амфиболам, серпентинам, хлоритам, пирротинам, пентландиту, халькопириту, пириту, окислам и др.; остальные освещены весьма кратко. Для характеристики состава, структуры и физических свойств минералов использован большой объем аналитических данных. При этом для суждения о составе силикатов и других нерудных минералов использованы главным образом результаты химических анализов (в первую очередь — анализов последних 12-15 лет, выполненных из микронавесок в Геологическом институте), частью микрозондовые и количественные спектральные анализы. Для сульфидов и других рудных минералов использованы только результаты микрозондовых анализов (зонд —46), так как в последнее время химические анализы их не выполнялись, а сделанные в предыдущие годы почти полностью представляют ми-

нералы из сплошных руд и часто не могут быть сопоставлены с современными анализами из руд других типов. Данные о физических свойствах минералов включают измерения показателей преломления, спектров отражения, величины микротвердости и в отдельных случаях – магнитные характеристики, результаты ИКС и т.д.

Работа выполнена в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР авторским коллективом в составе Ю.Н. Яковлева, А.К. Яковлевой, Ю.Н. Нерадовского, А.С. Осокина, Н.Л. Балаболина, В.С. Докучаевой, Д.А. Орсоева при участии сотрудников ИГЕМ АН СССР В.В. Дистлера и А.А. Филимоновой. В техническом оформлении сводки принимали участие Н.В. Левкович, В.В. Задворнов, С.С. Глубокий.

В Геологическом институте выполнен и основной объем аналитических работ: химических, микрозондовых и спектральных анализов (В.А. Ингуран, Т.С. Романова, Е.П. Федотова, Е.А. Кульчицкая, Я.А. Пахомовский, С.А. Реженева, Л.И. Полежаева, Г.Р. Ожигова, М.Ф. Ляпина, В.В. Ильичева и др.), определений оптических констант нерудных минералов (В.В. Колесникова, Г.М. Нерадовская, Л.М. Федорова), рентгеноструктурных анализов (Л.Г. Латышева, Г.А. Перлина), все измерения микротвердости (В.В. Задворнов, С.М. Баржицкая, А.И. Алексеев) и все вспомогательные работы (Н.В. Кукушкина, А.И. Алексеев, Е.Г. Киселева и др.).

Часть аналитических данных заимствована из литературных источников, значительное число микрозондовых анализов сульфидов нам любезно представили сотрудники института „Гипроникель“ А.В. Кондратьев, Г.В. Спиридонов и Г.А. Митенков. Большое содействие в измерении спектров отражения оказали Л.Н. Вяльсов (ИГЕМ АН СССР, установка ПИОР) и И.А. Дружинина (ЛОМО, установка МСФП-1 „Блеск“).

В своей работе авторы постоянно ошущали дружеское внимание и поддержку своих коллег, пользовались консультациями и советами сотрудников Геологического института и филиала: Г.И. Горбунова, И.В. Белькова, В.Г. Загородного, Л.А. Виноградова, А.А. Предовского, Н.А. Елиной, Р.А. Кравченко-Бережного и многих других, а также сотрудников других учреждений: А.Д. Генкина, Л.Н. Вяльсова (ИГЕМ), Д.П. Григорьева (ЛГИ), Д.В. Полферова (СЗТГУ), В.А. Горелова (МГРЭ) и др.

Пользуясь случаем, авторы выражают глубокую признательность всем, кто способствовал выполнению нашей работы. Искреннюю благодарность приносят они Г.И. Горбунову, взявшему на себя труд ее научного редактирования.

Монография состоит из двух частей: „Основные черты геологии сульфидных медно-никелевых месторождений и рудопр-

явлений" (гл. I-II) и „Минерология руд" (гл. III-VI). Главы I, II, введение и заключение написаны Ю.Н. Яковлевым, им же осуществлено общее руководство работой; гл. III и IV написаны А.К. Яковлевой, А.С. Осокиным, В.С. Докучаевой и Д.А. Орсовым, а гл. V и VI - Ю.Н. Яковлевым, Ю.Н. Нерадовским, Н.Л. Балабониным, Д.А. Орсовым, В.В. Дистлером и А.А. Филимоновой. Участие каждого автора в описании отдельных минералов отражено в оглавлении.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ СУЛЬФИДНЫХ  
МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

---

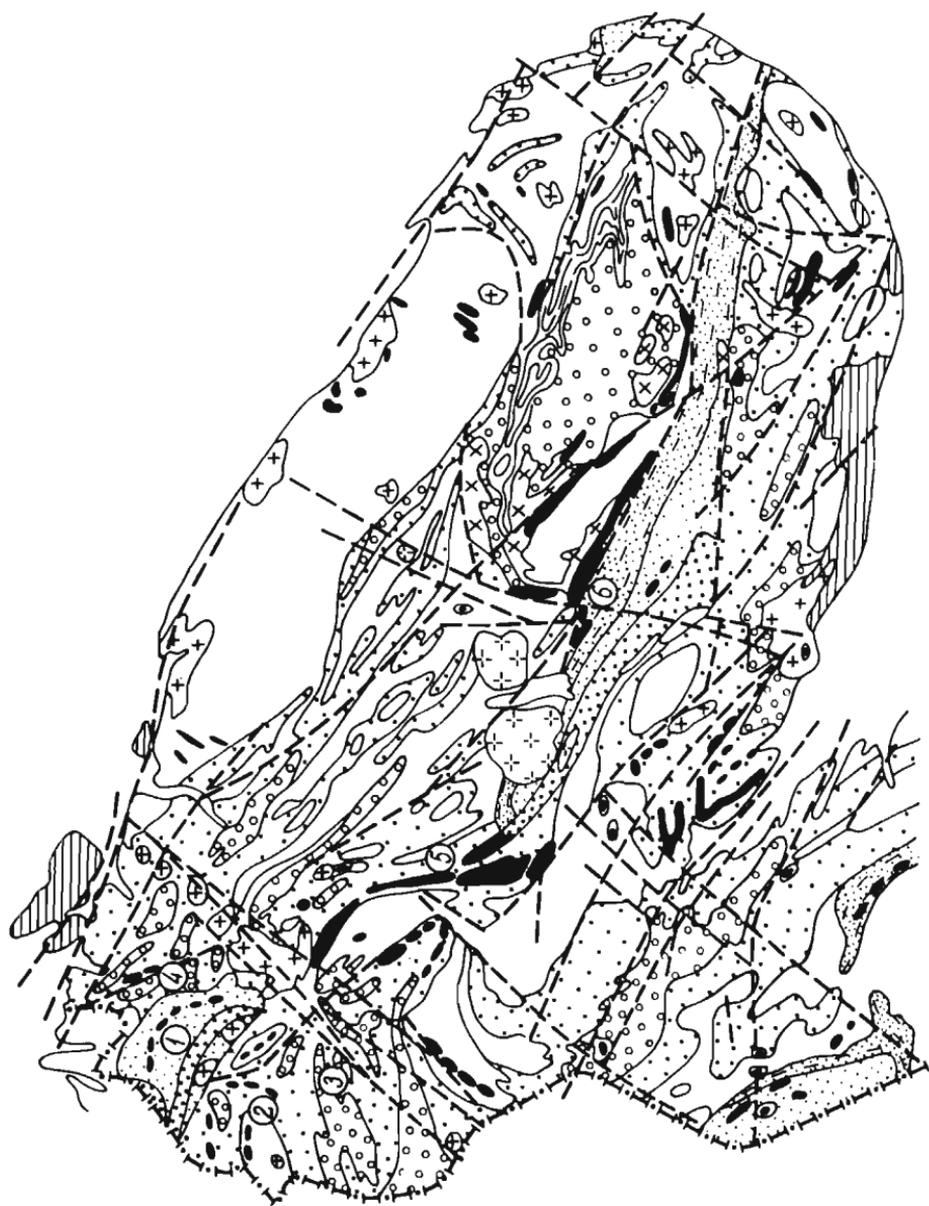
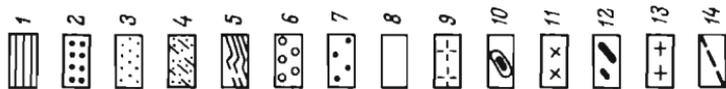
Подавляющая часть сульфидных медно-никелевых месторождений и рудопроявлений расположена в западной части Кольского полуострова, значительно меньшая - в центральной, а на обширной площади восточной части известны лишь проявления бедной медно-никелевой минерализации.

Геологическое положение никеленосных районов, петрология рудоносных массивов, структуры рудных полей и месторождений, природные типы руд рассматривались в многочисленных частных публикациях и ряде обобщающих работ (Горбунов, 1968; Атлас..., 1973; Козлов, 1973; Структуры..., 1978, и др.). Поэтому в настоящей работе сведения по перечисленным выше вопросам для всех никеленосных районов приводятся в минимальном объеме, необходимом для точного отнесения минералогических данных к конкретным геологическим объектам. В основном они являются компилятивными, с небольшими дополнениями, полученными авторами в процессе исследований последних лет.

---

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кольского полуострова (по В.Г. Загородному и А.Т. Радченко, 1978, с изменениями).

1 - рифейский терригенный комплекс (песчаники, конгломераты, сланцы); 2-4 - карельский осадочно-вулканогенный комплекс (2 - южнопеченгская и томингская серии, 3 - печенгская и варзугская серии, 4 - стрельнинская серия); 5-7 - кольско-беломорский амфиболито-гнейсо-кристаллосланцевый комплекс (5 - кейвская сланцевая серия, 6 - лебяжинская, вороньютундровская серии и их аналоги, 7 - вочеламбинская, оленегорская, аннамская серии и их аналоги); 8 - древнейший комплекс первичной сиалической коры (плагиограниты, тоналиты, плагиогнейсы); 9-13 - интрузивные образования (9 - нефелиновые щелочные сиениты, 10 - щелочные габброиды, 11 - щелочные гранитоиды, 12 - разновозрастные основные и ультраосновные породы, 13 - разновозрастные гранитоиды); 14 - важнейшие разломы. Цифры в кружках - никеленосные районы (1 - Печенгский, 2 - Аллареченский, 3 - Ловноозерский, 4 - северо-восточное обрамление Печенги, 5 - Мончегорский, 6 - Имандра-Варзугский).



Главной структурной единицей, контролирующей размещение большей части сульфидных медно-никелевых месторождений и рудопроявлений региона, является Печенгско-Варзугская структурно-фациальная и металлогеническая зона, протягивающаяся с северо-запада на юго-восток через весь Кольский полуостров (рис. 1).

Эта зона сложена мощными толщами вулканических и осадочных пород (основных эффузивов, туфов, туффитов, песчаников, филлитов и др.), смятыми в складки и прорванными многочисленными телами основных и ультраосновных пород, в том числе рудоносных. Месторождения сульфидных медно-никелевых руд расположены не только в пределах данной зоны, но и в гнейсовом обрамлении вдоль северной и южной границ.

На крайнем северо-западе Печенгско-Варзугской зоны расположен важнейший никеленосный район Кольского полуострова – Печенгский, в центральной части – Мончегорский, а в юго-восточной – Имандра-Варзугский. К северо-востоку от Печенгского района известен ряд рудопроявлений в гнейсовом обрамлении зоны, а к югу от него расположен Аллареченский никеленосный район. На значительном удалении от главной зоны к югу и юго-западу находятся: Ловноозерский никеленосный район, зоны северного и южного обрамления гранулитового комплекса Сальных тундр, а также район Колвицких тундр. Западную часть Имандра-Варзугского района, включающую его северное обрамление с массивами Федоровой и Панских тундр и р. Цаги, часто выделяют в качестве самостоятельного района – Центрально-Кольского.

Все медно-никелевые месторождения и рудопроявления пространственно и генетически связаны с массивами основных и ультраосновных пород, принадлежащих, согласно последним данным (Горбунов и др., 1979), пяти магматическим формациям, которые сменяют друг друга в такой последовательности: вебстерит-габбро-норитовая, габбро-перцолит-пироксенитовая, гипербазитовая (ультрафербазитовый комплекс), перидотит-пироксенит-норитовая и габбро-верлитовая. Первая формация считается верхнеархейской или нижнепротерозойской (по разным данным), следующие три – нижнепротерозойскими, а последняя – верхнепротерозойской. Но эти соотношения в значительной мере являются условными, так как прямых геологических данных об их возрастных границах нет, а немногочисленные радиологические датировки для многих массивов дают цифры 1.7–2.0 млрд. лет.

Как правило, в каждом никеленосном районе развиты преимущественно массивы какой-либо одной формации, а представители других формаций встречаются редко. Наиболее продуктивной в отношении медно-никелевого оруденения является габбро-верлитовая формация, ей значительно уступают гипербазитовая (ультрафербазитовый комплекс) и перидотит-пироксенит-норитовая; с массивами вебстерит-габбро-норитовой формации связано одно месторождение и ряд рудопроявлений, а с массивами габбро-перцолит-пироксенитовой формации – лишь единичные рудопроявления.

## Глава I. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД

### Природные типы руд и условия их локализации

Руды отдельных никеленосных районов Кольского полуострова изучены неравномерно. Полнее других исследованы руды Печенгского, Аллареченского и Ловноозерского районов, менее – Мончегорского и Центрально-Кольского районов, северо-восточного обрамления Печенгского синклиория (Ровнинская группа), а в других районах медно-никелевое оруденение изучено слабо.

Принятая в настоящее время классификация руд (Атлас..., 1973) включает 3 группы, 6 типов и ряд разновидностей (табл.1). Руды первой группы целиком локализованы в массивах основных и ультраосновных пород и располагаются либо непосредственно в их приподшенной части (Печенгский, Аллареченский районы), либо на некотором удалении от нее в виде одного или нескольких «висячих горизонтов» (Мончегорский, Ловноозерский районы). От безрудных пород эти горизонты отличаются не только более высоким содержанием сульфидов, но также несколько иным соотношением породообразующих силикатов, степенью их вторичных изменений, текстурными особенностями и т.п. Иногда руды первой группы выполняют весь объем массивов (как правило, небольших по размерам). Среди руд этой группы наиболее распространенными являются рассеянно-вкрапленные – они развиты во всех месторождениях и рудопроявлениях.

Руды второй группы локализованы в тектонических нарушениях, главным образом в продольных межпластовых или кососекущих зонах смятия и расланцевания и в оперяющих их сколовых трещинах, реже – в поперечных нарушениях типа сбросо-сдвигов. Оруденелые тектонические зоны большей частью проходят по нижнему контакту рудоносных ультраосновных и основных массивов с вмещающими породами, отклоняясь в ту и другую сторону и нередко разветвляясь (Печенгский, Аллареченский районы). Иногда они целиком располагаются во вмещающих породах и прослеживаются на значительном расстоянии от массивов по простиранию или падению (до 200–300, в редких случаях – до 1000 м). Но всегда при прослеживании устанавливается их связь с рудоносными (материнскими) массивами. Среди руд второй группы наиболее распространенными являются брекчиевидные, а сплошные играют существенную роль лишь на отдельных месторождениях (Каула, Аллареченское, жильные поля Мончегорского плутона).

Т а б л и ц а 1

Классификация сульфидных медно-никелевых руд Кольского полуострова

Группы руд		Типы руд		Разновидности		Характерные текстуры
ин-декс	название	ин-декс	название	ин-декс	название	
А	Руды в основных и ультраосновных породах	I	Рассеяно-вкрапленные	1 2 3	Халькопирит-пентландитовые Пентландит-халькопиритовые Пентландит-кубанит-халькопиритовые	Вкрапленная, прожилково-и гнездово-вкрапленная, пятнистая, легматоидная, сланцеватая, гнейсовидная, полосчатая, сетчатая
		II	Густовкрапленные	1 2	Халькопирит-пентландитовые Пентландит-халькопиритовые	
Б	Руды в тектонических зонах	III	Брекчиевидные	1 2	Халькопирит-пентландитовые Пентландит-халькопиритовые	Брекчиевидная, брекчиевая, пятнистая, полосчатая
		IV	Сплошные	1 2 3 4	Халькопирит-пентландитовые Пентландит-халькопиритовые Пиритизированные Сульфидно-магнетитовые	Массивная, полосчатая, пятнистая, петельчатая, гнейсовидная
В	Руды в экзоконтактовых метасоматитах и вмещающих породах	V	Оруденелые экзоконтактовые метасоматиты	1 2	Халькопирит-пентландитовые Пентландит-халькопиритовые	Вкрапленная, пятнистая, прожилково-вкрапленная, сланцеватая, полосчатая, плейчатая
		VI	Оруденелые вмещающие породы	2 3	Халькопирит-миллерит-борнитовые	Полосчатая, линзовидно-полосчатая, плейчатая, вкрапленная, прожилковая, сетчатая, брекчиевая, сланцеватая

Руды третьей группы образуют внешний ореол, окружающий залежи, сложенные богатыми рудами первых двух групп. Мощность этого ореола в общем случае определяется тектонической подготовкой окружающих пород (дробление, рассланцевание и т.д.), а также интенсивностью оруденения в основных телах.

Почти все руды связаны друг с другом постепенными переходами как в нормальных разрезах (от почвы к кровле), так и по простиранию и падению. Постепенные переходы особенно характерны для руд первой группы, где нередко трудно без опробования провести границу между рассеянно- и густовкрапленными рудами. Но в последнее время в нескольких крупных залежах вкрапленных руд Печенгского района установлен ступенчатый характер перехода от богатых руд к бедным (Нерадовский, 1976). Резкими контактами с рудами других типов отличаются брекчиевидные и сплошные руды, а между собой в них обычными являются и постепенные переходы.

В большинстве месторождений самыми распространенными являются руды первой группы, руды второй имеют подчиненное значение, а руды третьей развиты далеко не везде и наиболее характерны для Печенгского и Аллареченского районов. Но в ряде случаев это соотношение нарушается. Так, на Аллареченском месторождении и нередко в Печенгском рудном поле руды второй группы являются главными, а первой – второстепенными; в Ловноозерском и Мончегорском районах руды второй группы развиты слабо и т.д.

На всех месторождениях медно-никелевое оруденение представлено двумя генетическими типами – сингенетическим и эпигенетическим. Формирование сингенетического оруденения связано со становлением интрузивов, но сульфиды кристаллизуются отчетливо позднее главных породообразующих силикатов. Эпигенетическое оруденение возникает во время преобразования рудосносных массивов под влиянием тех или иных геологических процессов. Соотношение между рудами этих генетических типов может быть самым различным, пространственно они во многих случаях совмещены и по внешним морфологическим признакам близки друг другу, поэтому установление генетической природы оруденения нередко требует проведения специальных исследований.

В общем случае основная часть руд второй группы и все руды третьей относятся к числу эпигенетических, а руды первой группы могут быть как сингенетическими, так и эпигенетическими. На многих месторождениях установлена принадлежность вкрапленного оруденения в основных и ультраосновных породах к обоим генетическим типам, признаки различия которых неоднократно обсуждались в литературе (Козлов, Горбунов, 1957; Ультраосновные и основные..., 1961; Горбунов, 1968; Яковлев, 1970; Атлас..., 1973; Яковлев, Яковлева, 1974, и др.).

## Особенности минерального и химического состава руд

Наибольшим разнообразием минеральных видов, особенно класса силикатов, отличаются оруденелые ультраосновные породы; руды в тектонических зонах обладают широким спектром минералов-примесей класса сульфидов и их аналогов; в оруденелых вмещающих и экзоконтактовых породах часто встречаются минералы, не характерные для данной рудной формации.

Установлено, что существенные различия в минеральном составе свойственны, с одной стороны, сингенетическим и эпигенетическим рудам, а с другой — рудам, метаморфизованным в различной степени; заметное влияние оказывает и структурное положение руд. Вследствие этого все главные и многие второстепенные минералы представлены несколькими генерациями, характеризующими отдельные периоды формирования и преобразования руд. Генерации различаются особенностями морфологии, состава, структуры, физических свойств, а также парагенетическими ассоциациями.

Сингенетические руды характеризуются наименьшим количеством минеральных видов, наличием первых генераций сульфидов (моносульфидов) и окислов (шпинелидов), преобладанием простых силикатов. Для многих минералов в них характерны структуры распада твердых растворов, а к числу типоморфных относятся породообразующие минералы основных и ультраосновных пород, троилит, гексагональный пирротин, кубанит, титаномagnetит, шпинель, хромшпинелиды и др. Эпигенетические руды более разнообразны по составу; наряду с моносульфидами здесь развиты дисульфиды, сульфосоли, теллуриды, гидроокислы, водные силикаты, карбонаты, сульфаты и др. Типоморфными минералами эпигенетических руд являются: пирротин моноклинный, пирит, крупнокристаллический магнетит, теллуриды, амфиболы, слюды, гранаты и др.

Влияние метаморфизма на минеральный состав руд прослеживается на всех месторождениях, но степень его в разных районах различна. На месторождениях, не испытавших регионального метаморфизма (Мончегорский плутон, Центрально-Кольский район), изменения минерального состава обусловлены проявлением автометаморфизма и динамометаморфизма, а также развитием зон смятия и расслаивания. Автометаморфические изменения наиболее характерны для ультраосновных пород и обычно выражаются в их серпентинизации и замещении первичных сульфидов магнетитом, а также в распаде твердых растворов. Под влиянием динамометаморфизма на отдельных участках руды испытывают катаклаз, перекристаллизацию, изменение текстурно-структурных узоров (Полферов, 1967, 1979; Горбунов, 1968; Атлас..., 1973, и др.). В тектонических зонах изменения более интенсивны (появление водных силикатов, дисульфидов, гидроокислов и др.), но проявлены они локально (Яковлев, Яковлева, 1974, и др.).

Значительно сильнее и обычно в полном объеме оруденелых массивов прослеживаются изменения, связанные с региональным метаморфизмом, которые зависят от нахождения месторождений в определенных фациальных зонах, что особенно четко прослеживается в северо-западной части Кольского полуострова. Здесь при переходе от зеленосланцевой фации (Печенгский район) через амфиболитовую (Аллареченский район) к гранулитовой (Ловноозерский район) среди силикатов постепенно сокращается роль высоководных видов (серпентинов, хлоритов, талька, слюд), ведущими становятся низководные или безводные (амфиболы, пироксены); среди рудных минералов уменьшается число второстепенных видов (самородных, теллуридов, сульфосолей) и увеличивается количество пирротина и замещающего его пирита. Все это приводит к заметному упрощению, обеднению минерального состава руд, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации (Козлов, 1972; Яковлев и др., 1980; Медно-никелевые руды..., 1979, и др.).

Сульфидные медно-никелевые руды Кольского полуострова, как и других провинций, являются комплексными – из них извлекается более 10 полезных компонентов. Но если содержание и распределение в них главных компонентов (никеля, меди, отчасти кобальта и серы) освещено во многих работах, в том числе и сводных, то в отношении остальных компонентов имеются весьма неполные сведения. Лишь для северо-западной части Кольского полуострова выявлены определенные закономерности изменения химического состава руд различных типов как в пределах отдельных районов, так и между районами (Яковлев и др., 1980 и др.). По содержанию металлов в сульфидной массе здесь наиболее богатыми являются руды Аллареченского района, самыми бедными – Ловноозерского района, но по концентрации селена самыми бедными оказываются печенгские руды. В рудах всех типов никель преобладает над медью ( $Ni:Cu = 1.2-5.6$ ), т.е. преимущественно развиты пентландитовые разновидности, и в направлении от бедных вкрапленных руд к сплошным величина отношения никеля к меди обычно постепенно возрастает. Как исключение иногда устанавливается противоположное изменение этого параметра (восточный рудный узел Печенги, некоторые рудопроявления). Существенно „медистые“ разновидности типичны лишь для оруденелых экзоконтактовых и вмещающих пород.

По содержанию и соотношению трех главных металлов – никеля, меди и кобальта – руды северо-западной части Кольского полуострова заметно отличаются от руд Мончегорского плутона и Центрально-Кольского района, которые в целом обладают более высоким содержанием меди и кобальта. Здесь широко развиты и существенно медные разновидности руд (Козлов, 1973, и др.).

## Зависимость вещественного состава руд от структурных факторов

Выше отмечалась зависимость локализации руд различных генетических и морфологических типов от структуры месторождений (обусловленность расположения сингенетических руд первичными структурными элементами, а эпигенетических – наложенными). Но некоторые структурные элементы оказывают заметное влияние и на вещественный состав руд.

Так, например, сплошные сингенетические руды в ненарушенных протектонических трещинах отличаются устойчивым минеральным и химическим составами, близостью основных соотношений компонентов к таковым вкрапленных сингенетических руд. А эпигенетические брекчиевидные руды в тектонических зонах характеризуются весьма непостоянным соотношением сульфидной и силикатной частей, резкими изменениями минерального и химического состава на коротких расстояниях.

В пострудных зонах смятия и расланцевания появляются разнообразные ориентированные текстуры руд – сланцеватая, гнейсовидная и др.; среди силикатов ведущими становятся магнезиальные амфиболы, слюды (Аллареченский район), хлориты, серпентины и др. (Печенгский район).

В экзоконтактах рудоносных массивов текстуры, структуры, минеральный состав руд резко отличаются от таковых в основных рудных телах: здесь преобладают сланцеватые, прожилково-вкрапленные и прожилковые текстуры; среди минералов широко представлены кальциевые амфиболы, полевые шпаты, кварц, гранаты, борнит, миллерит и ряд других, которые отсутствуют в основных рудных телах или встречаются там очень редко. В зонах мелкой складчатости и флексуорообразных перегибах интенсивно проявлено замещение сульфидов магнетитом и силикатами, широко развиты серпентины, хлориты. В поздних зонах дробления наряду с развитием карбонатов, кварца, хлоритов и иногда сульфатов происходит интенсивное замещение первичных сульфидов вторичными (пиритом, марказитом, мельниковитом, халькозином, ковеллином), а также гидроокислами и окислами железа (лимонитом, магнетитом, гематитом).

На участках проявления динамометаморфизма во всех рудах (но особенно часто в брекчиевидных и сплошных) наблюдаются изменения структурных и, реже, текстурных узоров, двойникование и бластез пирротина и халькопирита, дробление пентландита и магнетита, частичное перераспределение сульфидов, развитие пирита, появление структур смятия и катаклаза, а также плейчатых и сланцеватых текстур.

Таким образом, общеизвестная зависимость вещественного состава всех руд от условий их образования для медно-никелевых месторождений Кольского полуострова во многих отношениях конкретизируется и дополняется установленным влиянием на текстурно-струк-

турные особенности руд, их минеральный и химический состав определенных структурных элементов и различных послерудных процессов. Эта взаимосвязь в ряде случаев позволяет решать и обратную задачу, а именно: по материалам детального изучения вещественного состава судить об особенностях структуры месторождения или рудопроявления, что особенно важно на стадии поисково-разведочных работ, когда прямые структурные наблюдения затруднены.

Так, например, изучение закономерностей распределения главных сульфидов в залежах вкрапленных руд раскрывает такие детали строения последних, которые недоступны методам структурной геологии (концентрическая зональность оруденения, ступенчатое изменение содержаний рудных компонентов). Знание особенностей вещественного состава жильных руд необходимо для определения их генетического типа и природы вмещающих структур. По минеральному составу и текстурно-структурным узорам определенных участков вкрапленных руд можно различать зоны эндо- и экзоконтактов рудных тел, судить о характере тектонических нарушений (зоны смятия, расслаивания, дробления) и т.д.

## Глава II. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИКЕЛЕНОСНЫХ РАЙОНОВ

### Печенгский район

Печенгский район занимает крайнюю северо-западную часть Печенгско-Варзугской структурно-фациальной зоны, границы его определяются контурами Печенгского синклинория (рис. 1). Район сложен вулканогенно-осадочными породами печенгской серии, которые несогласно налегают на гнейсовый комплекс кольской серии и имеют падение в южных румбах под углами 30–60°. В составе печенгской серии выделяются четыре вулканогенных покрова, разделенные пачками туфогенно-осадочных пород. Покровы имеют мощность от 1000 до 4000 м и сложены диабазами (в основном авгитовыми, частью пикритовыми), порфиритами, альбитофирами, туфолавами, туфами. Наиболее мощный и сложно построенный четвертый покров занимает до 40% площади синклинория.

Туфогенно-осадочные толщи залегают в основании печенгской серии и разделяют отдельные покровы диабазов. Первые три толщи имеют небольшую мощность (до 200 м), часто невыдержаны по простиранию и падению, сложены конгломератами, песчаниками, гравелитами (первая), кварцитами, доломитами, известняками (вторая), аркозовыми песчаниками, доломитами, филлитами и яшмами (третья).

Четвертая толща расположена между третьим и четвертым покровами диабазов, обладает наибольшей мощностью (до 1000 м) и в виде широкой дуги, обращенной выпуклой стороной на северо-восток, протягивается через весь район. Сложена филлитами, песчаниками, туффитами, туфами, отдельные слои и горизонты которых содержат колчеданное оруденение. Она прорвана многочисленными интрузивами габбро-диабазов и никеленосных основных-ультраосновных пород габбро-верлитовой формации. Все известные месторождения (около 10) и подавляющая часть рудопроявлений района расположены в пределах этой толщи, в связи с чем она называется также „продуктивной“. Максимальной мощностью четвертая толща обладает в центральной части района, где сосредоточена основная часть никеленосных интрузивов и все месторождения.

Формирование Печенгского синклинория (как и всей Печенгско-Варзугской зоны) связывается с развитием системы грабен на стыке двух архейских блоков в период карельской складчатости. Все слагающие его породы, особенно туфогенно-осадочные толщи, смяты в поперечные складки, шарниры которых погружаются в южном на-

правлении; менее развиты продольные складки. Среди дизъюнктивных нарушений выделяются: Порьиташский и Луотнинский глубинные разломы; серия поперечных и диагональных (северо-западных и северо-восточных) нарушений типа сбросов и взбросов, разбивающих синклиниорий на ряд блоков; межпластовые надвиговые зоны в туфогенно-осадочных толщах, приуроченные большей частью к зонам контакта этих толщ с покровами диабазов и наиболее широко развитые в четвертой толще, где они нередко являются рудовмещающими.

Никеленосные интрузивы основных-ультраосновных пород имеют пластообразную и иногда факолитоподобную форму, повторяющую очертания крупных складок; они погружаются в юго-восток-юго-западном направлении под углами 30-60°. Длина их по простиранию изменяется от 100 до 6000 м, редко более; по погружению отдельные из них прослежены до 1500-2000 м, а большинство до 300-500 м, мощность варьирует от единиц до первых сотен метров. В их локализации четко прослеживается литологический и структурный контроль.

По внутреннему строению они разделяются на дифференцированные и недифференцированные. Первые более крупные, сосредоточены главным образом в центральной части рудного поля; с ними связаны основные месторождения и рудопроявления. Они имеют асимметричное грубополосчатое строение, обусловленное чередованием (снизу вверх) амфибол-хлоритовых (приконтактных) пород, серпентинитов (по перидотитам и оливинитам), серпентинизированных перидотитов (верлитов), пироксенитов и габбро. Серпентиниты и серпентинизированные перидотиты слагают до 70% разреза интрузивов, остальные породы имеют подчиненное значение и присутствуют далеко не во всех массивах. Недифференцированные массивы сложены измененными перидотитами или габбро.

Кроме того, в районе широко развиты породы дайкового комплекса (диабазы, пироксениты, габбро-пегматиты, габбро-диабазы и др.); мощность даек изменяется от долей метра до первых десятков метров, они имеют преимущественно субмеридиональное простирание и пересекают все остальные породы.

Все известные месторождения образуют два рудных узла - западный и восточный. Первый включает месторождения Каула, Промежуточное, Фланговое, Верхнее и Семилетка, которые связаны с почти непрерывной полосой интрузивов, приуроченных к мощной тектонической зоне в верхах „продуктивной“ толщи. Второй узел объединяет месторождения, связанные с массивами Клерджипор, Пильгуярви и Онки, приуроченные также к одной тектонической зоне, но в низах „продуктивной“ толщи. Между этими узлами мелкие месторождения и рудопроявления располагаются двумя полосами: одна в нижней части толщи (Сев.Соукерйоки, Мирона), другая - в верхней (Райсолайви, Соукер), а на участке Пахтаярви рудоносные массивы локализованы в зоне крутопадающего диагонального разлома среди диабазов третьего покрова.

На всех месторождениях сульфидное медно-никелевое оруденение приурочено к приподошвенной части интрузивов. Вкрапленные руды располагаются в нижних перидотитовых (серпентинитовых) частях массивов, реже встречаются в средних в виде „висячих“ горизонтов. В общем случае густота сульфидной вкрапленности уменьшается снизу вверх (вернее, по нормали к подошве), причем переход от густовкрапленных руд к рассеянновкрапленным обычно резкий, а от последних к непромышленному оруденению — постепенный. Мощность вкрапленных руд увеличивается на участках прогибов подошвы массивов, чем обусловлена столбообразная форма рудных тел.

Сплошные и брекчиевидные руды локализованы в разрывных структурах — главным образом в межпластовых тектонических зонах, проходящих вдоль нижних контактов интрузивов с подстилающими туфогенно-осадочными породами. Незначительная часть этих руд приурочена к поперечным нарушениям — на участках их сочленения с продольными межпластовыми зонами. За пределы рудоносных массивов сплошные и брекчиевидные руды в тектонических зонах удаляются до 400–500 м по простиранию и до 200–250 м по падению.

В зонах экзоконтактов рудоносных массивов и залежей сплошных и брекчиевидных руд развито прожилково-вкрапленное существенно халькопиритовое оруденение во вмещающих туфогенно-осадочных породах, которое пространственно часто совмещается с колчеданным (пирит-пирротинным) оруденением.

Соотношение руд различных типов варьирует от месторождения к месторождению. В целом на месторождениях западного фланга руды в тектонических зонах развиты примерно одинаково с вкрапленными (иногда даже преобладают), а в большинстве рудных тел центральной части и восточного фланга преимущественно развиты вкрапленные руды.

Рудоносные интрузивы района испытали интенсивный автометаморфизм и региональный метаморфизм зеленосланцевой фации (серпентинизация, хлоритизация, оталькование, в меньшей мере амфиболизация, карбонатизация). В связи с этим в них преобладает эпигенетическое оруденение, но и сингенетическое распространено достаточно широко, особенно в бедных разностях руд.

## А л л а р е ч е н с к и й   р а й о н

Данный район расположен к югу от Печенгского и занимает северо-западную часть Терско-Нотозерской антиклинорной зоны (рис. 1), для которой характерны блоковое строение и широкое развитие куполовидных структур. В районе выделяются два блока: Аллареченский (или Аллареченско-Аннамский) на востоке и Хихнаярвинский на западе, между которыми находится Вешьяурская зона смятия.

В пределах каждого блока установлено несколько куполовидных структур, имеющих овальную или уплощенную форму, в сводовой части которых породы имеют пологое разнонаправленное падение (5–

15°), а в краевых частях – более крутое (до 40–60°). Центральные части структур сложены лейкократовыми биотитовыми гнейсами, гранито–гнейсами, гранитами и мигматитами; в краевых частях появляются биотит–амфиболовые гнейсы. Пространство между куполовидными структурами выполнено гнейсами и амфиболитами различного состава, часто мигматизированными и нередко несущими пирротинное, графит–пирротинное и магнетитовое оруденение. Преобладающее простирание пород здесь – северо–западное с вариациями до субширотного и меридионального.

В районе выявлено несколько региональных разломов северо–западного и северо–восточного направлений, проходящих вдоль границ блоков и наиболее крупных куполовидных структур и выходящих за пределы района (Алла–Аккаярвинский, Аннамский, Хихнаярвинский, Восточный и др.), а также большое число мелких нарушений, являющихся оперяющими по отношению к региональным разломам.

Представления о природе куполовидных структур неоднозначны. Согласно последним данным (Беляев, Загородный, 1974, и др.), они представляют собой выступы архейского фундамента, а межкупольные образования слагают второй структурный этаж (кольско–беломорский комплекс). В последнем выделено несколько серий, самая нижняя из них содержит породы железисто–кремнистой формации. К третьему структурному этажу отнесены сланцеватые амфиболиты и двуслюдяные сланцы, развитые в узких грабенообразных („шовных“) зонах, которые параллелизуются с породами южной части Печенгского синклиория.

В районе известно около 300 массивов ультраосновных пород, которые залегают грубо согласно с вмещающими гнейсами и амфиболитами. Четкого литолого–стратиграфического и структурного контроля в размещении массивов не установлено. Они располагаются в краевых частях куполовидных структур и в промежутках между ними, нередко вблизи крупных разломов северо–восточного и, реже, северо–западного направлений. Часто они залегают группами по 5–10 массивов и в несколько этажей. На отдельных участках намечается приуроченность их к существенно амфиболитовым интервалам разреза или к границам различных пород (месторождение Восток и др.).

Размеры массивов, как правило, невелики: длина по простиранию составляет 100–2000 м, мощность – 5–200 м, по падению большинство из них прослежено на 100–200 м, а отдельные – до 1000 м. Форма их в основном пласто– и линзообразная, иногда ленто– и корытообразная, в отдельных случаях неправильная, близкая к изометрической. Они относятся к группе межпластовых синорогенных (или доорогенных) интрузивов гипербазитовой формации (Зак, 1974; Яковлев, Яковлева, 1974 и др.) или, согласно последним данным (Горбунов и др., 1979), ультрафербазитового комплекса.

По составу среди ультраосновных пород выделяются оливиниты, перидотиты (гарцбургиты) и пироксениты. Свежие породы отличаются очень высоким содержанием магния и почти полным отсутствием

кальция – первичных кальциевых минералов в них нет. Для многих средних и крупных массивов характерна нечеткая дифференциация: от всячего бока к лежащему содержание ромбического пироксена обычно возрастает, а оливин постепенно исчезает, вследствие чего пироксениты располагаются в нижних частях современного разреза, перидотиты – в средних, а оливиниты – в верхних. Такое расположение является „перевернутым“ по отношению к нормальному, например в Печенгском рудном поле; причины этого явления не установлены.

Многие массивы пересечены жилами гранитных пегматитов мощностью до 20–25 м, которые нередко тяготеют к их приконтактовым участкам.

Все ультраосновные породы района претерпели неоднократные метаморфические преобразования, наиболее существенными из которых являются регионально–метаморфические в условиях амфиболитовой фации (повсеместное развитие роговой обманки, актинолита и других вторичных минералов).

В пределах месторождений и рудопроявлений локализация ультраосновных массивов и руд подчиняется местному структурному и отчасти литологическому контролю: мелкой складчатости, определенным горизонтам вмещающих пород, дизъюнктивным нарушениям типа кососекущих зон смятия и межпластовых сколов. В массивах с непромышленным оруденением последнее представлено сингенетической вкрапленностью, приуроченной к горизонтам (от 0,3–0,5 до 5–7 м мощностью) перидотитов, реже оливиновых пироксенитов в нижних или средних частях разреза. Богатые руды являются как сингенетическими, так и эпигенетическими; вторые часто преобладают.

На обоих месторождениях богатое вкрапленное оруденение тяготеет к флангам узких, вытянутых массивов: на Аллареченском – к западному, а на Востоке – к восточному. Сплошные и брекчиевидные руды сосредоточены в тектонических зонах, причем на Аллареченском месторождении такая зона проходит вдоль западного фланга и содержит в основном сплошные руды, но на отдельных участках по своему строению она представляет гигантскую брекчию: в массе сплошных руд неравномерно распределены округлые глыбы оруденелых ультраосновных пород до 3–4 м в поперечнике. На месторождении Восток тектоническая зона проходит вдоль нижнего контакта массива с вмещающими породами, часто разветвляется и заходит как в массив, так и во вмещающие породы; содержит главным образом брекчиевидные руды. За пределы массивов оруденение в тектонических зонах распространяется на расстояние до 200 м.

Богатые руды в ультраосновных породах и тектонических зонах окружены маломощным (до 1,5–2,5 м) ореолом бедного прожилково-вкрапленного оруденения во вмещающих породах и экзоконтактовых метасоматитах по ним. Это оруденение существенно медное: пирротин–пентландит–халькопиритового или миллерит–борнит–халькопиритового состава; в качестве примесей в нем установлены многие редкие минералы.

Ловноозерский район расположен в пределах юго-западной части пояса лапландских гранулитов, имеющего здесь субширотное простира-ние и тектонические контакты с окружающими гнейсовыми толщами.

Гранулитовый пояс считается синклинойной структурой (Макиев-ский, 1973; Тектоника..., 1974, и др.); в нем выделяется несколько автономных блоков, наиболее крупным из которых является Ловноо-зерский, включающий и одноименный никеленосный район. В строе-нии района принимают участие два комплекса пород – гранулитовый и гнейсовый. В южной части района преобладают гиперстенные пла-гиогнейсы, иногда переслаивающиеся с гранулитами, а в северной – гнейсы различного состава с прослоями гранулитоподобных пород. Простираение пород субширотное, местами северо-восточное; падение в основном северное, реже южное под углами 30–60°. Как правило, линейные текстуры не совпадают с гнейсовидно-полосчатыми: линей-ность имеет пологое (20–30°) падение на северо-восток и совпада-ет с шарнирами складок. Все породы интенсивно метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Среди разрывных нарушений выделяются крупные субширотные и субмеридиональные, обрамляющие отдельные блоки, а также большое число средних и мелких северо-западного и северо-восточного на-правлений.

В районе выявлено около 300 массивов основных и около десят-ка ультраосновных пород, которые принадлежат двум формациям: вебстерит-габбро-норитовой и габбро-лерцолит-пироксенитовой. За-кономерности их пространственного размещения выяснены недостато-чно. Полагают (Спиров, 1975, и др.), что они располагаются цепоч-кообразно и группами в узких (1–4 км) и протяженных (до 30–50 км) поясах или зонах, согласных с региональным простираением пород и отличающихся пестрым литологическим составом; возможно, эти пояса трассируют древние глубинные разломы. Все массивы – лин-зо-, сигаро- и лентообразной формы и залегают преимущественно согласно, реже несогласно с вмещающими породами: имеют север-ное ( $\angle$  30–50°) падение и северо-восточное, иногда северо-западное склонение, согласное с метаморфической линейностью. Размеры их обычно невелики – длина по простираению не превышает 800–1000 м, а мощность 70–100 м, многие до выклиниваний не прослежены. Лишь отдельные массивы (например, Озерный, Северный и др.) являются более крупными: до 3000 м по простираению и 300–600 м мощностью. Массивы основных и ультраосновных пород нередко пересечены жи-лами гранитных пегматитов мощностью 0.5–10.0 м, редко более.

Основные породы представлены норитами и габбро-норитами, сре-ди которых выделяются лейко-, мезо- и меланократовые разновидности. Кроме того, в массивах основных пород развиты жильные ги-перстениты, гиперстен-полевошпатовые и полевошпатовые образова-ния мощностью обычно до 1.0–1.5 м. Неотчетливые признаки диф-ференциации устанавливаются лишь в относительно крупных массивах

(Медно-никелевые руды..., 1979). Ультраосновные породы представлены пироксенитами (вебстеритами) и перидотитами (лерцолитами); в массивах наблюдается их „перевернутое“ расположение: пироксениты приурочены к нижним частям разреза, а перидотиты – к верхним. И основные, и ультраосновные породы несут признаки регионального метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Сульфидное медно-никелевое оруденение связано главным образом с массивами основных пород – это Ловноозерское месторождение, рудопроявления Лаукку, Лоунйоки, участков №№ 6, 17 и др. В массивах ультраосновных пород выявлены рудопроявления Суэйнлагаш и Ю.Юнгес. На всех рудопроявлениях развито преимущественно вкрапленное сингенетическое оруденение, на месторождении распространено и эпигенетическое.

Ловноозерское месторождение состоит из нескольких рудных тел, самое крупное из которых (первое или главное) прослежено по склонению более чем на 1000 м. Здесь резко преобладают рассеяно-вкрапленные руды, менее распространены густовкрапленные и гнездовые, сплошные руды практически отсутствуют, а брекчиевидные развиты слабо. Четко выраженного структурного и петрографического контроля в локализации руд обычно не устанавливается: вкрапленные и гнездово-вкрапленные разности встречаются в различных частях массивов и различных петрографических разновидностях пород; брекчиевидные руды приурочены к маломощным тектоническим зонам как в самих массивах, так и за их пределами, на расстоянии до 40–50 м. В главном рудном теле наблюдается постепенное увеличение содержания полезных компонентов по склонению, а также тяготение богатых руд к осевой его части, где более интенсивно развиты жилы гранитных пегматитов. На рудопроявлениях, связанных с основными породами, условия локализации руд примерно такие же, но там отсутствуют брекчиевидные и сплошные руды.

В ультраосновных массивах (Суэйнлагаш) вкрапленное оруденение локализовано более закономерно – оно тяготеет к лежащему боку и более богатое в безоливиновых породах. Брекчиевидные руды встречаются редко, на участках массивов с богатым вкрапленным оруденением, но мощность их невелика (до 0,2–0,3 м).

Для руд всех типов в основных и ультраосновных породах характерны простота минерального состава, резкое преобладание пирротина, широкое развитие пирита и относительно низкое содержание полезных компонентов.

## Северо-восточное обрамление Печенгского синклинория

Здесь среди гнейсов кольской серии развиты основные и ультраосновные породы трех формаций: гипербазитовой (Ровнинская группа), перидотит-пироксенит-норитовой (гора Генеральская) и габбро-верлитовой (Нясюкская группа).

М а с с и в ы Р о в н и н с к о й г р у п п ы (около 40 тел) сосредоточены в зоне широтного направления к востоку от Печенгского синклиория (Бакушкин, 1978). В их размещении, форме, размерах и составе много общего с гипербазитами Аллареченского района: локализация их контролируется разрывными нарушениями субмеридионального (вблизи синклиория) и субширотного (вдали от него) направлений, они располагаются группами по 5–10 тел, имеют пласто- и линзообразную форму, залегают ярусами согласно с вмещающими гнейсами, амфиболитами и мигматитами; часто будинированы и в приконтактных частях рассланцованы, нередко пересечены жилами гранитных пегматитов; размеры большинства из них невелики – 100–300 м по простиранию при мощности от единицы до 50 м, но встречаются и более крупные (длина до 900 м, мощность – до 200 м).

Крупные массивы нечетко дифференцированы: среди преобладающих гарцбургитов встречаются прослои, обогащенные оливином, а также бронзититов, лерцолитов и плагиолерцолитов. Все породы сильно изменены – амфиболлизированы, хлоритизированы, серпентинизированы и оталькованы, мелкие тела превращены в амфибол-хлоритовые и тальк-хлорит-серпентиновые сланцы.

В нескольких массивах установлено сульфидное медно-никелевое оруденение сингенетического и эпигенетического типов, которые пространственно обычно разобщены: первое развито в менее измененных массивах, расположенных вдали от Печенгского синклиория, а второе – в сильно измененных массивах вблизи синклиория. Горизонты (или зоны) с повышенным содержанием сульфидов (до 10–15%, редко более) находятся в центральных частях массивов, иногда вблизи лежачего бока; мощность их составляет 3–15 м. Всюду преобладают вкрапленные руды, реже встречаются прожилково-вкрапленные и редко – брекчиевидные.

Для сингенетических руд характерно широкое развитие троилита, местами кубанита и маккинавита, а для эпигенетических в отдельных массивах – примесь минералов благородных металлов. В целом оруденение здесь обычное, халькопирит-пентландитовое.

М а с с и в г о р ы Г е н е р а л ь с к о й залегают несогласно в гнейсах кольской серии вблизи контакта с породами печенгской серии. Массив имеет неправильную клиновидную форму, вытянут в меридиональном направлении, размеры его в плане составляют 3,8х0,8 км (Яковлев, 1971; Федотов и др., 1974; Бакушкин, 1979). Он полого ( $\angle 30\text{--}35^\circ$ ) погружается под образования печенгской серии, западный и восточный контакты падают навстречу друг другу под углами 40–50 и 60–65° соответственно. Тектоническими нарушениями массив и вмещающие его породы разбиты на отдельные блоки.

Массив сложен преимущественно метагаббро-норитами, которые содержат участки первичных слабо измененных пород – норитов и оливиновых габбро-норитов. Расслоенность в нем выражена слабо. Первичные породы сильно изменены – амфиболлизированы, хлоритизированы, эпидотизированы и т.п.

Сульфидное оруденение относится, вероятно, к эпигенетическому типу, условия локализации его четко не устанавливаются. Преобладает вкрапленное оруденение, реже встречается гнездово- и прожилково-вкрапленное. Содержание сульфидов обычно не превышает 15-20%, халькопирит преобладает над пентландитом. Характерны также низкое содержание окислов железа и наличие примеси минералов группы платины.

Н а с ю к к с к а я г р у п п а массивов расположена к северу от горы Генеральской и представлена крутопадающими дайками оливинового габбро, керсутитовых плагиоперидотитов, оливиновых плагиопироксенитов, габбро-диабазов (Федотов и др., 1974). Дайки имеют северо-западное, реже северо-восточное и субширотное простирание, длина их достигает 15-26 км, а мощность - 400 м. Большинство даек образует две субпараллельные ветви северо-западного направления. Юго-западная ветвь представлена крупной центральной дайкой (длина 26 км, мощность 40-250 м) керсутитовых плагиоперидотитов и множеством сопровождающих ее мелких даек оливинового габбро. Северо-восточная ветвь состоит из дайки оливинового габбро длиной около 15 км и мощностью 50-150 м; восточнее ее выявлено овальное тело (900x400 м) оливиновых плагиопироксенитов. Наиболее крупные центральная и восточная дайки дифференцированные: меланократовые породы располагаются в них у восточных контактов, а по направлению к западным содержание полевого шпата постепенно возрастает.

Дайки кварцевых габбро-диабазов имеют меньшие размеры (длина до 2 км, мощность до 70 м); они преобладают в южной части зоны. Все породы амфиболитизированы, степень изменения возрастает с севера на юг, по мере приближения к Печенгскому синклинию. Выявленное в дайках оруденение относится к сингенетическому типу и представлено рассеянной вкрапленностью во всех породах, кроме кварцевых габбро-диабазов. Повышенные концентрации сульфидов (никеля до 0,7%) установлены на отдельных небольших участках.

## М о н ч е г о р с к и й р а й о н

Мончегорский район расположен в центральной части Кольского полуострова, где Печенгско-Варзугская зона испытывает резкий пегматитизм. В его строении выделяются три структурных этажа: архейский (олигоклазовые гнейсо-граниты, плагиограниты и диориты, развитые в северо-восточной части), нижнепротерозойский (биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы с толщами железистых кварцитов - средняя часть района) и среднепротерозойский (вулканогенно-осадочные породы имандра-варзугского комплекса - на юго-востоке). Все породы собраны в складки различных порядков и пересечены разломами, которые по отношению к основному направлению складчатости (субмеридиальному) разделяются на продольные, поперечные и диагональные.

Район отличается сложной историей основного-ультраосновного магматизма – здесь выделяется пять его циклов (Козлов и др., 1967). Сульфидное медно-никелевое оруденение связано с массивами пятого интрузивного цикла и главным образом с крупным (около 55 км<sup>2</sup>) Мончегорским дифференцированным плутоном основных и ультраосновных пород перидотит-пироксенит-норитовой формации. Этот плутон является межформационным: залегает между гнейсами колской серии (второй структурный этаж) и вулканогенно-осадочными породами серии имандра-варзуга (третий этаж). На юго-западе он граничит с габбро-лабрадоритами массива Главного хребта. В плане форма плутона дугообразная, субширотная ветвь включает массивы Солча и Нюд-Поаз, а субмеридиональная – массивы Нитис-Кумужья-Травяная (Н-К-Т).

Массивы Н-К-Т и Солча сложены преимущественно ультраосновными породами, которые в разрезе (сверху вниз) располагаются следующим образом: 1) бронзититы (300–700 м); 2) переслаивание пироксенитов, оливиновых пироксенитов, перидотитов (до 400 м); 3) перидотиты (100–200 м); 4) придонная зона ультраосновных и основных полевошпатовых пород (10–100 м); 5) контактовая зона кварц-биотитовых норитов и габбро-норитов. Массив Нюд-Поаз сложен основными породами. Верхняя часть его разреза представлена переслаивающимися полевошпатовыми пироксенитами и меланократовыми норитами, содержащими прослой обогатенных оливином пород (мощностью до 100 м). К зоне перехода оливиновых пород в безоливиновые приурочен „критический горизонт“ Нюда. Нижняя часть разреза сложена мезократовыми норитами, а непосредственно на контакте с гнейсами располагается маломощный прослой кварц-биотитовых норитов. Общая мощность разреза 400–650 м.

В Мончегорском плутоне преобладает сингенетическое оруденение – вкрапленное и гнездово-вкрапленное (Козлов, 1973, и др.). Вкрапленные руды приурочены главным образом к горизонтам оливинсодержащих пород в верхних частях (пласты массивов Солча и Нюд) или полевошпатовых пород в приподовенных частях (донные залежи массивов Солча и Н-К-Т). В последних на участках крупнозернистого строения встречаются также шпильеры и гнезда сульфидов. Обособления гнездово-вкрапленных руд имеют пластовую, линзовидную и штокообразную форму и приурочены к участкам неоднородного строения („критический горизонт“ Нюда). Эпигенетическое оруденение представлено сплошными жильными рудами, рудными пегматитами (в массивах Н-К-Т и Солча), прожилковыми существенно медными рудами (глубинное оруденение массива Н-К-Т), прожилково-вкрапленными и брекчиевидными рудами (массив Нюд, уч. Моршковое озеро). Жильные руды локализованы в системах примерно параллельных крутопадающих трещин отрыва субмеридионального и северо-восточного простирания и юго-западного склонения. Количество жил и их размеры на отдельных участках массивов значительно варьируют. Пространственно и генетически жильные руды тесно связаны с пегматоидными образованиями диоритового состава – постепенные переходы одних в другие наблюдаются как по простиранию,

так и по падению. Кроме того, в пегматитах иногда встречаются крупные (до нескольких метров в поперечнике) обособления сплошных руд, постепенно переходящие в неравномерно-вкрапленные.

Глубинное существенно медное оруденение в массиве Н-К-Т приурочено к горизонту полевошпатовых перидотитов, представлено мелкими жилами и прожилками в крутопадающих трещинах северо-восточного простирания. Непосредственной связи с вышележащими жильными медно-никелевыми рудами не имеет, но также ассоциирует с пегматоидными образованиями. Прожилково-вкрапленные и брекчиевидные руды развиты в зонах расслаивания и дробления, проходящих вдоль контакта основных пород с подстилающими гнейсами. Мощности таких зон весьма невыдержанная и обычно невелика (редко до 4-5 м). Сульфидное оруденение располагается не только в амфиболитизированных и хлоритизированных норитах, но частично проникает и в гнейсы.

В районе известно несколько рудопоявлений за пределами плутона, оруденение которых относится к эпигенетическому типу - Приозерного, Никелевый ручей и др. В первом из них вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчиевидные руды приурочены к небольшому лентовидному телу метагипербазитов и metabазитов, которое залегает в мощной зоне милонитов среди гнейсов кольской серии и представлено сейчас существенно амфиболовыми породами. Сульфидное оруденение сосредоточено главным образом в тектонической зоне, проходящей вдоль контакта амфиболовых пород с гнейсами, но развито также в самих амфиболовых породах, а также гнейсах (милонитах). Рудное тело пересечено жилами гранитных пегматитов.

На втором рудопоявлении, приуроченном к восточному склону Главного хребта, установлены две разновидности медно-никелевого оруденения: а) мелкая рассеянная вкрапленность сульфидов в небольших телах габбро-норитов, залегающих среди различных пород эндоконтакта габбро-анортозитов массива Волчьих тундр; б) прожилково-вкрапленные и брекчиевидные руды существенно пирротинового состава в зонах бластомилонитов (кианит-кварц-гранат-полевошпатового состава) среди кварцевых диоритов; зоны маломощные, на глубину быстро выклиниваются.

Подавляющая часть руд Мончегорского плутона, а также уч. Приозерного относится к халькопирит-пентландитовой разновидности, в жильных рудах часто встречаются сульфидно-магнетитовые и пиритизированные разновидности. Существенно медными (халькопиритовыми) являются лишь глубинные руды массива Н-К-Т и отдельные участки жильных руд, а во вкрапленных рудах „критического горизонта“ содержание пентландита и халькопирита примерно одинаковое. Для жильных и глубинных медных руд характерна также частая примесь редких минералов - платиноидов, теллуридов и др. Высоким содержанием полезных компонентов обладают жильные, брекчиевидные и гнездово-вкрапленные руды плутона, а также брекчиевидные руды уч. Приозерного; все остальные относятся к числу бедных.

Район расположен к востоку от Мончегорского и охватывает юго-восточную часть Печенгско-Варзугской структурно-фациальной зоны с ее северным и южным обрамлением. В его строении принимают участие два структурных этажа: архейское гнейсовое основание, породы которого развиты к северу и югу от зоны, и протерозойские вулканогенно-осадочные породы самой зоны (сланцеватые амфиболиты, глубоко метаморфизованные диабазы, порфириды и др.). На юге породы зоны отделены от гнейсов обрамления региональным Южно-Варзугским разломом, на севере контакт осложнен Северо-Варзугским и Южно-Ловозерским, или Цагинским, разломами. К северному контакту зоны приурочены крупные массивы ультраосновных-основных пород Федоровой и Панских тундр и небольшой массив № 1, принадлежащие перидотит-пироксенит-норитовой формации. Севернее их расположены массивы щелочных гранитов и Цагинский габбро-анортозитовый массив.

Вдоль южного и юго-западного контакта в гнейсовом обрамлении зоны и отчасти внутри ее выявлены многочисленные, но преимущественно небольшие массивы габбро-норитовой (Умбареченский, Печаноозерский, юг Мончеполуострова, гор Девичьей, Ягельной и др.), перидотит-пироксенитовой (Стрельнинская группа, Подземельный, оз.Воче-Ламбина, рр.Черной и Чаломы и др.) и гипербазитовой (гипермагбазитовой) формаций (уч.Фалалей). Внутри самой зоны установлены также в основном небольшие массивы габбро-верлитовой (Полисарские, Панареченский, Фомкина ручья и др.) и габбро-диабазовой формаций (большое число мелких тел). Формационная принадлежность многих мелких и средних массивов как в самой зоне, так и в ее южном и юго-западном обрамлении установлена предварительно и нуждается в уточнении.

Сульфидное медно-никелевое оруденение выявлено в массивах Федоровой тундры и № 1, более бедное - в массиве Панских тундр и убогое - в некоторых массивах габбро-верлитовой, перидотит-пироксенитовой и гипербазитовой формаций. Полнее изучено оруденение в массивах Федоровой тундры и № 1 (уч.Ластьявр), остальные исследованы очень слабо.

М а с с и в   Ф е д о р о в о й   т у н д р ы относится к типу межформационных (Козлов, 1973; Горелов и др., 1975; Старицына, 1960), располагаясь на контакте гнейсов обрамления и вулканогенно-осадочной серии имандра-варзуга. Он имеет неправильную клиновидную форму, вытянут в юго-восточном направлении на 8,5 км при ширине 2-5 км, погружается на юго-запад. Массив сложен: верхняя часть разреза сложена лейкократовым неравномернозернистым габбро, которое ниже постепенно сменяется зоной переслаивания габбро и габбро-норитов, а внизу располагается зона переслаивания такситовых габбро-норитов и норитов. Во всех частях разреза встречаются ксенолиты ультраосновных пород - перидотитов,

пироксенитов и других, а внизу – пластовые и жильные тела диоритов и кварцевых диоритов.

В массиве установлено как сингенетическое, так и эпигенетическое медно-никелевое оруденение. Первое представлено вкрапленными и гнездово-вкрапленными рудами, второе – прожилково-вкрапленными, сплошными и брекчиевидными.

Рассеянная вкрапленность сульфидов распространена по всему разрезу массива, а в нижней части образует невыдержанную зону, расположенную в 50–300 м выше подошвы массива. Распределение сульфидов в ней неравномерное, и в целом содержание их низкое. Бедные гнездово-вкрапленные руды развиты в габбро-пегматитах, образующих изометрические и жильные тела зонального строения.

Сплошные сульфидные руды встречены в северо-западной части массива, в зоне контакта с подстилающими породами и представлены одной жилой мощностью около 0,4 м и рядом мелких прожилков. Жила сложена крупнозернистым магнетитом (призальбандовая часть) и пирротином (центр) с примесью пентландита и халькопирита. Прожилково-вкрапленное оруденение приурочено к зонам расщепления и изменения габбро-норитов нижней части массива на северо-западном и северо-восточном флангах; здесь встречаются также небольшие жилы сплошных и неправильные обособления брекчиевидных руд, содержание никеля и меди в тех и других варьирует в широких пределах.

В целом сульфидное оруденение массива является бедным; содержание никеля и меди в сингенетических вкрапленных рудах примерно одинаковое, в остальных никель преобладает над медью.

М а с с и в П а н с к и х т у н д р имеет значительные размеры (длина около 50 км, ширина 6–8 км) и относится к числу межформационных, расслоенных (Козлов, 1973). Сложен он в основном габбро-норитами, слои которых имеют южное падение и различаются количественными соотношениями минералов, зернистостью, структурой.

Сульфидное оруденение выявлено в западной части массива вблизи лежащего бока в полосчатых разностях оливиновых габбро-норитов. Оно представлено мелкой и средней неравномерной вкрапленностью на отдельных интервалах (1–3), не увязывающихся в единый горизонт, мощность которых составляет 0,1–6,0 м. Содержание сульфидов составляет 0,5–5,0%, преобладают пирротин и халькопирит. Кроме того, в придонных меланократовых норитах одной из скважин были встречены мелкогнездовые обособления сульфидов мощностью до 5 см. В целом оруденение бедное: содержание никеля и меди составляет соответственно 0,15 и 0,22%.

Р у д о п р о я в л е н и е Л а с т ь я в р приурочено к серии сближенных пластово-клиновидных тел интенсивно измененных (расщепленных, амфиболитизированных и хлоритизированных) основных и ультраосновных пород, залегающих в биотитовых гнейсах и слюдясто-кварцевых сланцах по ним (Бартенев и др., 1980). На глубине эти тела соединяются с массивом № 1. Оруденение кон-

центрируется главным образом в тектонических зонах, проходящих вдоль контактов интрузивных тел с вмещающими породами. Рудные тела имеют северо-восточное простирание, крутое восточное падение и склонение к югу. Оруденение относится к эпигенетическому типу и представлено прожилково- и гнездово-вкрапленными, брекчиевидными и сплошными рудами. Мощность оруденелых участков изменяется от 0.1 до 3.0 м, иногда более; мощность сплошных руд не превышает 0.5 м. Для руд в целом характерны преобладание никеля над медью (в среднем вдвое), повышенное содержание пирита и отсутствие магнетита; на отдельных участках установлена заметная примесь сфалерита и галенита и единичных зерен платиноидов.

В последнее время высказываются мнения (Соколова, 1978) о единстве массивов Федоровой и Панских тундр и № 1: некогда единый массив был расчленен по зоне Южно-Ловозерского разлома.

На других участках Имандра-Варзугского района сульфидное медно-никелевое оруденение представлено преимущественно рассеянной вкрапленностью сульфидов, вероятно, сингенетического типа, условия локализации которой не определены. В некоторых массивах, судя по предварительным данным, сульфидное оруденение имеет существенно халькопиритовый (оз. Воче-Лумболка) или халькопирит-пирротинный состав (Подземельный и др.).

## Прочие районы

Среди других районов Кольского полуострова имеются сведения о рудовосности массивов основных и ультраосновных пород, развитых в Южно-Сальнотундровской зоне, северном обрамлении гранулитов Сальных тундр (массив Застейд-II) и в Колвицких тундрах.

Южно-Сальнотундровская зона характеризуется широким развитием мелких норитовых и пироксенитовых тел вебстерит-габбро-норитовой формации. Они залегают согласно в гиперстеновых плагиогнейсах южного крыла Сальнотундровского синклиория, имеют линзо- и пластообразную форму; мощность их достигает 10-15 м, а длина по простиранию - 600-800 м (Виноградов, Быков, 1970). Наиболее крупные неотчетливо дифференцированы, на контактах с вмещающими породами нередко рассланцованы и раздроблены.

Сульфидное оруденение, в основном сингенетического типа, встречается во многих массивах норитов и представлено вкрапленностью, мелкими гнездами и шширами, иногда прожилками. Нередко сульфиды концентрируются вблизи лежачего бока, образуя участки неправильной формы. Содержание их обычно составляет 1-10%, иногда достигает 15-20%. По составу оруденение относится к халькопирит-пентландитовой разновидности.

Массив Застейд-II расположен в северном крыле Сальнотундровского синклиория, вблизи контакта с гнейсами кольской серии (Сахаров, 1960; Козлов, 1973). Он залегают несогласно в биотит-гранат-амфиболовых гнейсах и гиперстеновых плаги-

огнейсах. Состоит из двух интрузивов – восточного и северо-западного, разделенных мощной (около 50 м) тектонической зоной. В формировании массива принимают участие четыре разновозрастных комплекса ультраосновных и основных пород, представленных оливинитами, перидотитами, пироксенитами, габбро, габбро-норитами и жильными основными породами.

Сульфидное оруденение выявлено только в восточном интрузиве, который имеет неправильную линзовидную форму, вытянут в меридиональном направлении и погружается на север. Он дифференцирован: центральная часть сложена оливинитами, сменяющимися к периферии перидотитами, а в приконтактной зоне – полевошпатовыми пироксенитами с жильными габбро-пегматитами. Вмещающие гнейсы вблизи контакта (на расстоянии до 1–2 м) превращены в массивные габбро-подобные породы (роговики). Сульфиды концентрируются в плагиоклазосодержащих породах приконтактной зоны, а также в экзоконтактовых метасоматитах; всюду распределены неравномерно. Оруденение в целом бедное; как правило, содержание меди выше содержания никеля, лишь на отдельных участках экзоконтактовых пород наблюдается обратное соотношение.

По мнению Е. К. Козлова (1973), массив Застейд-Н1 по составу и строению близок Мончегорскому плутону. Но в последнее время появились данные (Горбунов и др., 1979) о его принадлежности к более ранним образованиям габбро-перцолит-пироксенитовой формации.

Р а й о н К о л в и ц к и х т у н д р (Кандалакшско-Колвицкая структурно-фациальная зона) приурочен к юго-восточному окончанию пояса лапландских гранулитов. Здесь выявлено большое число массивов основных и ультраосновных пород (Лимберис и др., 1970; Ефимов и др., 1975), формационная принадлежность которых еще не определена. Они располагаются группами по 3–7 массивов среди гнейсов и кристаллосланцев различного состава; многие из них интенсивно амфиболизированы и пересечены жилами гранитных пегматитов.

Сульфидное медно-никелевое оруденение установлено в ряде массивов различного состава как в северной, так и в южной частях зоны. В отдельных массивах северной части зоны бедное вкрапленное оруденение эпигенетического типа приурочено к участкам наиболее интенсивной амфиболизации ультраосновных пород. Более существенная концентрация сульфидов выявлена в небольших линзообразных телах сильно амфиболизированных перидотитов и пироксенитов уч. Плотичьего. Сульфиды здесь образуют вкрапленность, мелкие гнезда и прожилки; их генетическая принадлежность не выяснена, содержание полезных компонентов обычно низкое, по составу оно халькопирит-пентландитовое.

На уч. Железном выявлено вкрапленное и прожилково-вкрапленное существенно медное оруденение в дайкообразных телах пироксенитов, секущих массивы дифференцированных основных-ультраосновных пород с залежами вкрапленных и сплошных титаномагнетитовых руд.

В сульфидных медно-никелевых рудах Кольского полуострова к настоящему времени установлено более 130 минеральных видов. Согласно наиболее распространенным классификациям (Минералы, 1960-1967; Лазаренко, 1963; Годовиков, 1975, и др.), они принадлежат следующим классам.

Самородные элементы и интерметаллические соединения: золото, медь\*, висмут\*, осмирид (промежуточного состава между осмием и сысертскитом), графит, нигглиит, атоцит, станнопалладинит.<sup>1</sup>

Сульфиды (моно- и дисульфиды, сульфосоли): троилит, пирротин гексагональный, пирротин моноклинный, пентландит, аргентопентландит, халькопирит, талнахит\*, кубанит, галенит, сфалерит, миллерит, маккинавит, валлериит, халькозин, дигенит, ковеллин, борнит, висмутин\*, пирит, марказит, мельниковит, бравоит, зигенит\*, молибденит, паркерит, витихенит\*.

Теллуриды (с теллуровисмутитами и др.): алтаит, гессит, теллуровисмутит, мелонит, калаверит, сильванит, котульскит, мончеит, меренскиит, майченерит, минералы состава  $PdBiTe_2$ ,  $PdBi_2$ ,  $Ag_4Pd_3Te_4^*$ ,  $RuAsTe^*$ ,  $(Ru, Os)(As, Te, S)_2^*$ .

Сульфоарсениды: кобальтин, герсдорфит (и их разновидности с повышенным содержанием платиновых металлов\*), холингвортит\*, ирарсит\*, минерал состава  $(Fe, Pt)(As, S)_2^*$ .

Арсениды (с антимонидами): никелин, маухерит\*, сперрилит, минерал состава  $OsAs_2^*$ , брейтгауптит\*.

Оксиды и гидроокислы: рутил, гематит, шпинель, магнетит, титаномагнетит, хромшпинелиды, ильменит, кварц (с халцедоном и опалом), гетит, лимонит и другие гидроокислы железа.

Силикаты (и алюмосиликаты): 1) ортосиликаты – оливин (хризолит, форстерит, гиалосидерит), гранаты (гроссуляр, альмандин, пироп, спессартин, андрадит), циркон, сфен, везувиан, эпидот, цоизит, ортит, ильваит; 2) метасиликаты – пироксены ромбические (энстатит, бронзит, гиперстен, феррогиперстен), пироксены моноклинные (диопсид, салит, авгиты), амфиболы кальциевые (керсутит, роговые обманки, актинолит, тремолит), амфиболы железо-магниевого

<sup>1</sup> Звездочкой отмечены минералы, впервые установленные авторами в 1978-1979 гг.

(антофиллит, жедрит, куммингтонит, грюнерит); 3) слоистые – тальк, серпентины (лизардит, антигорит, хризотил, хризотил–асбест, офит, гидроофит), хлориты (прохлорит, клинохлор, пеннин), слюды (флогопит, биотит, мусковит, стильпномелан), пренит; 4) каркасные – полевые шпаты (плаггиоклазы, микроклин, ортоклаз), скаполит; 5) боросиликаты – аксинит, датолит, турмалин.

Фосфаты: апатит, монацит (акцессорный).

Карбонаты: кальцит, доломит, магнезит, сидерит, анкерит, малахит, азурит.

Сульфаты: ретгерсит, пентагидрит\*, эпсомит\*, галотрихит\*.

Неопределенные\*: пять минералов различных классов.

В этот перечень не вошли минералы, не подтвержденные позднейшими исследованиями. Роль как отдельных минеральных видов, так и классов минералов в составе руд различна. Прежде всего традиционно различаются две обширные категории минералов – нерудные и рудные (или прозрачные и непрозрачные), хотя отнесение отдельных из них к той или иной категории довольно условно (ортит, циркон и др.). Подавляющая часть нерудных минералов представлена силикатами и алюмосиликатами (более 77% общего числа нерудных минеральных видов), остальные относятся к карбонатам и сульфатам (примерно по 8%), а также фосфатам и боросиликатам. Среди рудных минералов распределение по классам более равномерное: преобладают сульфиды (36%) и теллуриды (23%), но достаточно широко распространены также окислы (14%) и самородные элементы (12%); остальные представлены сульфоарсенидами (9%) и арсенидами (6%).

По распространенности все минералы можно разделить на три группы (табл.2): главные (преобладают в составе руд определенных природных типов), второстепенные (встречаются часто, но играют подчиненную роль) и минералы–примеси (наблюдаются редко и в ничтожном количестве). Описание минералов ниже дается согласно этой схеме, причем главным минералам обеих категорий посвящены самостоятельные разделы (главы), а второстепенные и минералы–примеси объединены.

Многие минералы отличаются широким диапазоном развития – они встречаются в основных и ультраосновных породах и метасоматитах по ним, в рудах различных типов и т.п., причем в одних случаях являются ведущими породо– или рудообразующими, а в других присутствуют в качестве примесей. Отнесение таких минералов к определенной группе по распространенности производится с учетом всех известных объектов. Кроме того, для ряда минералов, таких как пироксены, амфиболы, слюды, моносulfиды железа и др., дается групповое совместное описание, несмотря на то что одни минеральные виды являются первичными, другие – вторичными, одни развиты широко, другие встречаются редко. Это сделано для более полной и сравнительной характеристики отдельных членов изоморфных рядов (или групп), а также во избежание повторений.

Т а б л и ц а 2

Распространенность минералов в медно-никелевых рудах  
Кольского полуострова

Группа минералов	Нерудные минералы	Рудные минералы
Главные минералы	Оливины, пироксены ромбические, пироксены моноклинные, полевые шпаты, амфиболы кальциевые, амфиболы железо-магниевого, гранаты, слюды, серпентины, хлориты, кварц, тальк	Пирротин гексагональный, пирротин моноклинный, троилит, петландит, халькопирит, пирит, кубанит, маккиनावит, виоларит, хромшпинелиды, титаномагнетит, магнетит, ильменит
Второстепенные минералы	Карбонаты, эпидот, цоизит, ильваит, сфен, лейкоксен, апатит, аксинит	Шпинель, рутил, галенит, сфалерит, борнит, миллерит, бравоит, марказит, мельниковит, валлериит, халькозин, гидроокислы железа
Минералы-примеси	Скаполит, циркон, ортит, монацит (акцессорный), пренит, стильпномелан, датолит, турмалин, везувиан	Самородные элементы, интерметаллические соединения, теллуриды, арсениды и сульфоарсениды, висмутин, талнахит, аргентопентландит, паркерит, витихенит, молибденит, дигенит, ковеллин, гематит, неопределенные

Подавляющая часть минералов имеет эндогенное происхождение; определенно экзогенными являются лишь единичные (сульфаты, часть гидроокислов, карбонатов и др.), а для некоторых возможно и эндогенное и экзогенное происхождение (гидроокислы, вторичные сульфиды и др.). В связи со слабым развитием зоны окисления на сульфидных медно-никелевых месторождениях Кольского полуострова и недостаточной ее изученностью сведения по экзогенным минералам весьма ограничены и в настоящей работе им уделено очень небольшое внимание.

Степень изученности минералов эндогенного происхождения также неодинакова. Полнее изучены главные минералы, значительно меньше – многие второстепенные нерудные минералы, а также почти все минералы-примеси. Но и среди главных минералов отдельные группы исследованы недостаточно – такие как полевые шпаты, кварц, карбонаты и др.

Описание всех минералов дается по единой схеме: вначале приводятся сведения об изученности с указанием важнейших использованных источников; далее характеризуются условия нахождения и морфология отдельных генераций и разновидностей, их вторичные изменения в процессе метаморфизма; затем рассматривается внутреннее строение индивидов и агрегатов, их физические свойства, структура и состав минеральных видов и изоморфных рядов минералов; заключается описание характеристика типоморфных свойств и практического значения минерала.

Аналитические данные приводятся в ограниченном объеме и главным образом в виде пределов содержания основных компонентов и их средних значений в минералах из определенных месторождений, массивов, руд или пород, либо в виде типичных частных анализов. В первом случае используются все источники, упомянутые в разделе об изученности минерала, во втором – всегда указывается источник анализа. Заметим, что в целом авторам работы принадлежит не менее 60–70% аналитических данных по главным минералам, а для многих второстепенных и редких минералов аналитические данные полностью являются авторскими.

## Глава III. ГЛАВНЫЕ НЕРУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

### Оливин

**Изученность.** Оливин (хризолит, незначительно форстерит и гиалосидерит) изучен неравномерно и в целом недостаточно. К началу 70-х годов имелось всего около двух-трех десятков химических анализов оливина, из которых более половины приходилось на Мончегорский район. В этом сказалась как исторически сложившаяся концентрация исследований в горнопромышленных районах, так и трудность подготовки мономинеральных проб, особенно из метаморфизованных пород и руд. Лишь с внедрением в практику минералого-петрографических исследований современных методов анализа (в первую очередь микрохимического и микрозондового) появилась возможность всестороннего изучения минералов этой группы. Поэтому к настоящему времени основная часть сведений об оливине сосредоточена в обобщающих работах по геологии и металлогении никеленосных районов, петрологии массивов основных и ультраосновных пород, строению месторождений и вещественному составу руд (Геология СССР, 1958; Геология..., 1956; Горбунов, 1968; Жангуров, Предовский, 1974; Кавардин, 1959; Козлов, 1973; Козлов и др., 1967; Зак и др., 1972; Одинец, 1971; Оптимизация..., 1973; Сахаров, 1960; Ультраосновные и основные..., 1953; Старицына, 1960, и др.). Специальных работ по оливину очень мало (Докучаева, 1974, 1977; Вишневецкая и др., 1974; Елисеев и др., 1960; Макаров и др., 1974; Медно-никелевые..., 1979; Смолькин, 1977, 1978; Яковлева, 1972а, 1977; Яковлев, Яковлева, 1974). Полнее исследован оливин Аллареченского и Мончегорского районов, менее - Ловноозерского и восточного фланга Печенги, а по остальным районам имеются в основном сведения об условиях его развития и физических свойствах.

**Распространенность.** Оливин как один из рых магматических минералов входит в состав оливинитов, перидотитов, а также пироксенитов и основных дифференциатов многих массивов (табл. 3). В Мончегорском комплексе он встречается почти во всех дифференциатах гипербазитов и обладает хорошей сохранностью. В интрузивах Печенги оливин составлял первоначально от 50 до 85%, но в большинстве пород нацело изменен и сохранился лишь в крупном интрузиве Пильгуярви, где является главным минералом верлит-оливинитовой зоны. Здесь его содержание, размер

и морфология индивидов изменяются ритмично по разрезу зоны, но в целом размер зерен увеличивается снизу вверх и достигает максимума в оливинитах. В породах северо-восточного обрамления Печенги оливин распределен очень неравномерно. В Аллареченском районе наибольшие концентрации его находятся в безрудных массивах Копос, Акким и др., а в остальных присутствует как реликтовый минерал. В Ловноозерском районе развит в виде примеси в бесполовошпатовых вебстеритах массива Суэйнлагаш и в качестве главного минерала — в лерцолитах и гарцбургитах участка Юнгес, но здесь он интенсивно замещен серпентином, амфиболами и биотитом. Таким образом, в наиболее крупных дифференцированных массивах оливин присутствует почти во всех дифференциатах, а в мелких — лишь в одном-лишь одном дифференциате массива (в ранней разновидности естественного магматического ряда пород).

**М о р ф о л о г и я.** Оливин образует самостоятельные зерна и пойкилитовые вроски в пироксенах, изредка встречаются мелкие зерна оливина в крупных его индивидах (Аллареченский район). Часто идиоморфен, дипирамидального, короткопризматического габитуса, эллипсоидально-округлого облика. Степень идиоморфизма и крупность зерен, как правило, возрастают параллельно с содержанием его в породах, т.е. от пироксенитов к оливинитам. В крупных кристаллах нередко обнаруживается спайность до средней по (010) и несовершенная по (100).

**П а р а г е н е з и с.** Оливинсодержащие породы могут быть оруденелыми и безрудными. В Печенгском районе наблюдается прямая связь интенсивности оруденения с увеличением концентрации оливина, а в массивах Ловноозерского района, Федоровой-Панских тундрах и Застейд-11 оруденелые участки, как правило, приурочены к безоливиновым породам.

Среди первичных минералов в ассоциации с оливином находятся пироксены, плагиоклазы, сульфиды, хромшпинелиды и титаномагнетит, а из вторичных — серпентины, магнетит, роговая обманка, биотит, тальк, хлориты, карбонаты. Наличие пойкилитовых вросток оливина в пироксенах, а также нахождение хадаккристаллов оливина одновременно в двух кристаллах гиперстена, корродирование ортопироксенами зерен оливина — все это свидетельствует о более раннем образовании оливина. Сульфиды часто образуют типичную сидеронитовую вкрапленность или затеки в оливин. Таким образом, последовательность выделения минералов в магматическом парагенезисе такова: оливин ← пироксен ← плагиоклаз ← сульфиды. Более поздний оливин встречен в сульфидных прожилках и зальбандах сульфидно-карбонатных жил, развитых среди густовкрапленных руд Аллареченского месторождения (Гончаров, Макаров, 1968). Здесь он образует крупные (до 3-6 мм) идиоморфные зерна, имеющие черный цвет за счет мелких включений магнетита. И в этой ассоциации оливин является наиболее ранним — он замещается жильными сульфидами, карбонатами, серпентином, хлоритом.

Т а б л и ц а 3

Распространенность, показатели преломления  
и железистость оливина

Массивы, породы	Содержание, %	$N_g$	$N_p$	$f, \%$
М о н ч е г о р с к и й   р а й о н				
Мончегорский pluton: дуниты;	75-95	$\frac{1.683-1.686}{1.685(21)}$	$\frac{1.647-1.650}{1.648}$	$\frac{5-7}{6}$
оливиниты, гарцбургиты, оливиновые ортопироксениты;	15-95	$\frac{1.691-1.702}{1.700(12)}$	$\frac{1.656-1.666}{1.663}$	$\frac{10-16}{14}$
плагиогарцбургиты и оливиновые ортопироксениты;	15-20	$\frac{1.692-1.704}{1.701(10)}$	$\frac{1.656-1.668}{1.662}$	$\frac{11-18}{15}$
оливиновые нориты и габбро-нориты	10-20	$\frac{1.698-1.712}{1.706(15)}$	$\frac{1.660-1.674}{1.665}$	$\frac{14-22}{18}$
Островской: гарцбургиты и лерцолиты	50-90	$\frac{1.692-1.702}{1.701(6)}$	$\frac{1.655-1.667}{1.663}$	$\frac{11-17}{15}$
Улитаозерский: оливиниты и гарцбургиты	50-90	$\frac{1.688-1.692}{1.690(8)}$	$\frac{1.652-1.658}{1.653}$	$\frac{8-11}{10}$
Застейд-11: оливиниты и лерцолиты	25-95	$\frac{1.702-1.713}{1.705}$	$\frac{1.667-1.676}{1.670}$	$\frac{15-23}{17}$
Ц е н т р а л ь н о - К о л ь с к и й   р а й о н				
Федорова тундра: лерцолиты, гарцбургиты и оливиновые пироксениты;	25-30	$\frac{1.719-1.725}{1.721(6)}$	$\frac{1.680-1.686}{1.684}$	$\frac{21-26}{24}$
габбро-нориты и оливиновые габбро	5-30	$\frac{1.721-1.735}{1.725(5)}$	$\frac{1.685-1.695}{1.688}$	$\frac{25-32}{27}$

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

Массивы, породы	Содержание, %	$N_g$	$N_p$	$f, \%$
Ластьявр: оливиниты и гарцбургиты	50-90	$\frac{1.701-1.703}{(2)}$	1.663-1.666	15-17
Панские тундры: оливиновые габбро и габбро-нориты	5-20	$\frac{1.708-1.718}{1.712(6)}$	$\frac{1.672-1.681}{1.676}$	$\frac{17-23}{20}$
П е ч е н г с к и й   р а й о н				
Породы в целом	ед.з.-70	1.685-1.720	1.655-1.686	$\frac{8-25}{11-17}$
Пильгуярви: оливиниты;	55-75	$\frac{1.712-1.723}{1.717(12)}$	$\frac{1.673-1.685}{1.678}$	$\frac{21-26}{23}$
верлиты	55-75	$\frac{1.709-1.726}{1.716(20)}$	$\frac{1.672-1.686}{1.677}$	$\frac{19-29}{23}$
Р о в н и н с к а я   г р у п п а				
Гарцбургиты, перцолиты	40-60	$\frac{1.706-1.715}{1.712(6)}$	$\frac{1.668-1.676}{1.674}$	$\frac{17-24}{22}$
А л л а р е ч е н с к и й   р а й о н				
Нерудоносные: Копос, Акким - оливиниты	40-95	$\frac{1.695-1.710}{1.705(33)}$	$\frac{1.660-1.672}{1.666}$	$\frac{12-20}{15}$
Рудоносные: уч.Акким - перидотиты;	10-50	$\frac{1.705-1.715}{1.710(16)}$	$\frac{1.668-1.676}{1.671}$	$\frac{17-22}{18}$
перидотиты с прослоями пироксенитов;	10-50	$\frac{1.712-1.718}{1.715(17)}$	$\frac{1.670-1.679}{1.674}$	$\frac{19-24}{22}$
уч.Аннама - перидотиты;	10-50	$\frac{1.714-1.728}{1.722(5)}$	$\frac{1.677-1.689}{1.683}$	$\frac{22-29}{26}$
уч.Руннийоки - оливиниты, перидотиты	10-50	$\frac{1.733-1.741}{1.736(3)}$	$\frac{1.691-1.701}{1.696}$	$\frac{30-35}{32}$
Месторождения: перидотиты, оливиниты (в том числе "рудные")	1-50	$\frac{1.719-1.734}{1.725(26)}$	$\frac{1.679-1.693}{1.687}$	$\frac{23-30}{26}$

Т а б л и ц а 3 (продолжение)

Массивы, породы	Содержание, %	$N_g$	$N_p$	$f, \%$
Л о в н о о з е р с к и й    р а й о н				
Нерудоносные:				
уч. Юнгес - перцолиты	5-50	$\frac{1.702-1.711}{1.707(10)}$	$\frac{1.667-1.673}{1.670}$	$\frac{15-21}{19}$
уч. Ю. Юнгес - гарцбургиты	20-65	$\frac{1.710-1.715}{1.714(5)}$	$\frac{1.672-1.677}{1.675}$	$\frac{20-22}{21}$
Рудоносные - Суэйнлагаш: оливиновые вебстериты	1-16	$\frac{1.715-1.725}{1.720(15)}$	$\frac{1.678-1.686}{1.683}$	$\frac{23-28}{26}$

П р и м е ч а н и е. Здесь и далее над чертой - пределы, под чертой - среднее арифметическое, в скобках - количество измерений. Показатели преломления измерены в  $N_\alpha$ -свете с точностью  $\pm 0.002$ .

И з м е н е н и е. В характере изменения оливина по всем никеленосным формациям много общих черт, но меньше всего он изменен в Мончегорском районе и наиболее сильно - в Печенгском. Сначала зерна оливина разбиваются сетью трещин, по которым затем развиваются прерывистые, цепочечные и шнуровидные прожилки магнетита. Около них образуются симметрично-зональные полосы серпентина, часто имеющие поперечно-волокнутое строение - лизардит. При разрастании полос лизардит может заместить оливин нацело, но чаще центральные участки блоков замещаются чешуйчатым антигоритом. Более всего серпентинизация развита на Печенге, менее - в Аллареченском районе, а в Ловноозерском она интенсивна только в перцолитах. С серпентинизацией связывают возникновение своеобразных микрокаверн в оливинах пироксеновых оливинитов и перидотитов Печенги (Предовский, Жангуров, 1968). Серпентинизация оливина была неоднократной и в различных районах протекала по-разному.

На границе с плагиоклазом вокруг оливина часто образуются келифитовые каемки (Монча), сложенные амфиболом, тальком, хлоритом. Каемки, сложенные амфиболом с примесью бронзита и карбонатов, развиты и в оливинитах Аллареченского района, но они имеют морфологию микродрюз, микрожеод (Яковлева, 1972а). В Аллареченском и Ловноозерском районах широко развито замещение оливина роговой обманкой и прохлоритом, а также некоторыми более

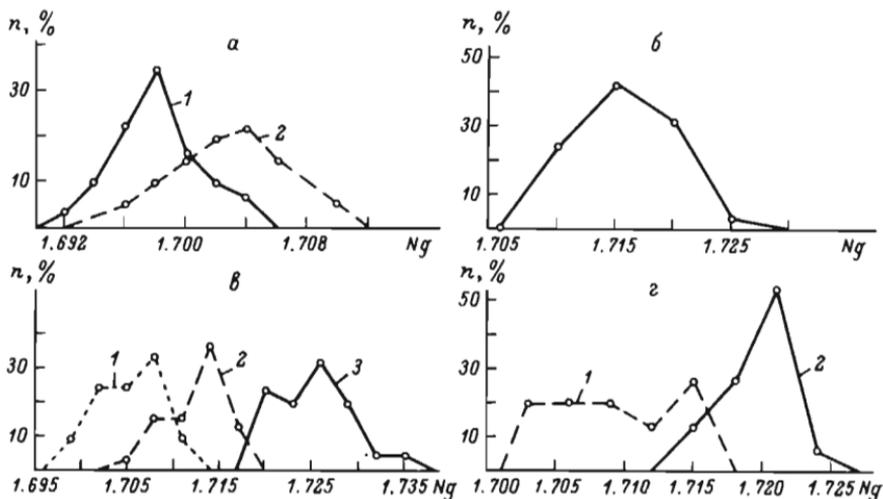


Рис. 2. Кривые распределения величины  $N_g$  оливинов.

а – из пород Мончегорского плутона: 1 – ультраосновных, 2 – основных;  $n = 32, 42$  соответственно; б – из пород Печенгского района, ультраосновных массива Пильгуярви ( $n = 29$ ); в – из пород Аллараченского района: 1 – безрудных массивов, 2 – перидотитовых оруденелых массивов, 3 – массивов промышленных месторождений;  $n = 33, 33, 26$  соответственно; г – из ультраосновных пород Ловноозерского района: 1 – массивов Юнгес и Ю.Юнгес, 2 – массива Суэйнлагаш;  $n = 15$ . Здесь и далее  $n$  – количество замеров.

поздними минералами, являющимися в основном продуктами разложения серпентина. Таким образом, по оливину возникает ассоциация вторичных минералов: оливин ← серпентин ← магнетит ← амфиболы, биотит ← тальк, хлорит, карбонаты.

**О п т и ч е с к и е с в о й с т в а.** Макроскопически чистые зерна оливина сероватые, зеленоватые, а чаще за счет включений других минералов – коричневатые и черные. Агрегаты обычно зеленого и черного цвета. В шлифе минерал бесцветный, беловатый, иногда с синеватым оттенком. Изредка в индивидах выявляется псевдодвойниковое строение – погасание зерна в виде отдельных полос (Мончегорский плутон). Для суждения о составе (железистости) оливина до последнего времени широко привлекаются оптические данные (в основном показатели преломления). Это обусловлено трудностью извлечения чистых зерен на химический анализ и довольно точным определением железистости оливина в области хризолита по показателям преломления. По нашим данным, железистость, вычисленная по показателям преломления, на 1–3% выше истинной. Хуже коррелируется состав с величиной  $2V$ . В настоящее время

имеются сотни измерений показателей преломления оливина, практически из всех групп оливинсодержащих пород и руд всех районов. Эти данные сгруппированы в виде пределов и средних значений, а также полигонов распределения  $N_g$  отдельно для каждой разновидности пород однотипных массивов (табл. 3, рис. 2).

Для всех рудоносных комплексов в целом показатели преломления имеют следующие пределы изменения:  $N_g = 1.680-1.741$ ,  $N_m = 1.665-1.723$ ,  $N_p = 1.645-1.701$ , железистость изменяется от 6 до 35% — это соответствует хризолиту с переходом в форстерит и гялосидерит. Оливины с крайними значениями железистости распространены незначительно, преимущественно развиты хризолиты с железистостью от 15 до 25%. Двупреломление варьирует от 0.030 до 0.042, оно незначительно повышается с увеличением показателей преломления. Угол  $2V = \pm(75-90)^\circ$ , чаще отрицательный. Наименьшие величины показателей преломления свойственны оливинам безрудных дунитов Мончегорского плутона и некоторых измененных оливинитов Печенги, наибольшие — оливинам основных пород и некоторых наиболее железистых разновидностей перидотитов и пироксенитов (табл. 3, рис. 2). Кривые распределения величины  $N_g$  часто имеют правильный симметричный облик, тем самым отражая постоянство свойств и состава оливина в одинаковых разновидностях пород (одинаковых дифференциатах) однотипных массивов. Определение железистости по рентгеновским данным полностью подтвердило результаты оптических исследований; рентгенограммы хризолита оказались идентичны эталонным (Михеев, 1957).

**Х и м и ч е с к и й с о с т а в .** В работе использованы почти все имеющиеся химические и микрозондовые анализы оливина. Во всех районах резко преобладают существенно магнезиальные разновидности оливина, охватывающие весь интервал хризолита и в отдельных случаях немного выходящие за его пределы — как в сторону форстерита, так и гялосидерита (табл. 4). Почти все оливины отличаются чистотой состава: количество примесей в них невелико, причем часть из них обусловлена спецификой того или иного вида анализа. Так, в ничтожном количестве отмечаются примеси Al, Ti, Cr, Ca, Na, K, Co и Cu — как правило, на пределе чувствительности анализа.

В оливине всех районов присутствует заметная примесь  $MnO$ ,  $Fe_2O_3$  и  $NiO$ . Количество  $MnO$  всюду примерно одинаковое — около 0,20%. Содержание  $Fe_2O_3$  сильно изменяется даже для однотипных пород одного района, что, вероятно, отчасти обусловлено недостатками применяемых методов анализа (косвенный способ химического определения, суммарное определение железа микрозондом, недостаточная очистка материала от вростков магнетита и др.). Если исключить результаты единичных анализов проб с заведомой примесью магнетита, то содержание  $Fe_2O_3$  в оливине для подавляющей части пород составляет менее 1%. Как правило, оно имеет отрицательную связь с общей железистостью оливина.

Т а б л и ц а 4

Химический состав оливина

Компо- ненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	<u>40.6-41.35</u> (2)	<u>41.09-41.25</u> (2)	<u>39.40-40.44</u> 40.00(5)	<u>39.66-40.49</u> 40.20(3)	<u>40.23-41.08</u> 40.78(3)
TiO <sub>2</sub>	0.00-0.04	0.00	<u>0.00-0.06</u> 0.003	<u>0.02-0.08</u> 0.05	<u>0.03-0.07</u> 0.05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04-0.05	0.04-0.05	<u>0.02-0.06</u> 0.04	<u>0.03-0.05</u> 0.04	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23-0.35	0.42-0.51	<u>0.37-1.42</u> 0.86	<u>0.07-0.52</u> 0.27	<u>0.20-0.46</u> 0.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.86-0.91	0.05-0.07	<u>0.37-1.93</u> 1.05	<u>0.74-1.21</u> 1.06	<u>0.87-1.61</u> 1.16
FeO	8.35-10.29	5.83-5.92	<u>11.94-13.37</u> 12.60	<u>12.54-14.74</u> 13.45	<u>12.27-15.14</u> 14.11
MnO	0.15-0.19	0.10	<u>0.15-0.22</u> 0.19	<u>0.15-0.21</u> 0.18	<u>0.15-0.18</u> 0.17
MgO	47.05-48.28	50.08-50.26	<u>43.70-45.39</u> 44.37	<u>43.44-44.47</u> 43.85	<u>41.04-45.39</u> 43.18
CaO	0.00	0.00-0.30	<u>0.00-0.51</u> 0.13	<u>0.00-0.30</u> 0.19	0.00
NiO+ (CuO,CoO)	0.35-0.52	0.48-0.55	<u>0.26-0.56</u> 0.49	<u>0.26-0.38</u> 0.31	<u>0.26-0.29</u> 0.27
f, %	10.3-11.4	6.5-6.5	<u>13.7-15.2</u> 14.2	<u>14.7-17.7</u> 15.9	<u>14.0-17.8</u> 16.3

П р и м е ч а н и е. 2 - форстериты, остальные - хризолиты; 2-5 - Мончегорского плутона: 2 - дунитов, 3 - оливинитов и гариб, 6 - оливинитов массива Застейд-11 (колл. В. С. Докучаевой); 7 - рудного массива Колос; 9 - оливинитов, перидотитов месторождений Юнгес и Ю. Юнгес; 11 - оливиновых пироксенитов массива

тов в скобках приведено количество анализов.  $f = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Mg} \times$

6	7	8	9	10	11
39.47	$\frac{37.91-38.61}{38.40(5)}$	$\frac{37.64-40.09}{39.29(6)}$	$\frac{37.60-39.34}{38.73(7)}$	$\frac{38.40-39.96}{39.18(3)}$	$\frac{38.90-39.09}{38.97(3)}$
0.01	$\frac{0.04-0.15}{0.07}$	$\frac{0.00-0.22}{0.09}$	0.00	0.00	0.02
0.02	$\frac{0.03-0.06}{0.04}$	$\frac{0.01-0.04}{0.025}$	-	$\frac{0.004-0.09}{0.047}$	0.00
0.37	$\frac{0.20-0.84}{0.49}$	$\frac{0.18-1.22}{0.66}$	0.12	$\frac{0.00-0.41}{0.21}$	0.00
0.37	$\frac{0.13-0.58}{0.48}$	$\frac{0.19-0.90}{0.63}$	1.30	$\frac{0.62-0.83}{0.73}$	-
15.28	$\frac{17.14-22.19}{19.55}$	$\frac{9.43-14.05}{12.60}$	$\frac{17.33-23.64}{22.29}$	$\frac{14.83-18.71}{17.00}$	$\frac{19.95-21.69}{20.62}$
0.21	$\frac{0.23-0.29}{0.27}$	$\frac{0.17-0.19}{0.19}$	0.54	$\frac{0.18-0.24}{0.21}$	$\frac{0.21-0.32}{0.27}$
44.17	$\frac{36.3-41.03}{38.99}$	$\frac{41.60-45.52}{43.98}$	$\frac{35.59-42.37}{38.55}$	$\frac{41.22-42.52}{41.82}$	$\frac{39.15-40-98}{40.15}$
0.08	$\frac{0.00-0.73}{0.25}$	$\frac{0.00-0.26}{0.12}$	0.00	$\frac{0.00-0.26}{0.11}$	$\frac{0.00-0.01}{0.01}$
0.43	$\frac{0.15-0.45}{0.28}$	$\frac{0.23-0.44}{0.37}$	$\frac{0.23-0.28}{0.26}$	$\frac{0.16-0.21}{0.19}$	$\frac{0.16-0.24}{0.21}$
16.6	$\frac{19.57-26.0}{22.8}$	$\frac{12.1-16.0}{14.5}$	$\frac{19.8-27.7}{25.5}$	$\frac{17.5-21.0}{19.4}$	$\frac{21.8-24.0}{22.6}$

из пород: 1 - оливинитов и гарцбургитов Улитаозерского массива; ургитов, 4 - плагиоклазовых гарцбургитов, 5 - оливиновых норитов; оливинитов и верлитов интрузива Пильгуйярви; 8 - оливинитов без-Аллареченского и Восток; 10 - лерцолитов, гарцбургитов массивов Суэйнлагаш. Здесь и ниже в таблицах химического состава силика-

$$100 \text{ ат. \%}, \text{ mg} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}} \times 100 \text{ ат. \%}.$$

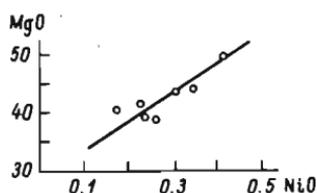


Рис. 3. Зависимость содержания NiO от содержания MgO в оливине (в вес.%).

Исследование содержания и распределения никеля в оливине имеет важное научное и практическое значение. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют осветить некоторые стороны этого вопроса, однако сделанные ниже заключения вследствие ограниченного числа анализов следует рассматривать как предварительные.

Содержание NiO в оливинах региона изменяется в пределах 0.1–0.46%, в среднем составляя 0.2–0.3%, что сопоставимо с его содержанием в оливинах магнезиальных ультрабазитов других районов (Средние содержания..., 1973). В результате микрозондовых исследований оливина Печенгского района установлено равномерное распределение никеля по площади его зерен при отсутствии серы, что возможно лишь при изоморфном вхождении никеля в структуру оливина (Вишневская и др., 1974; Смолькин, 1977 и др.).

В совокупности всех анализов содержание NiO имеет четкую положительную связь с содержанием MgO в оливине (табл. 5, рис. 3), что подтверждает результаты других исследователей (Дир и др., 1965; Средние содержания..., 1973). При сопоставлении данных по безрудным и рудоносным массивам отдельных районов выявлены следующие особенности. Во-первых, четко прослеживается независимость содержания никеля в оливине от принадлежности массивов к рудоносным или безрудным — в каждом районе определяющим фактором остается магнезиальность (железистость) оливина. Во-вторых, не обнаруживается влияния степени метаморфизма на содержание никеля; различия, свойственные, например, никеленосности оливина безрудных массивов, обусловлены прежде всего принадлежностью этих массивов к различным формационным типам (ср., например, Мончегорский и Аллареченский, Печенгский и Ловноозерский районы — табл. 5). В то же время близость содержания никеля в оливине рудоносных массивов Мончегорского, Печенгского и Аллареченского районов показывает его независимость от интенсивности оруденения, но требует своего объяснения. В-третьих, для вкрапленных руд Мончегорского, Печенгского и Аллареченского районов можно принять содержание никеля в оливине 0.25%, а Ловноозерского — 0.20%, что необходимо учитывать при вычислении неизвлекаемой его доли.

Обратимся к характеристике состава оливина в породах отдельных районов. В Мончегорском плутоне железистость оливина колеблется от 6 до 23%, наименее железистые оливины — форстериты (6–7%) — свойственны безрудным дифференциатам; в рудоносных ультраосновных породах преобладают хризолиты с железистостью 14–15%, а в основных — 17–18% (рис. 2). В разрезе слоя одного дифферен-

Т а б л и ц а 5

Содержание NiO и железистость оливинов различных массивов

Район	NiO, вес. %		f, %	
	рудоносные	нерудоносные	рудоносные	нерудоносные
Мончегорский	<u>0.25-0.30</u>	<u>0.40-0.46</u>	<u>14-18</u>	<u>6-7</u>
	0.27	0.41	16	6
Печенгский	<u>0.23-0.27</u>	<u>0.12-0.23</u>	<u>8-12</u>	<u>14-22</u>
	0.25	0.17	11	20
Аплареченский	<u>0.23-0.28</u>	<u>0.23-0.40</u>	<u>20-28</u>	<u>12-16</u>
	0.26	0.35	26	15
Ловноозерский	<u>0.14-0.21</u>	<u>0.14-0.19</u>	<u>21-24</u>	<u>17-21</u>
	0.18	0.17	22	19

циата (одной разновидности породы) состав оливина остается постоянным и не зависит от степени оруденения.

В массиве Федоровой тундры оливин относится к хризолиту и первым номерам гялосидерита, ассоциирует с магнетитом и титаномагнетитом при почти полном отсутствии сульфидов (табл. 3, 4). Оливин из безрудных пород массива Застейд-11 также является хризолитом (15-22%), сходным по составу с хризолитами Мончегорского плутона.

В Печенгском рудном поле доброкачественные анализы имеются только для оливина массива Пильгуярви. Оливин является хризолитом, содержащим от 17 до 28, а в среднем 20-21% фаялитового компонента, т.е. близок по составу оливину Мончегорского плутона (табл. 4). В сущности здесь все химически проанализированные оливины близки между собой по составу и отобраны из пироксеновых оливинитов и верлитов; это подтверждается и нормальным видом кривой распределения Ng для большего числа проб из этих же пород (рис. 2, б). С учетом оптических данных железистость оливина в пределах всего Печенгского рудного поля изменяется от 7 до 32%, причем преобладает хризолит с 11-17% фаялитового компонента. По данным Р.И. Шуруповой (1978), оливин рудоносных интрузивов менее железистый (8-12%), чем оливин безрудных (11-22%), и форстериты с железистостью 8-10 встречены в нижних частях рудоносных массивов. Согласно оптическим данным, оливин равнинской группы пород и массива горы Генеральской имеет сходный состав с оливинами Пильгуярви ( $f = 17-24\%$ ). Здесь намечается тенденция увеличения железистости минерала от оливинитов через

гарцбургиты к перцолитам. В породах насюкского типа оливин более железистый и относится к первым номерам гиалосидерита.

В Аллареченском районе оливины в основном относятся к хризолитам с железистостью от 12 до 28%, а в породах участка Рунни-йоки — к гиалосидеритам (30–35%). Содержание фаялитового компонента закономерно увеличивается от массивов, сложенных безрудными оливинитами, через рудоносные перидотитовые массивы к массивам, с которыми связаны промышленные месторождения (табл. 3, рис. 2, в). В этом же направлении увеличивается и общая железистость пород (Яковлев, Яковлева, 1974). Эта закономерность нередко используется в качестве одного из главных признаков никеленосности массивов района. Следует иметь в виду, что указанная связь не является однозначной, она многоплановая и ее применение в практических целях требует осторожности. Поясним это некоторыми примерами.

Как известно (Яковлев, Яковлева, 1974, и др.), большая часть гипербазитовых массивов района сложена какой-либо одной разновидностью пород, которые в крупных расслоенных массивах других районов слагают отдельные слои. Так, безрудные интрузивы сложены преимущественно оливинитами, массивы с непромышленным оруденением — перидотитами и пироксенитами, а массивы месторождений — перидотитами. В маломощной приподошвенной части массивов обычно увеличивается количество ромбического пироксена, и породы по составу приближаются к пироксенитам (в перидотитовых массивах) или перидотитам (в оливинитовых). В таких массивах железистость оливина, оставаясь практически постоянной на большей части разреза, несколько повышается в приподошвенной части. В целом прослеживается тенденция увеличения железистости оливина от оливинитов к перидотитам и пироксенитам. Эта же тенденция наблюдается и в массивах с богатыми рудами, концентрация которых никак не изменяет локально состав оливина. Породы уч. Рунни-йоки содержат спорадически диопсид и плагиоклаз и, возможно, принадлежат другому формационному типу, чем и обусловлена специфика состава оливина в них.

Оливин Ловноозерского района является хризолитом, содержащим от 15 до 28% фаялита, т.е. близким оливину гипербазитов Аллареченского района. В пределах одного массива и в однотипных массивах состав минерала остается примерно одинаковым, а в целом железистость его возрастает от безрудных перцолитов и гарцбургитов уч. Юнгес к рудоносным пироксенитам уч. Суэйнлагаш; в этом же направлении увеличивается железистость и снижается основность пород.

**Т и п о м о р ф и з м.** Во всех никеленосных районах оливин имеет больше общих черт, чем различий, характерные особенности его следующие.

1. Развитие во всех массивах в качестве одного из самых ранних магматических минералов, чем обусловлены основные черты его распространенности, морфологии, состава и физических свойств. По-

явление его на более поздних стадиях становления массивов и оруденения отмечалось только на Аллареченском месторождении.

2. Оливин всюду имеет довольно стабильный состав – это хризолит с 15–20% фаялитового компонента. Отклонения в сторону более магнезиальных (6–8%  $F\alpha$ ) или железистых (до 30–35%  $F\alpha$ ) разновидностей редки и характеризуют главным образом нерудоносные массивы или менее основные (чаще габброидные) дифференциаты в ультраосновных интрузивах. В большинстве районов более высокой магнезиальностью обладает оливин безрудных пород и массивов, а в Печенгском рудном поле соотношение обратное.

3. Количество примесей в оливине невелико, и отсутствует корреляция с основными компонентами; исключения составляют  $Fe_2O_3$  и  $NiO$ , присутствующие в заметном количестве и имеющие положительную связь с магнезиальностью минерала. Содержание  $NiO$ , часто используемое в прогнозных и генетических построениях, не зависит от интенсивности оруденения в массивах, а определяется составом материнских пород (определенных дифференциатов).

4. В расслоенных массивах с бедным сульфидным оруденением последнее концентрируется большей частью в безоливиновых (т.е. менее основных, чаще сложенных габброидами) дифференциатах, а в массивах с богатым оруденением – в существенно оливиновых разновидностях пород.

5. В целом оливин изучен недостаточно, особенно его химический состав и в первую очередь – содержание и распределение примесей: для целых комплексов оливинсодержащих пород нет данных даже единичных химических анализов, весьма ограничены сведения о структуре и физических свойствах.

**П р а к т и ч е с к о е   з н а ч е н и е.** 1. Состав и свойства оливина как раннего магматического минерала могут быть использованы для определения формационной принадлежности массивов ультраосновных и основных пород, а тем самым для перспективной (прогнозной) оценки их рудоносности.

2. Наличие постоянной примеси  $NiO$  и устойчивое ее содержание в рудоносных породах большинства районов позволяет точнее рассчитывать баланс никеля в рудах и определять неизвлекаемую его часть из руд различных месторождений.

## П и р о к с е н ы

### Ромбические пироксены

**И з у ч е н н о с т ь.** Ромбический пироксен (бронзит, гиперстен и незначительно энстатит, ферро-гиперстен) является первым по распространенности и вторым (после оливина) по времени образования магматическим минералом базитов и гипербазитов. Широкое развитие, устойчивость к изменению, относительная крупность зерен, большие возможности извлечения чистых зерен обусловили

появление большого количества точных данных. Насчитывается более 100 химических, около 20 микронзондовых анализов, много частных химических и спектральных определений, более 500 измерений показателей преломления, угла  $2V$ , около 20 определений удельного веса. Основная масса аналитических данных приходится на ортопироксены из пород Мончегорского плутона и базитов Ловноозерского района (Геология и рудные..., 1956; Докучаева, 1974, 1979; Козлов, 1973; Медно-никелевые..., 1979; Яковлева, Орсоев, 1979, и др.). В то же время ортопироксены отдельных слабо освоенных районов (Панских тундр, Застейд-11 и др.), а также пироксены мелкозернистых оруденелых и интенсивно метаморфизованных пород (Аллареченский район) оказались охарактеризованными лишь оптическими данными и единичными химическими анализами (Одинец, 1971; Осокин, 1979б; Радченко, 1979; Старицына, 1960; Яковлев, Яковлева, 1974).

**Р а с п р о с т р а н е н н о с т ь .** Концентрация ромбического пироксена в породах возрастает от Печенги через Аллареченский район к Ловноозерскому и Мончегорскому районам (табл.6). Всюду количество его возрастает с исчезновением в парагенезисе и увеличением количества моноклинного пироксена, а также лейкократовостью породы, степенью оруденения и изменения. Наибольшие его содержания отмечены в ортопироксенитах (до 95%), а наименьшие — в оливинитах (примесь) и лейкократовых габбро (до 2%). Но указанные породы распространены нешироко.

В Мончегорском районе наиболее широко ортопироксен развит в Мончегорском плутоне, массивах Улитаозерском и Островском. В массивах Панских и Федоровой тундр по объему он сопоставим с моноклинным пироксеном, но уступает закономерное уменьшение его содержания от ранних к поздним дифференциатам.

В Печенгском рудном поле ортопироксен определен только в прололке одной объединенной пробы (данные ВСЕГЕИ), но диагностика его не подтверждена. В северо-восточном обрамлении Печенги ортопироксены присутствуют в парагенезисе с клинопироксеном, преобладавая над ним в гипербазитах Ровнинской группы и уступая ему в породах горы Генеральской и Нясюкской группы.

В Аллареченском районе по содержанию и распространенности бронзит, как правило, сопоставим с оливином. Исключение составляют массивы уч.Руннийоки, в которых количество ромбического пироксена резко сокращается. Во многих крупных интрузивах содержание пироксена увеличивается сверху вниз. В некоторых же (Аннама и др.) его больше в верхней части, где он распределен неравномерно и образует линзы, гнезда, жилки. В Ловноозерском районе ортопироксен в массивах базитов и гипербазитов находится в парагенезисе с клинопироксеном. В первых он значительно преобладает, а во вторых его в 1,5–2 раза меньше, чем моноклинного пироксена. В норитах распределен неравномерно, особенно в породах Главного рудного тела месторождения, а в гипербазитовых массивах — довольно равномерно; лишь около секущих жил гранитных пегматитов часто увеличиваются его содержание и размер зерен.

Т а б л и ц а 6

Распространенность, показатели преломления и железистость  
ромбического пироксена

Массивы, породы	Содержание, %	$N_g$	$N_p$	$f, \%$
М о н ч е г о р с к и й    р а й о н				
Мончегорский плутон (оруденелые и безрудные):				
гарцбургиты и ортопироксениты;	15-90	$\frac{1.678-1.688}{1.683(56)}$	$\frac{1.667-1.675}{1.671}$	$\frac{10-17}{14}$
нориты и габбро-нориты	20-60	$\frac{1.681-1.697}{1.688(58)}$	$\frac{1.670-1.684}{1.676}$	$\frac{12-25}{17}$
Улитаозерский:				
безрудные гарцбургиты, ортопироксениты и нориты	15-90	$\frac{1.683-1.690}{1.685(20)}$	$\frac{1.672-1.678}{1.674}$	$\frac{14-20}{15}$
Застейд-11:				
безрудные лерцолиты и оливковые пироксениты;	10-30	$\frac{1.685-1.694}{1.690(10)}$	$\frac{1.675-1.683}{1.678}$	$\frac{16-22}{19}$
оруденелые плагиовестериты и габбро	5-30	$\frac{1.695-1.705}{1.700(12)}$	$\frac{1.684-1.692}{1.688}$	$\frac{24-29}{27}$

Т а б л и ц а 6 (продолжение)

Массивы, породы	Содержание, %	$N_g$	$N_p$	$f, \%$
Ц е н т р а л ь н о - К о л ь с к и й   р а й о н				
Федорова тундра:				
плагиоперидотиты и пироксениты, меланократовые нориты, оруденелые;	25-80	$\frac{1.684-1.697}{1.691(20)}$	$\frac{1.674-1.685}{1.680}$	$\frac{14-24}{20}$
оруденелые мезократовые нориты и габбро-нориты;	20-35	$\frac{1.687-1.702}{1.694(27)}$	$\frac{1.677-1.680}{1.683}$	$\frac{17-28}{22}$
безрудные мезократовые габбро-нориты и габбро	5-10	$\frac{1.693-1.716}{1.708(24)}$	$\frac{1.682-1.698}{1.696}$	$\frac{21-40}{26}$
Панские тундры (западная часть):				
оруденелые плагиопироксениты и меланократовые нориты;	40-70	$\frac{1.684-1.696}{1.689(10)}$	$\frac{1.672-1.684}{1.677}$	$\frac{15-23}{18}$
безрудные мезократовые габбро-нориты	20-30	$\frac{1.698-1.706}{1.702(8)}$	$\frac{1.686-1.693}{1.690}$	$\frac{24-32}{27}$
С е в е р о - в о с т о ч н о е   о б р а м л е н и е   П е ч е н г и				
Гора Генеральская:				
оруденелые оливиновые габбро-нориты	15-20	-	-	15-21
Ровнинская группа:				
гарцбургиты, лерзолиты;	5-40	$\frac{1.682-1.688}{1.685(15)}$	$\frac{1.672-1.677}{1.674}$	$\frac{13-18}{16}$

бронзиты	80-90	1.686-1.688	1.675-1.677	16-18
А л л а р е ч е н с к и й    р а й о н				
Перидотиты, пироксениты: участков Копос, Акким, Аннама, Хихна;	15-90	$\frac{1.675-1.690}{1.684(51)}$	$\frac{1.664-1.680}{1.672}$	$\frac{11-19}{15}$
месторождения Аллареченское и Восток	20-70	$\frac{1.685-1.697}{1.690(32)}$	$\frac{1.671-1.685}{1.677}$	$\frac{16-27}{19}$
Л о в н о о з е р с к и й    р а й о н				
Гипербазиты безрудные и рудоносные: уч. Суэйнлагаш - оливиновые пироксениты;	10-30	$\frac{1.689-1.693}{1.691(10)}$	$\frac{1.677-1.684}{1.681}$	$\frac{18-22}{21}$
вебстериты;	15-40	$\frac{1.692-1.704}{1.697(15)}$	$\frac{1.680-1.692}{1.686}$	$\frac{20-31}{25}$
участков Юнгес и Ю.Юнгес - лерцоли- ты, гарцбургиты;	5-20	$\frac{1.681-1.689}{1.685(10)}$	$\frac{1.670-1.678}{1.674}$	$\frac{12-16}{15}$
оторочки около пегматитов		1.704-1.708	1.689-1.693	31-35
Ловноозерское месторождение: нориты второстепенных рудных тел	10-70	$\frac{1.692-1.714}{1.702(15)}$	$\frac{1.680-1.701}{1.689}$	$\frac{20-41}{29}$

54 Таблица 6 (продолжение)

Массивы, породы	Содержание, %	$N_g$	$N_p$	$f, \%$
Главное рудное тело:				
нориты с бедным оруденением;	10-70	$\frac{1.692-1.709}{1.701(15)}$	$\frac{1.680-1.701}{1.690}$	$\frac{20-38}{31}$
нориты с богатым оруденением;	10-50	$\frac{1.693-1.714}{1.705(35)}$	$\frac{1.681-1.702}{1.692}$	$\frac{19-41}{32}$
жильные „рудные“ гиперстениты	70-90	$\frac{1.705-1.724}{1.715(10)}$	$\frac{1.693-1.705}{1.699}$	$\frac{34-49}{42}$
Участки Лоунйоки и Лаукку - нориты безрудные;	10-60	$\frac{1.688-1.714}{1.701(30)}$	$\frac{1.678-1.700}{1.690}$	$\frac{18-40}{27}$
нориты оруденелые	10-50	$\frac{1.692-1.711}{1.704(20)}$	$\frac{1.680-1.698}{1.691}$	$\frac{21-38}{29}$
Габбро-нориты всего района	10-25	1.711-1.720	1.698-1.706	38-46
„Древние“ габбро-нориты района	10-30	1.697-1.718	1.682-1.705	24-44
Вмещающие плагиогнейсы и гранулиты всего района	1-30	1.706-1.739	1.693-1.713	33-62

**М о р ф о л о г и я.** Преобладают идиоморфные призматические до таблитчатых моноклинных зерен размером в среднем 0,3 x 0,6 мм (0,2–0,8 x 0,2–0,4 мм) и сростки зерен, реже порфирукристаллы. В оливинсодержащих габброидах, плагиоцелитах и иногда оливинитах пироксен изредка слагает внутренние зоны венцовых образований на границе оливина и плагиоклаза. Кроме того, встречается в виде порфиробласт, гломеробластических сростков, оторочек, около жил гранитных пегматитов и в виде прожилков. Последние две формы свойственны ортопироксену Аллареченскому и Ловноозерского районов и имеют незначительное развитие. В этих же районах встречаются „вторичные“ формы, отличные от магматических, — округлые, „оплавленные“, а также деформированные индивиды гиперстена — изогнутые, блочные, с мозаичным облачным погасанием.

В общем случае степень идиоморфизма и крупность зерен возрастают с увеличением его содержания в породе: от оливинитов через перидотиты к пироксенитам и от лейкократовых норитов к меланократовым. В норитах Ловноозерского района отмечается больший идиоморфизм мелких зерен, чем крупных. Наиболее крупные индивиды отмечены в порфиробластах (до 3–5 см), в прожилках (до 2 см) и пегматоидных породах (до 3 см).

Геологическое положение и строение прожилков и оторочек, парагенезис с поздними амфиболами дают возможность выделить позднюю генерацию пироксена, которая образуется преимущественно путем перекристаллизации их (Яковлев, Яковлева, 1974). Обычно индивиды ортопироксена более идиоморфны, чем клинопироксена и плагиоклаза, за исключением лейко-мезократовых основных пород. В последних степень идиоморфизма их, особенно крупных зерен, меньшая, чем плагиоклаза, а иногда и моноклинного пироксена.

**Внутреннее строение индивидов.** В зернах ромбических пироксенов, особенно крупных (Ловно, Аллареченский район), часто обнаруживается неоднородное внутреннее строение: простые двойники (Мончегорский плутон, Федорова тундра), грубые трещины (в том числе трещины отдельности), трещины спайности по (110), вроски оливина, моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита, талька, карбонатов, ильменита, магнетита, гематита, рутила, сульфидов. Вроски моноклинного пироксена и окислов имеют сходные условия развития: их уплощенные мелкие субиндивиды располагаются параллельно одной из плоскостей спайности, концентрируясь в зерне хозяина в виде центрального пятна (одного или нескольких), а внешняя кайма остается однородной. Зерно пироксена может быть насыщено такими включениями до половины объема.

Вроски моноклинного пироксена имеют форму тонких пластинок (около 0,0001 мм), создающих псевдополисинтетическое строение центральной зоны зерна ортопироксена. Эти вроски отсутствуют в ортопироксенах Аллареченского района, что обусловлено, по-видимому, бедностью исходных пород кальцием или быстрым остыванием интрузива (Дир и др., 1965). Аналогичные включения рудных минералов

ралов отсутствуют в пределах Мончегорского комплекса пород. В Аллареченском районе и северо-восточном обрамлении Печенгивключения окислов представлены титаномагнетитом и магнетитом и имеют облик мелких (0,001 мм и менее) каплевидных и линзовидных обособлений. В Ловноозерском районе рудные вросстки сложены двумя фазами (каждый субиндивид) – гематитом и ильменитом (преобладает). Они темно-коричневые, кинжаловидного облика, толщина их около 0,0005 мм. Пироксены с такими включениями приурочены преимущественно к крупнозернистым породам основного состава, изредка встречаются в ультраосновных породах и отсутствуют в гиперстеновых вмещающих сланцах.

Состав силикатных и окисных вростков в ортопироксене отражает специфику химического состава материнских пород. Так, вросстки моноклинного пироксена, наиболее характерны для ортопироксена из пород Мончегорского плутона, Панских и Федоровой тундр и других массивов, обладающих существенным содержанием кальция; в ортопироксене из высокомагнезиальных и высокожелезистых гипербазитов Аллареченского района, почти не содержащих кальция, вросстки моноклинного пироксена отсутствуют, но широко развиты вросстки магнетита и титаномагнетита; ортопироксены титанистых основных пород Ловноозерского района содержат вросстки ильменита, гематит-ильменита, а также моноклинного пироксена и т.д.

Закономерное расположение таких вростков в зернах минерала-хозяина, зависимость их состава от состава материнских пород – все это позволяет считать их продуктами распада твердых растворов в ортопироксенах, а последние – аналогами так называемых пироксенов бушвельдского типа (Дир и др., 1965). К первичным относятся и вросстки породообразующих минералов: оливина и иногда диопсида (встречен в ультраосновных породах Ловноозерского района) – те и другие имеют облик типичных пойкилитовых. Остальные вросстки – вторичные, среди них преобладает роговая обманка.

**Изменение парагенезисы.** Наиболее ранним процессом изменения ортопироксена является оталькование, близкое по времени серпентинизации оливина. Но развитие талька ограничено: он образует прерывистые каемки на границе в сульфидами или симметрично-зональные прожилки с магнетитовой просечкой. Интенсивнее проявлена амфиболизация: роговая обманка образует неправильные скелетовидные кристаллы, реже каемки и метасоматические микродрузы на границе гиперстена и плагиоклаза (Ловноозерский район). Иногда роговая обманка наследует ориентировку ранних пластинок диопсида, замещая последние и разрастаясь до крупных призматических субиндивидов. В зонах дробления пироксен может пересекаться более поздними прожилками, сложенными полиминеральным агрегатом из тонкочешуйчатого талька, серпентина, стильпномеланоподобного минерала.

Степень изменения ортопироксена неодинакова в массивах различных формационных групп. Так, наиболее амфиболизированы пироксены Аллареченского района, а в Ловноозерском интенсивнее

изменены пироксены ультраосновных пород, чем основных. Кроме того, в Ловноозерском районе в норитах с интенсивностью оруденения усиливается неоднородность внутреннего строения и увеличивается крупность зерен ортопироксена. Появляется больше зерен с продуктами распада твердых растворов (ильменит, гематит), с вростками мелких округлых зерен титаномагнетита и сульфидов.

Наличие пойкилитовых вростков оливина в гиперстене, интерстициальный характер развития плагиоклаза, сидеронитовые структуры сульфидной вкрапленности довольно определенно характеризуют магматический парагенезис с ромбическим пироксеном (от ранних минералов к поздним): оливин ← ромбический пироксен ← моноклинный пироксен ← плагиоклаз ← сульфиды сингенетической вкрапленности. Вторичные минералы образуются примерно в такой последовательности: тальк ← роговая обманка, слюды ← хлорит ← карбонаты, поздние серпентины, тальк, хлориты.

**Физические свойства.** Макроскопически цвет чистых зерен минерала от розового до коричневого, иногда с отчетливым бронзовым оттенком. Зерна, насыщенные включениями рудных минералов, приобретают темно-коричневый цвет, а замешенные роговой обманкой – зеленовато-коричневый. В шлифах бронзиты бесцветные, слаборозовые, не плеохроируют; железистые бронзиты (от 25% Fs) и гиперстены плеохроируют от желтовато-розоватого, темно-коричневатого-розового по  $N_p$  до синевато-зеленоватого по  $N_g$ .

Для определения железистости ромбического пироксена, как и оливина, широко используются показатели преломления; железистость, вычисленная графически (Дир и др., 1965; Трагер, 1958), на 3–6% выше истинной; с меньшей точностью определяется железистость по  $2V$ . В работе использовано более 500 измерений показателей преломления, которые представлены в виде графиков распределения величины  $N_g$  (рис.4), а также пределов и средних значений  $N_g$ ,  $N_p$  и железистости (табл.6), вычисленной для главных групп пород в каждом районе.

В целом по региону показатели преломления ортопироксенов основных и ультраосновных пород изменяются в следующих пределах:  $N_g = 1.675-1.718$ ,  $N_m = 1.670-1.715$ ,  $N_p = 1.664-1.705$ ; это соответствует содержанию ферросилитового компонента (Fs) от 8 до 40%. Во вмещающих гранулитах и сланцах Ловноозерского района  $N_g$  возрастает до 1.739 и соответственно железистость до 62%. Таким образом, ортопироксен основных и ультраосновных пород охватывает последние номера энстатита, целиком поля бронзита и гиперстена и незначительно первые номера феррогиперстена. Преобладают пироксены с железистостью 15–32% ( $N_g = 1.685-1.705$ ), о чем свидетельствуют нормальный облик кривых распространения и средние значения показателей преломления по отдельным группам пород (рис. 4, табл. 6). Наименьшие значения показателей преломления ( $N_g = 1.675$ ) свойственны пироксенам из дунитов Мончегорского плутона (Докучаева, 1978) и безрудных оливинитов Аллареченского района.

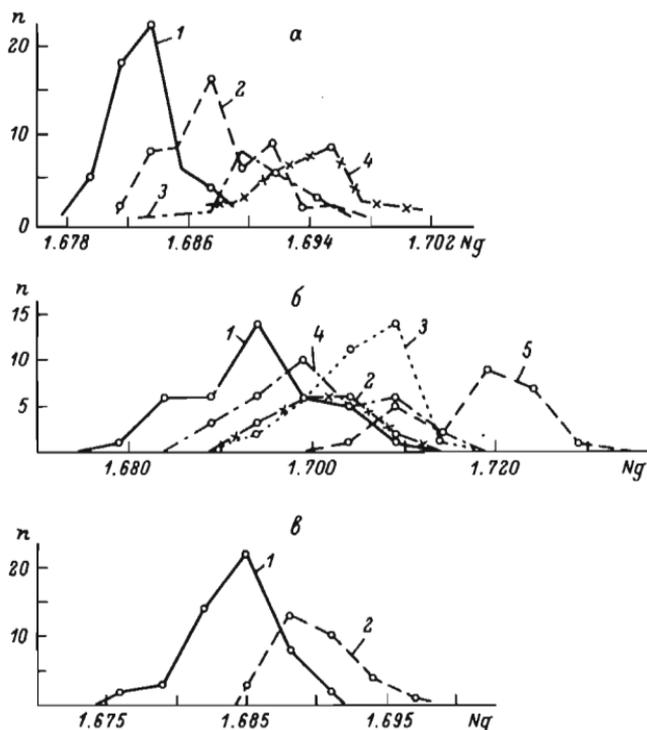


Рис. 4. Кривые распределения величины  $Ng$  ортопироксенов.

а – из пород мончегорского комплекса: 1 – ультраосновных Мончегорского плутона (гарцбургиты, ортопироксениты и их плагиоклазовые разновидности); 2 – основных Мончегорского плутона (оливиновые и безоливиновые нориты и габбро-нориты); 3 – плагиопироксенитов и меланократовых норитов, 4 – мезократовых габбро-норитов Федоровой тундры;  $n = 56, 58, 47, 24$  соответственно. б – из пород Ловноозерского района: 1 – ультраосновных, 2–4 – основных (2 – безрудные породы, 3 – оруденелые породы Ловноозерского месторождения, 4 – нориты массивов Лоунйоки и Лаукку); 5 – вмещающих всего района;  $n = 39, 17, 34, 32, 25$  соответственно. в – из ультраосновных пород Аллареченского района: 1 – массивов Колос, Акким, Аннама, Ямышкур, Хихна; 2 – месторождений Аллареченского и Восток.  $n = 51, 32$  соответственно.

Двупреломление составляет 0.008–0.015, в среднем 0.011–0.012; оно несколько повышается с возрастанием железистости минерала. Как правило, ортопироксен имеет прямое погасение, лишь иногда аномальное, косое (от 3–5 до 8°), ситовидное, облачное. Величина угла  $2V$  изменяется в широких пределах (59–83°), наиболее часто  $2V = (-70–80°)$ . Наибольший положительный угол (83°) имеет

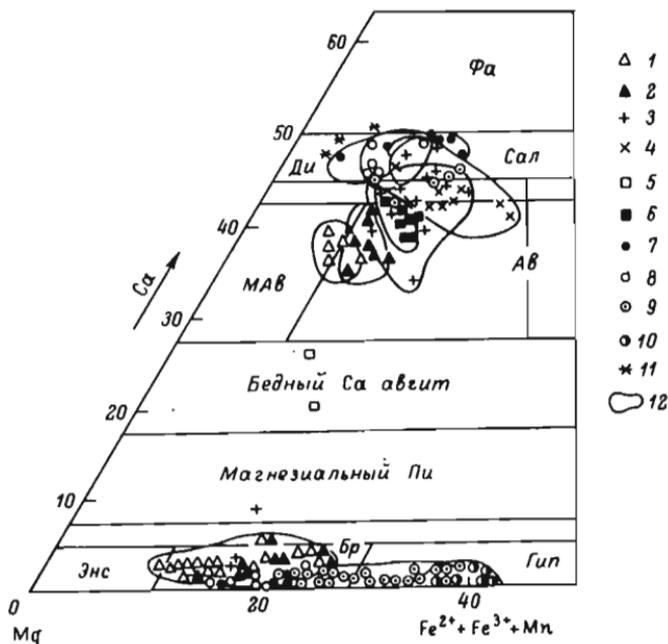


Рис.5. Состав ортопироксенов и клинопироксенов (по Гинзбург, 1970).

Фа - фассаит, Ди - диопсид, Сал - салит, Мав - магнезиальный авгит, Ав - авгит, Пи - пижонит, Энс - энстатит, Бр - бронзит, Гип - гиперстен. 1 - пироксены Мончегорского плутона; 2 - пироксены Федоровой и Панских тундр; 3 - пироксены ультраосновных пород Печенгского рудного поля и северо-восточного обрамления Печенги; 4 - клинопироксены основных пород Печенгского рудного поля; 5 - клинопироксены интрузивов Ровно; 6 - клинопироксены нясюкских интрузивов; 7 - ортопироксены гипербазитов и клинопироксены вмещающих пород Аллареченского района; 8-10 - Ловноозерского района: 8 - ортопироксены и клинопироксены ультраосновных пород, 9 - пироксены основных пород, 10 - ортопироксены вмещающих пород; 11 - поздние клинопироксены всех районов; 12 - области распространения пироксенов в группах пород.

пироксен из дунитов Мончегорского плутона. Пироксен из прожилков (Аллареченский район) имеет те же показатели преломления, что и породообразующий (Яковлев, Яковлева, 1974). В оторочках около секущих пегматитов (Ловноозерский район) он отличается повышенными показателями (табл. 6).

Таким образом, оптические данные показывают, что намечается четкая тенденция повышения показателей преломления (железистости) от ультраосновных пород к основным, а в пределах отдельных

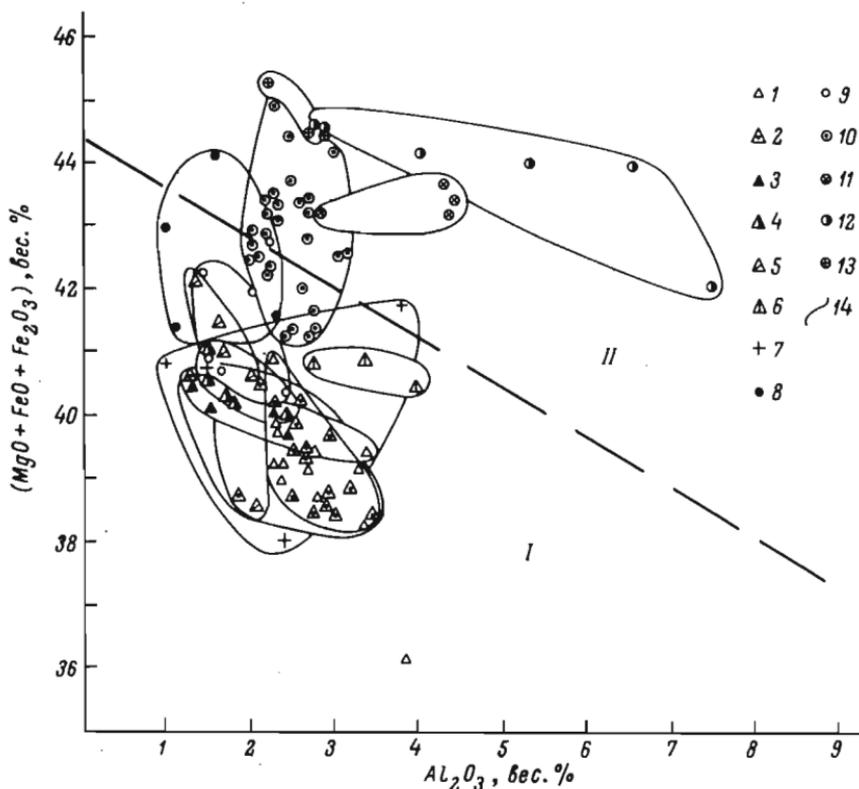


Рис. 6. Области распространения ортопироксенов из изверженных (I) и метаморфических (II) пород по С.Бхаттачария (Bhattacharyya, 1971).

Ортопироксены из пород: Мончегорского района: 1 – ультраосновных Мончегорского плутона, 2 – основных Мончегорского плутона, 3 – ультраосновных Федоровой тундры, 4 – основных Федоровой тундры, 5 – основных Панских тундр, 6 – Застейда-II, 7 – северо-восточного обрамления Печенги (Ровно), 8 – гипербазитов Аллареченского района; Ловноозерского района: 9 – ультраосновных, 10 – основных, 11 – рудных гиперстенитов, 12 – вмещающих плагиосланцев, 13 – гибридных; 14 – области распространения пироксенов в каждой группе пород.

массивов – от более ранних дифференциатов к более поздним. В то же время значения этих величин во всех районах, за исключением массивов базитов, близкие: в среднем  $Ng$  около 1.690, железистость – 18–19%. В базитовых массивах Ловноозерского района  $Ng$  около 1.705, а железистость – около 30%. При этом в наиболее богатых вкрапленных рудах Ловноозерского месторождения намеча-

ется некоторое повышение железистости пироксена с увеличением интенсивности оруденения.

**Химический состав.** В работе использованы все данные доброкачественных химических и микросондовых (около 110 и 10 соответственно) анализов минерала. Пределы и средние значения главных окислов и компонентного состава ( $E_n$  – энстатит,  $Wo$  – волластонит,  $Fs$  – ферросилит), а также железистости ( $f$ ) по породам и группам пород различных комплексов, выделенных аналогично оливину, приведены в табл.7. На треугольной диаграмме (Гинзбург, 1970) нанесены точки составов пироксенов (в том числе моноклиновых) всех учетных анализов и очерчены поля распространения пироксенов из различных комплексов (рис.5). По такому же принципу нанесены данные химических анализов (рис.6) на генетическую схему С.Бхаттачария (Bhattacharya, 1971).

Железистость (магнезиальность) ромбического пироксена с учетом всех характеристик изменяется от 8 до 50% (50–92%) в основных и ультраосновных породах, увеличиваясь до 62% во вмещающих базитовые массивы сланцах и гранулитах Ловноозерского района. Среди пироксенов преобладают разновидности с железистостью 15–25%, т.е. бронзиты. Гиперстен развит в основном в базитах Ловноозерского района, а также в некоторых габброидных породах других районов. Менее всего распространен энстатит, он встречается в дуни-тах Мончегорского плутона и в оливинитах копосовского типа в Алларченском районе.

По химическому составу ромбические пироксены являются существенно железо–магнезиальными минералами, примеси в них представлены в порядке возрастания – Ni, Co, Cu, Ti, Cr, Mn, Ca, Al и составляют менее 10 ат.%. Кроме того, спектральными полукочественными анализами в пироксене обнаружены Zn, Sr, Sc, V (0,01–0,05%), Zr, Ba, Ca, Ag.

По всему Мончегорскому комплексу железистость ортопироксена изменяется от 8 до 40%. Наименее железистыми являются пироксены ультраосновных пород: в Мончегорском плутоне – 8–17%, массивах Улитаозерском и Островском – 14–20%, Застейд-II – 16–22%; Панских (нижняя часть разреза) и Федоровой тундр – 14–24%. Пироксены дифференциатов основного состава (т.е. более поздних) соответствующих расслоенных массивов имеют относительно большую железистость: в Мончегорском плутоне – 12–25%, массиве Застейд-II – 24–29%, в нижних частях разреза Федоровой тундры – 17–30%, в верхних – до 30–40% и Панских тундр (средние части массива) – 24–34% (рис.4, а; 5). Таким образом, одноименные породы всех перечисленных массивов имеют примерно сопоставимые величины железистости, особенно в ранних дифференциатах (ультраосновных породах). На диаграмме (рис.5) все пироксены этого комплекса образуют единый непрерывный ряд в изоморфной серии энстатит–ферросилит. В одноименных породах состав пироксенов остается постоянным по разрезу слоя и не зависит от степени оруденения. В Мончегорском плутоне пироксеносодержащие вкрапленные руды отличаются меньшей

Т а б л и ц а 7

Химический состав ромбического пироксена

Компо- ненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	<u>54.3-55.42</u> 55.01(7)	<u>53.52-55.56</u> 54.98(5)	<u>54.05-55.56</u> 54.55(10)	<u>54.33-55.60</u> 55.10(4)	<u>53.28-54.26</u> 53.65(4)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>2.23-2.65</u> 2.45	<u>2.27-2.53</u> 2.35	<u>2.07-2.91</u> 2.58	<u>1.32-2.70</u> 1.96	<u>1.84-2.78</u> 2.23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>0.43-0.63</u> 0.56	<u>0.37-0.75</u> 0.58	<u>0.37-0.49</u> 0.41	<u>0.20-0.35</u> 0.25	<u>0.11-0.40</u> 0.25
TiO <sub>2</sub>	<u>0.12-0.16</u> 0.14	<u>0.10-0.19</u> 0.13	<u>0.12-0.20</u> 0.15	<u>0.16-0.20</u> 0.18	<u>0.15-0.22</u> 0.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>0.33-1.17</u> 0.68	<u>0.81-1.28</u> 1.05	<u>0.62-1.96</u> 1.17	<u>0.34-1.20</u> 0.95	<u>0.81-1.94</u> 1.32
FeO	<u>7.48-8.21</u> 7.84	<u>7.59-8.23</u> 7.82	<u>7.45-11.26</u> 9.23	<u>8.13-12.35</u> 10.14	<u>13.31-15.32</u> 14.40
MnO	<u>0.14-0.19</u> 0.17	<u>0.16-0.30</u> 0.20	<u>0.13-0.25</u> 0.18	<u>0.20-0.24</u> 0.21	<u>0.15-0.40</u> 0.25
MgO	<u>30.00-32.23</u> 31.35	<u>27.29-31.09</u> 29.85	<u>27.48-30.78</u> 28.52	<u>26.47-29.20</u> 27.75	<u>22.85-24.60</u> 24.0
CaO	<u>1.64-2.07</u> 1.81	<u>1.85-2.40</u> 2.01	<u>1.84-2.33</u> 2.10	<u>1.91-2.35</u> 2.04	<u>1.61-2.93</u> 2.42
NiO + (CuO,CoO)	<u>0.04-0.10</u> 0.07	<u>0.07-0.13</u> 0.08	<u>0.03-0.09</u> 0.04	0.00	<u>0.00-0.07</u> 0.04
En	<u>82.5-85.4</u> 83.9	<u>81.6-84.6</u> 83.1	<u>77.8-82.8</u> 80.3	<u>75.8-82.2</u> 78.7	<u>68.6-73.7</u> 70.4
Fs	<u>11.5-13.6</u> 12.6	<u>11.9-14.2</u> 13.1	<u>13.6-17.5</u> 15.5	<u>13.5-19.1</u> 16.7	<u>23.3-25.3</u> 24.6
Wo	<u>3.1-3.9</u> 3.5	<u>3.5-4.2</u> 3.8	<u>3.6-4.9</u> 4.2	<u>4.3-5.1</u> 4.6	<u>3.4-6.1</u> 5.0
f, %	<u>12.5-14.1</u> 13.2	<u>13.0-15.3</u> 14.1	<u>14.0-18.9</u> 16.8	<u>15.2-20.7</u> 18.4	<u>26.2-27.3</u> 26.8

П р и м е ч а н и е. 1-17 - бронзиты, 18-23 - гиперстены: плагиоклазовых, оруденелых; 2 - ультраосновных, плагиоклазовых, норитов. 6 - полевошпатового ортопироксенита Улитаозерского мас-Застейд-II; 8-9 - из пород массива Федоровой тундры: 8 - плагио-10-12 - из пород массива Панских тундр: 10 - плагиоклазового (колл. А.Ю.Одинец), 12 - мезократового габбро-норита (колл. В.С.

6	7	8	9	10	11	12	13
54.80	53.57	$\frac{54.60-54.93}{54.72(5)}$	$\frac{53.12-54.20}{53.58(4)}$	54.68	54.39	53.57	$\frac{53.04-55.68}{54.19(5)}$
3.24	2.71	$\frac{1.27-3.35}{2.15}$	$\frac{1.44-2.42}{1.95}$	1.96	2.03	1.30	$\frac{0.92-2.25}{1.6}$
0.34	0.27	$\frac{0.05-0.43}{0.29}$	$\frac{0.05-0.22}{0.10}$	0.01	-	0.03	$\frac{0.00-0.01}{0.01}$
0.12	0.32	$\frac{0.07-0.39}{0.20}$	$\frac{0.18-0.43}{0.26}$	0.22	0.11	0.17	$\frac{0.06-0.39}{0.15}$
0.40	1.70	$\frac{0.67-1.88}{1.16}$	$\frac{0.26-1.84}{1.09}$	1.28	0.21	1.83	$\frac{0.54-5.24}{2.19}$
9.35	14.38	$\frac{8.38-12.19}{10.65}$	$\frac{12.66-14.42}{13.48}$	12.08	12.11	15.21	$\frac{9.28-14.09}{12.24}$
0.18	0.27	$\frac{0.24-0.29}{0.26}$	$\frac{0.28-0.33}{0.31}$	0.29	0.28	0.38	$\frac{0.21-0.36}{0.29}$
29.38	24.72	$\frac{27.12-29.21}{28.18}$	$\frac{24.67-26.31}{25.90}$	27.26	26.21	25.12	$\frac{25.92-30.46}{28.12}$
2.04	1.72	$\frac{1.45-2.17}{1.82}$	$\frac{1.58-2.28}{1.98}$	1.78	2.82	1.69	$\frac{0.00-0.92}{0.47}$
0.03	0.07	$\frac{0.07-0.20}{0.11}$	$\frac{0.06-0.13}{0.09}$	0.06	0.08	0.06	$\frac{0.03-0.08}{0.06}$
82.6	71.8	$\frac{75.5-82.6}{78.8}$	$\frac{68.4-74.9}{72.5}$	77.2	73.7	70.2	$\frac{76.0-83.5}{77.9}$
15.2	24.6	$\frac{14.8-20.0}{17.6}$	$\frac{22.0-27.0}{23.5}$	19.2	20.6	26.4	$\frac{16.6-23.0}{21.3}$
2.2	3.6	$\frac{2.9-4.4}{3.6}$	$\frac{3.1-4.6}{4.0}$	3.6	5.7	3.4	$\frac{0.0-1.9}{0.8}$
15.9	26.9	$\frac{23.5-27.8}{24.0}$	$\frac{23.0-27.1}{24.2}$	21.7	22.2	27.8	$\frac{16.8-23.6}{21.7}$

1-5 - из пород Мончегорского плутона: 1 - ультраосновных, бес-  
3 - норитов, оруденелых; 4 - лейкократовых норитов; 5 - габбро-  
сива (колл. Б. А. Юдина); 7 - плагиоклазового вебстерита массива  
пироксенитов (колл. В. С. Докучаевой); 9 - норитов и габбро-норитов;  
пироксенита (колл. В. С. Докучаевой), 11 - меланократового норита  
Докучаевой); 13 - из оруденелых и безрудных ультраосновных по-

Т а б л и ц а 7 (продолжение)

Компо- ненты	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	$\frac{52.70-54.01}{53.34(4)}$	$\frac{54.07-55.74}{54.97(6)}$	$\frac{52.32-54.35}{53.45(5)}$	$\frac{53.22-54.26}{53.76(6)}$	$\frac{51.74-51.95}{51.82(3)}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{0.98-3.73}{2.12}$	$\frac{1.38-2.35}{1.79}$	$\frac{1.95-2.63}{2.21}$	$\frac{2.00-2.64}{2.35}$	$\frac{2.12-2.60}{2.32}$
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{0.05-0.69}{0.40}$	$\frac{0.03-0.23}{0.12}$	$\frac{0.11-0.19}{0.16}$	$\frac{0.00-0.37}{0.23}$	$\frac{0.03-0.08}{0.04}$
TiO <sub>2</sub>	$\frac{0.11-0.50}{0.25}$	$\frac{0.00-0.12}{0.07}$	$\frac{0.13-0.15}{0.14}$	$\frac{0.03-0.26}{0.15}$	$\frac{0.13-0.48}{0.25}$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{0.83-1.77}{1.25}$	$\frac{0.35-2.20}{1.13}$	$\frac{0.92-1.79}{1.43}$	$\frac{0.89-2.13}{1.49}$	$\frac{1.72-2.08}{1.94}$
FeO	$\frac{9.52-11.32}{10.18}$	$\frac{9.02-13.50}{11.73}$	$\frac{12.79-15.61}{14.41}$	$\frac{11.93-15.73}{13.62}$	$\frac{17.79-18.48}{18.82}$
MnO	$\frac{0.19-0.23}{0.21}$	$\frac{0.19-0.29}{0.24}$	$\frac{0.23-0.30}{0.27}$	$\frac{0.23-0.33}{0.27}$	$\frac{0.35-0.45}{0.41}$
MgO	$\frac{27.66-29.92}{28.92}$	$\frac{26.63-30.51}{28.59}$	$\frac{25.81-27.57}{26.65}$	$\frac{25.19-27.53}{26.69}$	$\frac{21.53-23.28}{22.27}$
CaO	$\frac{0.55-4.42}{2.15}$	$\frac{0.24-1.04}{0.59}$	$\frac{0.40-0.95}{0.60}$	$\frac{0.26-0.61}{0.44}$	$\frac{0.52-0.69}{0.61}$
NiO+ +(Cu <sub>2</sub> O,CoO)	$\frac{0.00-0.22}{0.14}$	$\frac{0.03-0.06}{0.04}$	$\frac{0.00-0.07}{0.03}$	$\frac{0.00-0.00}{0.00}$	-
En	$\frac{75.3-80.3}{78.4}$	$\frac{74.4-83.5}{79.0}$	$\frac{72.3-77.7}{74.3}$	$\frac{71.24-77.1}{75.3}$	$\frac{63.2-66.8}{64.6}$
Fs	$\frac{15.8-20.5}{17.4}$	$\frac{15.4-23.6}{19.8}$	$\frac{21.5-26.6}{24.5}$	$\frac{21.8-27.8}{23.8}$	$\frac{32.1-35.3}{34.1}$
Wo	$\frac{1.0-8.9}{4.1}$	$\frac{0.5-2.1}{1.2}$	$\frac{0.8-1.3}{1.2}$	$\frac{0.5-1.3}{0.9}$	$\frac{1.1-1.5}{1.3}$
f, %	$\frac{17.0-21.0}{18.5}$	$\frac{15.9-24.1}{20.2}$	$\frac{22.0-27.1}{25.1}$	$\frac{22.0-28.1}{24.3}$	$\frac{32.5-35.9}{34.6}$

род Аллареченского района; 14 - из безрудного пироксенита; 23 - Ловноозерский район: 15 - из ультраосновных пород массивов 17-23 - из пород Ловноозерского месторождения: 17 - беднорудне-породы (на контакте норитов и боковых пород) второстепенных с бедным оруденением, 20 - центральной зоны с богатым оруденения-ющих пород всего района.

	19	20	21	22	23
	$\frac{51.67-54.05}{52.25(5)}$	$\frac{49.96-55.45}{51.87(10)}$	$\frac{49.96-51.67}{50.57(3)}$	$\frac{49.85-51.28}{50.44(4)}$	$\frac{47.89-51.10}{49.20(6)}$
	$\frac{2.11-3.07}{2.48}$	$\frac{1.95-3.00}{2.55}$	$\frac{2.16-2.80}{2.54}$	$\frac{2.80-4.35}{3.92}$	$\frac{2.77-7.36}{4.77}$
	$\frac{0.09-0.26}{0.16}$	$\frac{0.07-0.33}{0.15}$	$\frac{0.07-0.12}{0.09}$	$\frac{0.14-0.20}{0.17}$	$\frac{0.02-0.04}{0.03}$
	$\frac{0.10-0.19}{0.15}$	$\frac{0.08-0.16}{0.13}$	$\frac{0.10-0.11}{0.10}$	$\frac{0.10-0.21}{0.16}$	$\frac{0.16-0.27}{0.19}$
	$\frac{0.99-1.89}{1.47}$	$\frac{1.41-3.15}{2.23}$	$\frac{3.07-3.15}{3.11}$	$\frac{1.10-3.62}{2.24}$	$\frac{2.64-3.12}{2.95}$
	$\frac{13.41-20.74}{17.28}$	$\frac{16.43-20.04}{18.45}$	$\frac{19.43-20.74}{20.07}$	$\frac{16.57-21.03}{19.91}$	$\frac{18.84-21.74}{20.72}$
	$\frac{0.28-0.48}{0.36}$	$\frac{0.32-0.55}{0.41}$	$\frac{0.48-0.55}{0.52}$	$\frac{0.40-0.46}{0.42}$	$\frac{0.17-0.59}{0.42}$
	$\frac{21.73-26.97}{24.29}$	$\frac{21.30-24.70}{23.11}$	$\frac{21.30-21.91}{21.65}$	$\frac{20.22-23.02}{21.66}$	$\frac{19.50-20.93}{20.22}$
	$\frac{0.42-0.96}{0.66}$	$\frac{0.35-0.52}{0.44}$	$\frac{0.35-0.46}{0.42}$	$\frac{0.30-0.80}{0.47}$	$\frac{0.14-0.70}{0.37}$
	0.02	$\frac{0.05-0.10}{0.08}$	$\frac{0.02-0.10}{0.07}$	$\frac{0.03-0.13}{0.08}$	$\frac{0.02-0.04}{0.03}$
	$\frac{61.1-75.4}{68.4}$	$\frac{61.2-70.3}{65.9}$	$\frac{61.1-62.8}{61.7}$	$\frac{59.8-66.6}{62.3}$	$\frac{58.2-63.0}{59.7}$
	$\frac{22.7-37.9}{30.3}$	$\frac{28.8-37.8}{33.2}$	$\frac{36.5-37.9}{37.4}$	$\frac{32.8-39.3}{36.7}$	$\frac{36.5-41.8}{39.6}$
	$\frac{0.9-1.9}{1.3}$	$\frac{0.7-1.1}{0.9}$	$\frac{0.7-1.0}{0.9}$	$\frac{0.6-1.7}{1.0}$	$\frac{0.0-1.5}{0.7}$
	$\frac{23.5-38.3}{30.8}$	$\frac{30.0-38.2}{33.6}$	$\frac{36.8-38.3}{37.8}$	$\frac{33.0-39.6}{37.4}$	$\frac{36.9-41.8}{40.3}$

оруденелых перцолитов северо-восточного обрамления Печенги; 15- Юнгес и Суэйылагаш, 16 - из норитов массивов Лаукку и Лоунйоки, 17 - норитов второстепенных рудных тел, 18 - безрудной гибридной рудных тел, 19-22 - Главного рудного тела: 19 - центральной зоны ем, 21 - гибридной породы, 22 - рудных гиперстенитов; 23 - вме-

железистостью пироксена, так как связаны с ультраосновными породами, а в остальных массивах – большей железистостью, так как приурочены главным образом к поздним дифференциатам основного состава.

В северо-восточном обрамлении Печенги железистость ортопироксенов в массивах Ровнинской группы изменяется от 13 до 18% (Осокин, 1979), а в габбро-норитах горы Генеральской – от 15 до 21%.

В Аллареченском районе железистость ромбического пироксена изменяется параллельно оливину: повышается от безрудных массивов (Копос) к массивам с непромышленным оруденением (Акким, Хихна, Аннама), далее к массивам месторождений. В среднем в породах месторождений железистость пироксена на 4–6% выше, чем в целом по массивам за пределами месторождений. В одних и тех же массивах состав пироксена имеет тенденцию к повышению от перидотитов к пироксенитам, т.е. в большинстве массивов к их подоше. В одних и тех же породах степень оруденения не влияет на железистость минерала (рис. 4, в; табл. 6, 7).

В Ловноозерском районе железистость ортопироксенов увеличивается от пород из гипербазитовых массивов (12–30%) к базитовым (18–50%) и к вмещающим плагиогнейсам и гранулитам (30–62%, рис. 4, б). Среди ультраосновных пород более железистыми являются пироксены массива Суэйнлагаш, который и более рудоносен. В отдельных массивах железистость пироксена увеличивается от оливинсодержащих пород к безоливиновым: от лерцолитов и гардбургитов (Юнгес) и оливиновых вебстеритов (Суэйнлагаш) к вебстеритам, плагио-вебстеритам и габбро-норитам (в последних железистость около 40%). В целом в ультраосновных породах преобладают пироксены с железистостью 19–21% (рис. 4, б, центральная часть с  $Ng = 1,691$ ).

В массивах основных пород Ловноозерского района железистость ортопироксена увеличивается от второстепенных рудных тел месторождения, массивов Лаукку и Лоунйоки (рис. 4, б, 11–У1; табл. 6, 7) к Главному рудному телу и „рудным“ пироксенитам. В пределах отчетливо дифференцированных массивов (второстепенные рудные тела) железистость пироксенов увеличивается от норитовых пород к габбро-норитам и габбро. В этом же направлении увеличивается коэффициент окисления железа в пироксенах (Яковлева, Орсов, 1979; рис. 1), обусловленный увеличением как закисного, так и окисного железа. В пределах Главного рудного тела пироксены из пород с разной степенью оруденения имеют тенденцию увеличения железистости с увеличением степени оруденения. Причина этой зависимости не выяснена. Возможно, она обусловлена сложностью строения данного массива, а также большим количеством включений окислов и сульфидов в пироксенах из богатых руд.

Сравнение ортопироксенов однотипных пород разных районов и усредненные величины железистости в целом по каждому району показывают, что железистость его возрастает в следующем ряду пород (табл. 8): Мончегорский комплекс–Печенгский–Аллареченский–Ловноозерский районы.

Общее содержание примесей ( $Al$ ,  $Cr$ ,  $Ti$ ,  $Mn$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Ca$ ,  $Na$ ,  $K$ ,  $Ni$ ,  $Cu$ ,  $Co$  и др.) в ортопироксенах невелико (табл.7) и для большей части пород находится в пределах 5–9%, причем более высоким их содержанием обладают пироксены из пород Мончегорского плутона (в среднем 9%) и из основных пород Ловноозерского района (в среднем 7%). Лишь в пироксенах из отдельных групп интрузивных пород содержание примесей увеличивается до 12–19% (габбро–нориты Мончегорского плутона и „рудные“ гиперстениты Ловноозерского месторождения соответственно), а в пироксенах из вмещающих пород достигает 15% (плаггиогнейсы Ловноозерского района).

Содержание многих примесей находится на пределе чувствительности анализов ( $Na$ ,  $K$ ,  $Cu$ ,  $Co$  и др.), заметные концентрации характерны для  $Al$ ,  $Ca$ ,  $Fe^{3+}$ . Количество  $Al_2O_3$  всюду примерно одинаковое – около 2.5 вес.%, аномально высокое оно в пироксенах „рудных“ гиперстенитов и вмещающих плаггиогнейсов Ловноозерского месторождения (соответственно около 4.0 и 5.0%). Как правило, количество  $Al^{IV}$  в 1.2–2.0 раза выше, чем  $Al^{VI}$  причем величина  $Al^{IV}$  всюду постоянная (около 0.05 формульной единицы), за исключением пироксенов из базитов Ловноозерского района (0.07).

Содержание  $CaO$  в ортопироксенах всех пород Аллареченского и Ловноозерского районов минимальное (0.4–0.6 вес.%), а в породах Мончегорского комплекса и северо–восточного обрамления Печенги заметно более высокое (в среднем 1.8–2.4%). Это соответствует температуре его образования около  $800^{\circ}C$  в первых районах и около  $1000^{\circ}C$  – во вторых (Дир и др., 1965). В породах Мончегорского комплекса (перидотит–пироксенит–габбро–норитовой формации) намечается тенденция повышения количества  $CaO$  в ортопироксене от пород плутона и Федоровой тундры к породам Панских тундр. В Ловноозерском районе наиболее низкие содержания  $CaO$  характерны для ортопироксена из вмещающих плаггиогнейсов.

Примесь  $Fe_2O_3$  наиболее существенная в ортопироксене из норитов Главного рудного тела Ловноозерского месторождения и из гипербазитов Аллареченского района, наименьшая – в пироксене из пород Мончегорского плутона; в остальных она является промежуточной, но всюду находится в прямой зависимости от общей железистости минерала (Яковлева, Орсов, 1979). Повышенное содержание  $Cr_2O_3$  характерно для ортопироксена Мончегорского плутона (в среднем 0.25–0.58%), где выявлена положительная его корреляция с магнезиальностью минерала (Докучаева, 1979). Ортопироксены безрудных гарцбургитовых массивов Ровнинской группы обладают пониженным содержанием  $Cr_2O_3$  по сравнению с таковыми из рудоносных плаггиолерцолит–гарцбургитовых массивов, тогда как железистость тех и других примерно одинакова (Осокин, 1979). Количество  $TiO_2$  и  $NiO$  всюду невелико и изменяется незакономерно, но первого, как правило, примерно вдвое больше, чем второго (соответственно в среднем 0.10–0.25 и 0.04–0.14%). Содержание

Т а б л и ц а 8

Железистость сосуществующих оливина, ромбического и моноклинного пироксенов (в %)

Комплексы, породы	Оливин	Орто-пироксен	Клинопироксен
Мончегорский плутон:			
ультраосновные,	15	14	16
основные	18	17	18
Федорова тундра:			
ультраосновные,	24	20	21
основные	27	24	28
Панские тундры: основные	20	18	20
Застейд-II: ультраосновные	17	19	19
Печенгское рудное поле:			
ультраосновные	23	-	25
Гора Генеральская: основные	19	18	-
Нясюкка: ультраосновные	34	-	23
Ровнинская группа: ультраосновные	22	16	18
Аллареченский район:			
месторождений,	25	19	-
участков	19	16	-
Ловноозерский район:			
гипербазиты - уч.Юнгес,	20	15	14
"      уч.Суэйнлагаш;	24	21	19
массивы базитов	-	29	26

$MnO$  также невелико, имеет положительную связь с железистостью ортопироксена и увеличивается от пород мончегорского комплекса к породам Аллареченского и Ловноозерского районов. В целом содержание  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и  $MnO$  в ортопироксенах имеет определенную тенденцию увеличения в пределах каждого комплекса от ультраосновных пород к основным и от ранних дифференциатов к поздним, аналогично изменению его железистости.

На генетической схеме С.Бхаттачария (рис.6) признаки метаморфического генезиса ортопироксенов (если за таковые принимать приближение к прямой линии - границе, за которой начинается поле

метаморфических пироксенов) возрастают от Мончегорского комплекса, через Аллареченский к Ловноозерскому району.

Пироксены Мончегорского плутона и Федоровой тундры как бы одинаковы по этому признаку, но оказываются более „магматическими“, чем пироксены массивов Панских тундр и Застейд-11. В различной степени оруденелые однотипные породы (например, № 19 и 20, табл.7) в сущности не отличаются по этому признаку. Заметим, что лишь пироксен вмещающих плагиогнейсов Ловноозерского района оказывается достоверной метаморфической природы; остальные пироксены в основном магматические или несут некоторые черты метаморфической природы, оставаясь преимущественно магматическими.

**Типоморфные особенности.** 1. Во всех никеленосных районах ортопироксен, подобно оливину, имеет много сходных черт. Это повсюду второй после оливина магматический минерал, лишь в отдельных массивах несут некоторые метаморфические признаки. В оливинсодержащих вкрапленных рудах содержания оливина и ортопироксена – примерно равные при различной концентрации сульфидов, а в безоливиновых концентрация сульфидов имеет прямую связь с концентрацией ортопироксена (обратную с концентрацией моноклинного пироксена).

2. Ортопироксен содержит закономерные вставки многих минералов: силикатов, окислов, сульфидов и др. Состав силикатных и окисных вростков определяется составом материнских пород. Наиболее характерным процессом изменения ортопироксена является амфиболизация, менее проявлены оталькование, хлоритизация и другие преобразования. Интенсивность амфиболизации зависит от приуроченности массивов базитов и гипербазитов к определенным структурно-фациальным зонам, а также от принадлежности их к тем или иным формационным группам.

3. Состав ромбического пироксена довольно устойчив – это в основном бронзит и гиперстен, незначительно энстатит и ферро-гиперстен с преобладающей железистостью 15–25% (в среднем 18–19%), а в базитовых массивах Ловноозерского района – около 30%. Состав минерала находится в прямой зависимости от химического состава породы, и в целом его железистость возрастает от ранних дифференциатов к поздним, от ультраосновных пород к основным, сопряженно с железистостью оливина. По возрастанию железистости намечается следующий ряд пород: Мончегорский комплекс–Печенга–Аллареченский район–Ловноозерский район.

4. Ортопироксены магматического происхождения обладают невысоким содержанием примесей, а метаморфического – повышенным. В ортопироксенах магматической природы количество примесей (особенно кальция) постепенно снижается параллельно возрастанию степени регионального метаморфизма базитов и гипербазитов, что, вероятно, объясняется самоочищением минерала в процессе преобразования. Содержание одних примесей (Al, Ca, Fe<sup>3+</sup>, Mn) имеют прямую связь с железистостью минерала, а других (Ti, Cr) – обратную. Количество алюминия и кальция всюду возрастает от

ультрасосновных дифференциатов к основным. Наиболее высокие содержания алюминия отмечены в ортопироксене из „рудных” гиперстенигов и вмещающих плаггиогнейсов Ловноозерского месторождения.

5. По совокупности признаков ортопироксенов – морфологии индивидов, их внутреннему строению, оптическим свойствам, составу, содержанию примесей, вторичным изменениям – можно судить об условиях образования (формационной принадлежности) и метаморфизма пород (приуроченности к определенным структурно-фациальным зонам).

### Моноклинные пироксены

В клинопироксенах основных и ультрасосновных пород выделяются две возрастные группы: ранняя, значительно преобладающая (собственно авгиты, субкальциевые, титанистые, магнезиальные, богатые кальцием авгиты, диопсиды и салиты) и распространенная во всех районах, и поздняя (диопсиды, салиты), имеющая незначительное распространение и встречающаяся только в до- или синорогенных интрузивах.

Изученность. До 70-х годов сведения о моноклинном пироксене исчерпывались оптическими данными и единичными химическими анализами (Геология и рудные..., 1956; Геология СССР..., 1958; Горбунов, 1968; Козлов, 1973; Козлов и др., 1967; Оптимизация планирования..., 1973; Старицына, 1960; Ультрасосновные и основные..., 1961; Федотов и др., 1974; Химические анализы..., 1970 и др.). Меньшая степень изученности клинопироксена, чем ортопироксена (примерно в 2 раза меньше оптических определений и в 3 раза – химических анализов), обусловлена не только меньшим распространением и большей степенью изменения, но и слабой информативностью диаграмм состав-свойства для моноклинного пироксена. Полнее и разностороннее охарактеризованы клинопироксены Печенгского рудного поля: определены пределы и закономерности изменения главных физических, химических и структурных характеристик минерала (Жангуров и др., 1974; Макаров, 1970, 1971; Смолькин, 1977, 1978).

По каждому из остальных районов имеются не более 10 химических анализов, 20–30 определений показателей преломления, единичные определения параметров элементарной ячейки (Бакушкин, 1977; Докучаева, 1974, 1978; Медно-никелевые руды..., 1979; Осокин, 1979). Таким образом, до сих пор ощущается недостаток полных химических анализов, рентгеноструктурных и специальных исследований клинопироксена во всех районах.

Распространенность. Количество моноклинного пироксена увеличивается от Ловноозерского и Мончегорского районов к Печенгскому (табл. 9). В ультрасосновных породах Аллареченского района пороодообразующий клинопироксен отсутствует, в Ловноозерском и Мончегорском – находится в сопоставимых коли-

Т а б л и ц а 9

Распространенность, показатели преломления и состав клинопироксена

Массивы, породы	Содержание, %	$N_g$	$N_p$	$f, \%$	$E_n$	$W_o$	$F_g$
-----------------	------------------	-------	-------	---------	-------	-------	-------

## Р а н н и й   п о р о д о о б р а з у ю щ и й   п и р о к с е н

## М о н ч е г о р с к и й   р а й о н

Мончегорский плутон:							
гарцбургиты, ортопироксениты, оруденелые;	1-10	$\frac{1.706-1.714}{1.710(32)}$	$\frac{1.678-1.685}{1.682}$	$\frac{12-22}{16}$	50	40	10
мелано- и мезократовые нориты, габбро-нориты оруденелые;	3-30	$\frac{1.706-1.717}{1.712(34)}$	$\frac{1.678-1.689}{1.683}$	$\frac{13-26}{17}$	50	39	11
лейкокатовые нориты и габбро-нориты, безрудные	2-15	$\frac{1.711-1.715}{1.713(10)}$	$\frac{1.690-1.686}{1.684}$	$\frac{14-20}{18}$	49	39	12
Улитаозерский:							
гарцбургиты, ортопироксениты;	3-10	$\frac{1.705-1.711}{1.710(8)}$	$\frac{1.677-1.684}{1.682}$	$\frac{12-21}{16}$	52	39	9
нориты и габбро-нориты	3-20	$\frac{1.706-1.715}{1.713(10)}$	$\frac{1.678-1.687}{1.682}$	$\frac{13-22}{16}$	51	38	11
Застейд-11:							
лерцолиты, вебстериты, безрудные;	20-85	$\frac{1.712-1.714}{1.714(4)}$	$\frac{1.684-1.687}{1.686}$	$\frac{18-20}{19}$	48	39	13

Т а б л и ц а 9 (продолжение)

Массивы, породы	Содержание, %	$N_g$	$N_p$	$f, \%$	$E_n$	$W_0$	$F_s$
мелано- и мезократовое габбро, безрудные	15-60	$\frac{1.713-1.716}{1.715(6)}$	$\frac{1.685-1.687}{1.688}$	$\frac{19-22}{20}$	47	37	16
Панских тундр: плагиопироксениты, меланократовые нориты, оруденелые;	5-10	$\frac{1.708-1.718}{1.712(11)}$	$\frac{1.677-1.687}{1.681}$	$\frac{18-28}{20}$	50	41	9
мезократовые нориты и габбро-нориты, безрудные	5-25	$\frac{1.715-1.725}{1.721(8)}$	$\frac{1.688-1.697}{1.693}$	$\frac{27-48}{32}$	43	37	20
Федоровой тундры: плагиоперидотиты и пироксениты, меланократовые нориты, оруденелые;	3-10	$\frac{1.705-1.714}{1.710(10)}$	$\frac{1.676-1.684}{1.681}$	$\frac{14-26}{21}$	50	40	10
мезократовые нориты и габбро-нориты, оруденелые;	5-25	$\frac{1.711-1.719}{1.714(25)}$	$\frac{1.683-1.688}{1.685}$	$\frac{20-37}{28}$	47	41	12
мезо- и лейкократовые габбро- и габбро-нориты, безрудные	10-30	$\frac{1.716-1.726}{1.720(27)}$	$\frac{1.687-1.695}{1.692}$	$\frac{28-50}{31}$	43	39	18
П е ч е н г с к о е р у д н о е п о л е							
Породы в целом: оруденелые, безрудные;	10-90	$\frac{1.700-1.746}{1.723(60)}$	$\frac{1.690-1.712}{1.702}$	$\frac{21-39}{29}$	43	42	15

I зона: оливиновые пироксениты;	60-90	$\frac{1.716-1.722}{1.719(3)}$	$\frac{1.689-1.696}{1.689}$	$\frac{26-32}{29}$	42	41	17
II зона: оливиниты-верлиты;	20-60	$\frac{1.714-1.724}{1.716(15)}$	$\frac{1.682-1.697}{1.689}$	$\frac{18-24}{21}$	46	41	12
III зона: промежуточный горизонт - пироксениты, косьвиты;	30-90	$\frac{1.710-1.723}{1.717(8)}$	$\frac{1.683-1.694}{1.689}$	$\frac{19-32}{26}$	42	43	15
IV зона: габбро, пироксениты;	20-90	$\frac{1.700-1.729}{1.725(12)}$	$\frac{1.680-1.700}{1.697}$	$\frac{26-37}{31}$	40	43	17
V верхняя зона: эссекситы, пегматоидные габбро, кварцевые диориты	10-30	$\frac{1.726-1.734}{1.729(6)}$	$\frac{1.695-1.703}{1.699}$	$\frac{35-45}{39}$	36	41	23

Северо-восточное обрамление Печенги

Гора Генеральская: оливиновые габбро-нориты	10-20	-	-	-	44	38	18
Нясюкская группа: перидотиты, пироксениты, габбро;	15-70	$\frac{1.703-1.726}{1.714(10)}$	$\frac{1.677-1.697}{1.687}$	$\frac{21-26}{23}$	46	40	18
кварцевые габбро-диабазы	2-25	-	-	-	29	44	27
Ровнинская группа: гарцбургиты, перцолиты, плагио-перцолиты	1-40	1.706-1.709	1.679-1.682	17-19	63	23	14

Таблица 9 (продолжение)

Массивы, породы	Содержание, %	$N_g$	$N_p$	$f, \%$	$E_n$	$W_o$	$F_s$
Ловноозерский район							
Гипербазиты рудоносные и безрудные							
Суэйнлагаш: оливковые пироксениты;	20-60	$\frac{1.705-1.715}{1.709(8)}$	$\frac{1.677-1.684}{1.680}$	$\frac{17-27}{19}$	45	47	8
вобстериты;	20-40	$\frac{1.705-1.718}{1.713(10)}$	$\frac{1.682-1.686}{1.684}$	$\frac{16-32}{25}$	39	49	11
габбро-нориты	10-30	1.710-1.718	1.680-1.690	20-35	-	-	-
Юнгес и Ю.Юнгес: лерцолиты;	10-20	$\frac{1.706-1.710}{1.708(3)}$	$\frac{1.676-1.680}{1.678}$	$\frac{13-15}{14}$	-	-	-
вобстериты	20-45	$\frac{1.703-1.712}{1.706(7)}$	$\frac{1.676-1.682}{1.678}$	$\frac{10-24}{17}$	46	46	8
Б.Базиты, рудоносные и безрудные							
Нориты;	0-5	$\frac{1.705-1.720}{1.712(16)}$	$\frac{1.676-1.691}{1.684}$	$\frac{17-37}{26}$	42	45	13
габбро-нориты	5-20	$\frac{1.710-1.720}{1.716(7)}$	$\frac{1.680-1.691}{1.687}$	$\frac{20-36}{27}$	39	45	16

## А л л а р е ч е н с к и й   р а й о н

Амфиболиты, безрудные;	0-30	$\frac{1.703-1.720}{1.714(8)}$	$\frac{1.680-1.692}{1.685}$	$\frac{18-38}{28}$	38	48	14
экзоконтактовые, оруденелые	0-5	1.724-1.725	1.693-1.695	41-42	-	-	-

## П о з д н и й,   в т о р и ч н ы й   к л и н о п и р о к с е н

## П е ч е н г с к и й   р а й о н

II зона:							
жилы антигоритовые, аксинитовые, карбонатные;		$\frac{1.700-1.716}{1.707(7)}$	$\frac{1.670-1.683}{1.676}$	$\frac{5-17}{11}$	45	48	7
жилы гранатовые		1.709	1.674	$\frac{20-28}{24}$	39	49	12

## А л л а р е ч е н с к и й   р а й о н

Руннийоки: карбонатные прожилки с тремолитом		1.702-1.706	1.672-1.678	8-16	44	48	8
--	--	-------------	-------------	------	----	----	---

чествах, в Печенгском рудном поле он — главный магматический минерал. В последнем он входит в состав всех дифференциатов (во всех зонах) расслоенных основных—ультраосновных интрузивов, достигая наибольших концентраций (более 90%) в пироксенитах. В целом во всех массивах Печенгского рудного поля содержание его уменьшается снизу вверх от ультраосновных дифференциатов к основным, повышаясь в краевых фациях и нижнем слое промежуточного горизонта; колебания его содержаний носят ритмичный характер (Жангуров и др., 1974; Смолькин, 1978). В интрузивах Няюкки пироксен также является главным минералом дифференцированных габбро—перидотитовых интрузивов с максимальной концентрацией в пироксенитах (до 70% и более). В породах Ровнинской группы минерал обнаружен лишь в плагиоферролит—гарцбургитовых массивах.

В Мончегорском и Центральном—Кольском районах клинопироксен не образует значительных скоплений, намечается тенденция увеличения его содержаний от ультраосновных дифференциатов (в среднем 5–7%) к основным (15–20%, т.е. в 2–2.5 раза больше). В массиве Застейд—II он главный породообразующий, количество его уменьшается от гипербазитов к базитам (табл. 9).

В базитовых интрузивах Ловноозерского района валовое количество пироксена невелико; отмечается увеличение его содержания от меланократовых разновидностей норитов, в том числе Главного рудного тела, где он нередко играет роль примеси, к габбро—норитам второстепенных рудных тел. В то же время клинопироксен является главным минералом дифференциатов гипербазитовых интрузивов, в которых намечается уменьшение его содержания сверху вниз по разрезу массива от ультраосновных дифференциатов к основным.

В целом содержание клинопироксена не зависит от степени оруденения, но намечается одна довольно устойчивая тенденция: в массивах со значительным валовым содержанием минерала концентрации его уменьшаются от ультраосновных дифференциатов к основным, а в интрузивах, где его мало, наоборот, ультраосновные породы и более меланократовые основные оказываются менее насыщены клинопироксеном.

В Аллареченском районе моноклинный пироксен встречен в полевошпатовых амфиболитах, вмещающих гипербазитовые массивы, в породах типа скарнов и железистых кварцитов, а также оруденелых экзоконтактовых, существенно амфиболовых породах. Количество экзоконтактового диопсида увеличивается на участке Руннийоки.

**М о р ф о л о г и я.** Клиннопироксены образуют призматические, чаще короткопризматические зерна, крупность и степень идиоморфизма которых в общем случае находится в прямой зависимости от количества минерала. Так, в ультраосновных породах Мончегорского комплекса (кроме массива Застейд—II) и норитах базитовых массивов Ловно, где минерал относится к разряду примесных или второстепенных, он чаще образует ксеноморфные мелкие (0.1–0.5 мм) зерна, располагаясь в интерстициях между ортопироксеном и оливином (в первых) и ортопироксеном и основным плагиоклазом (во

вторых). В габброидных породах этих же районов образует более идиоморфные и крупные короткопризматические кристаллы (до 0,5 см). В гипербазитовых массивах Ловноозерского района и Застейд-11 гораздо чаще встречаются более крупные до порфиробластических (до 0,5–1 см) индивиды, содержащие пойкилитовые вростки оливина и ортопироксена. В Печенгском районе наиболее часты идиоморфные и крупные (до 2, иногда до 5 см) кристаллы, особенно в пироксенитах и габбро-пегматитах.

Наличие пойкилитовых вростков оливина в индивидах клинопироксена, а также степень их идиоморфизма дают основание многим исследователям время его образования считать после оливина и ромбического пироксена до основного плагиоклаза. Для лейкократовых основных пород доказывається выделение минерала позднее плагиоклаза.

**Внутреннее строение, и изменение.** Индивиды клинопироксенов нередко отличаются неоднородностью; содержат первичные вростки и включения, замещаются поздними минералами, разбиты трещинами отдельности по (001) и (100) — „диаглаговой“ и спайности по (110), являются оптически и химически неоднородными. Степень неоднородности и изменения минерала закономерно уменьшается от Ловноозерского района к Печенгскому и Мончегорскому. При этом авгит более устойчив к изменению, чем члены диопсид-геденбергитового ряда.

Кроме оливина, ортопироксена и плагиоклаза в клинопироксене встречены первичные вростки рудных минералов: магнетита, титаномагнетита, хромшпинелидов и др. Вростки рудных минералов наиболее развиты в косьвитах, казанскитах Печенги и в оливиновых разновидностях пироксенитов Ловноозерского района. В последних магнетит и титаномагнетит образуют тонкие пластинки (0,03–0,003 мм), ориентированные || (100) и сгруппированные в кристаллографически правильные зоны роста минерала-хозяина (Медно-никелевые руды..., 1979). По-видимому, подобные вростки возникли в результате распада твердых растворов, когда излишние количества Fe и Ti в пироксене выпадают в виде самостоятельных фаз и аналогичны по генезису таковым в ортопироксенах. В породах с богатым оруденением неоднородность пироксена увеличивается, он часто содержит мелкую вкрапленность сульфидов.

Наиболее беспорядочное „загрязнение“ минерала связано с его изменением. В целом моноклинный пироксен более устойчив к изменению, чем оливин, но менее, чем ортопироксен. В Мончегорском районе интенсивное изменение минерала наблюдается лишь в тектонических и контактовых зонах массивов, а в остальных частях минерал частично преобразован с краев, по трещинам отдельности, замещаясь мелкочешуйчатым тремолитом и актинолитом, в меньшей мере тальком, хлоритом и биотитом.

Последовательность изменения клинопироксена во всех породах Печенги одинакова: индивиды обрастают керсутитом, затем бурой и зеленой роговой обманкой, актинолитом и биотитом, но в отдель-

ных породах интенсивность изменения различная и отдельные зоны вторичных минералов не проявлены. Реже пироксен замещается серпентином, хлоритом и тальком. При этом на восточном фланге Печенги даже в интенсивно оруденелых амфибол-хлорит-тальковых породах сохраняются реликты пироксена, тогда как на западном фланге в богатых рудах он полностью замещен хлоритом с сульфидами. В Ловноозерском районе клинопироксен интенсивно и неравномерно замещается роговой обманкой, карбонатами, биотитом, тальком и агрегатом из тонких чешуек стильпномелана (?), хлорита и других минералов.

Поздний, „вторичный“ моноклинный пироксен (диопсид) встречен в жильных образованиях в породах ультраосновного состава Печенги и уч. Руннийоки (Аллареченский район). В Печенге жилы могут быть двух-трех и мономинеральными. Наряду с диопсидом (преобладает) присутствуют антигорит, гранат, везувиан, биотит, редко хлорит и альбит. Из рудных минералов встречены единичные зерна сульфидов, магнетита, пластинки ильменита (Макаров, 1970, 1972; Жангуров и др., 1974). В мономинеральных (диопсидовых) и жилах с гранатом пироксен образует идиоморфные крупные (до 3-5 см в поперечнике) короткопризматические, а в жилах с антигоритом - удлинненно-призматические, шестоватые, изогнутые, чаще беспорядочно ориентированные кристаллы. Диопсид замещается актинолитом, хлоритом, вдоль трещин отдельности по (001) тонкодисперсным серпентином, пересекается прожилками карбоната и прорастает поздними мелкими зернами сульфидов.

В массивах Руннийоки диопсид встречен только в эндоконтактной зоне при отсутствии раннего моноклинного пироксена. Он имеет светлую, ярко-зеленую однородную окраску и образует прожилки, линзы, микродрузы из мелких (менее 0,1 мм) кристаллов в ассоциации с доломитом, а также маломощные (до 5 см) мономинеральные прожилки.

Физические свойства. Макроскопически в общем случае авгитам свойственна окраска сероватая, бесцветная, белая, титан-авгитам - коричневатая, а диопсидам, салитам - разные оттенки зеленой. Магнезиальные авгиты (эндиопсиды) Мончегорского плутона, диопсиды гипербазитов Ловноозерского района, все пироксены Аллареченского района - бутыльно-зеленые, зеленые, а авгиты массивов Федоровой-Панских тундр, Застейд-II, базитов Ловноозерского района - серовато-зеленые. Индивиды, насыщенные рудными минералами, могут иметь коричневатый оттенок. Цвет печенгских авгитов изменяется от серых, белых, слабозеленоватых, в целом однородно окрашенных в оливинит-верлитовой зоне до красновато-коричневых, дымчатых с блочной и зональной окраской в казанскитах, косьвитах, габбро и желтовато-коричневых в кварцевых диоритах. Зональная окраска заключается в появлении внешней прерывистой тонкой (0,1 мм) каймы, имеющей более темную окраску (сиреневатую), сложенную более титанистой разновидностью авгита.

Иногда встречается и обратная зональность. В нясюкских интрузивах преобладает темно-зеленый пироксен над зеленовато-коричневым, а в ровнинских породах в основном — темно-серый.

Плеохроизм пироксенов редко отчетливый и только у интенсивно окрашенных разновидностей он — от буроватого, желтоватого, розоватого по  $Np$  и светло-зеленоватого, голубоватого по  $Ng$ . Индивиды пироксена нередко двойникованы в простые и полисинтетические двойники по (001) и (100), которые наиболее часты в более основных породах, например в промежуточном горизонте и габброидах Печенги. Поздний диопсид Печенги сиреневато-серый, а Аллареченского района — светло-ярко-зеленый.

Моноклинные пироксены по сравнению с ромбическими имеют более сложную структуру, многокомпонентный химический состав, поэтому все косвенные методы определения состава, в том числе по оптическим данным, оказываются менее точными. По этой причине в целом измерений показателей преломления гораздо меньше, и широко используется совокупность графиков с применением других оптических констант, рентгенографических данных и др. (Дир и др., 1965; Трегер, 1958). Более удовлетворительные результаты дает использование подобных диаграмм для пироксенов относительно простого состава, с постоянным содержанием волластонита, например диопсидов, салитов (Ловноозерский, Аллареченский районы и Мончегорский плутон).

Пределы и средние значения показателей преломления сведены в табл. 9, а по Мончегорскому и Ловноозерскому районам — и в виде кривых распределения  $Ng$  (рис. 7). Железистость и средние значения компонентного состава ( $f$  и  $En$ ,  $Wo$ ,  $Fs$ ), приведенные в таблице, вычислены по совокупности нескольких диаграмм состав — оптические свойства и химических анализов минерала.

Пределы изменения оптических величин по региону следующие:  $Ng = 1.700-1.746$ ,  $Nm = 1.680-1.712$ ,  $Np = 1.670-1.722$ ,  $Ng-Np = 0.022-0.035$ ,  $+2V = 40-61^\circ$ ,  $cNg = 35-50^\circ$ . Наименьшие показатели преломления свойственны „вторичным“ диопсидам и пироксенам ультраосновных пород, а наибольшие — менее основным. Закономерность изменения величин  $2V$  и  $cNg$  менее отчетливая, но в целом обратная. В каждом массиве показатели преломления увеличиваются от более ранних дифференциатов к более поздним, т.е. от ультраосновных пород к основным (табл. 9, рис. 7), находясь в прямой зависимости от железистости пироксена, а последние — от железистости породы (Докучаева, 1974; Жангуров и др., 1974; Смолькин, 1977). Почти во всех районах диапазон изменения железистости клинопироксена и контрастность этой величины меньшая, чем истинной, выявленной из химических анализов минерала (рис. 7).

Рентгеновские данные. Параметры элементарной ячейки и состав, вычисленный по схеме Брауна (Дир и др., 1965), сведены в табл. 10. Рентгенометрическими исследованиями установлено, что ранние печенгские породообразующие пироксены имеют структуру авгита, а остальные — диопсида. Во всех клинопи-

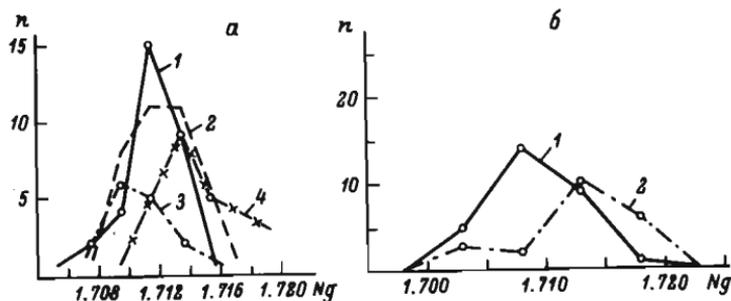


Рис. 7. Кривые распределения величины  $N_g$  клинопироксенов.

а – из пород Мончегорского комплекса: 1 – ультраосновных, 2 – основных Мончегорского плутона; 3 – плагиопироксенитов и меланократовых норитов, 4 – мезократовых габбро–норитов Федоровой тундры;  $n = 21, 31, 14, 18$  соответственно. б – из пород Ловноозерского района: 1 – ультраосновных гипербазитовых массивов, 2 – основных базитовых массивов;  $n = 29, 21$  соответственно.

роксенах величина  $b_0$  является постоянной и равной около  $8.92 \text{ \AA}$ . Выяснено, что на величину  $b_0$  не оказывает влияния изменение содержания кальция, но она возрастает с увеличением замещения кальция магнием и железом и уменьшается с увеличением  $Al^{VI}$  сверх 0.05 на формульную единицу. Постоянство величины  $b_0$ , по-видимому, отражает одинаковую степень указанного замещения и компенсации последнего влиянием  $Al^{VI}$ . Заметное изменение  $\alpha_0 \sin \beta$  оказалось наилучшим диагностическим признаком, особенно для пироксенов Аллареченского района и ультраосновных пород Ловноозерского, поскольку в этих пироксенах  $Al^{VI}$  в целом меньше 0.05 на формульную единицу и относительно выдержанный и простой химический состав. В то же время для авгитов состав минерала определяется только до вида; повышенные содержания  $Al, Ti, Cr$  и других компонентов затушевывают связь параметров с изменением содержания главных компонентов ( $Wo, Fs$  и  $En$ ).

**Х и м и ч е с к и й с о с т а в.** Пределы и средние значения окислов, компонентного состава и железистости сведены в табл. 11 и нанесены на треугольную диаграмму (Гинзбург, 1970) аналогично ромбическому пироксену (рис. 5). В Печенгском рудном поле пироксены отнесены к последовательным зонам в разрезах интрузивов при движении снизу вверх, принимаемый большинством исследователей (Горбунов, 1968; Жангуров и др., 1974; Смолькин, 1978, и др.).

Моноклинные пироксены являются существенно железо–кальций–магниевыми минералами, примеси в которых в среднем составляют около 10 ат. % и в порядке убывания представлены  $Al, Ti, Na, K, Cr, Mn, Ni, Co, Cu, V$ . В каждом комплексе (районе)

Т а б л и ц а 10

Параметры элементарной ячейки клинопироксена (Å)

Район, породы	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$a \sin \beta$	Определение
Р а н н и й п и р о к с е н					
Печенгский: ультраосновные,	$\frac{9.61-9.67}{9.64(16)}$	$\frac{8.91-8.93}{8.92}$	$\frac{5.20-5.24}{5.22}$	$\frac{9.29-9.33}{9.31}$	Авгит
основные	$\frac{9.61-9.75}{9.65(13)}$	$\frac{8.91-8.94}{8.93}$	$\frac{5.19-5.26}{5.23}$	$\frac{9.27-9.35}{9.31}$	Субкальциевый авгит - авгит
Нясюкская группа: ультраосновные	-	$\frac{8.928-8.934}{8.930(3)}$	-	$\frac{9.448-9.467}{9.461}$	Авгит
Ловноозерский: ультраосновные	$\frac{9.74-9.75}{9.75(3)}$	$\frac{8.91-8.92}{8.91}$	$\frac{5.25-5.26}{5.26}$	$\frac{9.36-9.37}{9.37}$	Диопсид
Аллареченский: вмещающие амфибо- литы	$\frac{9.75-9.77}{(2)}$	8.92-8.92	5.25-5.26	9.38-9.40	Диопсид
П о з д н и й „ в т о р и ч н ы й ” п и р о к с е н					
Печенгский	-	8.93	-	9.38	Салит
Аллареченский	9.76	8.93	5.26	9.40	—

П р и м е ч а н и е. Параметры клинопироксенов Аллареченского и Ловноозерского районов определены А. В. Маслениковым (ИГ и ГД АН СССР) с точностью  $a_0, b_0 - (\pm 0.002)$ ,  $c_0 - (\pm 0.004)$  Å и  $\beta - (\pm 0.03^\circ)$

Т а б л и ц а 11

Химический состав моноклинного пироксена

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	$\frac{51.43-53.30}{52.24(5)}$	52.51	51.75	52.70	$\frac{52.31-53.76}{(2)}$	52.68	52.73
TiO <sub>2</sub>	$\frac{0.20-0.39}{0.31}$	0.22	0.51	0.48	0.17-0.27	0.42	0.39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{0.54-1.19}{0.94}$	0.54	1.08	0.67	0.05	0.65	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{2.61-3.81}{3.28}$	4.12	3.99	3.45	2.56-5.66	2.57	3.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{0.98-1.86}{1.43}$	1.62	2.18	1.32	1.32-1.51	1.13	1.81
FeO	$\frac{3.32-5.12}{4.13}$	5.52	4.59	7.30	4.76-4.84	5.45	6.06
MnO	$\frac{0.14-0.40}{0.20}$	0.18	0.14	0.19	0.17	0.17	0.17
MgO	$\frac{17.62-19.04}{18.45}$	17.84	18.05	16.22	16.40-16.95	17.72	16.96
CaO	$\frac{17.30-18.39}{17.96}$	17.07	16.17	16.34	18.57-19.27	18.14	16.92
NiO+ (CuO,CoO)	$\frac{0.01-0.10}{0.06}$	0.01	0.12	0.06	0.05-0.06	0.05	0.05
Fs	$\frac{6.7-10.5}{8.6}$	11.4	11.1	14.5	10.1-10.2	10.8	12.8
En	$\frac{52.9-54.6}{53.8}$	52.5	54.1	49.6	48.1-49.5	51.5	50.8
Wo	$\frac{36.6-39.8}{37.7}$	36.1	34.8	35.9	40.3-41.8	37.9	36.4
f, %	$\frac{12.9-16.5}{14.4}$	18.2	17.4	22.9	17.1-17.8	17.3	20.4

Примечание. 1-18 - равний пироксен, 19-21 - поздний 15 - бедный кальцием авгит; 16, 18, 19 - салиты; 17, 20, 21 - диопсиды. гитов, плагиопироксенита и меланократовых норитов Мончегорского Мончегорского плутона (Докучаева, 1974); 3-4 - массива Застейд-И чаевой); 5 - мезократового габбро-норита и оливнивого габбро, гиоклазового пироксенита, 7 - норита, горы Ср. Ихтегилахк, (колл.

8	9	10	11	12
<u>46.25-49.15</u> (2)	<u>48.09-49.96</u> 49.20(5)	<u>47.0-52.23</u> 50.07(11)	<u>49.43-53.96</u> (2)	<u>44.96-51.32</u> 49.02(9)
1.88-2.82	<u>1.35-1.77</u> 1.49	<u>0.83-2.22</u> 1.23	1.24-1.25	<u>0.99-5.32</u> 1.77
0.33	<u>0.27-0.48</u> 0.44	<u>0.00-0.58</u> 0.28	0.02	<u>0.00-0.17</u> 0.08
3.60-3.71	<u>3.40-4.53</u> 3.70	<u>2.21-4.45</u> 3.00	3.10-3.46	<u>3.22-4.40</u> 3.63
1.40-1.91	<u>1.37-1.85</u> 1.63	<u>1.15-4.30</u> 2.19	1.24-2.38	<u>0.26-2.66</u> 2.13
7.91-9.16	<u>5.04-6.98</u> 5.87	<u>5.01-8.51</u> 6.30	7.38-7.43	<u>7.13-10.22</u> 8.55
0.20-0.31	<u>0.12-0.16</u> 0.14	<u>0.12-0.18</u> 0.16	0.14	<u>0.17-0.26</u> 0.20
12.49-14.90	<u>15.08-17.23</u> 15.83	<u>13.03-16.12</u> 14.76	13.31-13.87	<u>11.57-14.68</u> 13.41
18.50-19.41	<u>18.41-20.41</u> 19.60	<u>14.90-22.68</u> 20.46	20.21-20.65	<u>18.59-20.66</u> 19.86
0.33	<u>0.04-0.13</u> 0.07	<u>0.03-0.05</u> 0.04	0.02	<u>0.00-0.02</u> 0.01
16.5-18.0	<u>11.0-14.5</u> 12.2	<u>10.8-18.3</u> 13.8	14.7-15.7	<u>16.0-21.6</u> 17.3
39.0-44.3	<u>45.0-49.4</u> 46.4	<u>38.0-48.4</u> 42.9	40.7-40.8	<u>36.3-42.8</u> 40.0
39.2-43.0	<u>39.5-42.9</u> 41.3	<u>33.6-48.0</u> 43.3	43.6-44.5	<u>42.1-43.2</u> 42.6
26.32	<u>18-24</u> 21	<u>19-32</u> 24	27-28	<u>26-37</u> 31

„вторичный” пироксен. 1 - магнезиальные авгиты; 2-14 - авгиты; Из пород: 1-7 - мовчегорского комплекса: 1 - гарцбург-плутона и Островского массива; 2 - мезократового габбро-норита (3 - лерцолита, 4 - плагиоклазового вебстерита; колл. В. С. Доку-массива Паянских тундр; 6-7 - массива Федоровой тундры (6 - пла-М. К. Радченко); 8-13 - Печенгского рудного поля: 8 - нижней крае-

Т а б л и ц а 11 (продолжение)

Компо- ненты	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	49.94	$\frac{50.27-51.50}{50.87(6)}$	$\frac{49.41-51.87}{(2)}$	$\frac{52.0-52.62}{52.29(3)}$
TiO <sub>2</sub>	0.96	$\frac{0.62-1.36}{1.06}$	0.44-0.62	$\frac{0.14-0.21}{0.18}$
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.58-1.06	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.60	$\frac{2.25-3.68}{3.11}$	2.39-2.73	$\frac{1.33-1.51}{1.44}$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.01	$\frac{1.95-2.82}{2.32}$	1.64-1.69	$\frac{0.24-1.53}{1.07}$
FeO	11.82	$\frac{5.38-7.35}{6.34}$	6.89-8.07	$\frac{6.27-7.95}{7.35}$
MnO	0.34	$\frac{0.12-0.19}{0.16}$	0.17-0.22	$\frac{0.24-0.25}{0.25}$
MgO	12.11	$\frac{14.99-15.81}{15.55}$	22.46-22.87	$\frac{12.90-13.54}{13.20}$
CaO	19.11	$\frac{18.20-20.11}{19.15}$	9.79-13.04	$\frac{22.79-24.00}{23.44}$
NiO + (CuO, CoO)	0.00	-	0.13-0.15	-
Fs	23.1	$\frac{12.2-15.8}{13.9}$	12.4-15.5	$\frac{12.5-15.4}{13.8}$
En	36.0	$\frac{44.6-46.4}{45.7}$	61.7-64.4	$\frac{37.3-38.5}{37.9}$
Wo	40.9	$\frac{38.4-42.3}{40.4}$	20.1-25.9	$\frac{47.3-49.0}{48.3}$
f, %	39	$\frac{21-26}{23}$	17-19	$\frac{24-29}{27}$

вой зоны закалки, 9 - горизонта оливинит-верлитовых пород, 10 - козьвитового горизонта, 12 - горизонта габбро-пироксенитовых северо-восточного обрамления Печенги: 14 - Нясюкской группы, литов Аллареченского района; 17-18 - Ловноозерского района: ского рудного поля; 19 - гранат-диопсидовых жил (Жангуров и др., доломит-диопсидовых прожилков Аллареченского района.

	17	18	19	20	21
	$\frac{51.67-53.11}{52.65(4)}$	$\frac{51.00-52.12}{51.49(5)}$	48.60	$\frac{50.74-54.22}{52.72(3)}$	$\frac{53.12-53.69}{(2)}$
	$\frac{0.06-1.19}{0.39}$	$\frac{0.27-0.42}{0.33}$	1.49	$\frac{0.00-0.51}{0.21}$	0.05-0.18
	$\frac{0.17-0.22}{0.19}$	$\frac{Сл.-0.35}{0.10}$	-	-	0.14
	$\frac{1.26-2.60}{2.93}$	$\frac{2.92-3.78}{3.26}$	2.75	$\frac{0.06-1.19}{0.52}$	0.39-1.22
	$\frac{1.38-1.83}{1.63}$	$\frac{1.28-2.78}{2.24}$	2.59	$\frac{0.08-0.90}{0.51}$	0.69-1.10
	$\frac{3.31-4.32}{3.76}$	$\frac{3.32-7.02}{5.89}$	4.34	$\frac{1.60-4.99}{3.13}$	2.37-6.11
	$\frac{0.04-0.15}{0.11}$	$\frac{0.11-0.23}{0.17}$	0.22	$\frac{0.00-0.18}{0.10}$	0.18
	$\frac{15.57-16.14}{15.85}$	$\frac{12.82-15.47}{14.06}$	15.03	$\frac{15.20-17.60}{16.33}$	13.47-17.66
	$\frac{21.64-23.73}{22.50}$	$\frac{19.89-21.10}{20.60}$	22.72	$\frac{22.82-25.62}{24.45}$	23.68-23.80
	$\frac{0.00-0.06}{0.03}$	$\frac{0.02-0.04}{0.03}$	-	-	-
	$\frac{6.9-10.8}{8.5}$	$\frac{9.1-16.3}{13.4}$	$\frac{11.0-12.7}{11.9}$	$\frac{4.0-10.0}{6.7}$	3.6-11.4
	$\frac{39.5-46.1}{44.3}$	$\frac{38.4-46.3}{42.2}$	$\frac{35.13-43.0}{39.2}$	$\frac{43.0-47.0}{45.0}$	39.0-49.1
	$\frac{45.6-49.7}{47.1}$	$\frac{42.8-45.4}{44.5}$	$\frac{46.0-52.0}{49.0}$	$\frac{45.0-51.0}{48.0}$	47.3-49.5
	$\frac{13-16}{15}$	$\frac{17-30}{24}$	$\frac{20-28}{24}$	$\frac{5-17}{11}$	7-23

промежуточного пироксенитового горизонта, 11 - промежуточного пород, 13 - верхней краевой зоны (Жангуров и др., 1974); 14-15 - 15 - Ровнинской группы; 16 - вмещающих полевошпатовых амфиб- 17 - ультраосновных пород, 18 - основных пород, 19-20 - Печенг- 1974), 20 - диопсид-антигоритовых жил; 21 - эндоконтактовых

обнаруживается относительная близость состава пироксена в различных дифференциатах при общей тенденции увеличения железистости минерала от более ранних к поздним дифференциатам. Так, количество  $W_0$  в ультраосновных и основных дифференциатах каждого района примерно одинаковое. По возрастанию волластонитовой составляющей намечается ряд: гипербазиты Ровнинской группы-базит-гипербазиты Мончегорского комплекса-гипербазиты Нясюккской группы-базит-гипербазиты Печенги-базиты-гипербазиты Ловноозерского района-поздние диопсиды. Последние по содержанию  $W_0$  и химическому составу вообще близки к пироксенам вмещающих метаморфических пород Аллареченского района; те и другие являются неравновесными с ортопироксеном (табл.8). Последовательный ряд по содержанию  $W_0$  в целом обратный таковому для ортопироксенов (рис. 5). Это свойство характерно для большинства интрузивов ультраосновных-основных пород (Дир и др., 1965; Породообразующие пироксены, 1971, и др.). Примерно такой же порядок контрастности пироксенов наблюдается по содержанию  $En$ . Но количество  $Fs$  колеблется незначительно, и если учесть максимальное сгущение точек составов, то в среднем оно составляет 10-15% (рис.5).

В Мончегорском плутоне, Островском и Улитаозерском массивах пироксен относится к магнезиальному авгиту (эндиопсиду), а в породах Федоровой-Панских тундр и Застейд-II, а также в кварцевых габбро-норитах - к обычному авгиту. Наибольшее количество  $En$  отмечается в пироксенах западной части Панских тундр, а  $Fs$  (и железистости) в мезократовых габбро, норитах и габбро-норитах Панских-Федоровой тундр (рис.5, табл.9, 11).

Породообразующие пироксены Печенгского рудного поля относятся к титанистым собственно авгитам и богатым кальцием авгитам, а поздние - к ряду диопсид-геденбергита (диопсиды и салиты), причем устанавливается четкое постепенное увеличение содержания  $Fs$  за счет уменьшения  $En$  при сравнительном постоянстве  $W_0$  в породообразующих пироксенах при движении снизу вверх по разрезу интрузивов. Увеличение железистости пироксена находится в прямой связи с увеличением общей железистости и щелочности породы, а в целом эволюция состава пироксенов во всех интрузивах и во всех дифференциатах каждого интрузива (Жангуров и др., 1974; рис.2,3 и др.) свидетельствует в пользу того, что образование их подчинилось в основном законам кристаллизационной дифференциации. На этом основании предполагается, что формирование интрузивов Печенгского рудного поля происходило в сходных условиях при небольших вариациях температур и щелочности расплава. Поздние пироксены отличаются самым высоким содержанием волластонитовой составляющей (в среднем 48-49%) и преимущественно являются диопсидами, лишь в некоторых прожилках мономинеральных и с гранатом - салитами, приближающимися по повышенному содержанию  $Ti$  и  $Al$  к порообразующим авгитам.

Близкими по составу к печенгским являются нясюккские авгиты (Бакушкин, 1977); в них в среднем на 3.0% меньше  $W_0$ , чем в од-

нотипных породах Печенги (табл. 11, № 14, рис. 5). В ровинских ультрабазитах пироксен значительно обеднен кальцием – это субкальциевый авгит (№ 15), не имеющий аналогов в других породах никеленосных районов Кольского полуострова (Осокин, 1979).

Пироксены гипербазитовых массивов Ловноозерского района относятся к диопсидам (преимущественно) и салитам (№ 17), а базитовых массивов – к салитам (преимущественно) и богатым кальцием авгитам (№ 18). Последние на диаграмме (рис. 5) находятся на линии раздела (42.5% по Гинзбург, 1970) салитов и богатых кальцием авгитов и примыкают к несколько менее кальциевым авгитам Печенгского рудного поля. Общая железистость пироксена в гипербазитовых массивах увеличивается от оливинсодержащих пород к безоливиновым и плагиоклазсодержащим (табл. 9) в этом же направлении, но в меньшем абсолютном выражении возрастает содержание  $Fs$  и уменьшается  $En$  при небольшом изменении  $Wo$ . Такая же закономерность наблюдается у пироксенов из габбро-норитовых дифференциатов по сравнению с норитовыми в базитовых интрузивах, но при сравнительно меньшем изменении общей железистости.

Пироксены вмещающих амфиболитов и гнейсов Аллареченского района являются салитами и приближаются по содержанию волластонитового компонента к поздним пироксенам из гипербазитов этого же района, отличаясь от последних меньшим содержанием  $En$  большими  $Fs$ , большими общей железистостью и содержанием  $Al$  (каждого примерно в 2 раза, табл. 11, №№ 16 и 21).

Общее количество примесей одинаково во всех районах – около 10 ат.%, уменьшается в гипербазитовых массивах Ловноозерского района до 6 ат.% и в поздних диопсидах – около 4%. Наиболее значительной является примесь  $Al$  (составляет более 70% всех примесей); она повторяет указанную закономерность, в формульной единице содержится около 0.13–0.15  $Al$ , и эта величина не зависит от основности породы. Лишь в поздних диопсидах она равна 0.05. В то же самое время отношение  $Al^{IV} : Al^{VI}$  во всех районах, за исключением Ловноозерского, гораздо больше в ультраосновных дифференциатах, чем основных. Наиболее титанистыми являются авгиты Печенги, а наиболее хромистыми – эндиопсиды Мончегорского плутона. Количество  $Cr$  отчетливо уменьшается с увеличением железистости минерала в Мончегорском плутоне; в породах других районов эта связь менее отчетливая. Распределение компонентов, в том числе элементов примесей, в сосуществующих оливинах, ромбическом пироксене и моноклинном пироксене согласуется с таковыми, установленными для других районов (Породообразующие пироксены..., 1971 и др.), а именно: в этом ряду минералов примесь  $Ni$ ,  $Sr$ ,  $Co$  уменьшается, а содержание  $Al$ ,  $Cr$  – возрастает (табл. 4, 7, 11).

Типоморфные свойства. 1. В противоположность оливину и ортопироксену клинопироксен образует значительные концентрации лишь в одном Печенгском районе и в массиве Застейд-II, в остальных чаще находится в качестве примеси. Пред-

ставлен двумя разновозрастными группами, из которых ранний клинопироксен – везде третий или второй после оливина и ортопироксена (редко после плагиоклаза) магматический минерал, находящийся в равновесии с ортопироксеном, с теми же закономерностями изменения состава и свойств, что и для оливина и ортопироксена.

2. В Печенгском и Аллареченском районах существует поздний, „вторичный“, пироксен, по объему значительно уступающий первому и существенно отличающийся от него морфологией, составом и генезисом. Это диопсид и салит с меньшим количеством примесей и более высоким содержанием волластонитовой составляющей, неравновесный с ромбическим пироксеном. Он образуется в процессе гидротермально-метасоматического изменения пород – после ранней серпентинизации, но до позднего оталькования и карбонатизации.

3. Химический состав клинопироксена довольно устойчив – это  $Fe - Mg - Ca$  минерал с довольно постоянной величиной примесей во всех районах и относящийся преимущественно к авгиту, имеющему постоянный параметр  $b_0$  и близкие остальные параметры элементарной ячейки. Наиболее значительной является примесь  $Al$ , которая примерно одинакова во всех районах. Но отношение  $Al^{IV}:Al^{VI}$  большее в ультраосновных породах, чем в основных, а в Ловноозерском районе почти равное. Кроме того, печенгские клинопироксены значительно обогащены титаном (титан-авгиты), а в Мончегорском плутоне – хромом. В ряду сосуществующих минералов оливин-ортопироксен-клинопироксен количество примеси  $Al$  и  $Cr$  возрастает, а  $Ni$ ,  $Cu$ ,  $Co$  – уменьшается. Дисперсия общей железистости клинопироксена несколько меньше, чем ортопироксена, а дисперсия величины  $Fs$  меньше, чем  $Wo$  и  $En$ . В то же время содержание  $Wo$  в ультраосновных и основных дифференциатах каждого массива всюду примерно одинаковое, отличаясь несколько в Ловноозерском районе.

4. Более четкая зависимость химического состава клинопироксена от состава пород дает возможность с большей достоверностью решать обратную задачу – определять принадлежность пород к тому или иному дифференциату, комплексу и т.д.

## Полевые шпаты

Полевые шпаты: плагиоклаз (значительно преобладает) и калиевый полевой шпат – распространены в никеленосных интрузивах, однако изучены неравномерно и неполно. Точные характеристики есть только для плагиоклаза, в основном из пород Мончегорского комплекса и массива Пильгуярви; они сводятся к величинам содержания анортитового компонента, вычисленным по показателям преломления или с помощью Федоровского метода и единичным химическим анализам. Сведения о полевых шпатах сосредоточены только в работах геолого-петрологического плана (Бакушкин, 1979; Геология и рудные.... 1956; Докучаева, Ланев, 1967; Козлов, 1973; Козлов и др.,

1967; Одинец, 1971; Сахаров, 1960; Смолькин, 1977; Старицына, 1960; Ультраосновные и основные..., 1953, 1961; Яковлев, Яковлева, 1974 и др.).

## Плагиоклазы

**Распространенность.** Во всех районах, кроме Аллареченского, плагиоклаз является главным минералом пород основного состава и второстепенным – ультраосновного (табл. 12). В Аллареченском районе плагиоклаз развит в боковых породах, в силикатных обломках брекчиевидных руд, в экзоконтактовых метасоматитах и жилах гранитных пегматитов (частью десилицированных), пересекающих никеленосные массивы. Последние широко развиты и в Ловноозерском районе. Кроме того, встречается поздний плагиоклаз (альбит), возникающий в результате метасоматического преобразования оруденелых пород и руд. Заметно распространен он лишь в Печенгском районе, а в остальных имеет узко-локальное развитие.

**Морфология, внутреннее строение.** В ультраосновных породах плагиоклаз обычно ксеноморфный, располагается в интерстициях индивидов оливина и пироксенов. Иногда образует крупные неправильные зерна, содержащие включения оливина, пироксенов и рудных минералов. На границе плагиоклаза и оливина часто возникают келифитовые каемки. Индивиды плагиоклаза чаще незональные, с четким двойниковым сложением.

В лейкократовых разновидностях основных пород минерал образует преимущественно идиоморфные лейсты, а в меланократовых – таблитчатые кристаллы и ксеноморфные зерна. Кристаллы и лейсты обычно полисинтетически сдвойникованы, главным образом по альбитовому и карлсбадскому законам. Зональность в индивидах проявлена редко и обычно прямая, обратная встречена только в ловноозерских плагиоклазах.

В гранитных пегматитах плагиоклаз представлен крупными идиоморфными кристаллами, имеющими четкое полисинтетическое двойниковое строение, в основном по альбитовому закону или структуру типа „письменных гранитов“. В брекчиевидных рудах и экзоконтактовых породах он образует ксеноморфные, интерстициальные зерна, зональные, с нечеткими двойниками или несдвойникованные совсем. Новообразованные кристаллы обычно идиоморфные, свежие, однородного сложения.

Плагиоклаз часто подвергается вторичным изменениям: неравномерно замещается пелитовым веществом (обычно индивиды его мутные, полупрозрачные), серицитом, хлоритом, карбонатами, амфиболами, пренитом, эпидот-цоизитом, альбит-олигоклазом, биотитом, калиевым полевым шпатом, сульфидами. Иногда вторичные минералы распределяются зонально в индивидах плагиоклаза. Степень изменения его возрастает от основных пород к ультраосновным с увеличением меланократовости, метаморфизованности и интенсивно-

Т а б л и ц а 12

Распространенность плагиоклазов и содержание в них анортитового компонента (в %)

Массивы, породы	Количество	Ап
М о н ч е г о р с к и й р а й о н		
Мончегорский плутон:		
плагиоклазовые гардбургиты и ортопироксениты;	3-10	$\frac{58-70}{65(62)}$
мелано- и мезократовые нориты;	10-45	$\frac{55-74}{69(64)}$
лейкократовые нориты;	65-80	$\frac{69-86}{79(100)}$
мезократовые кварцевые габбро-нориты;	40-50	$\frac{42-70}{60(57)}$
диорит-пегматиты	70-80	$\frac{18-45}{32(38)}$
Ц е н т р а л ь н о - К о л ь с к и й р а й о н		
Федорова тундра:		
плагиоперидотиты и пироксениты; меланократовые нориты;	5-25	$\frac{57-75}{68(48)}$
мезократовые нориты и габбро-нориты;	30-55	$\frac{52-67}{59(36)}$
мезо- и лейкократовое габбро	40-75	$\frac{60-78}{69(31)}$
Западная часть Панских тундр:		
плагиопироксениты, меланократовые нориты;	5-25	$\frac{65-72}{68(32)}$
мезократовые нориты и габбро-нориты;	35-55	$\frac{56-65}{61(54)}$
оливиновые габбро-нориты и габбро	40-58	$\frac{78-81}{79(24)}$
Застейд-11:		
плагиоклазовые лерцолиты и вебстериты;	3-8	$\frac{40-51}{48(21)}$
меланократовое габбро	25-40	$\frac{45-56}{52(18)}$

Т а б л и ц а 12 (продолжение)

Массивы, породы	Количество	Ап
П е ч е н г с к и й    р а й о н		
Пильгуярви:		
оливиниты, перидотиты;	0-10	$\frac{8-13}{11(4)}$
пироксениты, габбро;	0-52	$\frac{7-24}{12(4)}$
эссекситовое габбро;	55	3(2)
кытлымиты	47	33(2)
Гора Генеральская:		
габбро-нориты;	50-60	60-70
метагаббро-нориты;	20-70	50-75
Нясюкская группа:		
керсутитовые плагиоперидотиты;	1-7	45-55
оливиновые плагиопироксениты;	2-10	40-45
оливиновое габбро	20-45	40-45
Ровнинская группа: плагиолерцолиты	Ед.з.-20	$\frac{46-58}{51(3)}$
Л о в н о о з е р с к и й    р а й о н		
Южный Юнгес:		
плагиовестериты;	5-10	$\frac{57-78}{66(9)}$
меланократовые и мезократовые габбро-нориты	17-44	$\frac{55-82}{78(24)}$
Юнгес:		$\frac{50-62}{55(10)}$
плагиовестериты;	7-8	
мелано- и мезократовые габбро-нориты	20-40	$\frac{48-59}{53(27)}$
Суэйнлагаш:		
плагиовестериты;	4-10	$\frac{57-75}{65(9)}$
меланократовые и мезократовые габбро-нориты	16-57	$\frac{48-62}{56(41)}$
Ловноозерское месторождение:		
нориты безрудные;	20-80	$\frac{59-63}{61(7)}$

Т а б л и ц а 12 (продолжение)

Массивы, породы	Количество	An
нориты с бедным оруденением;	20-70	$\frac{50-67}{56(7)}$
нориты с богатым оруденением;	10-45	$\frac{31-63}{53(12)}$
„рудные“ гиперстениты;	Ед.з.-5	48-50
диоритовидные сланцы	30-60	39-45
Лоунйоки:		
оруденелые, безрудные нориты меланократовые;	5-40	$\frac{45-80}{61}$
лейкократовые	50-75	48-50
Лаукку:		
нориты с бедным оруденением;	20-80	$\frac{65-75}{70(10)}$
нориты с богатым оруденением	20-50	50-65
По всему району:		
„древние габброиды“;	10-20	40-48
десилицированные пегматиты;	50-90	$\frac{30-46}{35(5)}$
гранулитоподобные породы	20-60	$\frac{30-55}{42(6)}$
А л л а р е ч е н с к и й    р а й о н		
Брекчиевидные руды	Ед.з. - 25	25-40
Экзоконтактовые породы оруденелые: реликтовые плагиоклазы;	Ед.з. - 5	20-45
Новообразованные плагиоклазы	Ед.з.	5-15
Десилицированные пегматиты, оруденелые и безрудные	50-95	15-25

П р и м е ч а н и е. Данные по гипербазитовым массивам Ловноозерского района - из материалов В.В.Борисовой.

сти оруденения пород. Изменение плагиоклаза увеличивается от Мончегорского и Центрально-Кольского районов через Ловноозерский к Печенгскому району. Самые свежие разновидности свойственны гранитным пегматитам и новообразованным индивидам в поздних метасоматитах.

Физические свойства и химический состав. Цвет плагиоклаза чаще сероватый, серый, иногда с голубоватым оттенком. В гранитных пегматитах он белый, а в пегматитах промышленных месторождений обладает характерной синевато-зеленоватой, неоднородной, пятнистой окраской.

Содержание анортита, вычисленное на основе оптических характеристик, в целом по региону изменяется в широких пределах — от альбита (5%  $An$ ) до битовнита (86%  $An$ ). В породах Мончегорского плутона массивов Федоровой-Панских тундр в общем виде изменение состава плагиоклаза носит одинаковый характер (табл.12). Основность его закономерно уменьшается от лейкократовых разновидностей, практически безрудных пород верхних частей массивов (в среднем 79%  $An$ ) через ультраосновные и меланократовые основные дифференциаты, несущие вкрапленное медно-никелевое оруденение и расположенные в нижних частях массивов (в среднем 65-69%  $An$ ), к придонным габбро-норитам (42-70%  $An$ ), среди которых с кислыми пегматоидными разностями (42-50%  $An$ ) связано богатое гнездово-вкрапленное оруденение и, наконец, к диорит-пегматитам, содержащим наиболее кислый плагиоклаз (18-45%  $An$ ).

Основность минерала в породах массива Застейд-11 несколько увеличивается от безрудных плагиоклазовых перцолитов и вебстеритов (48%  $An$ ) к приконтактовым меланократовым габбро с бедным оруденением (около 52%  $An$ ).

Состав реликтового (преобразованного, практически уже вторичного) плагиоклаза массива Пильгуйрви соответствует альбит-олигоклазу (3-33%  $An$ ). А состав первичного, вычисленный из данных химического анализа пород, отвечает 74-84%  $An$  в ультраосновных и 30-55%  $An$  в габброидных породах (Смолякин, 1977).

Плагиоклазы габбро-норитов горы Генеральской в основном относятся к лабрадору, лишь в оруденелых участках отмечены более кислые разновидности (Бакушкин, 1979). В породах Нясюкской и Ровнинской групп минералы отвечают составу андезина-лабрадора (40-58%  $An$ ).

В породах Ловноозерского района плагиоклаз изменяется от андезина до битовнита (табл.12). Наиболее основной плагиоклаз встречается в гипербазитовых массивах, а более кислый — в лейкократовых дифференциатах базитов и наиболее оруденелых разностях пород (норитах и „рудных“ гиперстенитах) Ловноозерского месторождения. Изменение состава плагиоклаза здесь иное, чем в других комплексах — за некоторым исключением его основность в одних и тех же массивах уменьшается от меланократовых, ранних дифференциатов к лейкократовым. В породах Ловноозерского района более четко проявлена зависимость уменьшения основности плагиоклаза

с увеличением интенсивности оруденения (табл.12). В боковых породах этого района плагиоклаз преимущественно является андезитом. В Аллареченском районе реликтовый плагиоклаз в брекчиевидных рудах и экзоконтактовых породах одинаков по составу — это андезин (в среднем 33%  $Al_2O_3$ ), примерно такой же, как в боковых породах (Яковлев, Яковлева, 1974). В гранитных пегматитах — это преимущественно олигоклаз, относительно более кислый, чем в подобных образованиях Ловноозерского района.

Эти данные о составе плагиоклаза и закономерностях изменения подтверждаются результатами химических анализов по Мончегорскому и Ловноозерскому районам (табл.13). Так, содержание анортитовой составляющей в проанализированных плагиоклазах близко таковому, вычисленному по оптическим характеристикам (ср. табл.12 и 13). В ловноозерских плагиоклазах, по данным химических анализов, также намечается понижение анортитовой составляющей в направлении увеличения интенсивности оруденения (табл.13, № 4–6). Разности минерала из основных пород характеризуются низким содержанием ортоклазовой составляющей (0,6–1,7% вес.), а из гранитных пегматитов — повышенным (7,2% вес.). Кроме указанных в таблице окислов, химическими анализами во всех пробах установлена незначительная примесь (менее 0,1–0,2 вес.%), железа, магния, марганца, а еще на порядок ниже — никеля, меди, кобальта. Зеленый цвет плагиоклаза в десилицированных пегматитах, по-видимому, обусловлен механическими примесями, содержащими окись железа.

Спектральным и рентгеноспектральным анализами в плагиоклазах Ловноозерского месторождения установлены незначительные концентрации  $Ti$ ,  $Ba$ ,  $Sr$ ,  $Nb$ ,  $Zr$ ,  $Li$ ,  $Ga$  и ничтожные содержания  $Pb$ ,  $Zn$ ,  $Mo$ ,  $Be$ . Анализ этих данных показывает, что плагиоклазы Главного рудного тела характеризуются более высокими содержаниями  $Pb$ ,  $Zn$ ,  $Be$  и более низкими  $Zr$  и  $Nb$  по сравнению с плагиоклазами безрудных массивов.

#### Калиевый полевой шпат

Встречается редко и практически не изучен. В Печенгском районе он установлен в эссекситах и кварцевых диоритах, где наблюдается в виде каемок вокруг лейст раннего плагиоклаза, антипертитовых вростков в позднем плагиоклазе или в виде редких самостоятельных зерен. Каймы прерывистые, границы их неровные, толщина колеблется от 0,1 до 0,2 мм. Сложены они, как и самостоятельные зерна, ортоклазом или микроклином. Антипертитовые вростки имеют форму прожилков, субпараллельных или сростающихся между собой.

В Аллареченском и Ловноозерском районах калиевый полевой шпат (преимущественно микроклин) нередко присутствует в жилах гранитных пегматитов (как оруденелых, так и безрудных) и в поздних метасоматических образованиях. В незначительном количестве

Т а б л и ц а 13

Химический состав плагиоклазов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	48.21	47.12	53.14	$\frac{51.82-56.56}{53.83(5)}$	$\frac{52.76-54.33}{53.47(6)}$	$\frac{54.30-68.20}{58.12(7)}$	85.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.15	32.31	27.21	$\frac{27.63-29.90}{29.05}$	$\frac{28.48-30.59}{29.38}$	$\frac{18.99-28.40}{26.02}$	9.40
CaO	15.29	15.77	11.62	$\frac{11.20-13.06}{12.17}$	$\frac{11.47-12.34}{11.85}$	$\frac{6.95-12.14}{10.14}$	1.72
Na <sub>2</sub> O	2.39	2.14	4.05	$\frac{3.85-4.57}{4.26}$	$\frac{4.25-5.00}{4.60}$	$\frac{3.92-5.28}{4.52}$	3.22
K <sub>2</sub> O	0.27	0.29	0.23	$\frac{0.10-0.19}{0.14}$	$\frac{0.12-0.28}{0.20}$	$\frac{0.12-0.25}{0.18}$	0.49
Ab	21.8	19.2	36.0	$\frac{34.9-41.7}{39.1}$	$\frac{38.5-44.1}{41.1}$	$\frac{37.3-49.8}{44.4}$	71.7
An	76.5	79.1	57.0	$\frac{57.3-64.4}{60.0}$	$\frac{54.9-60.4}{57.8}$	$\frac{48.8-61.2}{54.4}$	21.1
Or	1.7	1.7	1.0	$\frac{0.6-1.2}{0.9}$	$\frac{0.7-1.7}{1.2}$	$\frac{0.8-1.5}{1.1}$	7.2

Примечание. 1-3 - лабрадор и битовниты из пород Мончегорского плутона (Козлов, 1973): 1 - из меланократового норита, 2 - из лейкократового норита, 3 - из мезократового габбро-норита. 4-6 - лабрадор из Ловноозерского месторождения: 4 - из норитов безрудных массивов, 5 - из норитов с бедным оруденением, 6 - из норитов с богатым оруденением, 7 - из оруденелого „зеленого“ (десилицированного) пегматита месторождения Восток.

ве калиевый полевой шпат (ортоклаз, микроклин) отмечается в габбро-норит- и в габбро-пегматитах Мончегорского плутона, а также массива Федоровой тундры.

1. В массивах базитов и гипербазитов развит преимущественно плагиоклаз различного состава, реже и главным образом в качестве вторичного встречается калиевый полевой шпат. В оруденелых боковых породах (жилах гранитных пегматитов и экзоконтактовых метасоматитах) наряду с преобладающим плагиоклазом достаточно широко распространен и калиевый полевой шпат.

2. Во многих базит-гипербазитовых массивах степень идиоморфизма плагиоклаза увеличивается в направлении от ультраосновных к лейкократовым основным разностям и уменьшается в направлении от безрудных пород к рудоносным. Это, вероятно, определяется как процессом кристаллизационной дифференциации (порядком выделения минералов), так и явлениями замещения плагиоклаза (поздними силикатами, сульфидами). Среди боковых пород наиболее идиоморфным является плагиоклаз гранитных пегматитов и экзоконтактовых метасоматитов.

3. Состав плагиоклаза изменяется от альбита до битовнита, но преобладает лабрадор. В массивах Мончегорского района, Панских и Федоровой тундр содержание анортитовой составляющей в плагиоклазе возрастает в направлении от ультраосновных дифференциатов к лейкократовым основным. В других районах эта закономерность нередко нарушается, а в Ловноозерском районе наблюдается обратная картина, что, возможно, обусловлено влиянием регионального метаморфизма. В большинстве районов плагиоклаз рудоносных пород сравнительно более кислый, чем безрудных.

4. Полевые шпаты всех районов требуют дальнейшего всестороннего изучения.

## А м ф и б о л ы

Амфиболы (роговые обманки, актинолиты, куммингтониты и антофиллиты) никеленосных массивов основных-ультраосновных пород Кольского полуострова по химическому составу объединяются в две группы: а) кальциевых амфиболов - доминирующую и обладающую широким диапазоном изоморфных замещений катионов; б) железо-магниевого амфиболов - значительно менее распространенную и менее контрастную по химизму. В Са-амфиболах преобладают роговые обманки, среди которых встречаются почти все изоморфные ряды - от актинолитовой до керсутита. Несколько меньше по валовому объему составляют амфиболы тремолит-актинолитового ряда. Железо-магниевого амфиболы представлены двумя изоморфными сериями:

антофиллитовой и куммингтонитовой, причем последняя распространена несколько шире и отличается разнообразием химического состава.

Образование амфиболов происходило в течение длительного периода, начиная от завершающих стадий становления интрузивов и охватывая все последующие стадии их изменения, т.е. в довольно широком диапазоне температур и давлений. Представляется целесообразным по общности главных генетических признаков, конечно, с определенной долей условности, объединить амфиболы в три последовательные возрастные группы: I – ранние, образованные в автометаморфическую и частично позднемагматическую стадии; II – амфиболы периода регионального метаморфизма; III – поздние амфиболы, образованные при контактовом, трещинном, локальном метаморфизме.

В первую группу, самых ранних амфиболов, по-видимому, позднемагматической стадии входят керсутит, часть титанистой гастингситовой роговой обманки Печенгского района и роговая обманка пегматитидных пород Мончегорского плутона. Несколько шире представлены более поздние, вероятно, автометаморфические амфиболы этой группы: часть титанистой „бурой“, а также „зеленая“ паргаситовая и гастингситовая роговые обманки Печенгского района, небольшое количество чермакитовой, магнезио-роговых обманок и актинолита других районов.

Вторая группа объединяет магнезио-, чермакитовую и паргаситовую роговые обманки Ловноозерского и Аллареченского районов и северо-восточного обрамления Печенги, актинолиты Печенгского рудного поля и частично куммингтониты Аллареченского района.

Группу поздних амфиболов составляют разновидности тремолит-актинолитового, куммингтонитового и антофиллитового изоморфных рядов во всех районах. Предложенная группировка довольно упрощенно характеризует многообразный процесс образования амфиболов, но делает возможным проведение их сравнительного анализа.

Для всех амфиболов региона применена классификация Б.Е. Лика (Leake, 1968, 1978), поэтому часть разновидностей получила другие названия, чем в первоисточниках. Ниже общие сведения (изученность, распространенность) и заключение (генетические особенности, типоморфизм) представлены по всем группам вместе, а характеристика физических свойств, структуры и химического состава дана отдельно для каждой группы.

**И з у ч е н н о с т ь.** Среди амфиболов лучше изучены более распространенные и жильные разновидности, чем амфиболы мелкозернистых полиминеральных пород и вкрапленных руд. Разночтения в группе Са-амфиболов были связаны с неоднозначностью диагностики по физическим и даже структурным характеристикам, с отсутствием химических анализов и единой четкой классификации. В этой работе, за исключением Печенгского рудного поля, почти все амфиболы автометаморфического периода определены пока ориентировочно.

В Мончегорском и Центрально-Кольском районах амфиболы гораздо менее изучены: нет ни одной специальной минералогической работы по ним, насчитывается всего около 10 химических анализов, 100 измерений показателей преломления, несколько десятков замеров  $2V$  и  $cNg$  (Геология и рудные..., 1956; Докучаева, 1978; Докучаева, Ланев, 1967; Жангуров и др., 1978; Кавардин, 1959; Карпов, 1959; Козлов, 1973; Сахаров, 1960; Старицына, 1960; Ультраосновные и основные..., 1953, и др.).

Амфиболы печенгского комплекса давно привлекали внимание исследователей многообразием морфологии и химического состава, „яркостью“ физических свойств и тесной ассоциацией с сульфидными медно-никелевыми рудами, что нашло отражение в геолого-петрографических и специальных минералогических работах (Бакушкин, 1977, 1978; Горбунов, 1968; Кавардин, 1959а; Корнилов, 1959б; Ляхницкая, 1973; Оптимизация..., 1973; Петров, Волошина, 1972; Смолькин, 1977; Ультраосновные и основные..., 1961; Шурупова, 1978 и др.). Здесь имеется около 40 химических анализов амфиболов (4 керсутита, 15 роговых обманок, 15 актинолитов и 1 куммингтонита – примерно поровну из пород рудного поля и его северо-восточного обрамления), около 60–70 замеров показателей преломления и разрозненные замеры  $2V$ ,  $\Delta N$ ,  $cNg$ .

Полнее изучены амфиболы Аллареченского и Ловноозерского районов. Выявлена и исследована группа Fe-Mg-амфиболов, в которой открыта (впервые в СССР) новая структурная разновидность –  $P2_1/m$ . Для Са-амфиболов Аллареченского района насчитывается около 30 химических анализов, 250 определений показателей преломления, а по Ловноозерскому – соответственно 20 и 140. По Fe-Mg-амфиболам в первом имеется 20 анализов, около 200 определений показателей преломления, а во втором – лишь единичные замеры показателей преломления. В обоих районах в группе Са-амфиболов для единичных проб измерены параметры ячейки, а в группе Са-амфиболов Аллареченского района проведена прецезионная монокристаллическая съемка 9 проб. Эти сведения изложены в серии специальных работ, а также в обобщающих геолого-петрологических и минералогических сводках (Зак и др., 1972; Золотухин, Васильев, 1972; Козлов, 1975; Медно-никелевые..., 1979; Химические анализы..., 1970; Яковлев, Яковлева, 1974; Яковлева, 1979; Яковлева, Колесникова, 1967; Яковлева, Яковлев, 1974, 1975, 1978а; Яковлева и др., 1977).

**Р а с п р о с т р а н е н н о с т ь.** Среди Са-амфиболов наименее развит керсутит (только в Печенге и ее северо-восточном обрамлении, табл.14), более всего – роговые обманки (преимущественно в Аллареченском и Ловноозерском районах) и значительно – актинолиты (главным образом в Печенгском и Мончегорском районах). По убыванию роли амфиболов в составе оруденелых пород и руд районы располагаются в такой ряд: Аллареченский, Ловноозерский, северо-восточное обрамление Печенги, Печенгское рудное поле, Мончегорский комплекс. Амфиболизация в Аллареченском районе проявлена относительно равномерно, повсеместно, практически во

всех ультраосновных породах – оруденелых и безрудных. Количество амфибола резко возрастает в узкой краевой зоне на контакте с вмещающими породами до мономинеральных разновидностей. В Ловноозерском районе роговая обманка встречается повсеместно, но в переменных количествах, причем амфиболизация ультраосновных пород проявлена более интенсивно, чем основных. Поздние амфиболы (в основном актинолиты) сосредоточены в маломощных участках около зон дробления.

В Печенгском районе ранние амфиболы распространены повсеместно, но не образуют больших концентраций. Керсутит приурочен преимущественно к ультраосновным породам, и заметные содержания его обнаружены в нясюкских интрузивах. Актинолитизация отличается неравномерностью и приуроченностью к тектоническим зонам. Fe - Mg - амфиболы развиты незначительно. Породы северо-восточного обрамления Печенги повсеместно амфиболизированы, причем интенсивнее вблизи границ Печенгского синклинория, в мелких телах и эндоконтактной зоне массивов.

В Мончегорском комплексе амфиболизация пород проявлена слабо. Резкое увеличение количества актинолита отмечается в зонах тектонических нарушений и на контакте интрузивов с вмещающими породами.

#### Кальциевые амфиболы

I группа – ранние кальциевые амфиболы. В эту группу включены позднемагматические (керсутит и, предположительно, гастингситовая роговая обманка) и автометаморфические амфиболы (паргаситовые, эденитовые и другие роговые обманки). В Печенгском рудном поле граница между керсутитом и „бурой“ (метаморфической) роговой обманкой часто постепенная, интенсивность окраски изменяется в отдельных дифференциатах.

М о р ф о л о г и ч е с к и е о с о б е н н о с т и , п а р а г е н е з и с . Керсутит (и „бурая“ роговая обманка) избирательно развивается по титанистым авгитам в виде каемок, разрозненных гнезд, маломощных жилок и образует неправильной формы индивиды и порфиroidные обособления (более крупные – до 3 см – в перидотитах Нясюкки). Встречается также в виде включений в оливине, титаномагнетите и каймы на границе авгита и шпинелида. Иногда имеет гомоосевую ориентировку с клинопироксеном. При интенсивном изменении титан–авгит обрастает последовательными зонами: керсутит (часть „бурой“ роговой обманки), биотит, буроватая (различной интенсивности) и темно-зеленая роговые обманки, актинолит, тремолит. Такой ряд минералов не всегда представлен полностью, но последовательность их выделения обычно выдерживается.

Вслед за другими авторами (Бакушкин, 1977; Кавардин, 1959а; Смолькин, 1977, и др.) к керсутиту мы относим красновато-коричневый амфибол, образовавшийся до раннего биотита, вслед за авгитом

Т а б л и ц а 14

Распространенность, показатели преломления и состав ранних кальциевых амфиболов

Массивы, породы	Содержание, %	$N_g$	$N_p$	$f$ , %	$TiO_2$ , вес.%	Определение
Печенгского рудного поля: ультраосновные;	Ед.з.-10	$\frac{1.686-1.708}{1.697(10)}$	$\frac{1.664-1.690}{1.674}$	25-40	3.5-4.9	Керсутит
ультраосновные, основные	Ед.з.-10	1.670-1.685	1.650-1.665	25-40	2.0-3.0	Роговая обманка титанистая, „бурая“
	Ед.з.-10	1.668-1.680	1.650-1.665	25-40	Менее 1.5	Паргасит, эденит
Нясюкского комплекса: керсутитовые плагиоперидотиты	25-30	$\frac{1.703-1.705}{(2)}$	1.669-1.671	30-33	4.6	Керсутит
Ловноозерского района: основные, ультраосновные	0-2	$\frac{1.680-1.688}{1.684(8)}$	$\frac{1.658-1.666}{1.664}$	$\frac{44-50}{46}$	1.0-2.0	Паргаситовая, чермакитовая роговые обманки
Мончегорского плутона: пегматоидные кварцевые нориты и габбро-нориты, жильные габбро- и диорит-пегматиты, гранофиры	-	$\frac{1.680-1.684}{1.682(12)}$	$\frac{1.660-1.663}{1.662}$	$\frac{32-37}{35}$	-	Гастингсит?
Застейд-II: лерцолиты, вебстериты	5-15	$\frac{1.675-1.677}{1.676(3)}$	$\frac{1.652-1.654}{1.653}$	$\frac{25-35}{30}$	-	Гастингситовая роговая обманка?

том. Все другие Са-амфиболы, зафиксированные в последовательных зонах, считаем принадлежащими стадиям автотематоморфизма, регионального (актинолит) и более позднего гидротермального метаморфизма (актинолит, тремолит). В отличие от керсутита эти амфиболы распространены более широко и могут встречаться в жильной форме.

В Мончегорском плутоне „магматические“ амфиболы находятся в пегматитоподобных образованиях (табл. 14) в ассоциации с железистым биотитом, кварцем, олигоклаз-альбитом (в виде микропегматита) и сульфидами (гнездовой и жильной формы). Они образуют мелкие (0.3 мм) пластинки, иголки. Позднемагматические и автотематоморфические роговые обманки, возможно, развиты более широко, но по ним очень мало точных данных (Жангуров и др., 1978; Козлов, 1973; Козлов и др., 1975, и др.). К автотематоморфическим амфиболам мы относим разновидности в келифитовых и келифитоподобных и других каемках на границе плагиоклаза с оливином и пироксеном, в межзерновых пространствах этих минералов, а также на границе сульфидов и магнетита с пироксенами сульфидных жил с основными-ультраосновными породами. В Ловноозерском районе он образует более темно-зеленые индивиды или зоны в индивидах более поздней, „региональной“ роговой обманки.

**Физические свойства.** Керсутит повсюду отличается темно-красно-коричневым цветом, сильным плеохроизмом по схеме  $Ng \geq Nm > Np$ ;  $Ng$  - от желтовато-коричневого до красно-бурого,  $Nm$  - желтовато-бурый,  $Np$  - буровато-желтый до светло-желтого;  $-2V = 73-87^\circ$ , погасание ( $cNg$ ) в среднем около  $10^\circ$ , иногда близкое к прямому. Показатели преломления - самые высокие среди амфиболов, близкие между собой (табл. 14) и плохо коррелируются с химическим составом (Богатиков, Андреева, 1970). Роговые обманки Печенгского рудного поля по сравнению с керсутитом имеют менее интенсивную окраску; в плеохроизме у них отсутствуют красноватые оттенки, показатели преломления меньше (табл. 14), отмечаются близкие параметры элементарной ячейки. Возможно, что часть из них близка по времени образования к керсутиту, но содержит меньше титана и щелочей (табл. 15).

Ранние роговые обманки в других районах имеют интенсивную темно-зеленую до черной окраску (пегматиты Мончи), отчетливый плеохроизм в зеленых тонах, часто с синеватым оттенком. Они обладают высокими показателями преломления, примерно близкими по всем районам, несколько большими, чем у основной массы региональных роговых обманок. Эти данные позволяют ориентировочно оценить состав амфиболов как членов ряда паргасит-гастингсит.

**Химический состав.** В магматических амфиболах Печенги (табл. 15, №№ 1, 2) достаточно титана и щелочей, чтобы однозначно отнести их к керсутитам (Leake, 1978; Богатиков, Андреева, 1970). Роговые обманки (табл. 14, 15) имеют переменный состав от магнезио- до гастингситовой, но, как правило, обогащены титаном и щелочами. Средние значения компонентов соответствуют титанистой гастингситовой роговой обманке, в которой

характер соотношения главных компонентов близок таковому в керсутите. Интересно, что ранние роговые обманки в других районах по физическим свойствам также близки к гастингситовым.

Исследователи, изучавшие керсутит (Бакушкин, 1977; Смолькин, 1977), на основе близости величин соотношения  $Mg$  и  $Fe$  в сосуществующей паре авгит-керсутит, сопоставимости этих величин в нясюкских интрузивах и Печенгском рудном поле, в сочетании с морфологическими особенностями керсутита пришли к следующим выводам: 1) керсутит и авгит образованы в условиях, близких к равновесным, т.е. керсутит является позднемагматическим минералом, обычным членом реакционной серии по Боуэну (Дир и др., 1965; Кавардин, 1959); 2) величина отношения  $Mg:Fe$  в этих минералах позволяет определить (Перчук, 1970) температуру кристаллизации их (около  $930^{\circ}C$ ) и глубину формирования интрузивов (3-4 км).

II группа - кальциевые амфиболы региональной стадии метаморфизма. В Аллареченском и Ловноозерском районах и северо-восточном обрамлении Печенги в эту группу включены амфиболы, имеющие повсеместное распространение и образованные до внедрения жил секущих гранитных пегматитов. В Печенгском районе в эту группу условно включены все актинолиты, несколько более ранние или почти одновременные с массовой хлоритизацией, но возникшие до позднего оталькования и карбонатизации. Физические свойства всех мончегорских амфиболов, а также Федоровой-Панских тундр приведены ниже - пока условно все в группе поздних  $Ca$ -амфиболов.

Морфологические особенности. В Печенгском рудном поле актинолит развит неравномерно. Он образуется по серпентинизированным первичным породам и серпентинам, является главным минералом амфибол-хлоритовых пород, приуроченных часто к приконтактовым зонам, входит в состав различных жил и брекчиевидных руд. В породах актинолит преимущественно замещает авгит до гомоосевых псевдоморфоз, а также раннюю роговую обманку и образует самостоятельные выделения. Наибольших содержаний минерал достигает в амфибол-хлоритовой породе, где он вместе с тальком образует агрегат, замещающий авгит, а сам замещается также хлоритом. По актинолиту повсюду развивается бесцветный тремолит.

Наиболее крупные обособления актинолита образуются в жилах и брекчиевидных рудах. Они представлены винтообразно-закрученными и продольно-шестоватыми образованиями, а также поперечно-волокнистыми и поперечно-шестоватыми жилками в ассоциации с диопсидом, карбонатами, хлоритом, актинолитом, эпидотом. В Аллареченском районе роговая обманка развита как в центральной (наиболее мощной) зоне массивов, так и в эндоконтактовой (до 1 м), а также в их экзоконтактах (до 1-2 м, редко более). Лишь в центральных частях массивов с богатым оруденением она отсутствует - здесь развит магнезио-куммингтонит. В центральных зонах она ассоциирует с хлоритом, флогопитом, серпентином, тальком, сульфидами и реликтами первичных минералов. Последние исчезают в кра-

Т а б л и ц а 15

Химический состав ранних кальциевых амфиболов

Компоненты	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	42.59	41.31-41.73(2)	<u>40.13-48.56</u> 45.26(4)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.42	11.36-11.43	<u>6.09-8.43</u> 7.11
TiO <sub>2</sub>	4.85	4.47-4.73	<u>1.83-3.10</u> 2.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.43	2.46-2.64	<u>1.07-3.74</u> 2.15
FeO	12.12	8.83-9.69	<u>8.48-12.80</u> 9.99
MgO	12.73	13.80-14.95	<u>15.77-16.86</u> 16.36
CaO	11.00	10.91-11.52	<u>8.79-11.21</u> 10.17
MnO	0.20	0.11-0.12	<u>0.15-0.19</u> 0.17
Na <sub>2</sub> O	2.61	2.68-2.92	<u>1.41-2.09</u> 1.97
K <sub>2</sub> O	0.78	0.68-0.77	<u>0.38-0.76</u> 0.54
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	2.09	0.77-1.30	<u>1.55-3.94</u> 2.45
Al <sup>IV</sup>	1.640	1.785-1.794	<u>1.034-1.410</u> 1.237
Al <sup>VI</sup>	-	0.197-0.240	-
Ti	0.544	0.499-0.535	<u>0.198-0.347</u> 0.280
f, %	37	29.5-33.1	<u>26-36</u> 29

П р и м е ч а н и е. 1 - керсутит из контакта габбро и пироксена массива Пильгуярви:  $\alpha_0 = 9.94$ ,  $b_0 = 18.17$ ,  $c_0 = 5.37 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 105^\circ$  (Оптимизация..., 1973); 2 - керсутиты из плагиоперидитовых даек Нясюкской группы (Бакушкин, 1977); 3 - титанистые магнезио- и гастингситовые роговые обманки Печенгского рудного поля:  $\alpha_0 = 9.89$ ,  $b_0 = 18.14$ ,  $c_0 = 5.30 \text{ \AA}$ .

евых зонах, где роговая обманка ассоциирует с биотитом. В экзо-контактах появляются плагиоклаз, гранат, кварц. Роговая обманка внутренних зон представлена порфиробластами, переполненными разрозненными и гнездовыми скоплениями магнетита, реликтами оливина, пироксена, сульфидами. В краевой зоне индивиды амфибола более однородные, равномернозернистые, с более крупными включениями зерен магнетита, а в экзоконтактовой – скелетовидные, ситовидные крупные кристаллы в тесном сростании с гранатом. В гипербазитах роговая обманка может интенсивно замещаться поздними амфиболами (кальциевыми, железо-магнезиальными), карбонатами, тальком, хлоритами.

В северо-восточном обрамлении Печенги характер развития роговой обманки таков же, как и в Аллареченском (Бакушкин, 1978; Осокин, 1977), но мощность краевой зоны иногда достигает 10 м. В центральной части амфибол находится в ассоциации с первичными минералами, хлоритом, в меньшей степени флогопитом и Fe-Mg-амфиболами; в краевых зонах – биотитом, плагиоклазом Fe-Mg-амфиболами. Индивиды роговой обманки могут быть порфиробластическими или образовывать мелкозернистые агрегаты („основную“ массу).

В Ловноозерском районе амфиболы распространены в ультраосновных и основных породах повсеместно, независимо от степени оруденения; в меньшем количестве встречаются во вмещающих плагиосланцах. Они избирательно концентрируются около пироксенов в виде ксеноморфных мезостатических зерен, вростков и порфиробласт (в ультраосновных породах), содержащих реликты оливина, пироксена и рудных минералов. Вторичные изменения роговой обманки незначительны и сводятся к частичному замещению ее актинолитом или куммингтонитом, иногда хлоритом.

Таким образом, Са-амфиболы стадии регионального метаморфизма имеют много общих особенностей во всех районах. Они образуются по первичным минералам (преимущественно пироксенам) непосредственно, а также по продуктам их преобразования в период автометаморфизма (серпентинам, тальку, ранним Са-амфиболам), тесно ассоциируют с ранним хлоритом, флогопитом (биотитом) и замещаются более поздними минералами: железо-магниевыми амфиболами, карбонатами, хлоритами и др.

**Физические свойства.** Макроскопически амфиболы окрашены в зеленый цвет различной интенсивности. Густота окраски и сила плеохроизма увеличивается от Печенгского рудного поля, через северо-восточное обрамление к Аллареченскому и Ловноозерскому районам; в пределах каждого района – от ультраосновных к основным и затем боковым породам. В отдельных массивах амфибол эндоконтактовых пород обладает более интенсивной, иногда зональной окраской (внешняя зона более темная), которая имеет неоднородную (порфиробласты) пятнистую окраску. Смена пород с разноокрашенным амфиболом обычно резкая. В роговых обманках плеохроизм четкий в зеленых, буро-зеленых тонах (Ловноозерский район, вмещающие амфиболиты Аллареченского рай-

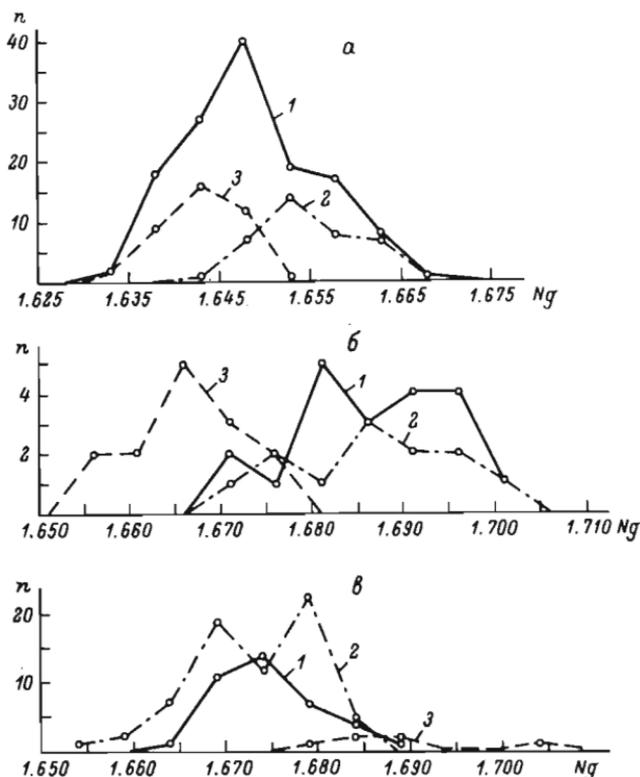


Рис.8. Кривые распределения величины  $N_g$  кальциевых амфиболов.

а - из ультраосновных пород Аллареченского района: 1 - внутренняя зона, 2 - краевая зона раннего амфибола, 3 - поздний актинолит;  $n = 130, 38, 39$  соответственно. б - из вмещающих пород Аллареченского района: 1 - полевошпатовых амфиболитов, 2 - экзоконтактовых оруденелых пород с гранатом, 3 - экзоконтактовых безрудных;  $n = 20, 12, 14$  соответственно, в - из пород Ловноозерского района: 1 - гипербазитов, 2 - базитов, 3 - вмещающих гнейсов;  $n = 40, 69, 6$  соответственно.

она). Роговые обманки экзоконтактовых оруденелых пород Аллареченского района густо-синевато-зеленые с аномальными синими цветами плеохроизма и интерференции. Оптические данные приведены (табл.16) в виде пределов и средних значений  $N_g, N_p$ , железистости, вычисленной по соответствующим графикам состав-свойства (Дир и др., 1965; Трегер, 1958), а для Аллареченского и Ловноозерского районов - и кривых распределения  $N_g$  (рис.8).

В Печенгском рудном поле все „региональные“ Са-амфиболы по оптическим свойствам близки между собой. В целом, если исходить из показателей преломления, - это члены ряда тремолит-

Т а б л и ц а 16

Распространенность, оптические свойства и железистость  
Сх-амфиболов региональной стадии метаморфизма

Породы	Содержание, %	<i>N<sub>g</sub></i>	<i>N<sub>p</sub></i>	<i>f</i> , %
М а с с и в З а с т е й д - II				
Лерцолиты, вебстериты, безрудные	5-15	$\frac{1.675-1.677}{1.676(3)}$	$\frac{1.652-1.654}{1.663}$	$\frac{20-30}{25}$
Мелано-, мезократовые габбро, оруденелые	5-20	1.685-1.687	1.655-1.657	30-35
П е ч е н г с к о е р у д н о е п о л е				
Ультраосновные и основные, измененные	0-20	$\frac{1.636-1.660}{1.648}$	$\frac{1.612-1.640}{1.626}$	$\frac{10-40}{25}$
Амфиболо-хлоритовые	20-90	$\frac{1.633-1.655}{1.645}$	$\frac{1.609-1.635}{1.622}$	$\frac{5-35}{20}$
Жильные	до 100	$\frac{1.630-1.654}{1.644(10)}$	$\frac{1.609-1.638}{1.624}$	$\frac{5-35}{20}$
С е в е р о - в о с т о ч н о е о б р а м л е н и е П е ч е н г и				
Гора Генеральская: метагаббро-нориты	20-80	-	-	22-44
Ровнинская группа гипербазитов: центральная зона (хлорит-амфиболовые); краевая зона (биотит-амфиболовые)	до 80  70-80	$\frac{1.635-1.646}{1.641}$  $\frac{1.652-1.666}{1.657}$	$\frac{1.612-1.624}{1.618}$  $\frac{1.628-1.643}{1.634}$	$\frac{10-24}{17}$  $\frac{26-40}{31}$
А л л а р е ч е н с к и й р а й о н				
Гипербазиты: центральные зоны;	5-80	$\frac{1.633-1.669}{1.649(130)}$	$\frac{1.607-1.644}{1.626}$	$\frac{5-32}{17}$

Т а б л и ц а 16 (продолжение)

Породы	Содержание, %	$N_g$	$N_p$	$f, \%$
эндоконтактные зоны	20-95	$\frac{1.643-1.669}{1.655(38)}$	$\frac{1.620-1.645}{1.632}$	$\frac{14-32}{22}$
Вмещающие:				
полевошпатовые амфиболиты;	20-80	$\frac{1.671-1.720}{1.688(20)}$	$\frac{1.647-1.691}{1.665}$	$\frac{31-62}{47}$
эконтактовые околорудные с гранатом;	5-70	$\frac{1.673-1.703}{1.686(12)}$	$\frac{1.646-1.683}{1.663}$	$\frac{28-63}{47}$
эконтактовые безрудные, без граната	70-90	$\frac{1.656-1.676}{1.666(14)}$	$\frac{1.635-1.653}{1.643}$	$\frac{27-78}{54}$
Л о в н о о з е р с к и й    р а й о н				
Гипербазиты:				
Ю. Юнгес - гарцбургиты, вебстериты	20-80	$\frac{1.666-1.670}{1.668(8)}$	$\frac{1.643-1.651}{1.648}$	$\frac{17-22}{19}$
Юнгес - лерцолиты, вебстериты	15-70	$\frac{1.667-1.675}{1.672(7)}$	$\frac{1.646-1.655}{1.651}$	$\frac{18-25}{22}$
Суэйнлагаш - оливиновые пироксениты, вебстериты	10-50	$\frac{1.671-1.688}{1.677(22)}$	$\frac{1.648-1.666}{1.655}$	$\frac{22-41}{28}$
Базиты:				
м-ние Ловноозерское - нориты с бедным оруденением;	1-30	$\frac{1.661-1.682}{1.673(12)}$	$\frac{1.635-1.658}{1.650}$	$\frac{10-31}{23}$
нориты с богатым оруденением	5-20	$\frac{1.663-1.685}{1.676(31)}$	$\frac{1.639-1.661}{1.653}$	$\frac{13-33}{26}$
Лоуниоки - нориты безрудные и оруденелые	2-20	$\frac{1.656-1.681}{1.669(13)}$	$\frac{1.635-1.656}{1.646}$	$\frac{8-30}{19}$
Лаукку - нориты безрудные и оруденелые	1-30	$\frac{1.667-1.676}{1.672(11)}$	$\frac{1.655-1.669}{1.661}$	$\frac{16-27}{21}$
Вмещающие:				
„древние габброиды“;	10-20	$\frac{1.673-1.678}{1.675(3)}$	$\frac{1.647-1.652}{1.649}$	$\frac{20-35}{23}$
кристаллосланцы безрудные	0-80	$\frac{1.679-1.706}{1.688(6)}$	$\frac{1.654-1.681}{1.664}$	$\frac{28-64}{40}$

актинолит, преимущественно актинолиты с преобладающей железистостью около 20–25% (табл.16). Деформированные, волокнистые амфиболы отличаются аномальными свойствами: прямым или близким к прямому погасанием и небольшим ( $40-50^\circ$ ) положительным углом  $2V$ . Для остальной массы актинолита (зернистого сложения) характерны обычные величины:  $cNg = (14-20)^\circ$  и  $2V = -(80-85)^\circ$ . Искажение оптических свойств асбестовидных актинолитов, аналогично таковому в других волокнистых минералах (хлорите, хризотиле и др.) и отражает деформацию в элементарной ячейке минералов (Григорьев, 1961; Иванова, Корнилов, 1958; Корнилов, 1959). Дебаеграммы асбестовидных актинолитов отличаются размытостью и набором линий, изменением некоторых межплоскостных расстояний и увеличением параметра  $b_0$ . Исследованиями Н.А.Корнилова (1959) установлено, что в аномальных актинолитах индикатрисса повернута и вытянута вдоль волокон, а поперечное сечение ( $NmNp$ ) приближено к круговому. Термограммы асбестовидных актинолитов обычные (Термический..., 1974).

По оптическим свойствам в метагэббро-норитах горы Генеральской выделяются две роговые обманки: дорудная с железистостью 22–36% и близкая по времени к формированию главных сульфидов с железистостью 38–44% (Бакушкин, 1977). По-видимому, близка к этим амфиболам и роговая обманка в интрузивах Нясюкки (Федотов и др., 1974). Несколько меньшие показатели преломления имеют амфиболы Ровнинской группы, причем выявляются увеличение этих величин при переходе от внутренней зоны к эндоконтактовой и постоянство в разрезе каждой зоны (табл.16; Бакушкин, 1978). В первой зоне  $Ca$ -амфиболы по оптическим данным соответствуют актинолитам, а во второй – магнезио-роговым обманкам. В зональных индивидах эндоконтактовых пород внутренние более светлоокрашенные зоны имеют меньшие показатели, чем внешние ( $Ng = 1.645$  против  $1.652$  в одной из проб).

В гипербазитах Аллареченского района  $Ca$ -амфиболы являются оптически отрицательными:  $-2V = 75-90^\circ$  (среднее  $83^\circ$ ) и  $cNg = 8-25^\circ$  (среднее  $17^\circ$ ). Полигон распределения  $Ng$ -амфиболов центральных зон имеет два пика: один над  $Ng = 1.645$ , а второй –  $1.656$  (рис.8, а, 1). Такая конфигурация отражает связь величины с составом пород и наибольшее развитие менее железистых амфиболов в метAPERИДОТИТАХ по сравнению с амфиболами из пироксенитов. Эндоконтактовые амфиболы имеют тот же характер кривой, два пика, но смещенные в сторону увеличения  $Ng$ . Первый пик соответствует эндоконтактовым амфиболам из перидотитов (с оливинитами), а второй – преимущественно из пироксенитов. Таким образом, в пределах каждого горизонта пород (дифференциата) в разрезе интрузива эндоконтактовые амфиболы более железистые, чем в центральной зоне, где железистость (величина  $Ng$ ) остается постоянной (Яковлев, Яковлева, 1974; рис.97). По абсолютному значению  $Ng$  амфиболы соответствуют актинолитам во внутренних зонах и роговым обманкам в эндоконтактовых. Но на самом деле

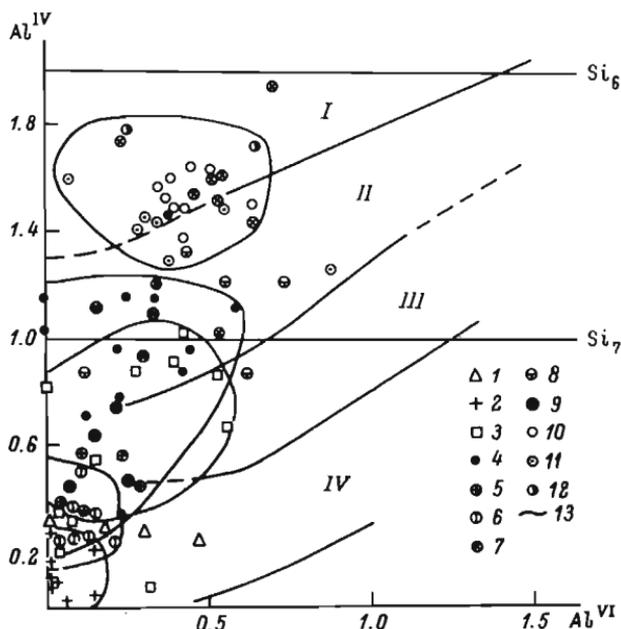


Рис.9. Соотношение  $Al^{IV}$  и  $Al^{VI}$  в кальциевых амфиболах из различных фаций метаморфизма.

Фации: I – гранулитовая, II – амфиболитовая, III – эпидот-амфиболитовая, IV – зеленых сланцев. Амфиболы: 1 – Мончегорского плутона, 2 – Печенгского рудного поля, 3 – северо-восточного обрамления Печенги, 4-9 – Аллареченского района (4 – ранние из центральных зон гипербазитов, 5 – ранние из краевых зон, 6 – поздние актинолиты, 7 – вмещающих амфиболитов, 8 – экзоконтактовых оруденелых пород, 9 – экзоконтактовых безрудных пород); 10-12 – Ловноозерского района (10 – гипербазитов, 11 – базитов, 12 – плагиогнейсов); 13 – области распространения амфиболов в группах пород.

С $\alpha$ -амфиболы внутренних зон являются также преимущественно роговыми обманками (табл.16), а заниженные показатели отражают их специфику в этом районе.

Во вмещающих породах С $\alpha$ -амфиболы обладают более высокими показателями преломления с широким диапазоном их изменения ( $Ng = 1,646-1,703$ ). Роговая обманка из безрудных экзоконтактовых пород оказывается в целом менее железистой, чем из оруденелых, а последняя близка по оптическим свойствам таковой из полевошпатовых амфиболитов (рис.8, б; табл.16).

В Ловноозерском районе значения показателей преломления (особенно усредненные) роговых обманок из основных и ультраосновных пород перекрываются друг с другом, но увеличиваются во вмещающих плагиосланцах. Кривая распределения  $Ng$  амфиболов из ги-

Таблица 17

Химический состав Сп-амфиболов стадии регионального метаморфизма

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	$\frac{52.08-57.15}{55.24(10)}$	56.34	$\frac{46.55-54.98}{50.34(8)}$	$\frac{45.26-54.18}{49.27(12)}$	$\frac{52.11-53.75}{52.81(5)}$	$\frac{39.70-45.91}{42.61(9)}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{0.12-2.21}{1.09}$	2.34	$\frac{2.70-8.30}{6.24}$	$\frac{3.57-11.06}{7.65}$	$\frac{2.71-4.85}{3.76}$	$\frac{8.28-14.70}{11.20}$
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	$\frac{0.08-0.37}{0.21}$	$\frac{0.02-0.18}{0.09}$	$\frac{0.02-0.22}{0.08}$
TiO <sub>2</sub>	$\frac{0.00-0.12}{0.07}$	0.13	$\frac{0.15-1.75}{0.67}$	$\frac{0.11-0.62}{0.37}$	$\frac{0.20-0.44}{0.30}$	$\frac{0.91-3.71}{1.69}$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{0.00-2.75}{1.02}$	0.54	$\frac{1.34-3.46}{2.38}$	$\frac{1.37-2.36}{1.85}$	$\frac{1.33-2.29}{1.77}$	$\frac{2.25-8.34}{4.60}$
FeO	$\frac{3.86-14.0}{9.39}$	3.50	$\frac{4.92-11.20}{8.62}$	$\frac{4.42-7.93}{6.14}$	$\frac{4.14-10.14}{7.91}$	$\frac{12.07-17.79}{14.77}$
MgO	$\frac{14.93-23.99}{17.96}$	23.71	$\frac{15.62-21.25}{16.87}$	$\frac{17.71-22.38}{19.51}$	$\frac{17.31-22.41}{18.88}$	$\frac{7.50-12.56}{9.26}$
CaO	$\frac{11.51-15.14}{12.87}$	10.99	$\frac{9.97-11.91}{10.89}$	$\frac{8.86-11.73}{10.73}$	$\frac{10.13-11.20}{10.75}$	$\frac{10.34-11.79}{11.08}$
MnO	$\frac{0.13-0.28}{0.20}$	0.20	$\frac{0.13-0.39}{0.23}$	$\frac{0.11-0.23}{0.16}$	$\frac{0.16-0.28}{0.23}$	$\frac{0.14-0.38}{0.30}$
Na <sub>2</sub> O	}	0.22	$\frac{0.39-1.64}{0.95}$	$\frac{0.38-2.15}{1.18}$	$\frac{0.12-0.89}{0.64}$	$\frac{1.09-1.59}{1.39}$
K <sub>2</sub> O			$\frac{0.04-0.78}{0.27}$	0.03	$\frac{0.08-0.47}{0.23}$	$\frac{0.09-0.38}{0.22}$
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	$\frac{1.26-2.97}{2.22}$	0.92	$\frac{0.70-2.69}{1.89}$	$\frac{0.12-5.06}{2.39}$	$\frac{1.84-3.77}{2.44}$	$\frac{0.82-2.31}{1.74}$
F	$\frac{0.00-0.14}{0.05}$	0.03	$\frac{0.03-0.11}{0.07}$	$\frac{0.00-0.48}{0.15}$	$\frac{0.00-0.19}{0.09}$	$\frac{0.00-0.29}{0.14}$
NiO	-	-	$\frac{0.16-0.18}{0.17}$	$\frac{0.01-0.09}{0.07}$	$\frac{0.08-0.11}{0.09}$	-

7	8	9	10	11	12
$\frac{45.03-49.58}{46.74(5)}$	$\frac{42.27-52.95}{49.31(7)}$	$\frac{44.42-53.60}{48.32(3)}$	$\frac{43.31-46.64}{45.12(8)}$	$\frac{43.75-47.06}{44.91(9)}$	$\frac{40.94-43.04}{42.27(3)}$
$\frac{6.02-11.32}{9.55}$	$\frac{3.47-8.31}{5.90}$	$\frac{2.87-11.96}{8.64}$	$\frac{9.80-12.34}{11.26}$	$\frac{9.76-12.27}{11.07}$	$\frac{11.29-13.55}{12.05}$
0.06	$\frac{0.17-0.32}{0.24}$	$\frac{0.01-0.25}{0.15}$	$\frac{0.26-0.68}{0.42}$	$\frac{0.16-1.19}{0.49}$	$\frac{0.00-0.12}{0.06}$
$\frac{0.00-1.77}{0.72}$	$\frac{0.20-1.01}{0.66}$	$\frac{0.06-0.81}{0.50}$	$\frac{1.08-1.86}{1.31}$	$\frac{0.63-4.55}{1.76}$	$\frac{1.44-2.26}{1.76}$
$\frac{1.73-3.72}{2.59}$	$\frac{1.66-2.56}{2.07}$	$\frac{1.81-3.49}{2.46}$	$\frac{1.77-3.50}{2.91}$	$\frac{1.84-5.01}{3.20}$	$\frac{4.51-5.76}{4.93}$
$\frac{11.62-17.27}{13.85}$	$\frac{7.99-12.58}{10.24}$	$\frac{8.47-13.05}{11.16}$	$\frac{4.65-6.70}{5.77}$	$\frac{4.48-9.79}{7.59}$	$\frac{11.68-12.23}{11.98}$
$\frac{8.55-14.85}{11.42}$	$\frac{13.33-17.88}{15.91}$	$\frac{9.61-17.70}{14.40}$	$\frac{13.78-17.89}{16.06}$	$\frac{12.63-17.09}{14.62}$	$\frac{10.63-11.30}{10.89}$
$\frac{9.81-10.88}{10.40}$	$\frac{9.70-12.46}{10.85}$	$\frac{8.90-11.55}{9.89}$	$\frac{11.22-12.26}{11.76}$	$\frac{10.52-11.88}{11.15}$	$\frac{10.41-10.89}{10.70}$
$\frac{0.23-0.50}{0.30}$	$\frac{0.19-0.27}{0.22}$	$\frac{0.17-0.27}{0.23}$	$\frac{0.02-0.15}{0.09}$	$\frac{0.08-0.21}{0.13}$	$\frac{0.26-0.38}{0.30}$
$\frac{1.28-1.71}{1.53}$	$\frac{0.89-1.85}{1.39}$	$\frac{0.40-1.88}{1.27}$	$\frac{1.09-2.24}{1.76}$	$\frac{0.99-1.61}{1.33}$	$\frac{1.57-1.77}{1.65}$
$\frac{0.18-0.68}{0.38}$	$\frac{0.04-0.52}{0.19}$	$\frac{0.09-1.26}{0.54}$	$\frac{0.75-1.28}{1.04}$	$\frac{0.54-1.03}{0.83}$	$\frac{0.59-1.97}{1.22}$
$\frac{1.15-3.50}{2.08}$	$\frac{1.61-2.53}{2.16}$	$\frac{2.03-2.45}{2.30}$	$\frac{1.75-2.58}{2.04}$	$\frac{1.36-3.46}{2.17}$	$\frac{1.61-2.97}{1.84}$
$\frac{0.00-2.88}{0.99}$	$\frac{0.04-0.25}{0.14}$	$\frac{0.00-0.19}{0.11}$	$\frac{0.08-0.31}{0.20}$	$\frac{0.22-0.47}{0.34}$	$\frac{0.13-0.40}{0.27}$
-	-	-	$\frac{0.03-0.06}{0.05}$	$\frac{0.05-0.15}{0.09}$	$\frac{0.02-0.06}{0.04}$

Т а б л и ц а 17 (продолжение)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
Al <sup>IV</sup>	$\frac{0,04-0,25}{0,16}$	0,08	$\frac{0,34-1,02}{0,76}$	$\frac{0,363-1,499}{0,984}$	$\frac{0,354-0,584}{0,476}$	$\frac{1,034-1,945}{1,520}$
Al <sup>VI</sup>	$\frac{0,00-0,16}{0,04}$	0,308	$\frac{0,00-0,56}{0,30}$	$\frac{0,00-0,583}{0,265}$	$\frac{0,054-0,268}{0,157}$	$\frac{0,226-0,698}{0,487}$
Ti	0,01	0,014	$\frac{0,03-0,33}{0,11}$	$\frac{0,012-0,067}{0,041}$	$\frac{0,021-0,048}{0,032}$	$\frac{0,103-1,161}{0,270}$
f, %	$\frac{11,0-37,0}{25,0}$	9,0	$\frac{15,0-30,7}{26,1}$	$\frac{13,5-22,9}{18,5}$	$\frac{10,6-28,2}{22,2}$	$\frac{39,6-61,3}{53,4}$
$\alpha_0 \pm \frac{\circ}{\pm 0,02\text{Å}}$	9,89	-	-	$\frac{9,826-9,862}{9,840(4)}$	<u>9,838</u>	$\frac{9,847-9,888}{9,872(4)}$
$b_0 \pm \frac{\circ}{\pm 0,002\text{Å}}$	18,138	-	-	$\frac{18,040-18,102}{18,059}$	18,101	$\frac{18,074-18,118}{18,101}$
$c_0 \pm \frac{\circ}{\pm 0,007\text{Å}}$	5,30	-	-	$\frac{5,290-5,300}{5,294}$	5,297	$\frac{5,303-5,330}{5,319}$
$\beta \pm \frac{\circ}{\pm 0,05^\circ}$	-	-	-	$\frac{104,77-105,03}{104,91}$	104,72	$\frac{104,74-105,11}{104,96}$
$v \pm \frac{\circ}{0,4\text{Å}^3}$	-	-	-	$\frac{907,7-910,6}{909,1}$	912,6	$\frac{912,8-921,9}{918,2}$

П р и м е ч а н и е. 1 - актинолиты из основных-ультраосновных пород центральной зоны массива равнинского комплекса, колл. А.С. Осокина; 3 - тит-амфиболовых пород массива равнинского комплекса; 4-9 - из пород Ал-вые обманки центральных зон гипербазитов, 5 - актинолит и актинолитовая ферро-, ферро-чермакитовая магнезиальная гастингситовая роговые обманки магнезио-, ферро-роговые обманки экзоконтактовых околорудных гранатсо-роговые обманки экзоконтактовых безрудных пород; 9 - актинолит и магне-из пород Ловноозерского района; 10 - эденитовая и паргаситовая роговые товая титанистая и гидро-роговые обманки базитов; 12 - чермакитовая, гас-вмещающих плагиогнейсов.

7	8	9	10	11	12
$\frac{0.860-1.337}{1.107}$	$\frac{0.428-1.108}{0.926}$	$\frac{0.323-1.386}{0.989}$	$\frac{0.859-1.660}{1.471}$	$\frac{1.007-1.579}{1.425}$	$\frac{1.594-1.790}{1.696}$
$\frac{0.130-0.735}{0.490}$	$\frac{0.156-0.330}{0.224}$	$\frac{0.161-0.715}{0.500}$	$\frac{0.360-0.909}{0.460}$	$\frac{0.081-1.022}{0.488}$	$\frac{0.230-0.643}{0.420}$
$\frac{0.00-0.197}{0.079}$	$\frac{0.022-0.137}{0.075}$	$\frac{0.007-0.087}{0.055}$	$\frac{0.116-0.214}{0.0144}$	$\frac{0.068-0.494}{0.194}$	$\frac{0.159-0.258}{0.198}$
$\frac{33.6-56.0}{44.8}$	$\frac{25.7-38.4}{30.3}$	$\frac{27.1-49.0}{35.5}$	$\frac{16.5-27.6}{23.0}$	$\frac{19.7-37.0}{29.0}$	$\frac{45.0-47.5}{46.2}$
$\frac{9.836-9.862}{9.851(7)}$	-	-	$\frac{9.865-9.888}{9.874(5)}$	$\frac{9.817-9.863}{9.848(5)}$	9.860
$\frac{18.075-18.124}{18.100}$	-	-	$\frac{18.025-18.065}{18.056}$	$\frac{18.004-18.088}{18.051}$	18.082
$\frac{5.294-5.321}{5.305}$	-	-	$\frac{5.307-5.321}{5.311}$	$\frac{5.309-5.319}{5.314}$	5.328
$\frac{104.61-104.94}{104.80}$	-	-	$\frac{105.09-105.24}{105.16}$	$\frac{104.99-105.11}{105.04}$	104.96
$\frac{912.0-916.6}{914.6}$	-	-	$\frac{913.0-915.0}{913.9}$	$\frac{907.8-915.5}{912.2}$	917.6

Печенгского рудного поля; 2 - актинолит из хлорит-амфиболовой породы актинолит, актинолитовая и магнезио-роговые обманки эндоконтактовых биоларченского района; 4 - актинолит и магнезио-субкальциевые и гидро-роговая обманка эндоконтактовых биотит-амфиболовых зон, 6 - магнезио-, и магнезиальный гастингсит вмещающих полевошпатовых амфиболитов; 7 - держащих пород; 8 - актинолит, ферро-актинолит, магнезио-актинолитовая зоо-роговая обманка вмещающих пород типа железистых кварцитов, 10-12 - обманки гипербазитовых массивов; 11 - магнезио-, чермакитовая и эденингситовая роговые обманки и калийсодержащий магнезиальный гастингсит

пербазитов имеет вид, близкий к нормальному (рис.8, в, I), хотя наблюдается тенденция увеличения  $Ng$  от перцолитов, гарцбургитов к вебстеритам массивов Юнгес и далее к пироксенитам массива Су-эйнлагаш (табл.16). Кривая  $Ng$  амфиболов из базитов разделяется на две части, с нормальным обликом каждой (рис.8, в, II). Левая часть полигона (с пиком при  $Ng = 1.669$ ) соответствует амфиболам из базитовых массивов участков, а правая (с пиком при  $Ng = 1.679$ ) более железистым амфиболам месторождения Ловноозерского.

Таким образом, показатели преломления ( $Ng, Np$ ) амфиболов в регионе изменяются в широких пределах и в целом в соответствии с изменением состава пород, в которых они наиболее широко развиты. В общем виде  $Ng$  амфиболов увеличивается от Печенгского рудного поля через Аллареченский район и северо-восточное обрамление Печенги (последние два близки между собой) к Ловноозерскому району.

**Химический состав.** Результаты химических анализов сведены в табл.17 и нанесены на фациальную диаграмму (рис.9 – по В.В.Закруткину, 1968). В Печенгском рудном поле эта группа  $Ca$ -амфиболов представлена исключительно актинолитами с изменяющейся железистостью и относительно низким содержанием  $Ti$ ,  $Al$  и щелочей. На фациальной схеме они все попадают в поле зеленосланцевой фации (рис.9), причем количество  $Al^{VI}$  минимально возможное (Лик, 1967), часто близкое нулю или равно ему.

$Ca$ -амфиболы Аллареченского района являются актинолитовыми и магнезиороговыми обманками, изредка актинолитами с дефицитом кальция и щелочей; таким же дефицитом отличаются исходные гипербазиты (Яковлев, Яковлева, 1974). Роговая обманка эндоконтактных пород отличается большей железистостью и меньшей глиноземистостью. Несколько повышается железистость амфибола в ряду пород: оливиниты–перидотиты–пироксениты. В центральной зоне в разрезе одного дифференциата химический состав роговой обманки остается постоянным. На фациальной схеме амфиболы располагаются в полях эпидот–амфиболитовой и амфиболитовой (преимущественно) фаций.

$Ca$ -амфиболы боковых пород являются более глиноземистыми, насыщенными кальцием и щелочами (табл.17). На фациальной схеме они располагаются в полях почти всех фаций: из полевошпатовых амфиболитов – в верхах амфиболитовой и частью гранулитовой (рис.9, усл.зн.7), из экзоконтактных пород с гранатом – в амфиболитовой (рис.9, усл.зн.8), из экзоконтактных пород без граната – в эпидот–амфиболитовой фации (рис.9, усл.зн.9). В этом же направлении, по-видимому, понижается температура образования соответствующих роговых обманок. В целом по условиям образования магнезио- и ферро-роговая обманка из эндоконтактных пород приближается к таковой из гипербазитов, но является более железистой. По химическому составу роговые обманки из гипербазитов относятся к категории редких, мало распространенных, а из вмещающих пород – обычных (Костюк, 1970, Ernst, 1968; Leake, 1968, и др.).

Ловноозерские Са-амфиболы отличаются повышенным содержанием Al, Ti, а также Mg и Са и относятся к паргаситовым, эденитовым и чермакитовым роговым обманкам. В среднем железистость их возрастает от гипербазитов через базиты к вмещающим кристаллосланцам. Содержание Al в амфиболах основных и ультраосновных пород примерно одинаковое и несколько увеличивается в плагиогнейсах (табл.17), а в целом в 1,5-2 раза больше, чем в аллареченских амфиболах из гипербазитов. Судя по составу (табл.17, рис.9, усл.зн.10, 11), роговые обманки Ловноозерского района образовались частично на самых верхних ступенях амфиболитовой фации, а в основном на нижних ступенях гранулитовой, примерно в одинаковых условиях высоких температур (близкие средние значения  $Al^{IV}$  для разных групп пород) и умеренных давлений (относительно невысокие абсолютные значения  $Al^{VI}$  во всех амфиболах).

Таким образом, при переходе от Печенгского к Аллареченскому, а затем к Ловноозерскому району происходит закономерная смена условий образования кальциевых амфиболов региональной стадии метаморфизма в основных-ультраосновных массивах: от фации зеленых сланцев при низких температуре и давлении через амфиболитовую фацию повышенной температуры и небольшого давления к гранулитовой фации высоких температур и умеренных давлений.

III группа - поздние Са-амфиболы (тремолит-актинолитового ряда). Поздние Са-амфиболы (актинолиты, реже тремолиты) распространены очень неравномерно, но встречаются во всех районах. В Мончегорском районе, массивах Федоровой-Панских тундр среди всех амфиболов эта группа наиболее развита, хотя значительных концентраций не образует, за исключением локальных участков. Актинолит избирательно замещает пироксены (по спайности, отдельности), выполняет трещины в породах, образует прожилки. Возрастная принадлежность амфиболов тремолит-актинолитового ряда в районе определена ориентировочно. Аналогичная ситуация и в Печенгском рудном поле: условно все серовато-белые актинолиты, близкие к тремолитам, отнесены к этой группе.

В Ловноозерской и Аллареченском районах характер развития актинолита одинаков, но в последнем встречается чаще. Он образуется на контакте с секущими гранитными пегматитами, в зонах дробления и рассланцевания: входит в состав зональных оторочек, полиминеральных метасоматитов, асбестовидных и кристаллических прожилков. Везде находится в парагенезисе с куммингтонитом, флогопитом, антофиллитом, тальком и может замещать все первичные породообразующие силикаты, а также роговую обманку стадии регионального метаморфизма (Яковлева, 1979).

**Физические свойства.** Цвет минерала повсюду примерно одинаковый - актинолиты зеленые, иногда с синеватым оттенком, тремолиты и асбесты серовато-зеленые и серые. Обычно индивиды актинолита прозрачные, чистые, не содержат пылевидной вкрапленности магнетита в противоположность более ранней роговой обманке (Аллареченский район). Плеохроизм наблюдается в интенсивно окрашенных актинолитах ( $Ng > 1.650$ ).

Т а б л и ц а 18

Распространенность, оптические свойства и железистость поздних Са-амфиболов тремолит-актинолитового ряда

Породы	Содержание, %	$N_g$	$N_p$	$f, \%$
М о н ч е г о р с к и й п л у т о н				
Дуниты, безрудные	2-5	$\frac{1.632-1.636}{1.633(8)}$	$\frac{1.603-1.608}{1.605}$	$\frac{6-10}{7}$
Гарцбургиты, ортопироксениты оруденелые	2-8	$\frac{1.643-1.649}{1.646(12)}$	$\frac{1.624-1.630}{1.628}$	$\frac{19-28}{25}$
Габбро-нориты и нориты: мелано- и мезократовые, оруденелые; лейкократовые, безрудные	3-10	$\frac{1.645-1.651}{1.649(13)}$	$\frac{1.622-1.631}{1.624}$	$\frac{22-32}{29}$
	5-40	$\frac{1.639-1.646}{1.643(12)}$	$\frac{1.618-1.622}{1.619}$	$\frac{16-25}{22}$
У л и т а о з е р с к и й и О с т р о в с к о й м а с с и в ы				
Гарцбургиты и ортопироксениты	5-15	$\frac{1.639-1.645}{1.640(5)}$	$\frac{1.614-1.621}{1.615}$	$\frac{16-23}{18}$
Нориты и габбро-нориты	3-20	$\frac{1.641-1.648}{1.642(6)}$	$\frac{1.618-1.624}{1.619}$	$\frac{18-28}{20}$
М а с с и в П а н с к и х т у н д р				
Плагиоироксениты, меланократовые нориты оруденелые	3-8	$\frac{1.642-1.651}{1.645(5)}$	$\frac{1.619-1.626}{1.622}$	$\frac{18-30}{22}$
Мезократовые нориты и габбро-нориты безрудные	2-10	$\frac{1.650-1.652}{1.651(4)}$	$\frac{1.624-1.627}{1.626}$	$\frac{32-36}{33}$
М а с с и в Ф е д о р о в о й т у н д р ы				
Плагиоперидотиты и пироксениты, меланократовые нориты, оруденелые	2-8	$\frac{1.644-1.654}{(2)}$	$\frac{1.622-1.632}{1.622}$	$\frac{17-35}{17}$
Мезократовые нориты и габбро-нориты оруденелые	3-10	$\frac{1.654-1.659}{1.656(5)}$	$\frac{1.633-1.640}{1.635}$	$\frac{35-41}{37}$
Мезо- и лейкократовые габбро безрудные	20-30	$\frac{1.658-1.660}{1.659(3)}$	$\frac{1.639-1.640}{1.639}$	$\frac{40-43}{42}$

Т а б л и ц а 18 (продолжение)

Породы	Содержание, %	$N_g$	$N_p$	$f, \%$
П е ч е н г с к о е   р у д н о е   п о л е				
Породы в целом	0-50	1.630-1.645	1.605-1.620	3-20
С е в е р о - в о с т о ч н о е   о б р а м л е н и е				
П е ч е н г и				
Массивы Ровнинской группы: прожилки флогопит-амфиболовые	Ед.з.- 60	$\frac{1.633-1.648}{1.641(3)}$	$\frac{1.610-1.626}{1.618}$	$\frac{8-21}{15}$
А л л а р е ч е н с к и й   р а й о н				
Прожилки, слюдисто-амфиболовые породы	20-90	$\frac{1.633-1.651}{1.643(39)}$	$\frac{1.698-1.627}{1.618}$	$\frac{5-27}{19}$
Л о в н о о з е р с к и й   р а й о н				
Слюдисто-амфиболовые породы: по гипербазитам, по базитам	Ед.з.- 30	$\frac{1.648-1.656}{1.652(4)}$	$\frac{1.605-1.635}{1.630}$	$\frac{30-40}{35}$
	Ед.з.- 20	1.661-1.663	1.642-1.645	43-45

П р и м е ч а н и е. Часть таблицы (Мончегорский и Центрально-Кольский районы) составлена по материалам В.С. Докучаевой (1980 г.); северо-восточное обрамление Печенги - по материалам А.С. Осокина (1976 г.).

Оптические свойства поздних  $Ca$ -амфиболов во всех районах относительно близки:  $-2V = 80-90^\circ$ ,  $cN_g = 12-22^\circ$  (в среднем  $17^\circ$ ), наиболее распространены актинолиты с  $N_g = 1.640-1.645$  (табл.18, рис.8, III). В общем виде намечается увеличение показателей преломления в менее основных породах. Железистость поздних актинолитов хорошо (с точностью 1-3%) оценивается по графикам состава свойства тремолит-актинолитового ряда. Аномальными свойствами, аналогичными таковым в деформированных волокнистых  $Ca$ -амфиболох Печенги (Корнилов, 1959б); обладают тонковолокнистые, асбестовидные деформированные актинолиты брекчиевидных руд Аллареченского месторождения (табл.19, № 5). В пределах одного агрегата их оптические свойства существенно меняются ( $cN_g = 0-10^\circ$ ,  $N_g = 1.645-1.655$ ).

Т а б л и ц а 19

Химический состав поздних кальциевых амфиболов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	53.54	56.72	55.83	54.92	54.90	$\frac{53.54-56.34}{54.87(8)}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.93	0.12	1.15	1.14	1.59	$\frac{0.94-3.64}{2.37}$
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.18	-	-	-	-	$\frac{0.06-0.57}{0.16}$
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.00	0.10	0.00	0.07	$\frac{0.05-0.28}{0.13}$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.60	0.51	1.62	0.43	1.16	$\frac{0.43-1.16}{0.76}$
FeO	1.06	3.86	9.94	3.24	0.67	$\frac{3.93-9.67}{6.22}$
MgO	25.94	23.97	16.82	22.72	21.89	$\frac{19.56-22.49}{21.19}$
CaO	10.15	12.78	11.64	13.42	8.10	$\frac{8.10-12.06}{10.94}$
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.75	0.04	0.10	0.15	1.27	$\frac{0.26-1.02}{0.52}$
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	4.23	2.30	2.73	1.53	1.85	$\frac{1.85-2.59}{2.19}$
NiO	0.05	0.09	0.06	-	0.03	$\frac{0.09-0.15}{0.12}$
Al <sup>IV+VI</sup>	0.32	0.20	0.19	0.19	0.26	$\frac{0.15-0.61}{0.20}$
f, %	7.0	11.0	27.7	8.0	22.0	$\frac{11.0-22.0}{13.8}$

Примечание. 1 - хромсодержащий тремолит из дунита Мончегорского плутона (Докучаева, 1978); 2 - актинолит-асбест из диопсидовой жилы Печенгского рудного поля (Оптимизация..., 1973); 3 - актинолит, винтообразно изогнутый из зоны смятия (Химические анализы..., 1970); 4 - актинолит из прожилка в гипербазитах Ровнинской группы (Бакушкин, 1978); 5 - субкальциевый актинолит-асбест из брекчиевидной руды Аллареченского месторождения.  $a_0 = 9.827$ ,  $b_0 = 18.165$ ,  $c_0 = 5.291 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 104.70^\circ$  (колл. А. К. Яковлевой); 6 - актинолиты из гипербазитов Аллареченского района:  $a_0 = \frac{9.822-9.836}{9.830(7)}$ ,  $b_0 = \frac{18.052-18.165}{18.099}$  и  $c_0 = \frac{5.285-5.310}{5.292} \text{ \AA}$ ,  $\beta = \frac{104.62^\circ-104.78^\circ}{104.7}$

Химический состав. Во всех районах это существенно железо-магнезиальные тремолиты и актинолиты с небольшой примесью  $Al$ ,  $Cr$  щелочей (табл.19). Лишь в одной пробе (Аллареченский район) количество  $Al^{IV}$  возрастает до 0,5, и минерал попадает на классификационной схеме Б.Лица на границу актинолита и актинолитовой роговой обманки. Хромом обогащены разности амфибола из дунитов Мончегорского плутона и  $Al^{VI}$  актинолиты мончегорского комплекса в целом. В распределении всех остальных примесей не наблюдается явной закономерности. Количество  $NiO$  (с  $CoO$  и  $CuO$ ) примерно такое же, как и в остальных  $Ca$ -амфиболах и составляет в среднем 0,06-0,08 вес.%.

Средние данные химических анализов по всем районам соответствуют актинолиту с железистостью 14-50%, примерно такой же „средний“ актинолит получается по показателям преломления.

Поздние актинолиты в Аллареченском районе имеют одинаковые показатели преломления с наименее железистыми „региональными“ магнезиороговыми обманками (рис.8, а, III), хотя последние содержат больше  $Al$  и щелочей. На фациальной диаграмме поздние амфиболы всего региона попадают в поле зеленосланцевой фации (рис. 9, № 1, 6). Сравнение величин параметров элементарной ячейки различных групп кальциевых амфиболов показывает, что они часто перекрывают друг друга (табл.17, 19).

#### Железо-магнезиальные амфиболы

Члены этой группы практически есть во всех районах, но значительных концентраций они достигают лишь в областях проявления амфиболитовой фации метаморфизма, т.е. в Аллареченском районе (табл.20). Проявления куммингтонит-антофиллитового парагенезиса связаны с глубокометаморфизованными участками преимущественно ультраосновных пород в ослабленных зонах: на контакте разнородных пород и руд, в зонах смятия, милонитизации, динамометаморфизма руд, особенно богатых (Аллареченское месторождение). На контакте гипербазитов и секущих гранитных пегматитов образуются зональные оторочки часто с закономерной сменой зон от пегматита к ультраосновной породе: биотитовая, актинолитовая, куммингтонитовая, антофиллитовая, тальковая (Яковлев, Яковлева, 1974; рис. 29). Иногда антофиллит развивается и в теле пегматита (вместе с биотитом) с последовательным изменением своего состава в направлении от гипербазитов к центру пегматита (Яковлев, Яковлева, 1974).

Породы с  $Fe-Mg$ -амфиболами имеют небольшую мощность и сланцеватые, слутанно-волокнистые, порфиробластические совершенно сланцеватые текстуры и структуры и характеризуются присутствием поздних минералов: талька, флогопита, хлорита и др. В небольшом количестве (единичные иголки, каемки вокруг более ранних минералов) куммингтонит развивается в малоизмененных породах, например в „рудных“ оливинитах Аллареченского месторождения. Послед-

Т а б л и ц а 20

Распространенность, показатели преломления  
и железистость куммингтонитов (1) и антофиллитов (2)

Массивы, породы	Минерал	Содержание, %	$N_g$	$N_p$	$f, \%$
<b>М о н ч е г о р с к и й   р а й о н</b>					
Уч. Приозерный: метабазиты, гипербазиты	1	20-80	1.662-1.666	1.637-1.638	40-50
Мончегорский плутон: талк-амфиболовые; меланократовые нориты	2	Ед.э.-10	$\frac{1.640-1.643}{1.642(6)}$	$\frac{1.611-1.616}{1.615}$	$\frac{17-21}{19}$
Федорова тундра: габбро-пегматиты	2	Ед.э.	1.650-1.659	1.631-1.635	25-30
	2	Ед.э.	1.649-1.652	1.631-1.632	25-28
<b>С е в е р о - в о с т о ч н о е   о б р а м л е н и е   П е ч е н г и</b>					
Ровнинская группа: биотит-амфиболовые; флогопит-амфиболовые	1	Ед.э.-5	$\frac{1.651-1.666}{1.658(4)}$	$\frac{1.624-1.636}{1.630}$	$\frac{27-42}{34}$
	2	Ед.э.-10	$\frac{1.646-1.657}{1.650(5)}$	$\frac{1.622-1.638}{1.628}$	$\frac{23-34}{28}$
<b>А л л а р е ч е н с к и й   р а й о н</b>					
Гипербазиты: флогопит-амфиболовые	1	Ед.э.-80	$\frac{1.641-1.665}{1.654(90)}$	$\frac{1.618-1.638}{1.629}$	$\frac{19-39}{27}$
Боковые породы типа железистых кварцитов	1	Ед.э.-30	$\frac{1.690-1.720}{1.708(4)}$	$\frac{1.662-1.676}{1.670}$	$\frac{65-86}{75}$
Гипербазиты: флогопит-амфиболовые	2	Ед.э.-80	$\frac{1.635-1.656}{1.645(38)}$	$\frac{1.612-1.635}{1.625}$	$\frac{15-30}{22}$
Гранитные пегматиты	2	Ед.э.-50	1.652-1.684	1.633-1.665	28-51
<b>Л о в н о о з е р с к и й   р а й о н</b>					
Базиты: биотит-амфиболовые	1	Ед.э.-10	$\frac{1.653-1.670}{1.660(4)}$	$\frac{1.630-1.643}{1.637}$	$\frac{34-45}{39}$

П р и м е ч а н и е. Сведения о минералах из массивов Ровнинской группы приведены по материалам А.С.Осокина (1976 г.).

ние при интенсивном динамометаморфизме превращаются в флогопит-антофиллит-куммингтонитовые сланцы также с богатым оруденением.

С первичными магматическими минералами и сульфидами антофиллит и куммингтонит чаще имеют секущие контакты (Атлас..., 1973; рис.148), Са-амфиболы замещаются ими до гомоосевых псевдоморфоз, ранние флогопиты пересекаются индивидами куммингтонита. В гранитных пегматитах (Аллареченский район) антофиллит образует закономерные срастания с биотитом (Яковлев, Яковлева, 1974; рис.109). В зональных оторочках куммингтонит образуется до антофиллита; иногда на границе индивидов антофиллита и куммингтонита появляется кайма талька, по-видимому, реакционная. В Аллареченском районе эти минералы (особенно куммингтонит) пространственно тесно ассоциируют с эпигенетическими рудами, а во вмещающих породах куммингтонит находится в ассоциации с кварцем, пирротинном, гранатом ( $Andr_5 GrOs_6 Sp_{32} Alm_{55}$ ), роговой обманкой.

**Физические свойства.** Разновидности Fe-Mg-амфиболов из основных-ультраосновных пород в целом бесцветны или слабо окрашены, а из вмещающих - коричнево-зеленые. Куммингтонит с  $Ng < 1.660$  - бесцветный, сероватый, а у разновидностей с  $Ng > 1.660$  появляются коричневатые и зеленоватые тона. Указание на зеленый цвет у магнезиокуммингтонитов, по-видимому, ошибочно; такая окраска обусловлена „загрязнением“ индивидов куммингтонита вростками и включениями талька, актинолита, позднего хлорита и т.п. Во вмещающих породах Аллареченского района куммингтонит интенсивно окрашен в коричнево-зеленый цвет. Антофиллиты обычно бесцветные или слаборозоватые, часто с перламутровым блеском. В гранитных пегматитах в направлении от ультраосновных пород к центру пегматита цвет минерала постепенно усиливается от бесцветных через розовые у антофиллитов к зелено-коричневым у жедритов (Яковлев, Яковлева, 1974).

**Оптические свойства.** Куммингтонит полисинтетически сдвойникован, индивиды его состоят из чередования субиндивидов (тонких пластинчатых и таблитчатых), сросшихся по (100), из-за чего, в шлифе срез индивида  $\parallel [001]$  состоит из узких и широких разноинтерферирующих полос. Двойники менее отчетливы в игольчатых индивидах и наиболее магнезиальных разновидностях. Оптические свойства куммингтонитов из ультраосновных пород (табл. 20) всюду довольно близкие:  $+2V = 70-85^\circ$ ,  $cNg = 16-22^\circ$ ,  $Ng - Np = 0.024-0.028$ ; больше всего распространены куммингтониты с  $Ng = 1.652-1.658$ , о чем свидетельствует и нормальный вид кривой расщепления  $Ng$  (рис. 10).

Наименьшими показателями преломления обладают куммингтониты из „рудных“ оливинитов Аллареченского района, наибольшими - из норитов Ловноозерского. Первые соответствуют наиболее магнезиальным членам ряда куммингтонита, установленным лишь в последнее десятилетие (Яковлева, Колесникова, 1967; Яковлева и др., 1977; Kisch, 1969). Железистость куммингтонита может быть оп-

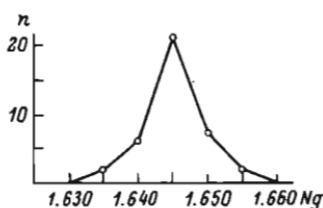
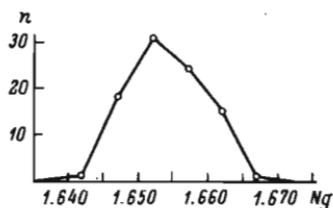


Рис. 10. Кривая распределения величины  $Ng$  куммингтонитов Аллареченского района ( $n = 90$ ).

Рис. 11. Кривая распределения величины  $Ng$  антофиллитов Аллареченского района ( $n = 38$ ).

ределена с точностью 1–4% по уточненным графикам зависимости состав–свойства (Яковлева и др., 1977; Kisch, 1969).

В шлифах антофиллит сходен с куммингтонитом, но в отличие от последнего имеет прямое погасание ( $с Ng = 0^\circ$ , изредка 2–3 до  $7^\circ$ ) и меньшее двупреломление ( $Ng - Np = 0,017 - 0,020$ ). На основании этого минерал из габбро–пегматита массива Федоровой тундры нами отнесен к антофиллиту, а не куммингтониту, как в первоисточнике (Старицына, 1960). Антофиллиты чаще оптически положительные. Показатели преломления их изменяются по региону в близких пределах; наиболее распространенные разновидности имеют  $Ng = 1,644 - 1,650$ ; кривая распределения  $Ng$  по Аллареченскому району имеет правильный вид с пиком при  $Ng = 1,645$  (рис. 11), т.е. на 0,008 единицы меньше, чем у куммингтонита (рис. 10). Железистость антофиллита также довольно точно определяется по графику состав–свойства (Дир и др., 1965; Трегер, 1958). В сосуществующих шести парах куммингтонит–антофиллит среднее значение  $Ng$  первого равно 1,651, второго – 1,647, т.е. имеет ту же закономерность, что и в общем виде (ср. кривые изменения  $Ng$  того и другого – рис. 10, 11).

**Х и м и ч е с к и й с о с т а в.** Куммингтонит из гипербазитов относится к группе разностей, бедных  $Mn$ , т.е. имеющих существенно железо–магнезиальный состав с некоторым количеством  $Ca$  и  $Al$  и незначительным  $Ti$ , щелочей и  $Ni$  (табл. 21). Примеси распространены без видимой закономерности. С другой стороны, куммингтониты Аллареченского района являются высокомагнезиальными ( $m_g = 66 - 80\%$ ); по классификации Б.Лица (Leake, 1978), почти все относятся к магнезиокумингтонитам. Оптические данные находятся в соответствии с результатами химического анализа. Минерал из гипербазитов Ровнинской группы соответствует наиболее железистым разновидностям аллареченских куммингтонитов.

Существенно отличаются разности из вмещающих пород типа железистых кварцитов (табл. 21, № 4): они обогащены  $Mn$ , имеют большой диапазон изменения состава и, по классификации Б.Лица

Т а б л и ц а 21

Химический состав и параметры элементарной ячейки железо-магнезиальных амфиболов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	54.30	<u>55.12-56.30</u> 55.56(6)	<u>55.15-56.16</u> 55.68(4)	<u>50.63-54.79</u> 51.96(4)	<u>56.03-56.16</u> (2)	<u>55.68-56.99</u> 56.49(4)	<u>54.02-54.73</u> 54.37(3)	46.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.13	<u>0.21-1.22</u> 0.65	<u>0.05-0.77</u> 0.34	<u>0.54-1.93</u> 1.07	0.83-1.34	<u>0.15-0.78</u> 0.56	<u>3.14-3.61</u> 3.37	9.88
TiO <sub>2</sub>	0.35	<u>0.02-0.29</u> 0.10	<u>0.00-0.71</u> 0.22	<u>0.04-0.21</u> 0.10	0.00	<u>Сл.-0.04</u> 0.02	<u>0.06-0.15</u> 0.10	1.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.84	<u>0.19-1.63</u> 0.93	<u>1.00-1.36</u> 1.16	<u>0.44-2.75</u> 1.19	0.85-1.21	<u>0.47-1.16</u> 0.73	<u>0.67-0.97</u> 0.82	1.78
FeO	17.13	<u>15.08-17.94</u> 16.60	<u>14.24-15.39</u> 14.87	<u>14.76-37.71</u> 30.40	9.04-10.12	<u>11.28-16.37</u> 13.46	<u>15.41-16.06</u> 15.73	21.94
MnO	0.42	<u>0.30-0.43</u> 0.38	<u>0.20-0.29</u> 0.25	<u>0.26-5.34</u> 1.94	0.00-0.20	<u>0.37-0.70</u> 0.49	<u>0.35-0.52</u> 0.43	0.61
MgO	19.53	<u>21.06-22.84</u> 22.0	<u>22.34-23.28</u> 22.90	<u>3.94-22.21</u> 10.15	26.43-27.65	<u>22.24-26.12</u> 24.42	<u>21.77-22.27</u> 22.02	14.48
CaO	1.67	<u>0.57-1.99</u> 1.31	<u>0.79-1.96</u> 1.29	<u>0.50-1.77</u> 0.96	0.36-0.52	<u>0.59-2.27</u> 1.10	<u>0.00-0.68</u> 0.34	0.50
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.34	<u>0.08-0.27</u> 0.17	<u>0.00-0.35</u> 0.18	<u>0.05-0.32</u> 0.15	0.23-0.43	<u>0.02-0.10</u> 0.06	<u>0.38-0.73</u> 0.55	1.35
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	3.51	<u>1.85-2.56</u> 2.26	<u>1.56-2.62</u> 2.06	<u>1.76-2.79</u> 2.16	0.49-4.78	<u>1.87-3.05</u> 2.47	<u>2.17-2.58</u> 2.37	1.71

Т а б л и ц а 21 (продолжение)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
$F$	-	$\frac{0.07-1.42}{0.54}$	$\frac{0.12-0.37}{0.22}$	$\frac{0.00-0.26}{0.10}$	-	$\frac{0.00-0.22}{0.14}$	0.00	
$\alpha_0$	-	$\frac{9.483-9.490}{9.487}$	$\frac{9.477-9.490}{9.482}$	-	-	$\frac{18.527-18.534}{18.531}$	-	-
$b_0$	-	$\frac{18.033-18.079}{18.055}$	$\frac{18.034-18.060}{18.052}$	-	-	$\frac{17.990-18.002}{17.996}$	-	-
$c_0$	-	$\frac{5.289-5.303}{5.294}$	$\frac{5.288-5.298}{5.293}$	-	-	$\frac{5.280-5.285}{5.282}$	-	-
$\alpha \sin \beta$	-	$\frac{9.268-9.274}{9.272}$	$\frac{9.264-9.273}{9.269}$	-	-	-	-	-
$c \sin \beta$	-	$\frac{5.162-5.182}{5.172}$	$\frac{5.170-5.180}{5.173}$	-	-	-	-	-
$f, \%$	34.6	$\frac{29.2-33.0}{31.3}$	$\frac{20.2-28.6}{25.3}$	$\frac{28.6-85.6}{66.0}$	17-19	$\frac{21.2-31.0}{25.2}$	$\frac{29.2-31.0}{30.2}$	48.3

П р и м е ч а н и е. 1-4 - куммингтониты; 5-8 - антофиллиты. 1 - куммингтонит из гипербазитов комплекса Ровно (Бакушкин, 1978); 2-4, 6-8 - Аллареченский район: 2 - магнезиокуммингтониты с федоровской группой  $C2/m$  из ультраосновных пород; 3 - магнезиокуммингтониты с федоровской группой  $P2_1/m$  из ультраосновных пород; 4 - куммингтониты, грюнериты и марганцовые грюнериты из вмещающих пород типа железистых кварцитов; 5 - антофиллиты из ультраосновных пород Мончегорского плутона; 6 - антофиллиты из ультраосновных пород; 7 - железистые антофиллиты из ультраосновных пород; 8 - жедрит из центральной зоны гранитного пегматита, находящегося на контакте с гипербазитовым массивом (Яковлев, Яковлева, 1974).

(Leake, 1978), являются куммингтонитами, марганцовистыми и марганцовыми куммингтонитами, грюнеритами до даннеморитов ( $MnO > \text{вес. } 5\%$ ).

Антофиллиты из ультраосновных пород по химическому составу аналогичны группе магнезиокуммингтонитов из этих же пород; т.е. они являются маложелезистыми (табл. 21, №№ 3, 6) с небольшим количеством примесей  $Al$ ,  $Mn$ ,  $Ca$ . Антофиллиты из милонитизированных медно-никелевых руд Мончи наиболее магнезиальные (табл. 21, № 5). Ромбические амфиболы из жилы гранитного пегматита более железистые, содержат больше примесей  $Al$  и щелочей и относятся к железистым антофиллитам и жедриту (табл. 21, №№ 7, 8). Прямая зависимость увеличения содержания  $Al$  и щелочей с увеличением железистости в ромбическом амфиболе согласуется с данными многих исследователей (Дир и др., 1965, и др.). Постепенное изменение цвета антофиллита и показателей преломления позволяет считать, что химический состав минерала в разрезе пегматита также постепенно изменяется, что подтверждается результатами нескольких анализов. Это свидетельствует о его образовании диффузионно-метасоматическим путем (Коржинский, 1955).

Монокристалльные рентгеновские исследования куммингтонитов и антофиллитов Аллареченского района (табл. 21, №№ 2, 3, 6) с определением параметров ячейки и федоровской группы дали возможность проследить закономерности структурных изменений в изоморфном ряду куммингтонита и выявить отношения между структурно различными куммингтонитами и антофиллитами (Яковлева и др., 1977). Установлено, что магнезиокуммингтониты с магнезиальностью более 71% имеют аномальную федоровскую группу симметрии  $P2_1/m$ , а менее 71% — обычную —  $C2/m$ . Термограммы  $P$ -куммингтонитов аналогичны таковым  $S$ -куммингтонитов и близки эталонным (Ершова, 1972; Яковлев, Яковлева, 1974).

Структура антофиллита (и жедрита), имеющего ячейку  $Pnma$ , более существенно отличается от структуры  $P2_1/m$ -куммингтонита, в особенности  $C2/m$ -куммингтонита, чем последние два между собой: параметр  $a_0$  и объем ячейки у антофиллита вдвое больше, чем у сосуществующего с ним куммингтонита (Яковлева и др., 1977; табл. 1, №№ 8, 10). Эти новые данные способствуют решению так называемой куммингтонитовой проблемы (Lavton, Phillips, 1960).

Фактический материал о сосуществующих  $Fe-Mg$ -амфиболах, их тесный парагенезис, сопряженность изменения железистости и состава в целом свидетельствуют, вероятно, о возможности перехода от моноклинных к ромбическим амфиболам, а связующим звеном, по-видимому, является  $P$ -куммингтонит. Можно надеяться, что более тщательные исследования могут привести к обнаружению двойных ( $C2/m-P2_1/m$ ) и тройных ( $C2/m-P2_1/m-Pnma$ ) амфиболовых ассоциаций.

Таким образом,  $Fe-Mg$ -амфиболы — куммингтониты и антофиллиты — связаны с повторно метаморфизованными породами, образу-

ющимися в ослабленных зонах, и ассоциируют с поздними минералами; нередко возникают в результате динамометаморфизма, милонитизации руд. В гипербазитах и базитах Fe-Mg-амфиболы по химическому составу являются высокомагнезиальными минералами с небольшим количеством примесей, качественно и количественно одинаковых у обоих минералов с равной железистостью. В одной ассоциации железистость антофиллита и куммингтонита примерно равная или у первого на несколько процентов меньше. В куммингтонитах установлена структура  $P2_1/m$  для разностей с магнезиальностью более 71%. Вероятно, в природе возможны двойные ассоциации обычных С-куммингтонитов с Р-куммингтонитами, а также тройные Р-, С-куммингтонитов с антофиллитом.

---

По химическому составу амфиболы представлены двумя группами – кальциевыми (доминирующие) и железо-магниевыми. По времени образования они разделяются на три разновозрастные группы: ранние, образованные в позднемагматическую и автометаморфическую стадии; амфиболы стадии регионального метаморфизма различных фаций – зеленосланцевой (Печенгское рудное поле), эпидот-амфиболитовой (северо-восточное обрамление Печенги), амфиболитовой (Аллареченский район) и гранулитовой (Ловноозерский район); поздние амфиболы стадии локального (околожильного, приконтактного) метаморфизма в условиях, сходных с зеленосланцевой фацией. Таким образом, образование амфиболов происходит в широком диапазоне температур и давлений и охватывает период от завершающих фаз становления интрузивов основных-ультраосновных пород до проявления позднего метаморфизма. По возрастанию распространенности амфиболов никеленосные районы располагаются в такой последовательности: Мончегорский и Центрально-Кольский, Печенгский, Ловноозерский, Аллареченский. В последнем среди амфиболов наблюдается наибольшее разнообразие и наибольшая контрастность физических свойств, ассоциаций и химического состава.

Ранние амфиболы представлены: а) магматическими разновидностями – керсутитами или близкими к ним „бурыми“ гастингситовыми роговыми обманками (Печенгское рудное поле) и гастингситовыми, чермакитовыми роговыми обманками в „рудных“ пегматитах Мончи и незначительно в других районах; б) автометаморфическими разновидностями – паргаситовыми, гастингситовыми и другими роговыми обманками во многих районах. „Региональнометаморфические“ представлены актинолитами в Печенгском рудном поле, актинолитами и актинолитовыми роговыми обманками в северо-восточном обрамлении Печенги, актинолитовыми магнезиороговыми обманками с дефицитом Al и щелочей (из гипербазитов); ферро- и гастингситовыми роговыми обманками (вмещающих ореолов – экзоконтактных пород полевошпатовых амфиболитов) Аллареченского района и паргаситовыми и чермакитовыми роговыми обманками с высоким содержанием Al и Ti в Ловноозерском районе. Поздняя возраст-

ная группа амфиболов имеет во всех районах сходные свойства и химический состав и представлена актинолитами, куммингтонитами и антофиллитами.

Роговые обманки периода регионального метаморфизма образуют тесные сростания с сульфидами эпигенетической вкрапленности, а поздняя группа амфиболов в основном пострудная. Состав, физические свойства, распространенность амфиболов, парагенезисы зависят от химического состава исходных пород,  $P$ - $T$  условий регионального метаморфизма и последующего преобразования. Определяющими среди этих признаков являются первые два. Так, с метаморфизмом руд, сопряженным с изменением  $P$ - $T$  условий, могут возникать новые или измениться уже имеющиеся амфиболы (например, динамометаморфизм магнезиальных „рудных” оливинитов и перидотитов Алларченского месторождения вызывает образование магнезиокуммингтонита с ячейкой  $P2_1/m$ ).

Минералогическая характеристика амфиболов может быть использована при выявлении типа и характера метаморфизма как отдельных комплексов, так и отдельных пород внутри комплексов, в том числе оруденелых. По величине отношения  $Mg:Fe$  в позднемагматических амфиболах (керсутитах) и близких к ним по времени образования пироксенах можно примерно оценить температуру кристаллизации пород и глубину формирования интрузивов.

## С л ю д ы

Минералы группы слюд в медно-никелевых месторождениях представлены почти исключительно магнезиально-железистыми разновидностями — флогопитом и биотитом, а мусковит (и серицит) встречается очень редко. Они отличаются широким, но неравномерным распространением и полигенетическим характером развития. Длительный период образования слюд охватывает заключительные стадии становления интрузивов, все стадии их изменения, формирование сплошных и брекчиевидных руд, околоинтрузивных и околорудных ореолов. Биотит и флогопит возникают и начинают изменяться при сравнительно небольших колебаниях физико-химических условий, которые чаще создаются на границе разнородных сред: контактах интрузивных пород с вмещающими, с жилами гранитных пегматитов, сплошных и брекчиевидных руд, в ослабленных зонах (расслаивания, дробления, милонитизации и др.). Это создает многообразие агрегатных форм с преимущественным развитием прожилков, оторочек, линзобразных, гнездообразных скоплений; наложение поздних генераций на ранние (часто даже в одном агрегате и индивиде), образование различных полиморфных разновидностей, а также маскирует закономерности их образования и выделение однотипных и одновозрастных групп. Исходя из того что проявления слюд имеют общие геологические черты и частое нахождение с амфиболами в одном парагенезисе, пред-

ставляется возможным объединить их в те же три возрастные группы, что и амфиболы.

В группу ранних железо-магнезиальных слюд входят позднемагматические и частью автометаморфические биотиты Печенгского рудного поля, а также габбро-пегматитов Мончегорского плутона и Федоровой тундры. Они находятся в одном парагенезисе с керсутитом и ранней гастингситовой роговой обманкой.

Вторая группа, наиболее обширная – флогопиты и биотиты, образовавшиеся в период регионального метаморфизма рудоносных интрузивов и боковых пород. Наиболее широко эта группа развита в Аллареченском районе, несколько меньше – в Ловноозерском и северо-восточном обрамлении Печенги и незначительно – в Печенгском рудном поле и породах мончегорского комплекса. Слюды этой группы находятся в одном парагенезисе с различными роговыми обманками и частично с куммингтонитом и антофиллитом.

Группа поздних слюд, в основном биотитов, образована при локальном (контактовом, дислокационном, в зонах расщепления и др.) метаморфизме и находится в парагенезисе с амфиболами тремолит-актинолитового, куммингтонитового рядов. Значительно развита она лишь в Аллареченском районе. Для всех слюд применена классификация У.А. Дира и др. (Дир и др., 1966).

**И з у ч е н н о с т ь.** Во всех районах лучше изучены биотиты, чем флогопиты, и в основном крупночешуйчатые разновидности (жильные, гнездовые, линзовидные, приконтактовые). Всего имеется около 80 результатов химических анализов слюд (около 25 флогопитов, остальные биотиты): по 30 анализов в Аллареченском и Ловноозерском районах (примерно по 4–5 из центральных зон массивов, 10–12 эндоконтактовых и околожильных, 5–8 экзоконтактовых, в том числе околорудных, и остальные – из боковых пород) данные 7 анализов по Ровнинской группе, 6 – из жил Печенгского рудного поля и 2 биотита из габбро-пегматитов Мончегорского плутона. Более чем для 200 проб замерены показатели преломления: более 100 в Аллареченском и около 80 в Ловноозерском районах (в первом примерно 70 в ультраосновных и 30 – в боковых породах, во втором 20 – в гипербазитах, 40 – в базитах и 20 – в боковых породах), а по остальным районам примерно по 10–15 определений. Для всех районов проведены рентгенометрические исследования для определения общих структурных и полиморфных особенностей слюд. Наименее изученной оказалась группа слюд ранней генерации. Так, например, в Печенгском рудном поле нет ни одного доброкачественного анализа свежего неизмененного биотита.

Все данные изложены в специальных минералогических статьях и монографиях, а также работах геологического и петрологического характера (Золотухин, Васильев, 1972; Зак и др., 1972; Геология и рудные..., 1956; Козлов, 1973; Корнилов, 19626; Макаров, 1968; Макаров, Сердюченко, 1974; Макаров, Гончаров, 1970; Медно-никелевые..., 1979; Смолькин, 1977; Ультраосновные..., 1961; Химические анализы..., 1970; Яковлев, Яковлева, 1974; Яковлева, 19726).

**Распространенность.** В целом по объему более распространены биотиты (составляют примерно 2/3), чем флогопиты, а также разновидности региональной стадии метаморфизма; затем группа поздних биотитов и флогопитов, а менее всего развиты первичномагматические биотиты. По уменьшению концентрации слюд в составе оруденелых пород и руд районы располагаются в такой же последовательности, как для амфиболов: Аллареченский, Ловноозерский, северо-восточное обрамление Печенги, Печенгское рудное поле, Мончегорский и Центрально-Кольский. В первых трех районах слюды распространены повсеместно, но развиты очень неравномерно в отличие от амфиболов. Намечается тенденция увеличения количества к контактовым зонам (особенно с жилами гранитных пегматитов) и с возрастанием интенсивности эпигенетического оруденения, в зонах милонитизации, дробления, рассланцевания и т.п. Широко развиты они и в боковых породах: гнейсах, амфиболитах, гранулитах, сланцах и т.д. В Печенгском рудном поле ранние биотиты встречаются повсеместно почти во всех интрузивных породах, но везде в виде реликтов, и лишь в перидотитах и жильных образованиях иногда достигают заметных концентраций (табл.22). „Региональные“ слюды здесь имеют незначительное распространение. В Мончегорском и Центрально-Кольском районах биотиты связаны с пегматоидными образованиями и в меньшей мере встречены в других породах (габбро-норитах и др.).

**Ранние (магматические) биотиты.** **Морфология, парагенезис.** Магматический породообразующий биотит Печенгского рудного поля образует мелкочешуйчатые (индивиды размером от 0,1 до 0,5–0,8 мм), аллотриоморфные агрегаты в интерстициях зерен оливина и клинопироксена; иногда чешуйки биотита нарастают на авгит, керсутит, титаномагнетит и содержат их пойкилитовые включения. С плагиоклазом и сульфидами имеет тесные прорастания, последние насыщают биотит по плоскостям спайности. По мнению большинства исследователей, подобные взаимоотношения не противоречат порядку кристаллизации, отвечающей ряду Боуэна: оливин, пироксен, керсутит, биотит (Корнилов, 1959б; Väyrynen, 1938, и др.), хотя существует мнение об автотематоморфическом (автопневматолитическом) образовании керсутита и биотита (Ультрасосновные..., 1961, и др.).

В жилах биотит ассоциирует с диопсидом, бурой роговой обманкой, иногда гранатом, хлоритом, плагиоклазом, обычно приурочен к зальбандам в виде оторочек, крупных (до 10 мм и более) изолированных таблитчатых кристаллов и веерообразных агрегатов. Возможно, что биотит в жилах образовался несколько позднее, чем в самих породах, т.е. в автотематоморфическую стадию. В тех и других образованиях свежие чешуйки почти не встречаются; минерал представлен побуревшими, полуразрушенными, расщепленными, гидратированными, вермикулитизированными, хлоритизированными чешуями с обильными выделениями (в породах) пылевидного магнетита и титаномагнетита.

Т а б л и ц а 22

Распространенность, оптические свойства и железистость группы ранних слюд

Массивы, породы	Содержание, %	$N_g \approx N_m$	$N_p$	$N_g - N_p$	$f, \%$
П е ч е н г с к о е   р у д н о е   п о л е					
Пироксениты, серпентиниты, метаперидотиты: слабо измененные индивиды (или их части);	Ед.з.-12	1.638-1.670	1.586-1.608	0.052-0.062	30-50
сильно измененные индивиды	Ед.з.-12	1.608-1.630	1.573-1.578	0.0025-0.036	20-30
Пильгуярви - жилы с биотитом: слабо измененные индивиды;	10-60	1.616-1.647	1.570-1.590	0.050-0.058	20-35
измененные индивиды		-	-	< 0.020	-
М о н ч е г о р с к и й   п л у т о н					
Кварц-биотитовые диориты и габбро-нориты, гранофиры	10-30	1.640-1.652	1.579-1.591	0.059-0.063	30-35
Сульфидные руды, габбро- и габбро-норит-пегматиты: слабо измененные индивиды;	-	1.630-1.660	1.580-1.600	0.050-0.060	20-40
сильно измененные индивиды	-	1.590-1.620	1.550-1.590	0.030-0.040	10-20
Федорова тундра: биотит-амфиболовые габбро-пегматиты	19-26	1.624-1.625	1.573-1.578	0.046-0.048	-

П р и м е ч а н и е. Здесь и в табл.23-26  $f$  вычислена исходя из химических анализов слюд.

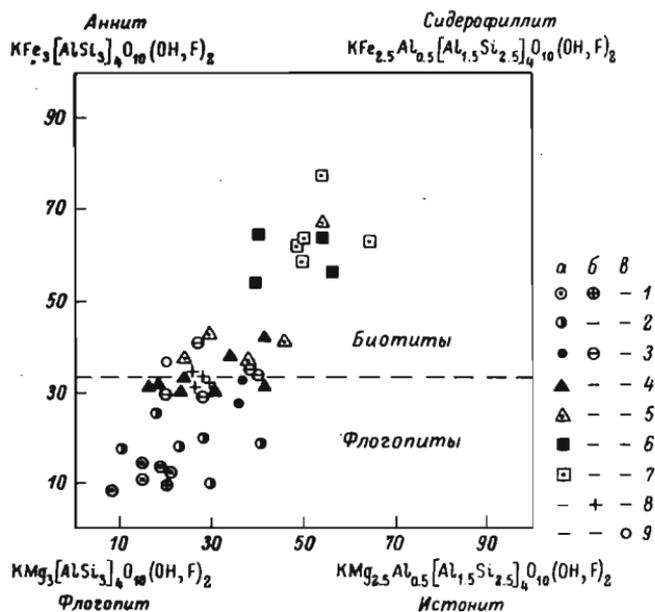


Рис. 12. Состав магнезиально-железистых слюд Аллареченского района и северо-восточного обрамления Печенги (а), Ловноозерского (б) и Мончегорского (в) районов.

1-4 - флогопиты: 1 - внутренних зон гипербазитовых массивов, 2 - околотрешинных метасоматитов, 3 - околосегментитовых пород, 4 - эддоконтактных зон интрузивов; 5-9 биотиты: 5 - околосегментитовых пород, 6 - сплошных и брекчиевидных руд, 7 - околорудных метасоматитов, 8 - норитов, 9 - габбро-пегматитов.

В Мончегорском плутоне биотит является главным минералом габбро-норитов, пегматитов и кварц-биотитовых диоритов и образуется на контакте с сульфидными жилами. Представлен таблитчатыми, деформированными, частично вермикулитизированными крупными (до 5 мм и более) чешуями в ассоциации с плагиоклазом, пироксеном, кварцем. Аналогичный биотит встречен в качестве главного минерала в биотит-амфиболовых габбро-пегматитах и в качестве примеси в других габбро-пегматитах Федоровой тундры.

**Физические свойства.** Все разновидности раннего биотита отличаются темно-коричневым цветом, печенгские - почти черные с красноватым оттенком и сильным плеохроизмом от корячьевого по  $N\eta$  до светло-коричневато-желтого по  $N\rho$ . Измененные разности приобретают более светлые оттенки, желтоватые, зеленоватые. В Печенгских и мончегорских слюдах исследователи выделяют менее измененные индивиды или участки индивидов (чаще центральные части чешуек), обладающие более высокими пока-

Т а б л и ц а 23

Химический состав ранних слюд

№№ пп	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	Al <sup>IV</sup>	Mg:Fe	f, %	a <sub>0</sub> sinβ	b <sub>0</sub>	c sinβ
1	33.66	3.50	11.80	1.48	10.70	19.30	2.30	$\frac{0.03}{4.12}$	10.05	2.22	2.8	26.8	5.328	9.252	10.035
2	36.20	6.20	10.90	3.89	9.51	19.70	3.82	$\frac{0.08}{3.42}$	4.89	1.90	2.5	28.8	5.324	9.240	10.020
3	35.75	2.70	13.57	3.70	14.37	17.07	0.41	$\frac{0.81}{7.35}$	4.00	2.38	1.6	38.8	5.320	9.234	10.05
4	39.80	2.13	12.38	4.89	6.11	21.25	0.25	$\frac{0.30}{4.89}$	7.85	2.14	3.7	21.2	-	-	-

П р и м е ч а н и е. 1, 2 - флогошты из жил Пильгуярви (Макаров, Сердюченко, 1974); хлоритового компонента в ан.1 - 2%, в ан.2 - 10%. 3 - неизмененный биотит, 4 - вермикулитизированный флогопит из габбро-пегматитов Мончегорского плутона (Макаров, 1968); кроме того, содержание фтора в ан.3 и 4 - 0.23 и 0.30%, в ан.1 - Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 1.40%. Уд.вес: 3 - 2,977, 4 - 2.737.

зателями преломления и особенно двупреломлением (табл. 22). Все слюды оптически одноосные отрицательные.

**Х и м и ч е с к и й с о с т а в.** Результаты химических анализов, пересчитанные на  $24(O, OH, F)$ , показали, что слюды всех групп попадают в область составов, ограниченную четырьмя конечными членами — флогопитом, аннитом, истонитом и сидерофиллитом (табл. 23, 35; рис. 12), т.е. все они являются триоктаэдрическими (Дир и др., 1966).

Первичный состав ранних слюд из жил Пильгуярви (табл. 23, № 1) определен косвенным путем на основе дифрактограмм ориентированных препаратов (Макаров, Сердюченко, 1974). Последние выявили смешанно-слоистое строение индивидов (от биотит-хлоритового до хлорит-биотит-вермикулитового). Пересчет на формулу осуществлялся изъятием части компонентов на примесь хлорита, количество и состав которого также определялись рентгенометрически. Загрязнение пробы посторонними примесями (СаО до 4.0 вес. %), косвенный способ определения хлорита в сростках позволили лишь ориентировочно оценить состав анализируемой слюды, которая оказалась флогопитом ( $Mg/Fe = 1.97-3.76$ , в среднем 3.0). Повидимому, истинный состав первичных слюд Печенги ближе к биотитам, обогащенных хромом и титаном с небольшим дефицитом глинозема, о чем свидетельствует близость оптических и физических свойств с биотитами габбро-пегматитов Мончегорского плутона, охарактеризованных более доброкачественными анализами. Последние являются биотитами и на диаграмме Е. Хейнриха (Дир и др., 1966; рис. 111) попадают в область диоритов.

Вермикулитизированные разновидности, естественно, более магниальные и соответствуют также флогопитам (табл. 23, № 3). Таким образом, при изменении биотитов происходит вынос щелочей и обогащение  $MgO$  и  $Fe_2O_3$ .

**Флогопиты и биотиты региональной стадии метаморфизма.** По аналогии с амфиболами в Аллареченском, Ловноозерском районах и гипербазитах ровнинского типа в эту группу включены слюды, имеющие повсеместное распространение и образовавшиеся до внедрения жил гранитных пегматитов. В Печенгском рудном поле к ним можно отнести светло-зеленую слюду из оруденелых филлитов, измененных до слюдитов и амфибол-хлоритовых пород, которые развиты на контакте с оруденелой тектонической брекчией (материалы Н.А. Корнилова).

**М о р ф о л о г и я , п а р а г е н е з и с.** В Аллареченском районе слюды этой группы наиболее распространены и закономерности развития проявлены отчетливее. Здесь по разрезам гипербазитовых тел последовательно можно выделить: флогопит центральной зоны (наиболее мощной), флогопит и частично биотит зоны эндоконтакта (от 0.1-0.2 до 1 м), далее биотит экзоконтактной зоны и самих боковых пород. Изменение многих свойств слюд при переходе от одной зоны к другой довольно резкое.

Наиболее ранние проявления в центральной зоне представлены мелкими скелетовидными чешуйками в келифитоподобных микродрозовых каемках вокруг зерен оливина. В „рудных“ разновидностях пород также встречены единичные чешуи, секущие зерна оливина и сульфидные вкрапленники. В измененных породах флогопит встречается в виде неправильных гнездообразных, линзовидных скоплений и имеет тесные сростания с роговой обманкой. Иногда индивиды флогопита замешают серпентиновые прожилки, при этом образуются обособления магнетита по спайности и вокруг чешуек флогопита. В эндоконтактных зонах биотит образует полосовидные обособления в слюдисто-амфиболовых породах, а в экзоконтактных – отдельные чешуйки, неправильные агрегаты и почти мономинеральные скопления в биотит-амфиболовых и биотит-кварц-гранатовых метасоматитах. К ним относятся и крупночешуйчатые агрегаты биотита около или внутри жил брекчиевидных и, реже, сплошных руд. Кроме того, биотит широко распространен во многих боковых породах, где отличается морфологическим разнообразием.

Аналогичные особенности развития имеет биотит в Ловноозерском районе, но приконтактные зоны здесь маломощны и проявлены неотчетливо, причем экзоконтактные представлены почти мономинеральными слюдитовыми оторочками. В норитах чешуйки биотита располагаются на границе плагиоклаза и пироксена, а в интенсивно измененных и оруденелых породах образуют неравномернозернистые гнездообразные агрегаты. В гипербазитах иногда встречаются порфиробласты с реликтовыми включениями первичных минералов. В боковых породах биотит широко развит в сланцах, гранулитах, где чешуйки часто деформированы и находятся в тесных сростаниях с гранатом.

В гипербазитах Ровнинской группы морфологически слюды напоминают аллареченские. Флогопит образует каймы около оливина и флогопит-актинолитовый цемент вокруг его серпентинизированных зерен. В приконтактной зоне мощность слюдитов достигает 0,4–0,5 м.

**Ф и з и ч е с к и е с в о й с т в а.** Все слюды имеют коричневый цвет с розоватым оттенком в центральных зонах Аллареченского и с красноватым – Ловноозерского районов и зеленым в боковых породах. Оптические свойства изменяются в широких пределах:  $N_g = 1.590-1.670$ ,  $N_p = 1.549-1.605$ ,  $N_g - N_p = 0.040-0.068$ ; наиболее развиты разности с величиной  $N_g = 1.625-1.640$  в интрузивных и  $N_g = 1.635-1.650$  в боковых породах. Наименьшие показатели преломления свойственны слюдам из оливинсодержащих дифференциатов (т.е. наиболее ранних) и из слюдистых пород Печенги (табл. 24). При изменении показатели преломления слюд понижаются (до  $N_g = 1.561$ ). Переход от флогопита к биотиту происходит около  $N_g = 1.635-1.640$ .

По разрезу массива показатели преломления увеличиваются от центральной зоны к эндо-, затем к экзоконтактной и вмещающим породам, а внутри центральной зоны от ранних дифференциатов к поздним, оставаясь постоянными по разрезу слоя одного дифферен-

Т а б л и ц а 24

Распространенность, показатели преломления  
и железистость слюд региональной стадии метаморфизма

Массивы, породы	Содержание, %	$N_g = N_m$	$N_p$	$f, \%$
А л л а р е ч е н с к и й   р а й о н				
Гипербазиты: центральные зоны;	Ед.з.-30	<u>1.591-1.611</u> 1.602(45)	<u>1.553-1.565</u> 1.559	<u>8-20</u> 12
эндоконтактные зоны;	10-70	<u>1.611-1.637</u> 1.628(11)	<u>1.565-1.581</u> 1.575	<u>17-42</u> 32
экзоконтактные; безрудные;	15-95	<u>1.635-1.660</u> 1.644(6)	<u>1.580-1.600</u> 1.585	<u>38-70</u> 55
околорудные - а) с гранатом,	5-20	<u>1.647-1.658</u> 1.653(5)	<u>1.580-1.602</u> 1.594	<u>40-70</u> 57
б) слюдиты около жил сплошных руд	70-95	<u>1.650-1.662</u> 1.655(6)	<u>1.590-1.604</u> 1.594	<u>55-77</u> 63
Боковые породы: амфиболиты, гнейсы;	0-40	1.633-1.660	1.576-1.602	40-80
гранито-гнейсы	5-15	1.656-1.663	1.590-1.596	55-80
Л о в н о о з е р с к и й   р а й о н				
Базиты: нориты с бедным оруденением,	1-20	<u>1.617-1.650</u> 1.632(10)	-	<u>20-35</u> 27
нориты с богатым оруденением;	5-20	<u>1.621-1.646</u> 1.636(18)	-	<u>22-33</u> 28
"рудный" гиперстенит	Ед.з.-5	1.640	-	30
Суэйнлагаш: оливинный вебстерит,	1-10	<u>1.611-1.621</u> 1.617(6)	-	<u>15-20</u> 17
вебстериты и габбро-нориты	1-20	<u>1.624-1.641</u> 1.634(7)	-	<u>18-35</u> 28
Юнгес, Ю. Юнгес: гарцбургиты,	10-50	<u>1.607-1.613</u> 1.609(5)	-	<u>10-15</u> 12
вебстериты	1-15	1.622-1.624	-	15-17
Боковые: гнейсы (диориты);	3-10	<u>1.640-1.653</u> 1.648(9)	-	<u>35-45</u> 40
гранулиты и сланцы с гранатом	5-50	<u>1.633-1.654</u> 1.645(6)	-	<u>30-45</u> 38
Р о в н и н с к а я   г р у п п а   г и п е р б а з и т о в с е в е р о - в о с т о ч н о г о   о б р а м л е н и я   П е ч е н г и				
Центральные зоны	Ед.з.-20	1.597-1.598	-	9-10
Краевые зоны	5-80	<u>1.624-1.635</u> 1.628(5)	-	<u>30-40</u> 35
Боковые - гнейсы	10-20	1.617-1.647	-	25-43
П е ч е н г с к о е   р у д н о е   п о л е				
Оруденелые слюдяные породы	5-50	1.590-1.597	1.549-1.555	5-10

Т а б л и ц а 25

Химический состав региональных и околожильных разновидностей слюд

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	$\frac{39.44-41.11}{40.27(4)}$	40.51	40.26-40.34	40.23	37.42-38.54	$\frac{36.77-37.55}{37.34(3)}$
TiO <sub>2</sub>	$\frac{0.47-0.90}{0.72}$	0.63	1.35-2.16	3.94	4.11-4.46	$\frac{3.19-4.42}{3.72}$
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{0.04-0.41}{0.24}$	0.45	0.53-0.79	0.28	0.00-0.23	$\frac{0.15-0.39}{0.25}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{13.58-16.01}{14.54}$	16.45	14.55-15.82	13.52	14.45-14.97	$\frac{15.03-15.23}{15.10}$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{1.52-1.59}{1.55}$	1.48	1.17-1.22	1.12	0.79-1.43	$\frac{1.23-1.37}{1.30}$
FeO	$\frac{3.54-5.85}{4.91}$	3.24	3.76-6.13	10.91	10.48-12.85	$\frac{11.13-13.80}{11.37}$
MgO	$\frac{23.11-25.47}{24.27}$	25.82	21.03-23.64	15.61	15.98-17.04	$\frac{15.20-17.63}{16.12}$
CaO	$\frac{0.00-0.23}{0.06}$	0.08	0.04-0.07	0.03	0.13-0.55	$\frac{0.05-0.93}{0.57}$
Na <sub>2</sub> O	$\frac{0.20-1.59}{0.76}$	0.60	1.37-0.30	0.04	0.19-0.30	$\frac{0.00-0.31}{0.18}$
K <sub>2</sub> O	$\frac{6.51-8.95}{8.04}$	7.22	7.97-9.29	9.17	9.41-9.55	$\frac{8.44-8.73}{8.62}$
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	$\frac{2.23-4.96}{3.79}$	4.05	2.42	-	2.63-2.77	$\frac{3.04-3.33}{3.18}$
F	$\frac{0.00-1.93}{0.5}$	0.12	0.55	-	0.22-1.35	$\frac{0.22-0.43}{0.32}$
NiO + (CuO,CoO)	$\frac{0.09-0.30}{0.22}$	0.195	0.10-0.12	0.06	0.17	0.07
Al <sup>IV</sup> /Al <sup>VI</sup>	$\frac{2.24-2.36}{0.04-0.28}$	$\frac{2.44}{0.20}$	$\frac{1.72-2.21}{0.48-0.96}$	$\frac{1.56}{0.99}$	$\frac{2.32-2.32}{0.27-0.28}$	$\frac{1.83-2.45}{0.17-1.07}$
Ti	$\frac{0.04-0.10}{0.07}$	0.06	0.15-0.25	0.47	0.46-0.51	$\frac{0.35-0.50}{0.43}$
Mg/Fe	$\frac{5.57-9.04}{7.15}$	12.7	5.19-8.73	2.33	2.01-2.71	$\frac{1.82-2.32}{2.11}$
f, %	$\frac{10.0-15.1}{12.7}$	10.0	10.3-16.2	30.1	27.0-33.2	$\frac{30.2-35.6}{32.3}$
$\alpha_0 \sin \beta$	5.228	-	-	-	5.23	5.23-5.23
b <sub>0</sub>	9.236	-	-	-	9.2	9.2-9.2
c <sub>0</sub> sin β	10.060	-	-	-	9.97	9.09-9.96

7	8	9	10	11	12	13
<u>36.40-38.30</u> 37.30(3)	<u>37.76-39.10</u> 38.20(4)	<u>36.98-40.07</u> 38.43(9)	38.66	36.37	<u>36.56-38.08</u> 37.33(4)	37.03
<u>2.08-2.80</u> 2.38	<u>1.17-2.00</u> 1.57	<u>0.26-2.66</u> 1.58	1.17	3.46	<u>3.50-4.48</u> 3.96	3.76
-	<u>0.43-0.51</u> 0.47	<u>0.00-0.91</u> 0.44	0.02	0.05	0.66	0.03
<u>14.38-16.05</u> 14.99	<u>13.59-15.41</u> 14.85	<u>12.22-16.64</u> 14.76	14.46	15.07	<u>14.81-15.84</u> 15.36	14.71
<u>1.48-2.43</u> 1.83	<u>0.80-2.76</u> 2.00	<u>0.23-2.27</u> 1.23	0.76	2.35	<u>1.18-2.40</u> 1.82	1.15
<u>13.86-16.23</u> 15.35	<u>10.97-15.84</u> 13.24	<u>7.13-15.99</u> 10.67	7.90	15.83	<u>12.88-14.33</u> 13.70	16.01
<u>14.32-16.49</u> 15.14	<u>15.00-17.10</u> 16.31	<u>15.52-22.91</u> 19.07	22.96	13.11	<u>14.02-15.00</u> 14.48	13.78
<u>0.12-0.44</u> 0.26	<u>0.00-0.67</u> 0.41	<u>0.00-0.51</u> 0.21	0.18	0.02	<u>0.16-0.37</u> 0.23	0.17
<u>0.40-0.50</u> 0.46	<u>0.12-0.23</u> 0.17	<u>0.21-1.45</u> 0.48	1.79	0.13	<u>0.18-0.36</u> 0.27	0.26
<u>7.30-9.16</u> 8.51	<u>7.99-9.52</u> 8.73	<u>6.92-9.88</u> 8.56	6.14	9.37	<u>9.58-9.09</u> 8.88	9.43
<u>2.85-2.91</u> 2.89	<u>1.96-4.89</u> 3.42	<u>2.31-4.36</u> 3.61	5.19	2.77	<u>1.83-3.40</u> 2.58	2.71
<u>0.03-0.09</u> 0.07	-	<u>0.07-0.32</u> 0.16	0.41	0.21	<u>0.33-0.42</u> 0.38	0.27
-	<u>0.17-0.28</u> 0.22	<u>0.00-0.24</u> 0.14	0.12	-	<u>0.10-0.16</u> 0.14	0.05
<u>2.22-2.47</u> 0.19-0.41	<u>2.18-2.42</u> 0.20-0.46	<u>2.13-2.70</u> 0.02-0.44	1.44 0.02	2.53 0.14	<u>2.27-2.57</u> 0.03-0.46	<u>2.35</u> 0.30
<u>0.23-0.32</u> 0.27	<u>0.12-0.22</u> 0.17	<u>0.03-0.30</u> 0.18	0.12	0.39	<u>0.40-0.51</u> 0.45	0.43
<u>1.41-1.92</u> 1.61	<u>1.6-2.2</u> 1.9	<u>1.71-4.96</u> 3.10	4.8	1.30	<u>1.57-1.84</u> 1.68	1.4
<u>34.2-41.7</u> 38.7	<u>31.0-38.0</u> 34.0	<u>16.7-37.1</u> 26.1	17.0	43.7	<u>35.3-38.9</u> 37.3	40.7
-	-	<u>5.230-5.264</u> 5.252	-	-	5.23-5.24	-
-	-	<u>9.258-9.260</u> 9.261	-	-	9.2-9.3	-
-	-	<u>10.063-10.088</u> 10.081	-	-	9.95-10.04	-

Т а б л и ц а 25 (продолжение)

Компо- ненты	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	34.57	<u>35.82-36.56</u> 36.11(3)	<u>34.12-37.20</u> 35.51(5)	<u>32.37-35.10</u> 33.53(5)	<u>32.58-34.42</u> 33.68(4)
TiO <sub>2</sub>	2.80	<u>4.16-5.41</u> 4.87	<u>1.26-2.32</u> 1.85	<u>0.69-3.29</u> 1.78	<u>1.30-3.40</u> 2.16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.06	0.03	<u>0.05-0.18</u> 0.10	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.76	<u>16.20-17.46</u> 16.87	<u>14.53-16.73</u> 16.16	<u>14.94-17.38</u> 16.02	<u>16.06-20.85</u> 18.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.62	<u>1.84-3.65</u> 2.78	<u>0.78-3.36</u> 2.24	<u>1.64-3.53</u> 2.80	<u>1.91-5.83</u> 3.29
FeO	17.90	<u>13.45-15.51</u> 14.36	<u>15.95-22.86</u> 20.45	<u>20.85-27.96</u> 24.24	<u>11.92-28.56</u> 21.04
MgO	9.95	<u>10.94-12.73</u> 11.96	<u>7.63-14.35</u> 10.91	<u>5.38-10.91</u> 8.76	<u>4.28-14.32</u> 7.44
CaO	0.22	0.00-0.13	<u>0.00-0.21</u> 0.13	<u>0.00-0.45</u> 0.20	<u>0.00-0.85</u> 0.65
Na <sub>2</sub> O	0.17	<u>0.13-0.24</u> 0.19	<u>0.08-1.08</u> 0.43	<u>0.07-0.46</u> 0.19	<u>0.12-0.27</u> 0.18
K <sub>2</sub> O	9.24	<u>9.58-9.76</u> 9.65	<u>7.47-9.08</u> 8.38	<u>7.16-9.03</u> 7.93	<u>8.03-9.60</u> 8.92
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	1.34	<u>2.07-2.61</u> 2.28	<u>1.20-4.26</u> 3.02	<u>1.51-4.40</u> 3.54	<u>2.84-4.87</u> 3.45
F	0.12	<u>0.30-0.47</u> 0.39	<u>0.0-0.16</u> 0.08	<u>0.06-0.41</u> 0.18	0.11
NiO + (CuO,CoO)	0.02	-	0.34	<u>0.37-1.24</u> 0.71	-
Al <sup>IV</sup> /Al <sup>VI</sup>	<u>2.52</u> 0.61	<u>2.42-2.55</u> 0.43-0.62	<u>2.38-2.68</u> 0.20-0.44	<u>2.52-2.88</u> 0.04-0.44	<u>2.45-2.92</u> 0.65-0.76
Ti	0.33	<u>0.48-0.62</u> 0.56	<u>0.14-0.26</u> 0.22	<u>0.08-0.38</u> 0.21	<u>0.14-0.38</u> 0.25
Mg/Fe	0.8	<u>1.3-1.4</u> 1.3	<u>0.50-1.37</u> 0.91	<u>0.30-0.80</u> 0.61	<u>0.25-1.86</u> 0.73
f, %	57,5	<u>42.4-46,8</u> 44.1	<u>40.8-67,0</u> 54.4	<u>55,7-76,7</u> 63,2	<u>35,0-79,8</u> 64,7
α <sub>0</sub> sin β	-	-	-	5,274	-
b <sub>0</sub>	-	-	9,264	9,276-9,282	-
c <sub>0</sub> sin β	-	-	10,107	10,091-10,106	-

19	20	21
36.56	$\frac{36.43-39.91}{37.48(4)}$	$\frac{35.21-36.68}{36.01(6)}$
1.81	$\frac{3.80-4.49}{4.16}$	$\frac{2.56-4.53}{3.48}$
0.05	$\frac{0.01-0.03}{0.02}$	$\frac{Сл. -0.11}{0.06}$
18.84	$\frac{15.29-17.00}{16.24}$	$\frac{17.38-20.37}{18.26}$
2.80	$\frac{1.90-3.17}{2.45}$	$\frac{0.98-2.08}{1.80}$
13.38	$\frac{12.75-13.90}{13.20}$	$\frac{11.78-17.43}{14.23}$
12.24	$\frac{13.51-15.36}{14.31}$	$\frac{9.47-15.03}{12.96}$
0.07	$\frac{0.07-0.23}{0.14}$	$\frac{0.02-0.37}{0.21}$
0.13	$\frac{0.08-0.18}{0.13}$	$\frac{0.08-0.30}{0.14}$
9.45	$\frac{8.83-10.06}{9.35}$	$\frac{8.73-9.67}{9.09}$
3.96	$\frac{1.56-3.25}{2.69}$	$\frac{2.81-3.20}{3.03}$
0.12	$\frac{0.04-0.97}{0.33}$	$\frac{0.08-0.69}{0.28}$
0.05	$\frac{0.04-0.06}{0.05}$	$\frac{0.02-0.06}{0.04}$
2.58	$\frac{2.26-2.58}{0.21-0.62}$	$\frac{2.53-2.71}{0.44-1.08}$
0.72		
0.20	$\frac{0.41-0.51}{0.48}$	$\frac{0.29-0.50}{0.39}$
1.3	$\frac{1.50-1.81}{1.66}$	$\frac{0.88-2.12}{1.50}$
43	$\frac{35.8-40.1}{37.8}$	$\frac{32.1-53.3}{41.0}$
-	5.22-5.23	5.23-5.25
-	9.2-9.2	9.2-9.3
-	9.97-10.17	9.96-10.05

Примечание. 1-6, 9 - флогопиты; 16-17 - пепидомеланы и биотиты, остальные - биотиты. 1-6 - флогопиты из пород центральных зон массивов: 1 - метатаперидотитов (в том числе метаоливинитов, металироксенитов) Аллареченского района; 2 - метагарибургита Б. Карикъявр, Ровнинской группы (колл. А.С.Осокина); 3-6 - Ловноозерский район (3 - гарибургитов и оливиновых вебстеритов Ю.Юнгес и Суэйнлагаш, 4 - плагиовестерита Суэйнлагаш (колл. А.К. Яковлевой), 5 - норитов с бедным оруденением Ловноозерского месторождения, 6 - норитов с богатым оруденением Ловноозерского месторождения). 7-8 - из слюдисто-амфиболовых эндоконтактных пород в гипербазитах; 7 - Аллареченского района; 8 - Ровнинской группы. 9-15 - поздние (околожилые, околотрещинные) флогопиты и биотиты: 9-12 - из основных и ультраосновных пород на контакте с гранитными пегматитами (9 - оторочек, прожилков и метасоматитов Аллареченского района, 10 - прожилка в пегматите Ровнинской группы, колл. А.С.Осокина, 11 - оторочки в вебстеритах уч.Юнгес, 12 - из оторочек и слюдястых пород в норитах Ловноозерского месторождения и Лоунйоки); 13-15 - из центральных зон десилицированных гранитных пегматитов: 13 - Акким, Аллареченского района (колл. А.К. Яковлевой); 14 - из жил в гипербазитах Суэйнлагаш, Ловноозерского района; 15 - брекчированных пегматитов Лаужку Ловноозерского района. 16-21 - боковых пород: 16 - зон эндоконтакта на границе боковых пород с основными и ультраосновными (16-18 - Аллареченского района: 16 - околорудных с гранатом, 17 - на контакте с жилами сплошных и брекчиевых руд, 18 - гнейсов, полевошпатовых амфиболитов); 19 - гнейсов Ровнинской группы; 20-21 - Ловноозерского района: 20 - биотитовых гнейсов (диоритов); 21 - гранулитоподобных пород и сланцев с гранатом.

циата. Так как аллареченские рудоносные массивы в сущности сложены одним дифференциатом (перидотитом), показатели преломления флогопита во внутренней зоне остаются близкими. В разрезе массива Суэйнлагаш Ловноозерского района  $N_g$  увеличивается от оливиновых к безоливиновым вебстеритам и далее к габбро-норитам (табл. 24). Выделяются высокими показателями преломления околорудные разновидности, особенно около жил сплошных халькопиритовых руд.

**Химический состав.** Результаты химических анализов подтверждают выявленные выше закономерности. Так, в центральных зонах гипербазитов находятся наиболее магнезиальные флогопиты, железистость которых изменяется лишь в различных дифференциатах (табл. 25, № 1, 2; 3, 4). Ловноозерские слюды более железистые, чем аллареченские, и имеют небольшое изменение состава с переходом от менее к более оруденелым норитам (табл. 25, №№ 5, 6). Железистость эндоконтактных биотитов увеличивается (в 3 и более раза) в сравнении с соответствующими разностями центральных зон (табл. 25, №№ 1, 7; 2 и 8). На диаграмме Хейнриха (Heinrich, 1946) флогопиты центральных зон попадают в поля ультрабазитов и базитов, т.е. в „свои“ области (Медно-никелевые..., 1979; рис. 31; Яковлев, Яковлева, 1974; рис. 111), а эндоконтактные — в переходную зону от базитов к сланцам, что отражает геологическую позицию приконтактных пород с биотитом. Экзоконтактные слюды еще более железистые, особенно околорудные (до лепидомелана — табл. 25, № 17). Последние попадают в поле гранитов и даже пегматитов (Heinrich, 1946), что указывает на возможность существования своеобразных „рудных“ пегматитов (см. также описание апатита). В направлении от центральных зон к эндо- затем экзоконтактовым возрастает количество компонентов сидерофиллита и аннита (рис. 12).

**Поздние слюды.** Эти слюды образуют прожилки, оторочки (часто зональные), метасоматические породы с амфиболами. К этой же группе нами отнесен биотит внутренних зон десилицированных пегматитов (чаще более мощных и брекчированных), где образует крупночешуйчатые агрегаты и кристаллы в тесном сростании с плагиоклазом и кварцем, а в брекчированных разностях иногда и с цирконом и рутилом.

По физическим свойствам поздние слюды приближаются к эндоконтактовым, но часто содержат включения с плеохроичными двориками. В центральных зонах гранитных пегматитов слюды более темноокрашенные и имеют более высокие показатели преломления (табл. 26), чем в краевых оторочках. Ловноозерские поздние слюды в целом имеют более высокие показатели преломления, чем аллареченские (табл. 26).

**Химический состав.** В прожилках и метасоматитах Аллареченского района и Ровнинской группы слюды приближаются по составу к эндоконтактовым разновидностям (табл. 25, №№ 9, 10 и 7, 8), а ловноозерские близки к таковым из центральных зон

Т а б л и ц а 26

Распространенность, показатели преломления  
и железистость поздних слюд

Массивы, породы	Содержание, %	$N_g \approx N_m$	$N_p$	$f, \%$
А л л а р е ч е н с к и й    р а й о н				
Прожилки, сланцы на контакте с гранитными пегматитами	10-90	$\frac{1.607-1.638}{1.622(12)}$	$\frac{1.560-1.581}{1.573}$	$\frac{17-37}{25}$
Центральные зоны пегматитов	Ед.з.-50	1.642-1.646	1.593-1.596	40-42
Р о в н и н с к а я    г р у п п а				
Прожилки	95	1.616	-	17
Л о в н о о з е р с к и й    р а й о н				
Оторочки на контакте пегматитов с норитами и вебстеритами	60-90	$\frac{1.641-1.650}{1.646(8)}$	-	$\frac{32-45}{37}$
Центральные зоны в пегматитах	Ед.з.-60	1.649-1.665		42-57

(табл. 25, №№ 5, 6, 12; рис. 12). Слюды внутри гранитных пегматитов более железистые - это биотиты до лелидомеланов (№ 14).

В целом для слюд всех групп региона замещение кремния алюминием в тетраэдрических позициях осуществляется в больших размерах, чем обычно, и возрастает с увеличением железистости. А соотношение многих компонентов в них находится в известных пределах, и не наблюдается отчетливых закономерностей при переходе от одних групп к другим. Ловноозерские слюды обогащены титаном и алюминием. Кроме указанных в таблицах компонентов в слюдах определены незначительные примеси редких щелочей, ванадия, окиси марганца.

Рентгенометрические исследования показали, что все слюды представлены полиморфной модификацией 1M(3T). Соотношение интенсивностей базальных рефлексов 004 и 005 находится в соответствии с химическим составом слюд различных групп (Дир и др., 1966). Величина параметра  $b_0$  ( $9.228-9.282 \pm 0.005 \text{ \AA}$ ) определяется содержанием алюминия в тетраэдрической позиции, но эта зависимость не является линейной, по-видимому, из-за влияния других катионов.

Параметр  $c_0 = (10.020-10.121 \pm 0.005 \text{ \AA})$ , за некоторым исключением, имеет тенденцию увеличиваться с повышением содержания  $\text{Fe}^{2+}$ .

ИК-спектроскопические исследования подтвердили известную связь между частотой валентных колебаний  $\text{Si-O}$  и содержанием  $\text{Al}$ : с увеличением последнего максимум сдвигается в сторону более низких частот.

Мусковит. Мусковит встречается в Аллареченском и Ловноозерском районах и преимущественно в боковых породах: гранитных пегматитах и двуслюдяных гнейсах. Кроме того, в метасоматитах кварц-карбонатного состава (Ловноозерский район) с арсенидно-сульфидным оруденением найден серицит.

В пегматитах и гнейсах мусковит образует бесцветные или зеленоватые чешуи, замещающие биотит, и имеет близкие между собой показатели преломления:  $N_g = 1.601-1.608$ ,  $N_m = 1.595-1.604$ ,  $N_p = 1.561-1.567$ ,  $N_g - N_p = 0.040-0.042$ ,  $2V = -(30-40)^\circ$ . Химический состав мусковита из пегматита Ловноозерского района (в вес. %):  $\text{SiO}_2 - 45.23$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 34.98$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 2.81$ ,  $\text{FeO} - 0.32$ ,  $\text{MgO} - 0.36$ ,  $\text{Na}_2\text{O} - 1.01$ ,  $\text{K}_2\text{O} - 10.76$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+ - 4.12$ ,  $\text{NiO} - 0.04$ , сумма - 99.76; он близок по составу аллареченским (Яковлев, Яковлева, 1974) и также характеризуется низким содержанием примесей.

В метасоматитах серицит образует тонкочешуйчатые агрегаты голубовато-зеленоватого цвета в интерстициях зерен кварца. Он является продуктом изменения плагиоклаза плагиогнейсов и норитов, замещается хлоритом и близок по времени образования герсдорфиту. Наблюдается оптическая неоднородность даже в отдельных чешуйках. Показатели трех проб серицита таковы:  $N_g = 1.596-1.604$ ,  $N_p = 1.565-1.573$ ,  $N_g - N_p = 0.028-0.031$ .

Типоморфные особенности. Слюды, преимущественно флогопиты и биотиты, аналогично амфиболам разделяются на три возрастные группы: ранние, магматические; стадии регионального метаморфизма (наиболее распространенные), и поздние - околожилые. Слюды этих групп имеют широкий диапазон изменения химического состава и свойств, небольшие различия этих характеристик в различных группах, неотчетливую связь с составом пород и принадлежностью к различным фациальным зонам. Лишь ловноозерские флогопиты и биотиты являются относительно более железистыми и обогащенными  $\text{Ti}$  и  $\text{Al}$ . Наибольшие различия состава и свойств обнаруживаются в различных зонах по разрезу никеленосных массивов в группе „региональных” слюд. В направлении от центральных зон к эндо- и далее к экзоконтактовым зонам увеличиваются показатели преломления, железистость и содержание аннитового и сидерофиллитового компонентов. Эти различия, а также парагенетический анализ слюдосодержащих ассоциаций могут быть использованы при определении типа и характера метаморфизма отдельных пород и руд.

## С е р п е н т и н ы

Серпентиновые минералы в никеленосных массивах Кольского полуострова изучены неравномерно. Наиболее полно исследованы серпентины Печенгского синклиория (Меренков, Токмаков, 1960; Корнилов, 1960 1961; Веселовский, 1976, 1977), Аллареченского района и северо-восточного обрамления Печенги (Гончаров, Осокин, 1978, и др.). Серпентины из ультраосновных пород Мончегорского, Центрально-Кольского и Ловноозерского районов практически не изучены. Представлены серпентиновые минералы следующими разновидностями<sup>1</sup> (в порядке распространенности): порообразующие – лизардит, антигорит, хризотил; жильные – лизардитовые и хризотиловые офиты, хризотил-асбест, антигорит, девейлит (гидроофит).

Породообразующие. Л и з а р д и т является наиболее ранней разновидностью среди серпентинов и повсеместно развивается по оливину, реже – по пироксенам и амфиболам. Является основным серпентиновым минералом вкрапленных руд с сидеронитовой структурой. Во вкрапленных рудах с метасоматической структурой, особенно широко развитых на месторождениях Печенги, лизардит присутствует совместно с антигоритом (последний часто преобладает). Характерна неравномерность его развития. Выделяются две генерации лизардита (рис.13, а).

Лизардит-I встречается повсеместно; он развивается в виде шнуров, образующих петельчатые, петельчато-ленточные и ленточные структуры. В гипербазитах Печенги в количественном отношении уступает лизардиту-II и антигориту. В ультраосновных породах Аллареченского и Ловноозерского районов, а также северо-восточного обрамления Печенги лизардит-I преобладает среди серпентиновых минералов. В расслоенных интрузивах Мончегорского и Центрально-Кольского районов являются единственным серпентиновым минералом. Лизардитовые шнуры при переходе из оливина в пироксен или амфибол приобретают скрытокристаллическое сложение и быстро выклиниваются; на их продолжении отмечаются только трещины. Особенностью шнуров является наличие продольных просечек, выполненных в большинстве случаев магнетитом, реже – офитовым серпентином. Удлинение индивидов отрицательное (ось  $N_p$  ориентирована поперек шнуров). В шлифах лизардит-I обычно имеет зеленовато-желтый цвет. Показатели преломления (табл. 27) лизардита-I из гипербазитов большинства районов близки между собой, а в Аллареченском месторождении – более высокие ( $N_g = 1.578$ ,  $N_p = 1.569$ ).

Лизардит-II, исключительно широко распространенный в гипербазитах Печенги, развивается непосредственно по зернам оливина или

---

<sup>1</sup> Диагностика серпентиновых минералов, выделенных с учетом классификации В. Р. Артемова и Г. А. Ковалева (1967), осуществлялась оптическими, рентгенометрическими, термическими, ИКС и химическими методами.



Рис.13. Морфологические особенности порообразующих серпентинов.

а - шнуры (светлые), образующие петельчатую структуру - лизардит I генерации, в ядрах между шнурами (изотропное) - лизардит II генерации; б - развитие микроигльчатого антигорита I генерации по оливину в виде шнуров и каймы; в - микрочешуйчатый антигорит II генерации выполняет псевдоморфозы по оливину; в отдельных псевдоморфозах присутствует кайма микроигльчатого антигорита I генерации; г - лейстовидный антигорит III генерации. а - Аллареченский район; б, в, г - Печенгский район. Шлифы, николи скрещены, увел.: а - 40, б - 70, в - 50, г - 60.

его реликтам, расположенным в ячейках петель лизардита-I (рис. 13, а). В редких случаях лизардит-II развивается по пироксену, главным образом ромбическому, и амфиболу с образованием гомоосевых псевдоморфоз (баститов). Случаев замещения им лизардита-I не наблюдалось. Выделения лизардита-II обладают, как правило, скрытокристаллическим сложением или состоят из радиально и беспорядочно расположенных „волокон“. Первые обычно изотропные, вторые -

в различной степени поляризуют и обладают волнистым, скользящим угасанием. Как те, так и другие пигментированы магнетитовой пылью и имеют светло-зеленый или зеленый цвет. Показатели преломления (табл. 27) близки к таковым lizardита первой генерации (за редким исключением).

Кристаллохимические формулы lizardита (табл. 28) показывают дефицит кремния в тетраэдрической позиции, который восполняется алюминием, иногда еще и трехвалентным железом. Наименьшей железистостью характеризуется lizardит из безрудных массивов; наибольшей — из рудоносных гипербазитов месторождения Аллареченского. Lizardит Печенгского района занимает промежуточное положение, но ближе к lizardиту Аллареченского месторождения. Железистость lizardита находится в прямой зависимости от железистости замещаемого минерала, в первую очередь оливина. В целом lizardиты медно-никелевых месторождений Кольского полуострова близки по составу lizardитам из других районов (Дир и др., 1966, и др.), но обладают значительными колебаниями в содержании железа.

Рентгенометрические исследования этих серпентинов (отражения 202, 204, 206 и 208 с  $d \approx 2.500, 2.145, 1.795$  и  $1.504 \text{ \AA}$ ) отчетливо указывают на принадлежность их к структурному типу lizardита (Рентгеновские методы..., 1965). Дебаграммы lizardита II генерации характеризуются меньшим числом отражений, более высоким фоном и диффузностью отдельных рефлексов. Это свидетельствует о некоторой разупорядоченности его структуры. Дебаграммы псевдоморфоз серпентина по пироксену (баститов) и амфиболу показывают, что они сложены lizardитом с примесью клинохризотила, который устанавливается по рефлексам 201, 202 и 204 с  $d = 2.590-2.596, 2.442-2.454, 2.100 \text{ \AA}$ .

Кривые ДТА породообразующих lizardитов близки между собой и характеризуются слабым при 40–300 и интенсивным при 650–800°C (максимум эффекта 760°C) эндотермическими пиками. При 820–830°C на кривых ДТА lizardита наблюдается экзотермический эффект, переходящий в слабый эндотермический эффект. Характер и конфигурация кривых нагревания свидетельствуют, что исследованные lizardиты обладают совершенной структурой (Термический анализ..., 1974).

ИК-спектры lizardита (рис. 14) заметно отличаются от таковых антигорита и имеют большое сходство с ИК-спектрами хризотила (Физика минералов, 1964).

**Х р и з о т и л** установлен только в гипербазитах Аллареченского района: в зонах контактов их с вмещающими породами и жилами пегматитов, в зонах расщепления внутри массивов. Образует тонкие каймы вокруг выделений lizardита-II, редкие микрожилки, псевдоморфозы по пироксену и амфиболу. В шлифах окрашен в светло-зеленый или зеленый цвет. Показатели преломления его (табл. 27) близки таковым lizardита.

Т а б л и ц а 27

Оптические свойства серпентинов

Разновидности	Аллареченский район и северо-восточное обрамление Печенги		Печенгский район	
	$N_g$	$N_p$	$N_g$	$N_p$
Лизардит апооливиновый:				
I генерации	1,569-1,578	1,558-1,569	1,567	1,562
II " "	1,568-1,573	1,563-1,569	1,572	1,563
Лизардит апопироксеновый (бастит)	1,549-1,567	1,542-1,562	-	-
Лизардит апоактинолитовый	1,570	1,564	Не установлен	
Офит лизардитовый	1,572	1,568	1,568	
Хризотил породообразующий	1,567-1,568	1,558-1,560	Не установлен	
Офит хризотилловый	1,570	1,563	1,564-1,570	1,560-1,567
Девейлит	1,457-1,512		Не установлен	
Хризотил-асбест	1,551-1,563	1,539-1,554	1,549-1,558	1,538-1,545
Офит ортохризотилловый	1,558	1,554	1,565	
Антигорит породообразующий:				
I генерации	-	-	1,570-1,576	1,562-1,567
II " "	1,576-1,578	1,567-1,568	1,576	1,567
III " "	1,574-1,584	1,562-1,573	1,576-1,581	1,567-1,573
Антигорит жильный	1,569-1,578	1,565-1,574	1,567-1,580	1,566-1,574

П р и м е ч а н и е. Для серпентинов Печенгского района использованы кроме наших данные Н.А. Корнилова (1960, 1961), Ю. Е. Вишнявской (1974), Н.Н. Веселовского (1976) и В.Н. Макарова (КФ АН СССР). Для офита лизардитового Печенгского района и девейлита измерены величины  $N_m$ .

Т а б л и ц а 28

Средние формульные содержания главных элементов в серпентинах

Разновидности	<i>n</i>	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mg	OH	<i>f</i> , %
П е ч е н г с к и й   р а й о н									
Лизардит II генерации	2	3.85	0.15	0.13	0.26	0.42	5.03	7.90	12.3
Антигорит породообразующий:									
I генерации	4	3.81	0.19	0.13	0.20	0.32	5.12	7.30	9.3
III генерации	1	3.71	0.29	0.17	0.28	0.75	4.62	7.25	18.2
Хризотилвый офит	8	3.93	0.07	0.11	0.13	0.24	5.40	7.87	6.5
Хризотил-асбест	18	3.96	0.04	0.12	0.15	0.24	5.35	7.89	6.4
Антигорит жильный	11	3.68	0.12	0.14	0.17	0.52	5.05	7.80	12.8
А л д а р е ч е н с к и й   р а й о н									
Лизардит I генерации из:									
а) безрудных массивов,	2	3.88	0.11	-	0.16	0.22	5.57	8.00	7.1
б) рудоносных массивов	1	3.90	0.07	-	0.23	0.61	5.08	8.00	14.6
Антигорит породообразующий:									
III генерации	1	3.94	0.06	0.39	0.15	0.50	4.56	6.40	12.5
Хризотилвый офит	2	4.01	-	0.09	0.14	0.36	5.28	8.00	8.7
Девейлит	2	4.18	-	0.04	0.60	0.85	3.68	7.22	28.1
Хризотил-асбест	2	3.94	0.05	0.03	0.16	0.34	5.38	8.00	8.4
Офит ортохризотилвый	1	3.94	0.02	-	0.13	0.07	5.87	8.00	3.4

П р и м е ч а н и е. Для серпентинов Печенгского района использованы кроме наших данные Н.А. Корнилова (1960, 1961), Н.Н. Веселовского (1977), а также В.Н. Макарова и А.А. Жангурова (КФ АН СССР). Кристаллохимические формулы рассчитаны по „безводному веществу“; *n* - количество анализов.

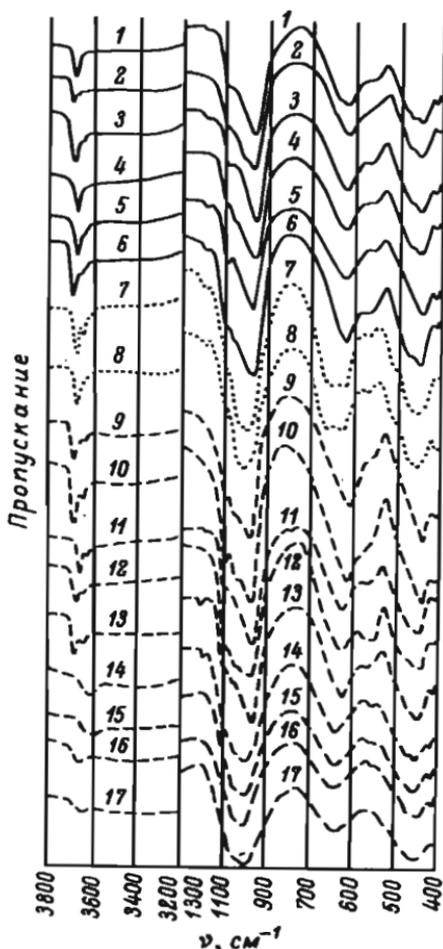


Рис. 14. Кривые ИК-спектров поглощения минералов группы серпентина.

Кривые: 1-6 - лизардиты, 7-8 - антигориты, 9-17 - хризолиты. Съемка произведена В.В. Малашковой. Препарат - тонкорастертая суспензия в пропиловом спирте.

**Антигорит** очень широко развит в ультраосновных породах Печенгского района, особенно в мелких массивах его западной и юго-восточной частей. В гипербазитах Аллареченского района и северо-восточного обрамления Печенги встречается часто, но заметных скоплений не образует. Исключение составляют два небольших массива рудопоявления Ровно, где антигорит является основным породообразующим минералом сланцеватых серпентинитов. В ультраосновных породах Ловноозерского и Центрально-Кольского

районов, а также Мончегорского плутона антигорит не отмечался. Во вкрапленных эпигенетических рудах Печенги антигорит нередко является основным силикатным минералом. Развивается по оливину, пироксену, амфиболу, гидрослюдам, хлориту, сульфидам, а также более ранним разновидностям серпентина. Представлен тремя генерациями (рис.13, б, в, г).

Антигорит-I наиболее распространен, особенно в гипербазитах Печенги. Развивается в виде шнуров по многочисленным трещинам, которые пересекают зерна оливина или образуют каймы около них (рис.13, б). Особенностью шнуров антигорита-I является „поперечно-игольчатое“ сложение и наличие центральной просечки магнетита. Удлинение индивидов положительное. При переходе трещины из оливина в пироксен антигорит сменяется тальком.

Антигорит-II развит почти исключительно в гипербазитах Печенги, в количественном отношении уступает антигориту-I. Псевдоморфно замещает оливин и его реликты в ядрах петель, а также пироксен, амфибол и антигорит-I. Представлен мельчайшими чешуйками (рис.13, в). Чаще встречается в ассоциации с антигоритом-I или более поздним актинолитом, иногда развивается самостоятельно.

Антигорит-III распространен широко, но в заметных количествах устанавливается в ультраосновных породах Печенгского рудного поля, особенно западного фланга, где часто является основным силикатным минералом густовкрапленных руд. Обычен он в мелких, сильно измененных массивах юго-восточного фланга Печенгского синклинория (участки Междуречье, Тульяур). В массивах центральной и восточной частей рудного поля антигорит-III встречается значительно реже, слагая внутри массивов отдельные участки, приуроченные к тектоническим зонам. Образует лейсты, метельчатые агрегаты размером до 1 мм (рис.13, г). Развивается с замещением почти всех более ранних минералов; особенно интенсивно замещает офитовый лизардит-II, сульфиды. Сам антигорит замещается амфиболом, хлоритом, тальком, карбонатом, причем чаще всего замещению подвергается антигорит-II.

Показатели преломления выделенных разновидностей антигорита близки между собой, но заметно выше, чем у более ранних серпентинов (табл.27). В шлифах они бесцветные или светло-зеленые. По химическому составу (табл.28) генерации антигорита существенно не различаются. Железистость их близка железистости породообразующего лизардита. В то же время глиноземистость антигоритов выше, чем лизардита, что соответствует известным положениям (Дир и др., 1966). Дебаеграммы породообразующего антигорита различных генераций в целом однотипны и соответствуют эталонным (Рентгеновские методы..., 1965). ИК-спектры (рис.14) характеризуются наличием в области  $900-1100\text{ см}^{-1}$  лишь двух максимумов и появлением еще двух, хотя и слабо разрешенных, при  $640-650$  и  $1200\text{ см}^{-1}$ . Последний присутствует только в кривых антигорита и не устанавливается у других разновидностей серпентина. Это хорошо согласуется с исследованиями Г.Бриндли и Дж.Зусма-

на (Физика минералов, 1964). Дифференциальные кривые нагревания антигоритов характеризуются появлением главного эндотермического максимума при более высокой температуре, чем это имеет место у лизардита и хризотила.

Кроме рассмотренных разновидностей породообразующих серпентинов в ультраосновных породах некоторых массивов Печенги широко распространен изотропный серпентин, выделения которого располагаются в межзерновом пространстве (Корнилов, 1959 а, 1959б).

Жильные серпентины. О ф и т ы ( или „с е р п о ф и т ы ”) широко развиты в гипербазитах Печенги, где выполняют раннюю пластовую трещиноватость или залечивают крутопадающие поперечные трещины. В Аллареченском районе и северо-восточном обрамлении Печенги они встречаются в зонах разрывных нарушений внутри наиболее крупных гипербазитовых массивов. Во вкрапленных рудах месторождений Аллареченское и Восток встречены в единичных случаях. Их образование связано, по-видимому, с тектоническими подвижками, что подтверждается наличием зеркал и борозд скольжения. Крутопадающие жилы офита пересекают прожилки хризотил-асбеста и в свою очередь пересекаются более поздними антигоритовыми, халькопиритовыми, тальковыми и карбонатными жилами. Контакты их с вмещающими метагипербазитами всегда резкие.

Жильные офитовые серпентины в большинстве своем сложены хризотилом, главным образом клинохризотилом, иногда с примесью лизардита или ортохризотила. Мономинеральные лизардитовые и ортохризотилловые офиты встречаются значительно реже. В шлифах под микроскопом обладают криптозернистым, микрочешуйчатым или тонкополосчатым сложением. Оптические свойства офитов (табл.27) изменяются в значительных пределах:  $N_g = 1.551-1.578$ ,  $N_p = 1.539-1.574$ . Такие колебания обусловлены не только различием в химическом составе, но и различным агрегатным состоянием, которое нередко является определяющим фактором.

По химическому составу офиты (табл.28) заметно отличаются от породообразующих серпентинов более низкой глиноземистостью и железистостью. Дебаеграммы лизардитовых и хризотилловых офитов, а также данные ИК-спектроскопии (рис.14) свидетельствуют об их близости к соответствующим им породообразующим разновидностям. Это подтверждается и данными термического исследования.

Х р и з о т и л - а с б е с т широко развит в гипербазитах Печенгского рудного поля; в Аллареченском районе в заметном количестве встречается в отдельных массивах рудопроявлений Вирния и Руннийоки, в остальных районах редок. Зоны с повышенным содержанием хризотил-асбеста локализируются в центральных частях наиболее крупных интрузивов среди серпентинитов. Хризотил-асбест встречается только в лизардитовых или антигорит-лизардитовых серпентинитах, причем в последних развит лейстовидный антигорит-III. Хризотил-асбестовые прожилки поперечно-волокнистого сложения располагаются субпараллельно и создают характерную полосчатую текстуру серпентинитов, часто группируются в зоны, разделенные

участками неасбестоносных пород мощностью от нескольких до 30 см. Для хризотил-асбеста Печенги характерны тесная ассоциация с магнетитом и плотным, массивным офитом, слагающими зальбанды прожилков, а также пространственная связь с отдельными месторождениями сульфидных медно-никелевых руд (Веселовский, 1976). Иногда в хризотил-асбестовых жилках устанавливаются так называемые реликтовые ленточные структуры. При последующих изменениях хризотил-асбест замещается карбонатом, тальком. Погасание хризотил-асбеста в шлифах волнистое, удлинение положительное. Показатели преломления (табл. 27) существенно меньше таковых лизардита.

По химическому составу хризотил-асбесты (табл. 28) заметно отличаются от пороодообразующих лизардитов. Железистость в отдельных случаях близка таковой лизардита (безрудные массивы Аллареченского района), однако чаще она в 1,5-2 раза меньше. В целом хризотил-асбесты медно-никелевых месторождений Кольского полуострова более железистые, чем в других районах (Артемов, Ковалев, 1967). Рентгеновские исследования показывают, что они относятся к так называемым ломким сортам (Артемов, Ковалев, 1967), сложены клинохризотилом, иногда с примесью ортохризотила. В Печенге встречаются хризотил-асбесты, сложенные только ортохризотилом, что является отличительной их чертой. ИК-спектры поглощения хризотил-асбестов (рис. 14) обладают полным сходством с ИК-спектрами эталонных образцов хризотила.

Кривые ДТА хризотил-асбеста характеризуются слабым эндотермическим эффектом при 40-300°C, более сильным в широком интервале от 620 до 810°C (максимум эффекта 760°C) и слабым, но ясно выраженным при 850°C, что позволяет отнести его к полулومким разновидностям (Термический анализ..., 1974).

Антигоритовые жилы широко развиты в гипербазах Печенгского рудного поля; в ультраосновных породах Аллареченского района и северо-восточного обрамления Печенги они отмечаются значительно реже. Мощность их достигает 40 см. Являются наиболее поздними среди жильных разновидностей серпентина: антигоритовые жилы пересекают в большинстве случаев жилы хризотил-асбеста и офита. Макроскопически массивные, обладают офитовым сложением, темно-зеленые, редко черные. Однако более обычны жилы, сложенные мелко- или крупночешуйчатыми выделениями, которые собраны в веерообразные или субпараллельные шестоватые агрегаты. Жилы либо мономинеральные, либо имеют более сложный состав - карбонат-диопсид-антигоритовый, карбонат-антигоритовый или актинолит-антигоритовый. Показатели преломления (табл. 27) близки таковым пороодообразующего антигорита. Химический состав антигоритов из жил характеризуется сравнительно высоким содержанием железа, причем характерно заметное преобладание закисного железа над окисным (табл. 28). Рентгенометрические, термические и данные ИК-спектры свидетельствуют о близости жильного антигорита к пороодообразующим разновидностям.

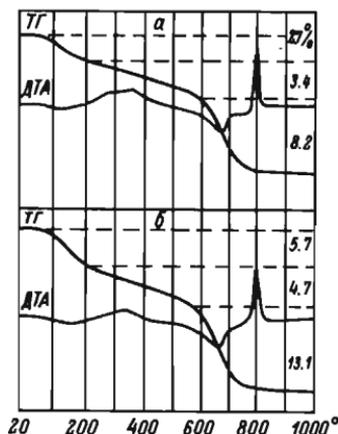


Рис. 15. Кривые ДТА и потери веса девейлитов.

а - Аллареченский район; б - северо-восточное обрамление Печенги. Запись сделана З. П. Ершовой (ИГЕМ).

Девейлит (гидрофит) установлен в гипербазитах Аллареченского района и северо-восточного обрамления Печенги. Встречается как в виде мономинеральных выделений, так и совместно с карбонатом, иногда с пиритом; другими разновидностями серпентина как более раннего, так

и более позднего. Последний нередко слагает участки с брекчиевидной структурой, где цементирует обломки девейлита. В шлифах под микроскопом - бурый, светло-, зеленовато-бурый. Обладает однородным, реже тонкополосчатым сложением. При скрещенных николях он либо двупреломляет с характерным скользящим погасанием, либо изотропен. Показатели преломления (табл. 27) заметно ниже, чем у других разновидностей серпентина. Химический состав девейлита (табл. 28) характеризуется высоким содержанием железа, марганца и кремния. Повышенное содержание железа и марганца является необычным не только для девейлитов, но и для серпентиновых минералов вообще. Девейлит обладает несовершенной структурой, о чем свидетельствуют повышенный фон дебаеграмм, пониженное количество рефлексов и диффузность многих из них. Общий вид и конфигурация кривых ДТА (рис. 15) позволяют отнести девейлит к хризотилу, обладающему высокой степенью дисперсности и несовершенной структурой (Термический анализ..., 1974). Принадлежность исследованных образцов девейлита к серпентиновым минералам с хризотиловой структурой подтверждается и данными инфракрасной спектроскопии (рис. 14).

1. В медно-никелевых месторождениях серпентиновые минералы развиты повсеместно, но неравномерно. Исключительно широко представлены они в Печенгском районе, в меньшей степени (и преимущественно в наиболее крупных массивах) - в Аллареченском и Ловноозерском районах, а также в северо-восточном обрамлении Печенги. В Мончегорском и Центрально-Кольском районах развиты незначительно.

2. Серпентиновые минералы представлены следующими разновидностями: породообразующие - лизардит, антигорит, хризотил; жильные - разнообразные офиты, хризотил-асбест, антигорит, гидрофит (девейлит). Среди породообразующих наиболее широко распространены лизардит и антигорит.

3. В распределении lizardита и антигорита устанавливается определенная закономерность. Так, в гипербазитах Мончегорского и Центрально-Кольского районов развит lizardит; Аллареченского и Ловноозерского районов, а также северо-восточного обрамления Печенги – lizardит и локально – антигорит; в Печенгском районе одинаково широко развиты lizardит и антигорит, часто с преобладанием последнего.

4. В пределах месторождений Печенгского и Аллареченского районов для вкрапленных руд с сидеронитовой структурой характерен lizardит, а с метасоматической – антигорит; lizardит в последних отмечается как реликтовый минерал.

5. Химический состав серпентинов имеет много общих черт, но обладает рядом отличительных особенностей. Так, серпентины Печенги заметно обогащены алюминием относительно серпентинов Аллареченского района (особенно отчетливо это проявлено у породообразующих lizardитов). Независимо от местонахождения наибольшей глиноземистостью обладают антигориты, наименьшей – хризотилы; lizardиты по содержанию алюминия занимают промежуточное положение. Антигориты отличаются более высоким содержанием железа, чем остальные разновидности серпентинов, с преобладанием закисной формы над окисной. Наибольшая железистость характерна для девейлитов.

Общей особенностью серпентинов является их более высокая железистость, чем, например, в месторождениях асбеста (Урал и др.).

## Х л о р и т ы

Хлориты в породах и рудах медно-никелевых месторождений Кольского полуострова являются распространенными минералами. Имеющиеся данные о морфологии, оптических свойствах и химическом составе касаются хлоритов главным образом из ультраосновных пород Печенгского и Аллареченского районов и северо-восточного обрамления Печенги (Иванова, Корнилов, 1958; Корнилов, 1959а, в, 1962б; Ультраосновные и основные..., 1953, 1961; Макаров, 1971б; Яковлева, Осокин, 1974; Яковлев, Яковлева, 1974, и др.), в меньшей мере – Мончегорского и Центрально-Кольского районов (Геология и рудные..., 1956; Козлов, 1973, и др.).

В метаморфизованных породах и рудах по условиям нахождения выделяются породообразующие и жильные хлориты. Наиболее широко распространены первые, вторые встречаются значительно реже.

Х л о р и т п о р о д о о б р а з у ю щ и й в небольших количествах отмечается в измененных, главным образом безрудных гипербазитах Аллареченского района, где образует „келифитовые” каймы вокруг кристаллов аксессуарного хромшпинелида или выполняет интерстиции между породообразующими минералами. Распределен в породе неравномерно. Наряду с данным хлоритом в серпентинитах нередко устанавливается и более поздний хлорит, который обра-

зуется по флогопиту и является составной частью хлорит-флогопитовых образований типа смешанно-слоистых сростков или зональных кристаллов. В заметных количествах хлорит встречается в метаморфизованных гипербазитах месторождений Восток и Аллареченское, особенно в „рудных“ оливинитах и перидотитах (Яковлева, Осокин, 1974). Широко распространен хлорит в хлорит-амфиболовых породах рудопоявления Рунийоки, Вилгис, Хихна, Вирнимя, Карижъявр, Ровно и района оз. Б. Кошка. В серпентинизированных верлитах и серпентинитах Печенги повсеместно развит хлорит, выполняющий пространство между породообразующими минералами. Морфологические особенности и структурные взаимоотношения хлорита позволяют предположить, что большая его часть в этих породах возникла при замещении плагиоклаза. Об этом свидетельствуют и факты непосредственного развития хлорита по плагиоклазу (массив Пильгуярви). Второй распространенной разновидностью является хлорит, развивающийся по серпентину, раннему хлориту и биотиту. В гипербазитах Печенги отмечается также хлорит, который является составной частью так называемых колломорфных серпентин-хлоритовых выделений (Корнилов, 1959 а, в). Широко распространен хлорит в хлорит-амфиболовых породах, которые располагаются обычно в эндоконтактных зонах. Устанавливается он и в брекчиевидных сульфидных рудах, где является составной частью измененных обломков гипербазитов, а также образует карбонатно-хлоритовые или хлоритовые обособления. Широко представлен хлорит и в околорудных породах. В плагиоипроксенитах и габбро замещает породообразующие минералы и в первую очередь плагиоклаз. В Мончегорском районе встречается в измененных околорудных породах, в меньших количествах — в тектонических зонах.

Ж и л ь н ы е х л о р и т ы широко распространены преимущественно в основных, реже в хлорит-амфиболовых, а также в измененных туфогенно-осадочных породах Печенгского синклиория. В породах других районов встречаются редко.

Хлорит обычно представлен чешуйками изометричной, удлиненной, но чаще неправильной формы, размером от долей миллиметра до 5-7 мм. Чешуйки образуют в породе скопления, гнезда, прерывистые прожилковидные агрегаты. Нередко встречаются и более крупные, порфиробластические выделения хлорита, содержащие пойкилитовые включения кристаллов оливина, амфиболов, а также тонких пластинок флогопита. Чешуйки хлорита часто деформированы и переполнены линзовидными включениями магнетита, которые располагаются вдоль спайности или по контуру. При наложении последующих процессов метаморфизма хлорит замещается поздними амфиболами, антигоритом, тальком, карбонатами.

Хлориты макроскопически имеют светло-зеленый цвет до зеленого и темно-зеленого. Интенсивность окраски у хлорита из хлорит-амфиболовых пород выше, чем таковая у хлорита из метагипербазитов как оруделеных, так и безрудных. Хлорит из периферических частей массива также интенсивнее окрашен, чем из внутренних частей.

В шлифе под микроскопом хлориты бесцветны или чаще окрашены в светло-зеленые, зеленые тона. Плеохроизм иногда отсутствует или устанавливается с трудом, в большинстве же случаев хлорит имеет ясный плеохроизм. Интерференционная окраска у большинства хлоритов серая, иногда с коричневатым оттенком. Хлориты из гипербазитов Печенги часто обладают аномальной темно-бурой, индигово-синей интерференционной окраской. Аномальная окраска отмечается и у некоторых поздних хлоритов в гипербазитах Аппарченского района.

Хлориты характеризуются широкой вариацией оптических свойств (табл. 29). Наиболее низкими показателями преломления обладают хлориты из серпентинизированных гипербазитов и серпентинитов (независимо от степени оруденения), наиболее высокими — из экзоконтактовых околорудных пород. Устанавливается увеличение показателей преломления у хлоритов в двух основных направлениях: а) метагипербазиты → жильные сульфидные руды → плагиопироксениты и габбро и б) внутренние → эндо → экзоконтактовые зоны гипербазитовых тел.

Термические исследования хлоритов показывают, что с увеличением содержания в хлоритах магния и уменьшением содержания железа наблюдается сдвиг эндотермических эффектов в сторону более низких температур. Особенно отчетливо эта особенность проявляется в отношении основного эндотермического эффекта (500–800°C). В целом термическая характеристика позволяет отнести исследованные хлориты к магнезиальной, железисто-магнезиальной и железистой группам.

Химические анализы хлоритов, пересчитанные по „безводному“ веществу (табл. 30), свидетельствуют о принадлежности их к триоктаэдрическим хлоритам. По содержанию кремния в тетраэдрических слоях хлориты относятся, согласно классификации Д. П. Сердюченко (1953), к изоморфным рядам пеннина, клинохлора и прохлорита. Намечаются, таким образом, вариации в содержании алюминия в тетраэдрическом слое хлоритов. Хотя строго определенной закономерности при этом не устанавливается, можно отметить, что хлориты экзоконтактовых и вмещающих пород являются наиболее глиноземистыми. Широкие вариации устанавливаются в содержании железа. Так, хлориты из гипербазитов имеют железистость 10–15%, а из околорудных экзоконтактовых пород — 50–80%. Более высокая железистость характерна и для хлоритов из основных пород. Таким образом отмечается увеличение железистости хлоритов в ряду а) гипербазиты → базиты → брекчиевидные руды и б) внутренние зоны гипербазитовых массивов → эндо → экзоконтактовые зоны и вмещающие породы.

Содержание окиси кальция в большинстве проанализированных образцов хлорита составляет сотые или десятые доли процента. Количество его становится заметным только в тех пробах, где присутствуют кальцийсодержащие минералы — актинолит, кальцит, лейкоксен. Последний в виде пылевидной вкрапленности нередко включен

## Т а б л и ц а 29

## Оптические свойства хлоритов

Порода	$N_g$
А л л а р е ч е н с к и й   р а й о н   и   с е в е р о - в о с т о ч н о е   о б р а м л е н и е   П е ч е н г и	
Оливиниты, гарцбургиты, пироксениты, оруденелые и безрудные	1.594-1.601
Хлорит-амфиболовая	1.592-1.615
Актинолит-куммингтонитовая	1.603*
Тальк-флогопит-хлоритовая	1.621
Околорудная гранатсодержащая	1.665
П е ч е н г с к и й   р а й о н	
Перидотиты, оливиниты, оруденелые и безрудные	1.584-1.603*
Хлорит-амфиболовые эндоконтактные породы	1.611
Сплошные сульфидные руды	1.631
Околорудные, существенно хлоритовые	1.625-1.651
Плаггиопироксениты	1.629-1.631
Габбро	1.640-1.658

П р и м е ч а н и е. В таблице использованы наряду с нашими данные Н.А.Елисеева (Ультраосновные и основные..., 1961) и В.Н.Макарова (1971). Для хлоритов, помеченных звездочкой, характерны аномальные цвета интерференционной окраски.

непосредственно в чешуйки хлорита. Выделение кальцийсодержащего хлорита (Макаров, 1971б) не является, на наш взгляд, достаточно обоснованным.

Содержание  $TiO_2$  в большинстве проанализированных образцов составляет сотые или десятые доли процента. Повышенное содержание титана (до 2 вес.%) отмечается в некоторых разновидностях хлоритов Печенги. Чешуйки хлорита в таких случаях содержат пылевидную вкрапленность лейкоксена и в отдельных случаях еще и биотитовый компонент. Поэтому повышенное содержание титана, фиксируемое в некоторых образцах хлорита, связано, по нашему мнению, преимущественно с присутствием других минералов, а не вхож-

Т а б л и ц а 30

Средние формульные содержания главных элементов в хлоритах

Порода	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mg	OH	f, %
А л л а р е ч е н с к и й   р а й о н   и   с е в е р о - в о с т о ч н о е   о б р а м л е н и е П е ч е н г и								
„Рудный” оливинит (n =1)	2.87	1.13	1.00	0.11	0.44	4.35	8.00	11.2
Хлорит-амфиболовые породы (n =5)	3.08	0.92	0.97	0.10	0.59	4.11	7.35	14.5
Амфибол-хлоритовый прожилок в метагипербазите (n =1)	2.88	1.12	1.01	0.22	0.50	4.19	7.92	14.7
Тальк-флогопит-хлоритовый сланец (n =1)	2.90	1.10	1.09	0.17	1.28	3.32	7.37	30.4
Полевошпатовый амфиболит (n =1)	2.68	1.32	1.34	0.19	1.48	2.85	7.82	36.9
П е ч е н г с к и й   р а й о н								
Прожилок в серпентините (n =1)	3.43	0.57	0.58	0.11	0.56	4.52	7.42	13.2
Прожилки в метапироксените (n =1)	3.25	0.75	0.86	0.08	1.67	3.29	7.70	34.6
Прожилки в ксенолитах филлитов (n =2)	3.28	0.72	0.83	0.12	1.33	3.63	7.20	28.1
Экзоконтактные околорудные породы (n =4)	2.82	1.18	1.24	0.19	2.49	1.86	7.58	59.1

П р и м е ч а н и е. В таблице наряду с нашими использованы данные Н. А. Корнилова (1959а, в).

дением его в виде изоморфной примеси в тетраэдрические слои хлорита (Макаров, Сердюченко, 1974), тем более что во всех проанализированных образцах хлорита алюминия вполне достаточно для полного заполнения тетраэдрического слоя.

В хлоритах установлены элементы-примеси: Cu, Ni, Co, Cr, V. Из них только Ni и Cr содержатся в заметных количествах (соответственно 0.014–0.23 и 0.003–0.34 вес.%). Рентгенометрические исследования хлоритов выполнялись методом Дебая и на дифрактометре. Анализ интенсивностей рефлексов серий 20l и 40l позволяет отнести исследованные хлориты к политипу II (Физика минералов, 1964). Параметры элементарной ячейки  $a_0 \sin^2 \beta$  (5.288–5.347 Å) и  $b_0$  (9.252–9.337 Å) увеличиваются, а  $c_0 \sin \beta$  (14.12–14.17 Å) уменьшается при увеличении содержания железа, что соответствует известным положениям (Дир и др., 1966).

Дифрактометрические исследования ориентированных препаратов хлоритов показывают, что они часто содержат только хлоритовый компонент. В то же время хлориты, возникающие по магнезиально-железистым слюдам, не образуют самостоятельных выделений, а являются составной частью хлорит-вермикулит-флогопитовых образований типа смешанно-слоистых сростков или зональных кристаллов.

---

1. В медно-никелевых месторождениях хлориты распространены широко и представлены магнезиальными, магнезиально-железистыми и железистыми разновидностями изоморфных рядов прохлорита, клинохлора и пеннина.

2. Хлориты характеризуются широкими вариациями в содержании алюминия (в особенности тетраэдрического) и железа. Наиболее глиноземистыми являются хлориты из габбро, экзоконтактовых околорудных и вмещающих пород. Наименьшая железистость характерна для хлоритов из метагипербазитов, наибольшая – для хлоритов из экзоконтактовых околорудных пород. Устанавливается увеличение железистости хлоритов в рядах а) гипербазиты → базиты → брекчиевидные руды и б) внутренние → эндо → экзоконтактовые зоны гипербазитовых массивов. В целом хлориты изучены недостаточно. Учитывая исключительную трудность получения материала, пригодного для исследований, изучение хлоритов необходимо проводить с помощью локальных методов анализа.

## Т а л ь к

Тальк в метаморфизованных гипербазитах встречается часто, но заметные концентрации образует, как правило, редко. Сведения по отдельным вопросам минералогии талька приводятся во многих работах главным образом общего характера (Геология и рудные..., 1956; Горбунов, 1968; Ультрасосновные и основные..., 1953, 1961).

По условиям нахождения выделяются две главные разновидности талька: породообразующий и жильный.

Тальк породообразующий широко развит в массивах Печенгского рудного поля, особенно в сравнительно небольших телах западного фланга рудного поля, а также в мелких массивах юго-восточного фланга Печенгского синклинория (участок Туль-яур). Довольно обычен он и в крупных интрузивных телах центральной части рудного поля, локализуясь в приконтактовых частях или в тектонических зонах внутри массивов. Широко развит тальк во вкрапленных рудах с метасоматическими структурами и в обломках измененных гипербазитов и филлитов в оруденелой тектонической брекчии (брекчиевидных рудах). В гипербазитах Аллареченского района и северо-восточного обрамления Печенги тальк встречается преимущественно в приконтактовых и тектонических зонах, а также в околопегматитовых метасоматитах, но в сланцеватых метагипербазитах рудопроявления Ровно он развит широко. В Мончегорском плутоне тальк в заметных количествах встречается в измененных околорудных породах и в тектонических зонах, а в Центрально-Кольском районе — лишь в качестве примеси среди вторичных минералов.

Тальковые жилы отмечаются часто в гипербазитах Печенгского рудного поля, в ультраосновных породах других районов встречаются редко. Мощность их изменяется от 0,1–1,0 до 50–80 см. Постоянной примесью в тальковых жилах является карбонат, в более редких случаях — серпентин, магнетит, хлорит, сульфиды.

Тальк обычно представлен мельчайшими чешуйками, которые слагают тонкие оторочки вокруг пироксена или шнуры по петлевым трещинам. В центре шнуров нередко отмечаются просечки магнетита. Тальк образует также псевдоморфозы по пироксену, гнезда и прожилковидные обособления в породах. Жильный тальк представлен обычно агрегатом мельчайших чешуек.

Тальк развивается с замещением почти всех более ранних минералов, но наиболее интенсивно и в первую очередь замещаются кристоллические разновидности серпентина. Для талька характерна тесная пространственная и временная ассоциация с антигоритом, в особенности с его микрочешуйчатой и лейстовидной разновидностями и карбонатом. В серпентинитах, сложенных лизардитом, вне тектонических зон тальк, как правило, отсутствует. Непосредственное замещение оливина отмечается только в ультраосновных породах Мончегорского и Центрально-Кольского районов. В гипербазитах Печенги оливин вначале замещается серпентином, а впоследствии уже тальком, иногда в ассоциации с карбонатом.

Макроскопически тальк белый с зеленоватым оттенком, реже светло-зеленый. В шлифе бесцветный или светло-зеленый. Окрашенные разновидности обладают отчетливым плеохроизмом от светло-зеленого по  $N_g$  до бесцветного по  $N_p$ . Показатели преломления (табл. 31) изменяются в незначительных пределах и без видимой закономерности. Оптические свойства позволяют отнести исследован-

Т а б л и ц а 31

## Оптические свойства тальков

Район	Порода	$N_g$	$N_p$
Аплареченский и северо-восточное обрамление Печенги	Пироксеновый метаоливинит	1.590	1.545
	Оталькованный „рудный“ метаоливинит	1.591	-
	Талькит	1.588	-
	Тальк-хлорит-амфиболовая	1.586-1.591	1.543-1.552
	Тальк-хлорит-биотит-амфиболовая, оруденелая	1.591	-
	Тальковая жила	1.591	-
Печенгский	Гидротермально-измененный серпентинит	1.587	1.547
	Метасоматически оруденелый серпентинит	1.594	1.563
	Цемент в серпентинитовой брекчии	1.594	1.546
	Тальковые жилы	1.594-1.588	1.560-1.542
	Оруденелая тектоническая брекчия (брекчиевидная руда)	1.580	1.540
	Филлит	1.582	1.551

П р и м е ч а н и е. Для Печенгского района использованы данные Н. А. Корнилова.

ные тальки к магнезиальным разновидностям с незначительным содержанием железистой составляющей (Дир и др., 1966).

Термические кривые талька характеризуются наличием одного эндотермического максимума при температуре 820-960°C, что является вообще характерным для тальков (Термический анализ..., 1974).

Данные химического анализа (табл.32) показывают, что проанализированный тальк относится к обычной магнезиальной разновидности с незначительным содержанием железистой составляющей. Во многих пробах устанавливается присутствие кальция, который, учитывая тесную ассоциацию талька с карбонатом и присутствие в анализах  $CO_2$ , обусловлен механической примесью карбоната. Почти во всех проанализированных пробах количество кремния несколько

ко меньше теоретического, а количество алюминия меньше, чем необходимо для заполнения вакансий в тетраэдрических слоях. По-видимому, часть тетраэдрических вакансий в этом случае занимает трехвалентное железо, как это установлено для некоторых хлоритов (Сердюченко, 1953, и др.).

Дебаеграммы исследованных тальков по набору линий близки к дебаеграмме талька Грюнера (Рентгеновские методы..., 1965). Параметры  $a_0$  (5.232–5.276Å),  $b_0$  (9.174–9.216Å) и  $c_0$  (18.68–18.75Å), по данным Н. А. Корнилова, увеличиваются одновременно, что обусловлено возрастанием содержания железа, изоморфно замещающего магний.

Приведенный материал показывает, что тальк является характерным позднеметаморфическим минералом, распространение которого ограничено преимущественно тектоническими и контактными зонами, а также брекчиевидными рудами (последнее особенно характерно для Печенгского района). Время его возникновения нельзя, по-видимому, датировать однозначно. Вероятно, он образуется на достаточно длительном промежутке времени по мере развития тектонических деформаций. Химический состав талька, так же как и оптические свойства, изменяются в незначительных пределах.

В целом тальк медно-никелевых месторождений изучен недостаточно. Имеющиеся сведения по минералогии талька являются малоинформативными, что не позволяет выявить его типоморфные особенности.

## К в а р ц , х а л ц е д о н , о п а л

Кварц в медно-никелевых месторождениях широко распространен в качестве породообразующего минерала вмещающих пород. Он является характерным минералом туфогенно-осадочных пород Печенги, где слагает преобладающую часть обломков псаммитовых, алевритовых пород и кремнистую часть цемента (Загородный и др., 1964), присутствует в гнейсах, гнейсо-гранитах и амфиболитах Аллареченского и других районов, а также входит в состав интрузивных пород Мончегорского плутона и массивов Центрально-Кольского района. Таким образом, кварц наряду с другими породообразующими минералами является составным компонентом некоторых типов оруденелых вмещающих пород и вкрапленных руд.

Кроме породообразующего кварца в медно-никелевых месторождениях Печенги и Аллареченского района встречается и жильный кварц, слагающий типичные гидротермальные жилы, иногда мощностью до 1 м, а также присутствующий в сплошных и брекчиевидных рудах в качестве обломочного материала. Этот кварц привлекает наибольший интерес исследователей и более детально изучен на некоторых месторождениях (Корнилов, 1962а; Яковлев, Яковлева, 1974 и др.).

В зоне окисления медно-никелевых месторождений отмечались также находки халцедона и опала, представляющие лишь минералогический интерес.

Т а б л и ц а 32

Средние формульные содержания элементов в тальках

Минеральная разновидность	n	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mg	Ca	OH	f, %
П е ч е н г с к и й    р а й о н										
Тальк породообразующий из оталькованных серпентинитов	2	7.90	0.08	-	0.03	0.47	5.52	0.05	3.85	8.5
Жильный тальк	8	7.90	0.06	0.03	0.09	0.50	5.43	0.02	3.50	10.0
А л л а р е ч е н с к и й    р а й о н    и    с е в е р о - в о с т о ч н о е    о б р а м л е н и е П е ч е н г и										
Тальк породообразующий из метаоливинитов	1	8.02	-	0.06	0.07	0.21	5.49	-	3.81	4.8
Тальк флогопит-хлоритовой с кварцем породы	1	7.77	0.23	0.12	0.06	0.73	5.00	0.02	3.66	13.8
М о н ч е г о р с к и й    р а й о н										
Жильный тальк	1	7.95	0.03	-	0.02	0.14	5.82	0.01	4.00	2.8

П р и м е ч а н и е. При составлении таблицы использованы кроме наших данные В. А. Масленикова (Геология и рудные..., 1956), Э. Н. Елисева, М. В. Денисовой, Н. А. Корнилова (Химические анализы..., 1970), В. Н. Макарова (1971 г.).

Генерация, морфологические разновидности. Результаты исследования кварцевой минерализации в различных месторождениях Кольского полуострова позволяют выделить 2-3 генерации кварца.

В Печенгском и Аллареченском районах достаточно отчетливо выделяется дорудный жильный и первичный кварц вмещающих пород. Этот кварц замещается сульфидами, а жилы его катаклазируются в процессе рудоотложения. Дорудный кварц представлен в основном молочно-белой разновидностью, но он часто замутнен включениями сульфидов, хлорита, биотита и других темноцветных минералов, проникающих в кварц по трещинам в зернах и границах между ними.

Менее отчетливо выделяется „внутрирудный“ кварц, связанный с жилами сплошных и брекчиевидных руд. Редкие гнезда и жилы данного кварца отмечались в сплошных рудах Аллареченского района (Яковлев, Яковлева, 1974), а также на выклинивании жил сульфидов в Печенгском районе. Характерными особенностями внутрирудного кварца является секущее положение его жил относительно сульфидного агрегата, образование типичных гнезд с прозрачными кристаллами, типа хрусталисных погребов, и отсутствие признаков замещения сульфидами.

И, наконец, к самой поздней генерации, вероятно, относятся кварцевые жилы с полиметаллическим оруденением, несущие сфалерит, галенит и другие минералы, встреченные на месторождениях Печенги и Центрально-Кольского района. Установлено развитие жил в зонах формирования эпигенетических руд, но достаточно четких возрастных взаимоотношений с рудами пока не выявлено. Однако на поздний характер этих кварцевых жил может указывать косвенный признак — позднее отложение галенита и сфалерита, известное по взаимоотношениям их с главными минералами медно-никелевых руд.

Физические свойства. Макроскопически наблюдаемые физические свойства кварцев из различных генетических групп и морфологических разновидностей весьма разнообразны. Преобладающее развитие имеют белые, матовые, полупрозрачные разновидности. Агрегаты, как правило, неоднородны и сложены мелко- и среднезернистым кварцем; часто видны следы грануляции, полосы белого сахаровидного кварца среди однородного молочно-белого и серого разновидностей. На гранях редко наблюдаемых кристаллов встречаются „присыпки“ хлорита, примазки глинистого вещества и окислов железа, придающих различные оттенки. Отдельные кристаллы прозрачны, дымчаты.

Оптические свойства различных кварцев близки между собой и соответствуют стандартным: минерал оптически положительный, одноосный, иногда двуосный с небольшим углом  $2V$ ; по десяткам замеров  $N_g = 1.553$ ,  $N_p = 1.544$ .

На примере печенгских кварцев установлено, что белые и молочно-белые жильные разновидности (в том числе из рудных жил) по сравнению с темными порообразующими аналогами обладают повышенной декрипитационной способностью. В кварце, связанном с руд-

ными жилами Печенги, выявлены включения, представленные газо-во-жидкой фазой, состоящей на 70–80% из жидкости и на 20–30% из газа. Температуры формирования кварца, по данным декрипитации, находятся в пределах 255–335°C.

---

Таким образом, кварцевая минерализация пространственно тесно связана с определенными разновидностями метаморфических и интрузивных пород. Приуроченность рудных тел к обогащенным кварцем породам может оказать существенное влияние на состав и качество руд. Кварцевая минерализация в боковых породах сформировалась преимущественно ранее медно-никелевого оруденения. Тем не менее интенсивное развитие жильной кварцевой минерализации в зонах дробления, и особенно появление жил кварца с полиметаллическим оруденением, является косвенным признаком эпигенетического оруденения в никеленосных районах.

Необходимо дальнейшее исследование кварцевой минерализации для выявления ее связи с медно-никелевым оруденением.

## Глава 1У. ВТОРОСТЕПЕННЫЕ НЕРУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

### Гранаты

Гранаты (пироп-альмандинового, спессартин-альмандинового и гроссуляр-андрадитового рядов) в заметном количестве встречены в рудах Ловноозерского и Аллареченского районов, а в Печенгском районе и Федоровой-Панских тундрах они находятся в качестве примесных и аксессуарных минералов. Ловноозерские и аллареченские гранаты соответственно полнее изучены: сделано около 30 химических анализов, 100 измерений показателя преломления, 20 определенных параметра элементарной ячейки и удельного веса (Ежов, 1973; Золотухин, Васильев, 1972; Химические анализы..., 1970; Яковлев, Яковлева, 1974; Медно-никелевые..., 1979). По печенгским гранатам имеются лишь единичные измерения показателя преломления и параметра ячейки, позволяющие только ориентировочно оценить их компонентный состав (Горбунов, 1960; Макаров, 1972; Смолькин, 1977; Ультрасовные и основные..., 1961; Шурупова, 1978, и др.). Для граната Панских тундр имеется всего один химический анализ, а Федоровых тундр — лишь общая минералогическая характеристика (Козлов, 1973; Старицына, 1960).

**Общие сведения.** В Печенгском районе и Федоровой-Панских тундрах гранат чаще связан с дифференциатами основного состава как продукт изменения плагиоклаза. В Панских тундрах он встречен в восточной части массива в оливиновых лейкократовых габбро (до 6%) и амфиболовых габбро. В массиве Федоровой тундры гранат входит в состав кельфиновых трехслойных амфибол-хлорит-гранатовых каемок на границе плагиоклаза с оливином, реже с пироксенами и слагает гнездовые образования около пироксена в габбро и лабрадоритах. В Печенгском рудном поле он встречен в качестве первичного аксессуарного, а также в виде мелких зерен, замещающих плагиоклаз при превращении последнего в альбит-олигоклаз (дезанортитизация). Несколько большие концентрации минерал образует в гранат-диопсидовых жилах (Пильгуярви) и продуктах изменения диабазовых даек (Каула), находящихся в серпентинизированных перидотитах. В первых гранат образует округлые зерна размером 1-2 мм с изрезанными очертаниями, переполненные мелкими кристаллами диопсида и находящиеся в „основной массе“ мелкозернистого диопсида. В дайках избирательно замещает плагиоклаз, а на поздних стадиях частично и авгит, образует также мономинеральные

жилки в центре даек, где находится в ассоциации со сфеном и апатитом и рассекается хлоритом.

Таким образом, как в Печенгском районе, так и массивах Федоровой-Панских тундр гранат образовался преимущественно в процессе метаморфизма основных пород, после начальной серпентинизации. Замещение плагиоклаза гранатом аналогично эпидотизации плагиоклаза.

В Аллареченском районе гранат является породообразующим окорудных экзоконтактовых пород (амфибол-кварц-гранатового состава), а также вмещающих полевощпатовых амфиболитов и гнейсов, пегматитов и аплитов, скарноподобных образований и пород типа железистых кварцитов. Экзоконтактовые породы несут медно-никелевое оруденение, остальные породы иногда содержат колчеданное (пирит-пирротинное) или магнетитовое оруденение.

В экзоконтактовых породах наиболее интенсивно гранатизация проявлена на контакте с жилами сплошных руд, где возникают разнообразные гранатсодержащие метасоматиты, до почти мономинеральных гранатовых. В кварц-гранатовых породах оба минерала образуют тесные сростания по плоскостям, близким к индукционным. В других породах гранат распределен очень неравномерно, содержание его колеблется от 1 до 80%. Он находится в виде порфириобласт размером до 2 см, переполненных реликтовыми (роговая обманка, плагиоклаз, ильменит) и поздними включениями (кальцит, хлорит, биотиты и др.). Гранат часто замещается поздним плагиоклазом до гломеробластических псевдоморфоз. В скарноидах (эпидозитах, скарнах смешанного типа) он находится в ассоциации с диопсидом, эпидотом, кальцитом, кварцем, а в кварцитах - с кварцем, моноклинным пироксеном, различными амфиболами, чаще куммингтонитами (в том числе марганцовыми), с пирротинном и пиритом. Гранат здесь интенсивно замещается кварцем с примесью плагиоклаза и амфибола до образования структур типа „снежного кома“

В Ловноозерском районе в медно-никелевых рудах гранат встречается в качестве примеси на контакте основных и ультраосновных пород с лейкократовыми боковыми породами. Широко распространен во вмещающих гранулитах, сланцах с силлиманитом, гиперстеном, биотитом. Распределен неравномерно, особенно в гранулитах, - от 90% до полного исчезновения. По морфологии это чаще порфириобласты и гломеробласты, а также мелкие зерна. Крупные индивиды имеют неровные извилистые контуры, переполнены вростками биотита, плагиоклаза, кварца, а в рудах - и рудных минералов. Таким образом, гранат Ловноозерского района во многом сходен с аллареченским, но существенно отличается от печенгского. В первых двух он развит за пределами основных-ультраосновных массивов и представлен двумя разновозрастными группами: ранним породообразующим различными метаморфических пород и более поздним - экзоконтактовых окорудных метасоматитов. В Печенгском районе (и некоторых других) он сосредоточен в самих никеленосных массивах и об-

разуется главным образом в процессе их метаморфизма (вероятно, гидротермального), хотя встречается и более ранний акцессорный.

**Физические свойства.** Акцессорный первично-магматический гранат массива Пильгуярви является изотропным, лиловым пиропом ( $N = 1.740-1.770$ ) и розовато-, буровато-красным альмандином ( $N = 1.768-1.785$ ) (Шурупова, 1978; табл. 33). В псевдоморфозах по плагиоклазу в дайках и основных породах Пильгуярви гранат бесцветный или желтоватый, изотропный, почти чистый гроссуляр ( $N = 1.737$ ). Гранат из жил имеет сходные физические свойства. Чаще он изотропный, но в дайках может быть и анизотропным: центральная часть кристалла бесцветная, замутненная, изотропная ( $N = 1.760$ ), периферическая — прозрачная, анизотропная, розоватая ( $N = 1.775$ ). По этим данным авторы относят гранат к ряду гроссуляр-андрадит с содержанием в центральной части 85% гроссуляра и 15% андрадита, а краевой — 75% и 25% соответственно (табл. 33, № 2; Ультраосновные и основные..., 1961; Макаров, 1972).

В Аллареченском районе гранат везде красного цвета с буроватым оттенком, обычно изотропный; лишь в экзоконтактовых породах по контуру зерен появляется узкая, прерывистая анизотропная каемка,  $N = 1.782-1.816$ . Гранат из пегматитов, аплитов и кварцитов имеет равные между собой и наибольшие показатели преломления (табл. 33, №№ 6, 7), а в остальных породах (амфиболитах, гнейсах — № 4, экзоконтактовых породах — № 5, скарноидах — № 8) — меньшие и также примерно равные между собой. Удельный вес одинаковый в последних трех группах и более высокий в гранитных пегматитах. Сочетание параметров элементарной ячейки с показателями преломления позволяет довольно точно определить компонентный состав граната (альмандин — с точностью до 2% абсолютных). Цвет ловноозерских гранатов — темно-красный, в силлиманитсодержащих сланцах — с фиолетовым оттенком. Величины показателя преломления, удельного веса и параметра элементарной ячейки в целом меньше, чем в Аллареченском районе и соответствуют пироп-альмандиновой группе.

**Химический состав.** Состав минерала по всему региону изменяется в широких пределах (табл. 33, рис. 16): встречаются почти чистые гроссуляры, разности с 80% и больше альмандина, с 30% и более спессартина. Как известно, ультраосновным и основным породам свойственны гранаты пиропового состава (Соболев, 1964; Дир и др., 1965). Этому правилу соответствует лишь акцессорный гранат Печенгского района, который отнесен к пироп-альмандиновому ряду (Шурупова, 1978). А остальные гранаты Печенгского рудного поля характерны для известковых пород, хотя располагаются среди измененных базитов и гипербазитов. Это обстоятельство заставило исследователей искать источник кальция для их образования и за пределами массивов. Наиболее вероятной нам представляется точка зрения (Ультраосновные и основные..., 1961), согласно которой источником кальция служили сами метаморфизируемые породы. Это подтверждается многими фактами: замещением гранатом плагио-

Т а б л и ц а 33

Компонентный состав и физические свойства граната

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Альмандин	59	-	-	$\frac{60.3-80.2}{68.5(5)}$	$\frac{61.9-72.7}{66.8(4)}$	61.0	54.7	1	$\frac{49.4-60.3}{55.8(11)}$
Пироп	3	-	-	$\frac{2.9-19.2}{8.3}$	$\frac{2.3-10.2}{5.8}$	3.1	2.1	4	$\frac{30.5-42.6}{36.6}$
Гроссуляр	27	75-95	90	$\frac{8.0-24.7}{17.8}$	$\frac{17.9-24.1}{20.1}$	5.9	5.9	71	$\frac{1.4-5.3}{3.3}$
Спелсартин	6	-	-	$\frac{1.1-3.3}{1.9}$	$\frac{2.9-8.8}{4.7}$	23.5	32.2	1	$\frac{0.7-2.3}{1.3}$
Андрадит	-	5-25	10	$\frac{1.3-7.8}{3.7}$	$\frac{0.3-3.5}{2.1}$	5.0	4.3	23	$\frac{0.1-3.2}{2.0}$
$\alpha_0 (\pm 0.003A)$	11.60	-	$\frac{11.856}{11.890}$	$\frac{11.543-11.610}{11.583(6)}$	$\frac{11.596-11.673}{11.618(8)}$	11.590	11.583	11.729	$\frac{11.509-11.523}{11.518(5)}$
$N (\pm 0.003)$	1.810	$\frac{1.737-1.775}{1.775}$	-	$\frac{1.785-1.812}{1.798(24)}$	$\frac{1.784-1.808}{1.799(13)}$	$\frac{1.811-1.816}{1.813(8)}$	$\frac{1.811-1.814}{1.812(2)}$	$\frac{1.787-1.802}{1.795(2)}$	$\frac{1.774-1.792}{1.780(13)}$
Уд. вес ( $\pm 0.03\text{г/см}^3$ )	3.98	-	-	4.03	$\frac{4.00-4.10}{4.05(4)}$	$\frac{4.17-4.19}{4.18'}$	-	-	$\frac{3.90-4.01}{3.95(7)}$

П р и м е ч а н и е. Из пород: 1 - лейкократового габбро массива Панских тундр (Козлов, 1973); 2 - диабазовых даек горы Каула; 3 - гранат-диопсидовых жил массива Пильгуярви (Макаров, 1972); 4-8 - Аллареченского района: 4 - вмещающих амфиболитов и гнейсов, 5 - экзоконтактовых, оруденелых метасоматитов, 6 - гранитных пегматитов, 7 - типа железистых кварцитов (6, 7 - колл. А.К. Яковлевой); 8 - эпидозита и пироксенового скарна (Ежов, 1973); 9 - гранулитов Ловноозерского района.

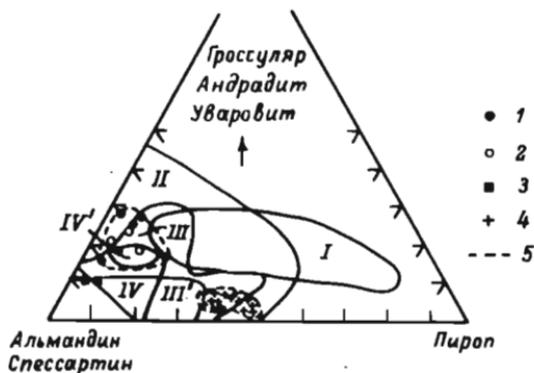


Рис. 16. Компонентный состав гранатов из разных фаций метаморфизма.

I - эклогитовая, II - гранулитовая, III - амфиболитовая, IV - роговиковая.

Аллареченский район: 1 - вмещающих амфиболитов и гнейсов, 2 - экзоконтактовых оруденелых пород, 3 - типа железистых кварцитов и гранитных пегматитов, 4 - Ловноозерский район, 5 - области распространения Аллареченских и Ловноозерских гранатов.

клаза, аналогичным эпидотизации, наличием в ассоциации первичных магматических минералов, морфологическими и геологическими особенностями гранатосодержащих образований, одинаковым составом граната в разных участках и т.д.

В Аллареченском районе гранаты являются существенно альмандиновыми и относятся к двум группам - пироп-гроссуляр-альмандиновой и гроссуляр-спессартин-альмандиновой (рис. 16). В первую группу попадают гранаты из амфиболитов, гнейсов, экзоконтактовых пород, а во вторую - из пегматитов и железистых кварцитов (в последних наиболее высокие содержания спессартина - табл. 33, № 7). Экзоконтактовые гранаты близки к таковым из полевошпатовых амфиболитов, но несколько больше обогащены спессартиновым и гроссуляровым компонентами, а из скарпоподобных образований содержат больше андрадитового компонента (№ 8). Ловноозерские гранаты являются в сущности двухкомпонентными, пироп-альмандиновыми, малокальциевыми, с небольшими колебаниями химического состава (табл. 33, № 9; рис. 16).

Известно, что на состав граната оказывают влияние валовый состав породы и степень метаморфизма. При повышении степени метаморфизма содержание  $Fe^{2+}$  и Mg увеличивается, а Ca и Mn уменьшается. Увеличение пиропового компонента и уменьшение гроссулярового в ловноозерских гранатах по сравнению с аллареченскими, а также их положение на генетических диаграммах свидетельст-

вуют об образовании первых в условиях более высокой степени метаморфизма – преимущественно гранулитовой фации (Соболев, 1964; Дир, и др., 1965). Незначительные изменения химического состава ловноозерских гранатов в различных породах района свидетельствуют о близости условий их образования.

В гранате Аллареченского района уменьшается количество Mg и Fe и увеличивается Ca и Mn от амфиболитов к экзоконтактовым породам, затем железистым кварцитам и скарнам. Можно полагать, что в этом направлении уменьшается степень метаморфизма пород.

**Типоморфные особенности.** 1. Значительные концентрации граната характерны только для оруденелых экзоконтактовых метасоматитов и вмещающих пород Аллареченского и Ловноозерского районов. В Печенгском районе гранат встречается как акцессорный магматический, а чаще – как метаморфический, преимущественно в породах основного состава.

2. По составу гранат Печенгского района является гроссуляром с содержанием андрадитового компонента до 25%, а Аллареченского и Ловноозерского районов – в основном альмандином, но в Ловноозерском районе с заметным содержанием пироба, а в Аллареченском – гроссуляра (в амфиболитах, гнейсах и экзоконтактовых породах) и спессартина (в гранитных пегматитах и образованиях типа железистых кварцитов). В различных породах Аллареченского района состав граната более контрастный, чем в породах Ловноозерского района.

3. Основная масса граната Печенгского района возникла в процессе метаморфизма пород после ранней серпентинизации, а других районов – в процессе регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой (Аллареченский район) и гранулитовой фаций с признаками высоких ступеней амфиболитовой (Ловноозерский район). В Аллареченском районе гранат образовался в условиях постепенно понижающихся температуры и давления (амфиболиты, гнейсы-экзоконтактовые породы-железистые кварциты), а Ловноозерского – в примерно одинаковых P-T условиях метаморфизма. Акцессорные гранаты Печенгского рудного поля и Федоровой-Панских тундр образовались в процессе становления массивов основных-ультраосновных пород.

4. Химический состав аллареченских гранатов может быть использован для расчленения метаморфических толщ в пределах района и определения генетической позиции той или иной гранатсодержащей разновидности пород в этих толщах.

## К а р б о н а т ы

Карбонаты встречаются в породах и рудах многих месторождений. Более полно изучены карбонаты Печенгского района, в меньшей мере Аллареченского и Мончегорского районов (Геология и рудные месторождения..., 1956; Корнилов, 1959а; Горбунов, 1968; Ультраосновные и основные..., 1961; Гончаров, Макаров, 1968; Макаров,

1969 и др.). Карбонаты северо-восточного обрамления Печенги, Ловноозерского и Центрально-Кольского районов практически не изучены. По условиям нахождения выделяются две группы карбонатов: породообразующие и жильные. Более широко распространены жильные, породообразующие встречаются значительно реже. Представлены карбонаты кальцитом, доломитом, магнезитом и сидеритом.

Близость условий развития, оптических свойств и невозможность однозначной диагностики карбонатов оптическими методами не позволяют при современном уровне изучения дать отдельную характеристику их кристаллохимических особенностей. Поэтому ниже они рассматриваются совместно.

Породообразующие карбонаты входят в состав пород, интенсивно измененных в зонах дробления и расщепления. В заметных количествах распространены в породах и рудах месторождений западного фланга и в мелких безрудных массивах юго-восточной части Печенги, в измененных околорудных породах Мончегорского плутона, в сланцеватых серпентинитах и серпентин-хлоритовых с тальком породах северо-восточного обрамления Печенги, в хлорит-карбонатных породах с арсенидно-сульфидным оруденением Ловноозерского района. Кроме того, карбонаты этой группы образуют редкую вкрапленность в сильно измененных ультраосновных и основных породах.

Карбонатные жилы широко развиты в массивах Печенгского района, особенно в зонах дробления, расщепления и гидротермального изменения пород. Они сопровождают также оруденелые тектонические зоны. Устанавливается несколько генераций жил. Мощность их изменяется от 1-2 мм до 50-60 см, длина - 1-20 м. Карбонатные жилы либо мономинеральны, либо, что отмечается чаще, имеют более сложный состав. Встречаются тальк-карбонатные, серпентин-тальк-карбонатные, сульфидно-карбонатные и другие жилы.

В Аллареченском районе карбонаты вместе с сульфидами образуют в оруденелых метаперидотитах жилы, которые содержат также оливин, амфибол, магнетит и апатит в переменных количествах и обладают крупнозернистым сложением. Встречаются в жилах и реликты измененных ультраосновных пород. В Мончегорском плутоне тонкие тальк-карбонатные жилки (мощностью 1-2 мм) широко распространены в измененных околорудных породах, на выклинивании сульфидных жил. В составе их иногда устанавливаются также серпентин, кварц, хлорит.

Все карбонаты встречаются обычно в виде агрегатов неправильной формы или отдельных зерен, кристаллы редки: это главным образом кальцит в поздних пирротин- и пирит-карбонатных жилах Печенги, где он образует друзы и щетки кристаллов с гранями скаленоэдра и ромбоэдра. Иногда на гранях кристаллов кальцита, обращенных вверх, наблюдаются присылки хлорита и кристаллов пирита, являющиеся своеобразными „минералогическими уровнями“.

Т а б л и ц а 34

Показатели преломления карбонатов

Район	Минералы	№
Печенгский	Кальцит породообразующий и жильный	1,655-1,680
	Доломит породообразующий и жильный	1,680-1,688
	Анкерит жильный	1,687-1,697
	Ферродоломит породообразующий	1,760
	Магнезит породообразующий и жильный	1,698-1,706
	Сидерит породообразующий и жильный	1,782-1,876
Алларе- ченский	Железистый доломит (анкерит) жильный	1,689-1,691
Монче- горский	Магнезит жильный	1,717

П р и м е ч а н и е. Таблица составлена по данным Н.А. Корнилова (1959а), Г.И. Горбунова (1968), Ю.В. Гончарова и В.Н. Макарова (1968), Е.К. Козлова (1973).

Карбонаты относятся к числу наиболее поздних минералов. При „площадной“ карбонатизации они замещают породообразующие силикаты, а также сульфиды. Для породообразующих карбонатов в ультраосновных породах Печенгского района, в меньшей мере Аллареченского и северо-восточного обрамления Печенги характерна ассоциация с тальком и лейстовидным антигоритом. В жильных образованиях карбонаты в большинстве случаев также являются наиболее поздними минералами. Однако иногда (сульфидно-карбонатные жилы Аллареченского месторождения) карбонат является более ранним по отношению к сульфидам, которые рассекают или цементируют карбонаты.

Вторичные изменения карбонатов заключаются прежде всего в изменении их состава. Так, в сульфидно-карбонатных жилах Аллареченского месторождения по обычному анкериту развивается более железистый анкерит, а в Печенге по железистому доломиту – кальцит. Иногда карбонаты замещаются тальком, а в гипергенных условиях – гидроокислами железа и, возможно, гипсом.

Показатели преломления многих минеральных видов карбонатов (табл. 34) имеют близкие значения, что еще раз подчеркивает невозможность во многих случаях однозначной диагностики карбонатов только оптическими методами. Диагностика карбонатов методом окрашивания в шлифах и штуфах позволила среди карбонатов Печенгского и Аллареченского районов выделить доломит, железистый доломит и кальцит (Гончаров, Макаров, 1968; Макаров, 1969). Правильность диагностики карбонатов этих районов подтверждена терми-

## Химический состав карбонатов (в вес. %)

Район	Печенгский			Аллареченский		Мончегорский
	1	2	3	4	5	6
CaO	$\frac{49.07-56.14}{54.07(16)}$	28.59	29.28	28.60	29.89	1.38
SrO	$\frac{0.02-0.46}{0.18(7)}$	-	-	-	-	-
MgO	$\frac{0.00-4.48}{0.89(16)}$	21.32	17.80	18.40	18.86	43.01
MnO	$\frac{0.01-0.60}{0.17(14)}$	0.24	0.79	0.11	0.10	0.28
FeO	$\frac{0.00-2.38}{0.46(16)}$	5.58	3.34	4.66	3.61	3.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{0.00-0.63}{0.09(9)}$	-	-	-	-	1.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.18
SiO <sub>2</sub>	$\frac{0.08-2.30}{0.56(7)}$	-	-	-	-	0.12
CO <sub>2</sub>	$\frac{41.61-45.64}{43.05(16)}$	44.27	45.82	45.79	46.44	40.79
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	$\frac{0.04-1.62}{0.56(3)}$	-	-	-	-	0.85
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	$\frac{0.05-2.30}{0.75(4)}$	-	-	2.30	0.80	0.04
Сумма	-	100.00	96.99	99.86	99.70	100.66

Примечание. 1 - кальцит жильный; 2-5 - железистый доломит жильный; 6 - железистый магнезит (брейнерит) жильный. Для карбонатов Печенгского района использованы данные сотрудников Геологического института Кольского филиала АН СССР М.В. Денисовой, Н.А. Корнилова, В.Н. Макарова, Ю.Н. Нерадовского. 4-5 - Ю.В. Гончаров, В.Н. Макаров (1968), 6 - Геология и рудные..., 1956.

ческими исследованиями. Химический состав некоторых минеральных видов карбонатов приведен в табл. 35. Для всех проанализированных карбонатов характерно присутствие марганца, для магнезита — кальция, а для кальцита — магния и стронция (до 0.46 вес. %). Присутствие  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$  обусловлено, по-видимому, примесью силикатов. В целом карбонаты медно-никелевых месторождений изучены недостаточно. Имеющиеся сведения по минералогии карбонатов являются малоинформативными, что не позволяет выявить их типоморфные особенности. Эта группа минералов требует детального изучения. Кроме карбонатов эндогенного происхождения в зоне окисления встречены малахит и азурит.

**М а л а х и т** отмечается в зоне окисления сульфидных руд в ассоциации с лимонитом (Федотова, 1968). Образует примазки и скопления небольших размеров в лимоните. Под микроскопом наблюдаются чешуйчатые зерна и волокнистые агрегаты, угасание которых косое, двупреломление очень высокое. Плеохроирует от желтовато-зеленого до темно-зеленого. Растворяется в  $HCl$  с выделением пузырьков газа. В воде нерастворим.

**А з у р и т** отмечается в качестве минерала зоны окисления, но точных сведений о нем не имеется (Федотова, 1968).

#### Э п и д о т, ц о и з и т

В массивах основных-ультраосновных пород минералы эпидот-цоизитовой группы встречаются часто, но в небольших концентрациях. Они приурочены исключительно к плагиоклазсодержащим породам чаще основного состава: габбро, габбро-норитам (Геология и рудные..., 1956; Козлов, 1973; Ультраосновные и основные..., 1961 и др.). Кроме того, они распространены в боковых породах: в контактовых диопсид-плагиоклазовых среднезернистых роговиках Печенгского рудного поля, а также гранито-гнейсах, амфиболитах, скарноподобных и кварцитовидных породах Аллареченского района (Ежов, 1973; Загородный и др., 1964; Яковлев, Яковлева, 1974). В габбро Печенгского рудного поля эпидот иногда образует мономинеральные жилки мощностью до 1 см и входит в состав аксинитовых жилок. В тех и других находится в ассоциации с альбитом, диопсидом, хлоритом. Единичные зерна эпидота встречаются в измененных вкрапленных рудах.

Во всех габброидах и боковых породах минерал избирательно замещает предварительно пелитизированный, замутненный, серицитизированный плагиоклаз в виде обильных мелких зерен, входящих в состав комплексной псевдоморфозы (альбит, гранат, хлорит, цоизит). Реже образуется по моноклинному пироксену (салиту). В гранито-гнейсах эпидот образует тонкие просечки, прожилки и мелкую вкрапленность около них. Наибольшие концентрации его находятся в скарноидах, близких к эпидозитам, где минерал образует неправильные губчатые зерна с реликтами плагиоклаза, кварца, амфибола в ассоциации с салитом, карбонатом, кварцем, гранатом, пиритом, реже халькопиритом.

Макроскопически минералы группы эпидота имеют характерный буровато-, оливково-зеленый, иногда светло-желтый цвет; в шлифе слабо плесхроируют, обладают яркими цветами интерференции. Эпидот из эпидозита имеет  $N_g = 1.750-1.768$ ,  $N_p = 1.725-1.734$ , а светлоокрашенный, образованный по салиту -  $N_g = 1.730$ , близок клиноцонизиту (Ежов, 1973).

Две пробы эпидота из эпидозита в амфиболитах Аллареченского района были проанализированы химически. В пересчете на 13(O, OH, F) формулы эпидота имеют вид  $(K, Na)_{0.033, 0.006} Ca_{1.919, 1.926} \times Mg_{0.018, 0.014} Mn_{0.006, 0.005} Fe_{0.028, 0.030}^{2+} \times (Fe_{0.636, 0.569}^{3+})_{2.004, 2.003} \times Al_{2.268, 2.308} Ti_{0.015, 0.026} V_{0.00, 0.005} \times (Si_{3.066, 3.011})_{2.908, 2.908} \times (O_{11.968, 11.804} OH_{0.983, 1.184} F_{0.049, 0.012})_{13.000}$ .

Из этих данных следует, что эпидоты по химическому составу близки между собой и характеризуют промежуточные члены в ряду цонзит-эпидот. Такой химический состав минералов этой группы указывает на проявление в боковых породах Аллареченского района эпидот-амфиболитовой субфации метаморфизма.

## А п а т и т

Апатит относится к числу широко распространенных акцессорных минералов; он встречается в оруденелых и безрудных дифференциатах основных-ультрасосновных пород, в брекчиевидных и сплошных рудах, в боковых породах (Гончаров, 1965; Горбунов, 1968; Карпов, 1959; Козлов, 1973; Смолькин, 1977; Яковлев, Яковлева, 1974 и др.) Для апатита, как и для других акцессорных минералов, отмечается устойчивая закономерность - увеличение концентрации и крупности его зерен с увеличением количества и кислотности плагиоклаза, т.е. от ультрасосновных пород к основным, а в последних - от меланок лейкократовым, далее средним (диоритам) и кислым породам (различным пегматитам). Примером наиболее полного проявления этой закономерности может служить изменение концентрации и морфологии апатита по разрезу (снизу вверх) массива Пильгуярви (Смолькин, 1977).

Выделяются две группы проявлений апатита: а) акцессорный всех разновидностей пород; б) второстепенный пегматитов различного состава, сплошных и брекчиевидных руд, околорудных ореолов. Апатит первой группы представлен рассеянной вкрапленностью (менее 1%) мелких (0.01-0.5 мм) идиоморфных кристаллов и зерен, короткопризматического, пирамидально-призматического габитуса, изометрического, округлого, боченковидного облика с „оплавленными“, корродированными ребрами и гранями. Зерна прозрачные или мутноватые, окрашенные в светло-голубоватый цвет или бесцветные, серовато-белые. Апатит второй группы в породах и рудах распределен неравномерно, на отдельных небольших участках концентрация его дости-

гает 5–10 и иногда 20%. В гранитных пегматитах основная масса апатита скапливается на контакте его с боковыми породами, в рудах и оруденелых породах он тесно ассоциирует с биотитом и сульфидами. В Аллареченском районе такой апатит наиболее часто встречается в оруденелых амфибол–биотитовых метасоматитах и в сплошных рудах. В первых образует крупнозернистые гнездовые обособления агрегатов ксеноморфных зерен, а во вторых – хорошо образованные кристаллы короткопризматического габитуса размером (0,5–3,5) x (0,2–2,5) см. В тех и других апатит имеет характерный зеленовато–желтый цвет. В „рудных“ габбро–пегматитах Мончегорского плутона апатит также образует идиоморфные кристаллы размером до 2 мм. В гранитных пегматитах, особенно расположенных в боковых породах, апатит имеет характерный зеленовато–голубой цвет. В массиве Пильгуярви также есть разноокрашенные разновидности апатита, возможно разновозрастные (Смолькин, 1977).

В шлифах апатит диагностируется довольно легко по темно–серым цветам интерференции и характерной „губчатой“ шагреневой поверхности. В измельченной пробе окрашенные зерна узнаются по характерному голубому цвету, а бесцветные – по сильному алмазовидному блеску.

Показатели преломления апатита оказались близкими между собой по всему региону:  $N_o = 1.633–1.648$ ,  $N_e = 1.630–1.642$ ;  $N_o - N_e = 0.002–0.006$ ; все апатиты оптически одноосны, отрицательны. Повышенными значениями показателей преломления ( $N_o = 1.645–1.648$ ) обладают апатиты из руд Аллареченского района и по графику состава–свойства (Дир и др., 1966) соответствуют ряду F–апатит–гидроксил–апатит. Остальные разновидности апатита ближе F–апатиту.

**Х и м и ч е с к и й с о с т а в.** Химически проанализирован апатит из сплошных руд и экзоконтактовых пород Аллареченского района (Гончаров, 1965; Яковлев, Яковлева, 1974). Кристаллохимические формулы их в пересчете на 26(O, OH, F, Cl) имеют вид (первые значения – из сплошной руды, вторые – из экзоконтактовой породы)  $Ca_{9.86, 9.99} Sr_{0.02, 0.02} TR_{0.02, 0.01} Na_{0.04, 0.02} Mg_{0.12, 0.05} \times Fe_{0.04, 0.03}^{3+} Al_{0.00, 0.02} )_{10.10, 10.15} (P_{5.90, 6.00} Al_{0.06, 0.00} Fe_{0.04, 0.00} \times C_{0.00, 0.17} )_{6.00, 6.17} O_{24.0, 24.0} (OH_{0.39, 0.39} F_{0.87, 0.50} Cl_{0.04, 0.06} \times O_{0.70, 1.05} )_{2.00}$ .

В обоих анализах обнаружено небольшое содержание редких земель среди которых преобладает иттрий. По соотношению определяющих анионов (F, Cl и OH) минералы из сплошной руды ближе к F–апатиту, содержащему небольшое количество гидроксил–апатитового компонента. Апатит из экзоконтактовой породы содержит несколько больше примесей, в которые входят гидроксил–апатит–карбонат–апатит, т.е. он более сложный. Удельный вес его – 3.167 г/см<sup>3</sup>, а параметры элементарной ячейки –  $a_0 = 9.433$ ,  $c_0 = 6.875$  – оба с точностью  $\pm 0.005$  Å.

Типоморфные особенности. Апатит – типичный аксессуарный минерал базитов, гипербазитов и метаморфических боковых пород, второстепенный – сплошных и брекчиевидных руд, оруденелых метасоматитов и пегматитов. Ограниченные данные не позволяют судить об особенностях его состава в разных породах и рудах. Однако сходство парагенезисов, морфологии и оптических свойств второстепенного апатита из сплошных руд Аллареченского месторождения и „рудных“ габбро–пегматитов Мончегорского плутона свидетельствует, вероятно, о близости условий формирования тех и других, т.е. дает основание рассматривать такие руды и пегматиты как продукты кристаллизации остаточного расплава, обогащенного летучими компонентами.

### С к а п о л и т

Скаполит широко развит в породах и рудах Ловноозерского района, но практически не изучен. Для других никеленосных районов Кольского полуострова он не характерен.

В Ловноозерском районе скаполит встречается во всех разновидностях как рудных, так и безрудных основных пород (от единичных зёрен до 3–5%), но наиболее часто – в лейкократовых норитах (Козлов, 1975; Медно–никелевые руды..., 1979). Отмечается он также в некоторых жилах гранитных пегматитов, несущих сульфидную минерализацию, а также в массивах ультраосновных пород (Спиров, 1975).

Скаполит распределен в породе обычно неравномерно, не образует заметных скоплений, часто тяготеет к выделениям плагиоклаза. Зерна его имеют неправильную форму и плавные очертания. Размеры варьируют от 0,2 до 2 мм, но иногда достигают 6 мм (в гранитных пегматитах). В последнем случае скаполит образует идиоморфные кристаллы. В шлифах бесцветен, показатель преломления немного больше, чем у плагиоклаза. Цвета интерференции яркие, чистые, имеет высокое двупреломление (0,030–0,035). Минерал относится к миццониту и содержит 60–70% мейонитового компонента (по данным Е.К. Козлова). Из вторичных минералов по трещинкам в скаполите иногда развивается хлорит, образуя подобие петельчатой структуры. Со скаполитом часто ассоциирует апатит.

Анализ взаимоотношений скаполита с другими минералами основных пород позволил Е.К. Козлову предположить, что он образовался позже плагиоклаза и роговой обманки, но раньше биотита.

### Ц и р к о н , о р т и т , м о н а ц и т

Эти минералы являются типичными аксессуарными в основных–ультраосновных и боковых породах. Иногда они находятся все в одной ассоциации; чаще встречаются порознь или в сочетании циркон + монацит и циркон + ортит; кроме того, в той и другой ассоциа-

циях могут присутствовать апатит, рутил. В общем случае частота их встречаемости и крупность зерен возрастает к более кислым породам параллельно с увеличением содержания плагиоклаза. В крайних ультраосновных дифференциатах они редки, максимальных концентраций достигают в пегматитах кислого и основного состава и особенно в секущих гранитных пегматитах Ловноозерского района.

**Ц и р к о н** в виде единичных зерен встречается в кварцевых порфирах и габбро-пегматитах Мончегорского района, почти во всех дифференциатах интрузивов Печенги, плагиоклазсодержащих дифференциатах основного и ультраосновного состава и брекчированных секущих гранитных пегматитах Ловноозерского района (Карпов, 1959; Козлов, 1973; Смолькин, 1977; Медно-никелевые..., 1979; Ультраосновные и основные..., 1961; Яковлева, Яковлев, 1978, и др.).

Всюду циркон образует характерные идиоморфные кристаллы короткостолбчатого, изометрического, овального, шаровидного облика и дипирамидального, реже призматически-дипирамидального габитуса (во всех кристаллах наиболее развиты грани дипирамиды). Обычно кристаллы циркона менее 0.05 мм, лишь иногда (Печенга) до 0.1 мм, а в пегматитах - крупнее, до 0.5-1 мм. Как правило, кристаллы замутненные, полупрозрачные со сглаженными, „оплавленными“ ребрами и гранями, иногда с включениями магнетита, шпинелидов, ильменита и гематита. Цвет циркона буровато-желтый, а в гранитных пегматитах Ловноозерского района необычный - розовый, лиловый, буровато-розовый, розовато-сиреневый. В шлифах обнаруживается по высокому двупреломлению ( $\Delta N = 0.050$ ) и характерному концентрически-зональному строению (в отраженном свете).

Согласно анализу одной пробы минералы из пегматита Ловноозерского района в пересчете на 16(0) формула циркона такова:  $(Zr_{4.028} Ca_{0.128} Mg_{0.007} Fe_{0.012} Al_{0.010})_{4.185} (Si_{3.884} Ti_{0.004})_{3.888} O_{16}$ . Особенности химического состава - (пониженное содержание  $SiO_2$  - менее 32% и повышенное  $H_2O$  - 1.60%), морфологии (сглаженность контуров) и внутреннего строения (зональность) обусловлены, по-видимому, метамиктным распадом минерала.

К типоморфным чертам циркона можно отнести его приуроченность к наиболее кислым дифференциатам, в том числе пегматоидным образованиям массивов основных-ультраосновных пород, ассоциацию с первичными акцессориями, характерный розоватый и сиреневый цвет в пегматитах, а также короткопризматический, округлый облик кристаллов и признаки их метамиктного распада.

**О р т и т** встречен в единичных зернах в кварцевых габбро-норитах и метабазитах Мончегорского района, габбро-пегматитах Печенгского рудного поля (Козлов, 1973; Макаров, 1972). Несколько чаще ортит встречается в гранито-гнейсах и гранитных пегматитах Аллареченского района (Яковлев, Яковлева, 1974). В последних ортит образует неравномерную рассеянную вкрапленность в ассоциации с магнетитом, биотитом и молибденитом, причем с первыми двумя в тесном срастании. Ортит в гранито-гнейсах часто про-

пускают, принимая за магнетит, а плеохроичные дворики - за гидроксиды железа.

Ортит образует таблитчатые разрозненные индивиды размером от 0.1 до 2-3 мм в длину (в пегматитах до 5 мм) с характерным полуметаллическим, смолистым блеском, черным цветом и буроватым ореолом вокруг индивидов. В шлифе просвечивает красновато-бурый, иногда буровато-зеленым; отдельные участки зерен изотропны. В отраженном свете выявляется зональное строение индивидов ортита, причем наружные каемки более трещиноваты; трещины имеют радиальное и концентрически-зональное расположение. Оптические свойства ортита таковы:  $N_g = 1.680$ ,  $N_p = 1.670$ ,  $-2V = 85^\circ$ . Удельный вес -  $3.96 \text{ г/см}^3$ .

Согласно анализу одной пробы в пересчете на 8 катионов формула имеет вид  $(\text{Ca}_{1.188} \text{Tr}_{0.638} \text{Sr}_{0.010} \text{Mn}_{0.045} \text{Th}_{0.013})_{1.894} \times (\text{Mg}_{0.088} \text{Fe}^{2+}_{0.689} \text{Fe}^{3+}_{0.053} \text{Ti}_{0.170})_{1.000} (\text{Fe}^{3+}_{0.467} \text{Al}_{1.639})_{2.106} \times [(\text{Si}_{2.987} \text{Al}_{0.013})_3 \text{O}_{12.150} \text{OH}_{0.850}] \cdot 1.284 \text{H}_2\text{O}$

Ортит содержит небольшое количество тория, ближе к нижнему пределу из известных в природе ортитов (Дир и др., 1965). Избыточное содержание неконституционной  $\text{H}_2\text{O}$  (примерно 3.88 вес. %), изотропные участки зерен, наличие плеохроичных дворики, зональность, трещиноватость, понижение показателей преломления и удельного веса - все это свидетельствует о процессах метамиктного распада и гидратации минерала.

**Монацит** встречается в габбро-пегматитах Мончегорского района и брекчированных гранитных пегматитах Ловноозерского района (Карпов, 1959; Яковлева, Яковлев, 1978). В последних он представлен крупными (до 5 мм), хорошо образованными кристаллами обычного таблитчатого облика и пинакоидального габитуса, темно-медово-желтого, светло-коричневого цвета. Показатель преломления его -  $N_p = N_m = 1.787$ , что соответствует наиболее низким значениям. Пересчет химического анализа, если исходить из общей формулы монацита  $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Th})\text{PO}_4$ , имеет следующий вид:  $(\text{Ce}_{1.759} \times \text{La}_{0.744} \text{Pr}_{0.177} \text{Nd}_{0.713} \Sigma \text{TR}_{0.433} \text{Y}_{0.046} \text{Zr}_{0.003} \text{Pb}_{0.021} \times \text{Ca}_{0.127} \text{Mg}_{0.024} \text{Al}_{0.012})_{4.059} (\text{P}_{3.801} \text{Si}_{0.167})_{3.968} \text{O}_{16}$ .

По распределению редких земель монацит занимает необычное положение:  $\text{La} \geq \text{Nd}$  и  $\text{Pr} > \text{Sm}$ , тогда как чаще встречаются обратные соотношения (Дир и др., 1966). Все три минерала детально не изучены.

## Ильваит

Ильваит установлен в медно-никелевых месторождениях Печенгского (Горбунов, Корнилов, 1954) и Аллареченского (Яковлев, Яковлева, 1967, 1974) районов. В печенгском районе ильваит наблюдался

в виде мелкой вкрапленности (0,05–0,2 мм, редко – 0,5 мм) в сплошных рудах месторождения Каула вместе с магнетитом и железистым карбонатом. Содержание его достигает иногда 0,5 об. %. Ильваит здесь обрастает или замещает зерна магнетита, а сам замещается тонкозернистым агрегатом минералов группы эпидот–цоизита и сульфидами.

В Аллареченском районе ильваит широко распространен в безрудных и оруденелых пироксенитах и менее перидотитах, а также в амфиболитах и гнейсах с бедной сульфидно–магнетитовой минерализацией. В ультраосновных породах с сингенетическим оруденением ильваит тесно ассоциирует с актинолитом и магнетом–2, образуя мелкие включения отдельных зерен или сростков в прожилках последнего. Зерна ильваита (размером 0,01–0,05 мм) часто имеют правильные ромбо– или клиновидные сечения, иногда близкие к прямоугольным или квадратным. В сильно измененных породах ильваит образует крупнозернистые агрегаты (размером 1–2 мм), а также вкрапленность отдельных зерен (размером 0,2–0,3 мм). По отношению ко всем сульфидам он является более ранним. В амфиболитах и гнейсах он наблюдается на участках интенсивной мигматизации или скарнирования, а также развития сульфидно–магнетитового оруденения. Здесь ильваит образует: обособления, часто перемежающиеся с подобными выделениями марказита, каемки около вкрапленников пирита и халькопирита; тонкие мирмецитовые сростания с полевым шпатом и иногда с сульфидами; мелкую вкрапленность изолированных зерен в породообразующих минералах. 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, халькопиритом, марказитом) здесь очень неясные, возможно, он образовался почти одновременно с пиритом и халькопиритом или немного раньше.

В ультраосновных породах ильваит встречается значительно чаще, чем во вмещающих; отмеченные разновидности принадлежат, вероятно, к двум генерациям. Ранняя ассоциирует с актинолитом, серпентином, хлоритом, магнетитом–2 и образуется в аутометаморфическую стадию изменения ультраосновных пород. Более поздняя ассоциирует с амфиболами, сульфидами и возникла в стадию регионального метаморфизма.

Оптические свойства ильваита весьма характерны: минерал имеет низкий показатель отражения (но наиболее высокий, чем у остальных силикатов), сильное двуотражение (от серого до темно–серого) и анизотропен (с огненно–красными эффектами), синевато–серый цвет. В проходящем свете не просвечивает, однако в тонких сколах он имеет густой или буровато–коричневый цвет, сильно плеохроирует от бурого по  $N_p$  до зеленовато–черного по  $N_g$ . Результаты измерения  $R$  ильваита Аллареченского района близки к таковым для ильваита из Хабарнинского массива (Яковлев, Яковлева, 1974).

Как известно, ильваит является типичным скарновым минералом, образуясь вслед за гранатом и пироксеном. 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 Аллареченского района свидетельствует о своеобразных условиях их метаморфизма. Детально не изучен.

### Лейкоксен, сфен

Минералы группы лейкоксена, в которую мы включаем бесструктурные, нечеткие по форме агрегатные сростки субмикроскопических зерен рутила, ильменита, анатаза, сфена и гидроксидов железа, распространены широко, особенно в изверженных и осадочных породах Печенги. Они характерны для низких ступеней метаморфизма различных пород и выделяются в качестве вторичных продуктов гидротермального изменения титансодержащих минералов.

Формы выделения лейкоксена в туфогенно-осадочных породах — это сложные мелкозернистые агрегаты, рассеянные в породах, нередко подчеркивающие сланцеватость пород. В диабазах, габбро-диабазам и других изверженных породах лейкоксен широко развит в виде псевдоморфоз по титаномagnetиту и ильмениту. В месторождениях медно-никелевых руд лейкоксен встречается преимущественно в эндоконтактных породах никеленосных массивов и экзоконтактных вмещающих породах.

Сфен встречается как основной компонент лейкоксена и в виде мономинеральных выделений. Наиболее развит в оруденелых экзоконтактных и вмещающих породах. В ультраосновных породах характерной формой выделения сфена являются псевдоморфозы по титаномagnetиту и ильмениту, где он часто ассоциирует с анатазом или рутилом. В метаморфизованных осадочных породах помимо обычной ассоциации сфена с лейкоксеном развиты выделения сфена в кварц-хлоритовых прожилках с сульфидами. Морфологически различаются несколько разновидностей сфена, но в количественном отношении преобладает самостоятельная вкрапленность, особенно во вмещающих амфиболитах и биотит-амфиболовых экзоконтактных метасоматитах. Размеры выделений варьируют от 0,1 до 15–20 мм. Количество сфена возрастает при амфиболитизации пород и на участках преобразования амфиболитов — скарнирования, перекристаллизации, рассланцевания и т.п. (Яковлев, Яковлева, 1974).

В шлифах сфен имеет коричневый или темно-бурый цвет, плеохроизм выражен слабо,  $N_p = 1,899$ . Микротвердость составляет 733–842 кгс/мм<sup>2</sup>. Удельный вес 3,476.

Имеется несколько анализов сфена из различных пород Аллареченского и Печенгского районов. На основании одного химического и трех микронзондовых анализов сфен из медно-никелевых месторождений имеет следующий состав (в вес. %):  $SiO_2 = 28,5-29,95$ ,  $TiO_2 = 37,47-40,5$ ,  $CaO = 27,06-29,1$ ,  $Al_2O_3 = 1,2-3,74$ ,  $FeO +$

+  $Fe_2O_3 = 0.89-1.2$ . В качестве примесей обнаружены также  $MnO$ ,  $MgO$  и  $H_2O$ . В целом химический состав сфена близок теоретическому.

## С т и л ь п н о м е л а н ,   п р е н и т

С т и л ь п н о м е л а н установлен в Печенгском рудном поле в измененных основных породах и прожилках в них преимущественно кварц-карбонатного состава, а также в гидротермальных кальцит-сульфидных жилах среди оруденелых филлитовидных сланцев и в самих сланцах (Макаров, Макарова, 1974; Нерадовский и др., 1975). В жилах среди сланцев стильпномелан нарастает на идиоморфные кристаллы пирротина (рис. 17) или проникает по границам зерен пирротина и кальцита. Он слагает тонкочешуйчатые (субиндивиды размером  $0.01 \times 0.08$  мм и менее) сферолитовидные агрегаты размером 1,5-2 мм. В сланцах минерал образуется также в виде мелкочешуйчатых агрегатов часто в ассоциации с ярко-зеленым хлоритом.

Стильпномелан имеет коричневато-зеленый цвет и характерный металлоидный блеск. В шлифах темно-бурый, реже темно-зеленый, плеохроирует от зеленого по  $Ng$  до буроватого по  $Np$ , оптически отрицательный. Показатели преломления минерала в жилах из сланца таковы:  $Np = 1.590$ ,  $Ng \approx Nm = 1.876$  (Нерадовский и др., 1975); бурых разностей из габбро:  $Ng = 1.690-1.700$ ,  $Np = 1.620-1.625$ ,  $Ng - Np = 0.070-0.075$  (Макаров, Макарова, 1974). Содержание окислов в минерале из жилы в сланцах и из жилы в габбро соответственно равно (в вес. %):  $SiO_2 - 43.59, 44.0$ ;  $TiO_2 - 0.06$ , сл.;  $Al_2O_3 - 4.59, 7.90$ ;  $Fe_2O_3 - 17.91, 26.07$ ;  $FeO - 15.77, 4.73$ ;  $MnO - 0.50, 4.84$ ;  $MgO - 4.32, 0.53$ ;  $CaO - 0.85, 1.86$ ;  $Nx_2O - 0.10, 0.18$ ;  $K_2O - 1.13, 1.64$ ;  $H_2O^- - 1.20, 2.32$ ,  $H_2O^+ - 9.06, 6.54$ ;  $NiO - 0.04$ ,  $CuO - 0.05$ , сумма - 99.17, 100.61. Из этих данных видно, что стильпномелан из габбро отличается от такового из филлитов более высоким содержанием  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$  и  $CaO$  и низким  $FeO$  и  $MgO$ . Ферристильпномелановый компонент

( $\frac{Fe^{3+} + Al}{Fe^{2+} + Mn + Mg + Fe^{3+} + Al}$  %) в пробе из габбро составляет 55%, а из сланцев - 42%, что соответствует ферри- и ферростильпномелану (Eggleton, 1972).

Рентгенограммы стильпномелана из основных пород сходны с эталонными (Макаров, Макарова, 1974), а параметры элементарной ячейки составляют:  $a_0 = 5.400-5.428$ ,  $b_0 = 9.400-9.450$  и  $c_0 = 12.20-12.27$  Å. Таким образом, стильпномелан в основных и боковых породах относится к числу низкотемпературных гидротермальных образований.

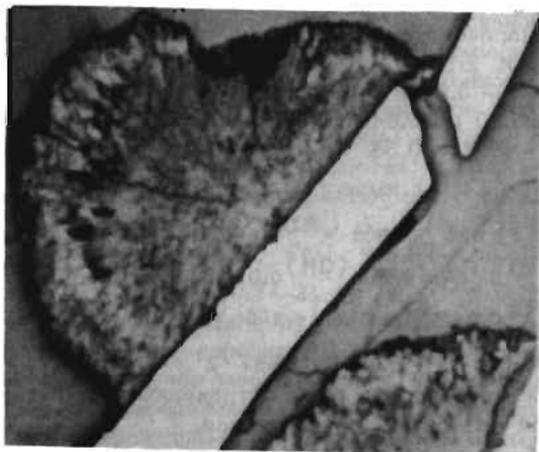


Рис. 17. Почковидные выделения стильпномелана (серое рельефное) на гранях кристаллов пирротина (белое) в кальците. Печенгский район. Аншлиф, при одном никеле, увел. 40.

Пренит встречается в Печенгском и Аллареченском районах в боковых породах, а также в основных-ультраосновных массивах пород Печенги (Астафьев, Медников, 1972; Ультраосновные и основные..., 1961). В последних образует тонкие, быстро выклинивающиеся мономинеральные прожилки в измененном сосюритизированном габбро и в виде примеси входит в состав аксинитовых жил. В филлитах на контакте с диабазами четвертого покрова встречаются заметные скопления пренита. Он находится в породе в виде разрозненных округлых сферолитов (размером от 1 до 10 мм), составляющих иногда до 20% объема породы. Максимальная мощность пренитсодержащих участков достигает 1 м. Сферолиты имеют правильное радиально-лучистое строение, пересекаются жилками кварца, карбоната, антраксолита и сульфидов. Среди последних преобладает пирротин, которым сферолиты иногда замещаются нацело. При раскалывании породы шарики-сферолиты пренита свободно извлекаются, оставляя после себя отрицательные агрегатные формы. В жилках пренит также насыщен углистым веществом и вкрапленностью сульфидов.

В Аллареченском районе он находится в мигматизированных амфиболитах уч. Аннама в виде поздних прожилков, корок, налетов на стенках трещин в ассоциации с кварцем, карбонатом, хлоритом. Отдельные индивиды пренита бесцветные; агрегаты в прожилках чаще светло-серовато-зеленые со слабым перламутровым оттенком. Оптические свойства пренита из сферолитов Печенги таковы:  $N_g = 1.655$ ,  $N_m = 1.629$ ,  $N_p = 1.625$ ,  $+2V = 62-64^\circ$ .

Содержание главных компонентов в печенгском сферолитовом прените и аллареченском (по одному анализу в каждом) составляет соответственно:  $\text{SiO}_2$  - 42.95 и 41.74 вес. %;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 21.97 и 17.60;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 3.51 и 9.81;  $\text{FeO}$  - 0.47 и 0.09;  $\text{MgO}$  - 0.21 и 0.00;  $\text{CaO}$  - 25.60 и 25.64;  $\text{Na}_2\text{O}$  - 0.08 и 0.06;  $\text{H}_2\text{O}^+$  - 4.61 и 4.17;  $\text{CO}_2$  - 0.92 и 0.34. Кристаллохимические формулы пренитов в пересчете на  $12(\text{O})$  имеют вид: печенгского -  $(\text{Ca}_{1.843} \text{Na}_{0.016} \times \text{Mg}_{0.022} \text{Fe}_{0.028}^{2+})_{1.909} (\text{Al}_{0.847} \text{Fe}_{0.186}^{3+} \text{Ti}_{0.011})_{1.044} \times (\text{Al}_{0.976} \text{Si}_{3.024} \text{O}_{9.969} (\text{OH})_{0.031}) (\text{OH})_2$  и аллареченского -  $(\text{Ca}_{1.947} \text{Na}_{0.012} \text{Fe}_{0.006}^{2+})_{1.965} (\text{Al}_{1.495} \text{Fe}_{0.532}^{3+} \text{Ti}_{0.001})_{2.028} \times \text{Si}_{3.010} \text{O}_{10.000} (\text{O}_{0.043} \text{OH}_{1.957})_2$ . Первый по химическому составу ближе к наиболее распространенным пренитам, а второй - к железистой разновидности минерала.

Таким образом, пренит во всех проявлениях имеет много общих черт - находится в ассоциации с наиболее поздними минералами, имеет устойчивые стандартные физические свойства и химический состав. Как и стильпномелан, он относится к числу низкотемпературных гидротермальных образований.

#### А к с и н и т,    д а т о л и т

А к с и н и т встречается только в Печенгском рудном поле (Simonen, Wiik, 1952; Талдыкина, 1959; Ультраосновные и основные..., 1961; Горбунов, 1968; Макаров, 1972 и др.). Здесь среди габбро и пироксенитов дифференцированных интрузивов, а также в массивах габбро-диабазов и покровах диабазов широко распространены существенно аксинитовые, аксинит-кварцевые и аксинит-кальцит-кварцевые жилы. В серпентинизированных перидотитах встречаются тремолит-диопсидовые жилы с аксинитом, а в габбро - отдельные гнездообразные скопления аксинита (до 1 м). В большинстве случаев крутопадающие аксинитсодержащие жилы имеют прямолинейные четкие контакты с вмещающими породами. Мощности жил изменяется от 2-5 до 30 см, длина - от 3 до 9 м.

Аксинит образует полосы, параллельные стенкам жил, линзы и просечки в массе кварца, вкрапленность и мелкие скопления в тремолит-диопсидовых агрегатах. При этом пластинчатые зерна аксинита в полосах и линзах часто ориентированы поперек жил. Содержание аксинита в жилах колеблется от 10 до 70%, кварца - от 20 до 60%, кальцита - от 10 до 50%, тремолита - от 20 до 40%, диопсида - от 40 до 80%; в качестве примеси присутствуют: амфибол, эпидот, коизит, пренит, адуляр, иногда сульфиды, главным образом халькопирит и магнетит. Характерной особенностью аксинитсодержащих ассоциаций является наличие богатых кальцием минералов - кальцита, эпидота, диопсида, тремолит-актинолита.

Аксинит имеет розовато-фиолетовый цвет, интенсивность которого меняется в широких пределах. В шлифах под микроскопом индивиды аксинита прозрачны, обладают хорошо выраженной спайностью, пересекающейся под углом 88–89°. Имеют волнистое или облачное погасание. Оптические свойства:  $N_g = 1.686-1.689$ ,  $N_p = 1.676-1.678$ ,  $N_g - N_p = 0.009-0.011$ ,  $-2V = 69-73^\circ$ . Состав аксинита из жил в габбро (6 проб) и диабазе (1 проба) практически одинаков (вес. %):  $SiO_2 = 42.29-43.27$ ,  $TiO_2 = 0.00-0.20$ ,  $B_2O_3 = 4.36-6.00$ ,  $Al_2O_3 = 17.06-18.39$ ,  $Fe_2O_3 = 0.54-1.80$ ,  $FeO = 6.52-9.56$ ,  $MnO = 0.62-1.92$ ,  $MgO = 0.97-1.80$ ,  $CaO = 19.74-21.41$ ,  $Na_2O = 0.03-0.22$ ,  $K_2O = 0.03-0.34$ ,  $H_2O^+ = 0.64-2.08$ , сумма = 99.67–100.65. Все аксиниты относятся к наиболее железистым разновидностям, но содержат мало марганца и необычно много магния, т.е. являются магнезиально-железистыми. Дифференциальная кривая нагревания характеризуется одним ясно выраженным эндотермическим максимумом при температуре 830–950°C. О соотношениях аксинитовой минерализации с сульфидным оруденением не имеется определенных данных, что обусловлено, вероятно, их пространственной разобщенностью.

Таким образом, аксинит – типичный минерал гидротермального жильного комплекса, развитого в Печенгском рудном поле. По составу, мало отличающемуся во всех жилах, он относится к существенно железистой разновидности, но обладает повышенным содержанием магния.

Д а т о л и т встречается как аксессуарный минерал только в одном из дифференцированных массивов Печенгского рудного поля в амфиболитизированном, хлоритизированном и карбонатизированном плагиопироксените (Петров, Волошина, 1972). Минерал образует две маломощные (0.5 и 3.5 см) мономинеральные секущие жилки, имеющие резкие, близкие к прямолинейным контакты с пироксенитом. Приконтактных изменений около жилок не обнаружено. В более крупном прожилке агрегат имеет поперечно-шестоватое, близкое к друзовому сложение, т.е. рост минерала происходит, по-видимому, путем свободного выполнения трещины.

Макроскопически минерал белый или бесцветный с зеленоватым оттенком. Оптические свойства его таковы:  $N_g = 1.666$ ,  $N_m = 1.650$ ,  $N_p = 1.623$ ,  $-2V = 73^\circ$ . Удельный вес – 3.04. Химический состав датолита:  $SiO_2$  – 37.31 вес. %,  $Al_2O_3$  – 0.25,  $Fe_2O_3$  – 0.1,  $CaO$  – 35.21,  $B_2O_3$  – 21.64,  $H_2O^+$  – 5.8; в пересчете на  $20(O)$  формула имеет вид  $Ca_{4.01}B_{3.96}[Al_{0.01}Fe_{0.01}Si_{0.98}O_4]_4(OH)_{4.11}$ . Параметры элементарной ячейки (принципиально ромбический минерал):  $a_0 = 9.61 \pm 0.01$ ,  $b_0 = 7.65 \pm 0.08$ ,  $c_0 = 4.82 \pm 0.02$  Å. По всем перечисленным данным датолит полностью совпадает с известными в литературе (Дир и др., 1965). Таким образом, аксинит и датолит характеризуют наложенную жильную борную минерализацию в связи с гидротермальными изменениями интрузивов основных-ультраосновных пород.

## Турмалин, везувиан

Турмалин встречается только во вмещающих ореолах гипербазитов Аллареченского района в виде рассеянной вкрапленности и прожилков (Яковлев, Яковлева, 1974). Вкрапленность обнаружена в полевошпатовых амфиболитах месторождения Восток и пирротин-биотитовых гнейсах уч. Хихнаярви. В тех и других он образует редкие, мелкие (0,1–1,0 мм в длину) идиоморфные, хорошо ограниченные кристаллы столбчатого облика, имеющие в шлифе цвет от зеленовато- до темно-коричневого. В некоторых индивидах из пирротинсодержащего гнейса наблюдается неоднородная зональная окраска, центральная (меньшая) часть светло-коричнево-зеленая, а периферическая (большая) – более темная. По оптическим свойствам ( $N_o = 1,664$ ,  $N_e = 1,634$ ,  $N_o$  – травяно-зеленый,  $N_e$  – бесцветный,  $\Delta N = 0,30$ ) этот турмалин близок к шерлу.

Турмалин в форме прожилков встречается в измененных амфиболитах, где находится в виде неправильных обособлений, линз, гнезд и отдельных крупных кристаллов. Мощность зон турмалинизации составляет от нескольких сантиметров до 0,5 м, а прожилков – до 1–4 см. Последние не выдержаны по мощности, имеют часто пережимы и раздувы, причем бывают секущими и согласными. По составу они мономинеральные и полиминеральные, в последнем случае – грубо зональные. Центральные зоны чаще сложены турмалином, а внешние – кварцем, плагиоклазом или кальцитом. Около прожилков наблюдаются скарнирование, хлоритизация, а внутри их иногда встречается редкая мелкая вкрапленность халькопирита. Агрегаты турмалина сложены тонкоигольчатыми индивидами, имеют черный цвет с характерным шелковистым блеском, перемяты, частично раздроблены и макроскопически похожи на древесный уголь. В шлифе обнаруживаются неоднородная полихромная пятнистая аномальная окраска количневатно-синеватно-зеленоватых тонов и интенсивный плеохроизм. По оптическим данным ( $N_o = 1,653$ ,  $N_e = 1,627$ ) минералы можно отнести к ряду дравит-шерл с небольшими преобладанием дравитового компонента. Такое определение подтверждается и данными химического анализа прожилкового турмалина, кристаллохимическая формула по результатам которого в пересчете на  $31(O, OH, F)$  имеет вид  $(Na_{0,459}K_{0,332}Ca_{0,250})_{1,041}(Mg_{1,937}Fe_{0,739}^{2+}Fe_{0,282}^{3+}Ti_{0,075})_{3,033}^{*}Al_{5,405}B_{2,459}Si_{6,645}(O_{26,961}OH_{3,475}F_{0,564})_{31,000}$ . Удельный вес 3,008.

Действительно, по количественному соотношению железа и магния минерал является промежуточным в ряду дравит-шерл. Как видно из анализа, 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 в ореолах гипербазитов поздней борной минерализации. Вероятно, она аналогична борной минерализации (датолитовой и аксинитовой) Печенгского рудного поля (см. выше).

Везувиан относится к числу редких минералов; он установлен лишь в гидротермальных жилах среди перидотитов и серпентинитов Печенгского рудного поля (Ультраосновные и основные..., 1961; Макаров, 1972), входит в состав везувиан-гранат-пироксеновых жил (мощностью до 5 см), ассоциирует с хлоритом, апатитом, титаномагнетитом, лейкоксеном, иногда карбонатом. Встречаются две разновидности везувиана: одна буровато-красного цвета, кристаллы которой нарастают либо непосредственно на стенки трещины, либо на кристаллы граната и диопсида; другая зеленого цвета, в виде тонких жилок рассекает буровато-красный везувиан, а также зерна граната и диопсида.

Везувиан в шлифах окрашен в кремово-розовые, бурые и светлые зеленые тона и заметно плеохроирует от светло-буроватого или зеленовато-желтого до почти бесцветного. Двупреломление крайне низкое. Интерференционная окраска аномальная - темно-коричневых цветов. Для зеленого везувиана показатель преломления равен 1.717.

Состав везувиана следующий (в вес. %):  $SiO_2 = 37.92$ ,  $TiO_2 = 0.00$ ,  $Al_2O_3 = 16.70$ ,  $Fe_2O_3 = 3.81$ ,  $FeO = 2.15$ ,  $MnO = 0.12$ ,  $MgO = 3.93$ ,  $CaO = 33.04$ ,  $Na_2O = 0.03$ ,  $K_2O = 0.05$ ,  $H_2O^+ = 1.43$ ,  $H_2O^- = 0.13$ ,  $F = 0.09$ , сумма 99.36 (Макаров, 1972). Параметры кристаллической решетки этого минерала, рассчитанные по порошковой диаграмме, снятой Ю.П. Меньшиковым ( $a_0 = 15.484$  и  $c_0 = 11.700 \text{ \AA}$ ), близки стандартным.

## Сульфаты

К настоящему времени в медно-никелевых месторождениях установлена большая группа сульфатных минералов, из которых достоверно изучены железисто-магнитный ретгерсит (Елиссев, Смирнова, 1958; Федотова, 1968), ярозит (Корнилов, 1959 г), ретгерсит, брошантит (Федотова, 1967, 1968), сульфат из группы галотрихита-пиккерингита, эпсомит и пентагидрит (Нерадовский и др., 1979а, 1979б).

Железисто-магнитный ретгерсит образует сталактитообразные формы в полостях и на стенках горных выработок, налеты и почковидные выделения, состоящие из мелких игольчатых или таблитчатых кристалликов.

Макроскопически цвет минерала зеленый, под микроскопом светло-зеленый или бесцветный. Хорошо растворяется в воде. Удельный вес 1.96. Удлинение кристалликов положительное, погасание прямое;  $No = 1.492$ ,  $Ne = 0.020-0.025$ . Химический состав железисто-магнитного ретгерсита (в вес. %):  $NiO - 17.77$ ,  $FeO - 3.53$ ,  $CoO - 0.34$ ,  $MgO - 2.82$ ,  $ZnO - 0.61$ ,  $CaO - 0.74$ ,  $SO_3 - 31.24$ ,  $H_2O - 40.39$ ,  $CuO - 0.15$ ,  $Al_2O_3 - 0.23$ , н.о. - 2.50, сумма 100.32% (Елиссев, Смирнова, 1958). Кристаллохимическая формула в пересчете на шестиводный сульфат:  $(Ni_{0.623}Mg_{0.104}Fe_{0.125}Co_{0.012})^x$

$\times \text{Zn}_{0.020} \text{)}_{1.0} [\text{SO}_4]_{1.021} \cdot 5.868 \text{H}_2\text{O}$ . Рентгенограмма железисто-магнестого ретгерсита отличается от таковой ретгерсита. Параметры элементарной ячейки:  $a_0 = 6.753 \pm 0.15$ ,  $c_0 = 18.42 \pm 0.20 \text{ \AA}$ ,  $a_0 : c_0 = 1:2.727$ .

Р е т г е р с и т образует налеты на поверхности сульфидной руды и щетки волосовидных кристаллов в трещинах. Кристаллы удлиненной, пластинчатой формы. Размеры до  $7 \times 0.5 \times 0.1$  мм. Макроскопически прозрачен, голубовато-зеленого цвета или бесцветный. Под микроскопом кристаллы имеют положительное удлинение, прямое погасание. Оптически одноосный, отрицательный.  $N_o = 1.510 \pm 0.001$ ,  $N_e = 1.486 \pm 0.001$ ,  $N_o - N_e = 0.024$ . Физически минерал неустойчив. Хорошо растворим в воде, в сухом воздухе дегидратируется и рассыпается. Химический состав минерала (в вес. %): NiO - 27.19, FeO - 0.65, MgO - 0.26, CaO - 0.45,  $\text{SO}_3$  - 30.41,  $\text{H}_2\text{O}$  - 41.06. Кристаллохимическая формула:  $(\text{Ni}_{0.957} \text{Fe}_{0.024} \text{Mg}_{0.017} \times \text{Ca}_{0.021})_{1.02} [\text{SO}_4]_{1.00} \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ . Межплоскостные расстояния и интенсивности линий на рентгенограмме заметно отличаются от эталонного ретгерсита (Михеев, 1957) и близки железисто-магнестому ретгерситу (Елисеев, Смирнова, 1958). Параметры элементарной ячейки:  $a_0 = 6.754 \pm 0.005$ ,  $c_0 = 18.42 \pm 0.10 \text{ \AA}$ ,  $a_0 : c_0 = 2.727$ .

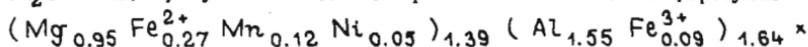
Я р о з и т обнаружен на стенках одного из обнажений окисленных сульфидоносных филлитов в Печенгском рудном поле в виде наростов гроздевидной формы, состоящих из множества почек концентрически-зонального строения. Цвет минерала ярко-желтый, иногда с поверхности зеленоватый. Твердость колеблется от 2 до 6. Удлинение волокон ярозита положительное. Одноосный, отрицательный; показатели преломления:  $N_o = 1.825 \pm 0.005$ ,  $N_e = 1.720 \pm 0.002$ ,  $N_o - N_e = 0.105$ . Слабо плеохроирует в буровато-желтых тонах, более светлый по  $N_e$ . Химический состав ярозита (в вес. %):  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 49.52,  $\text{K}_2\text{O}$  - 0.63,  $\text{Na}_2\text{O}$  - 4.01,  $(\text{NH}_4)_2\text{O}$  - 1.65,  $\text{SO}_3$  - 33.04,  $\text{H}_2\text{O}$  - 11.15. Кристаллохимическая формула:  $\text{Na}_{0.63} \times (\text{NH}_4)_{0.30} \text{K}_{0.07} \text{Fe}_3^+ [\text{SO}_4]_2 (\text{OH})_6$ . Рентгенограмма соответствует эталонной. На термограмме зафиксированы два эндотермических эффекта при температурах 450-550 и 750-850°C. Кривая нагревания аналогична кривым нагревания других ярозитов.

Б р о ш а н т и т встречен в виде пленки на халькопирите. Цвет изумрудно-зеленый, черта бледно-зеленая, блеск стеклянный. Минерал легко растворяется в азотной и слабо - в соляной кислотах, в воде не растворяется. Под микроскопом обнаруживается агрегатное строение зерен; прозрачен. Показатели преломления:  $N_p = 1.722$ ,  $N_m = 1.765$ ,  $N_g = 1.792$  (вычислен),  $N_g - N_p = 0.070$ . Плеохроирует, по  $N_g$  и  $N_m$  - зеленый, по  $N_p$  - бледно-голубой. Двуосный отрицательный,  $2V = 77^\circ$ . Плоскость оптических осей перпендикулярна спайности (100). Рентгенограмма соответствует эталонной.

Сульфат из группы галотрихита - пиккериингита образует корочки, налеты и выцветы в участках просачивания подземных вод через трещиноватые ультра-

основные и осадочные породы, содержащие включение сульфидов. Агрегаты минерала состоят из почковидных образований, подобных пучкам цветной капусты, размером до 2 мм; отдельные почки сло-жены игольчатыми кристаллами белого, бледно-желтого, реже кре-мового цвета. В сколах наблюдается шелковистый блеск. Минерал легко растворяется в воде, твердость около 2. Оптические свойства:  $N_o = 1.487$ ,  $N_e = 1.482$ ,  $N_o - N_e = 0.005$ ,  $c N_o = 20-23^\circ$ , отрицатель-ный. Химический состав (в вес. %):  $Al_2O_3 - 9.04$ ,  $Fe_2O_3 - 0.83$ ,

$FeO - 2.24$ ,  $MnO - 0.94$ ,  $MgO - 4.36$ ,  $NiO - 0.43$ ,  $SO_3 - 37.00$ ,  $H_2O - 45.16$ , сумма 100.00%. Кристаллохимическая формула:



$\times [SO_4]_4 \cdot 21.92 H_2O$ . Интенсивные линии на дебаеграмме типичны для галотрихита (ASTM, табл. 11506) и для пиккерингита (ASTM, табл. 12299). На термограмме фиксируется несколько эндотермиче-ских эффектов при 84-96, 112-125, 222-244, 280-296, 320-340 и 798-816°C. Термограмма соответствует термограмме галотрихита.

Э п с о м и т образует сталактитоподобные формы на поверх-ности трещиноватых филлитов, содержащих прожилки и вкрапленность сульфидов. Сталактиты состоят из хаотически сросшихся шестоватых зерен, более крупные из которых размером 2x10 мм являются срост-ками параллельных игольчатых и саблевидных полупрозрачных кри-сталликов. Минерал имеет бледно-зеленый цвет, хрупок, твердость около 2, легко растворяется в воде. Оптические свойства:  $N_g = 1.468$ ,  $N_p = 1.440$ ,  $N_m = 1.462$ ,  $N_g - N_p = 0.028$ ,  $2V = 55^\circ$ , отрицатель-ный. Химический состав (в вес. %):  $Fe_2O_3 - 0.24$ ,  $MnO - 0.26$ ,  $MgO - 15.76$ ,  $NiO - 5.03$ ,  $SO_3 - 37.44$ ,  $H_2O - 42.00$ , сумма 100.73%. Кристаллохимическая формула:  $(Mg_{0.84} Ni_{0.15})_{0.99} \times [SO_4]_{1.01} \cdot 4.93 H_2O$ . Дебаеграмма близка дебаеграмме гекса-гидрита (ASTM, табл. 1354). Термограмма аналогична таковой для эталонного эпсомита (Цветков, Вальяшихина, 1955).

П е н т а г и д р и т обнаружен в ассоциации с эпсомитом. Образует корочки на поверхности трещиноватых филлитов и в тре-щинах вблизи сталактитов эпсомита. Корки представляют собой бе-лую тонкокристаллическую массу, плотную, но хрупкую и легко рас-тирающуюся в порошок. При большом увеличении устанавливается, что белая масса состоит из агрегата хаотически сросшихся мато-вых зерен и тончайших прозрачных игольчатых кристалликов. Мато-вые зерна имеют размеры до 1 мм, прозрачные кристаллики состав-ляют десятые доли мм. Оптические свойства минерала:  $N_g = 1.495$ ,  $N_p = 1.471$ ,  $N_m = 1.489$ ,  $N_g - N_p = 0.024$ ,  $2V$  около  $50^\circ$ , оптиче-ски отрицательный. Химический состав (в вес. %):  $MnO - 0.10$ ,  $MgO - 18.15$ ,  $NiO - 0.25$ ,  $SO_3 - 38.50$ ,  $H_2O - 43.22$ , сумма 100.25%. Кристаллохимическая формула:  $Mg_{0.97} [SO_4]_{1.03} \times \times 5.08 H_2O$ . Интенсивные линии на рентгенограмме ближе соответ-ствуют тетрагидриту (ASTM, табл. 14632). На термограмме зафиксировано семь экзотермических эффектов при 112-124, 162, 176-190, 200, 244-280, 308-358 и 1000°C.

Из имеющихся данных можно заключить, что в приповерхностных условиях более широко развиты сульфаты никеля и железа, главным представителем которых является ретгерсит, а вдоль зон нарушений частично образуются высоководные сульфаты сложного состава из группы галлотрихита-пиккерингита. В условиях ограниченного доступа кислорода возникают преимущественно магниезальные сульфаты, основным представителем которых, по-видимому, является элсомит.

Многие сульфатные минералы, образующиеся вблизи медно-никелевых месторождений, содержат никель - либо в качестве основного компонента, либо в виде абсорбированной примеси. В связи с этим сульфатная минерализация представляет большой интерес при проведении поисковых работ в никеленосных районах как индикатор скрытого оруденения.

## Глава V. ГЛАВНЫЕ РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

### Пирротин, троилит<sup>1</sup>

Пирротин является самым распространенным сульфидным минералом медно-никелевых руд Кольского полуострова. Значительно меньшую роль играет троилит. Описанию их морфологических особенностей, состава, структуры и свойств посвящена обширная литература (Геология и рудные месторождения..., 1956; Елисеев, Денисов, 1957; Корнилов, Денисов, 1959; Ультраосновные и основные..., 1961; Леонченкова, 1964; Генкин и др., 1965; Горбунов, 1968; Оптимизация..., 1973; Козлов, 1973; Яковлев, Яковлева, 1967, 1974; Балабонин и др., 1977; Осокин, 1977; Рыбин, 1977; Волохонский, Бахчисарайцев, 1978; Нерадовский и др., 1978; Медно-никелевые руды..., 1979, и др.).

**Условия нахождения.** В подавляющей части син- и эпигенетических руд пирротин преобладает над всеми другими рудными минералами. Его содержание в сульфидной массе руд колеблется в пределах 20–95%, но чаще составляет 40–70%. В некоторых рудных телах наблюдается зональность в распределении пирротина. Так, центральные части залежей густокрапленных руд Печенги часто обеднены, а периферийные обогащены пирротинном. В придонной залежи вкрапленных руд массива Н-К-Т Мончегорского плутона с удалением от оливинсодержащих пород вниз по разрезу массива относительное количество пирротина в сульфидной массе руд также возрастает. Относительно повышенным содержанием пирротина характеризуются обычно брекчиевидные руды. Пониженные его концентрации (менее

---

<sup>1</sup> Моносulfиды железа мы описываем в соответствии с общепринятыми представлениями по их кристаллохимии, согласно которым в ряду составов  $\sim \text{Fe}_7\text{S}_8 - \text{FeS}$  существуют три минеральные фазы: моноклинный пирротин, гексагональный пирротин и троилит. Появившиеся в литературе новые данные о том, что пирротины промежуточного состава ( $\sim \text{Fe}_9\text{S}_{10} - \text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$ ) в действительности являются псевдогексагональными и относятся к ромбической и моноклинной сингонии (Morimoto *е. а.*, 1975, и др.), еще не получили широкого подтверждения и развития в минералогической практике, в том числе при исследовании пирротиннов Кольского полуострова.

10–15% отн. %) устанавливаются в малораспространенных существенно пентландитовых, халькопиритовых или магнетитовых сплошных рудах, в оруденелых экзоконтактовых и вмещающих породах, во вкрапленном оруденении из перидотитовых слоев Сопчи. Беспирротиновые разности медно–никелевых руд развиты весьма ограничено: это убогое оруденение с борнитом и миллеритом в некоторых печенгских массивах, руды в экзоконтактовых метасоматитах и вмещающих породах Аллареченского и Ловноозерского районов, а также интенсивно магнетитизированные и пиритизированные разновидности обычных руд.

Троилит распространен в сингенетических вкрапленных рудах Аллареченского района и северо–восточного обрамления Печенги, где в отдельных случаях количественно преобладает над пирротинном или представляет единственную фазу моносulfида железа. По результатам микросондовых анализов троилит в качестве незначительной примеси установлен в „отщепленных” телах богатых медно–никелевых руд месторождения Спутник (Кравцова и др., 1978), во вкрапленных сингенетических рудах перидотитового пласта Сопчи и „висячих” горизонтов Ньюда. В литературе имеются также указания на находки троилита в печенгских рудах (Корнилов, Денисов, 1959) и в сплошных сульфидных рудах Мончегорского плутона. Следует, однако, заметить, что в двух последних случаях диагностика троилита нуждается в подтверждении более точными методами исследования.

Таким образом, наблюдается тенденция тяготения троилита к сингенетическим рудам в ультраосновных породах или переходных к ним (типа оливиновых норитов Ньюда), а в типичных основных породах на Кольском полуострове он не отмечался. Еще более отчетливо фиксируется связь троилита с кубанитом. В рудах, где устанавливается троилит, всегда отмечается кубанит; обратная связь проявлена не столь явно – в кубанитсодержащих ассоциациях часто, хотя и не во всех случаях, фиксируется троилит. Анализ минеральных ассоциаций медно–никелевых месторождений других регионов мира указывает на универсальный характер отмеченной зависимости.

**Г е н е р а ц и и , р а з н о в и д н о с т и .** В сульфидных медно–никелевых рудах Кольского полуострова выделяется не менее трех генераций моносulfидов железа и в пределах каждой из них по несколько морфологических разновидностей (табл. 36, рис. 18–21). Первая генерация пирротина и троилита относится к этапу образования сингенетических руд, вторая – эпигенетических, третья – к пострудному этапу. Соответственно самые ранние пирротин и троилит парагенетически связаны с первичными силикатами и окислами основных–ультраосновных пород (оливин, пироксен, титаномагнетит и др.), пирротин–2 – с ранними вторичными силикатами и окислами (амфиболы, слюды, магнетит и др.), пирротин–3 – с поздними вторичными низкотемпературными минералами (талък, кальцит и др.). Троилит сингенетических руд Аллареченского района и северо–вос–

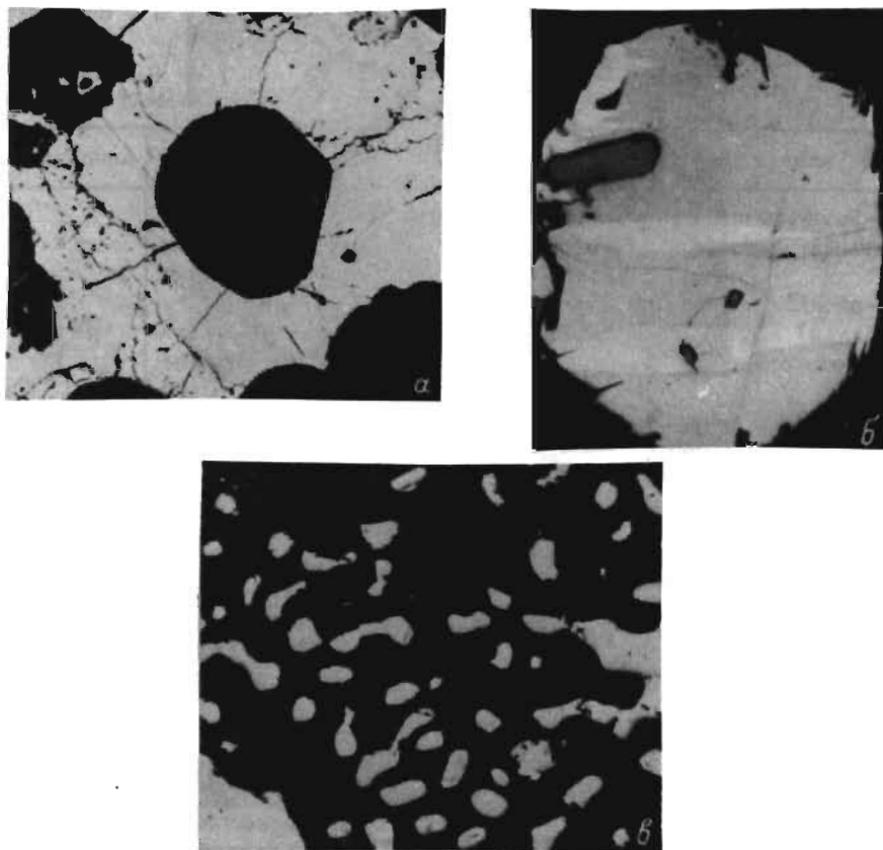


Рис. 18. Морфологические разновидности пирротина-1.

а - сидеронитовый вкрапленник; б - пойкилитовое каплевидное выделение в силикатах; в - субграфическое срастание пирротина с пироксеном. Серое - пирротин, белое - пентландит, черное - силикаты. а, в - Мончегорский район, б - Ловноозерский район. Аншлифы, при одном никеле, увел.: а - 60, б - 300, в - 70.

точного обрамления Печенги фиксируется в срастании с пирротином-1, реже практически нацело слагает сульфидные вкрапленники, образует пойкилитовые вроски, прожилковидные обособления в пентландите, силикатах (рис. 19).

**Внутреннее строение.** Внутреннее строение индивидов и агрегатов пирротина и троилита часто характеризуется неоднородностью, обусловленной как вариациями состава, структуры,

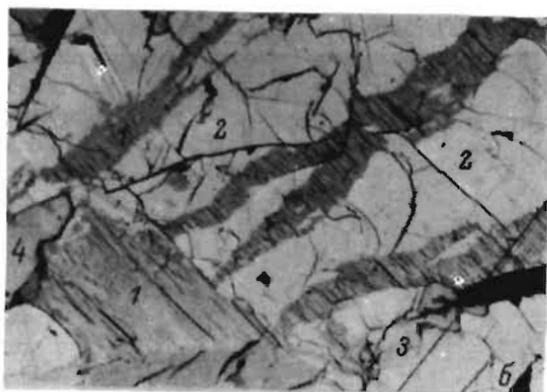
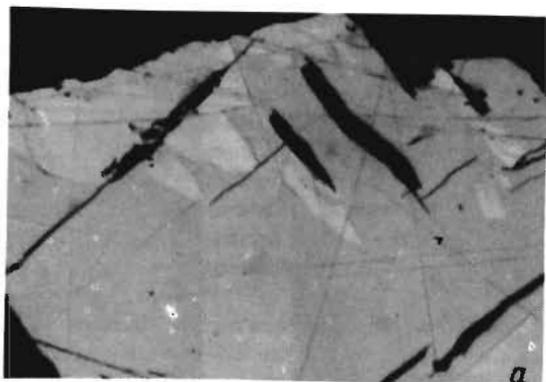


Рис. 19. Морфология выделений троилита.

а - троилит (серое) в сростании с халькопиритом (белое) среди силикатов; б - прожилковидные обособления троилита в пентландите. 1 - троилит, 2 - пентландит, 3 - халькопирит, 4 - пирротин (черное - силикаты). Северо-восточное обрамление Печенги. Аншлифы, при одном никеле, увел.: а - 320, б - 800.

физических свойств, развитием двойников и разного типа деформаций, так и разнообразными по своей природе включениями.

Во многих зернах пирротина при наблюдении под микроскопом фиксируются участки, отличные от матрицы основного зерна рельефом, характером двуотражения и анизотропии, степенью окисления поверхности, магнитными свойствами. Вторая пирротинная фаза образует линзовидные выделения, каемки по периферии зерен и вокруг включений и незакономерно распределенные вростки неправильной формы. В ряде случаев удастся установить, что такая неоднородность вызвана вариацией состава (сростки троилит-гексагональный-моноклинный пирротин), в других, при неизменном составе, -

## Генерации и морфологические разновидности пирротина в рудах Кольского полуострова

Генерации	Морфологические разновидности, условия нахождения
Первая	<p>Изолированные зерна и агрегаты аллотриоморфнозернистой структуры в интерстициях между первичными силикатами основных и ультраосновных пород*</p> <p>Пойкилитовые вроски в оливине, пироксене, плагиоклазе, титаномагнетите, рутиле, хромшпинелидах (каплевидные, неправильной формы, идиоморфные, редко игольчатые)</p> <p>Субграфические „эвтектоидные“ срастания с первичными силикатами, магнетитом, ильменитом</p>
Вторая	<p>Изолированные и соединенные „проводниками“ агрегаты зерен аллотриоморфнозернистой, гранобластовой структуры в метасоматической сульфидной вкрапленности (тонкая „сыпь“ во вторичных силикатах, псевдоморфозы по серпентинизированному оливину и др.)*</p> <p>Неравномернозернистые агрегаты, слагающие цемент брекчиевидных руд и основную массу сплошных руд*</p> <p>Субграфические сростки с вторичными силикатами</p> <p>Тонкие прожилки, мелкие неправильной формы обособления в силикатах, окислах, сульфидах</p>
Третья	<p>Изолированные идиоморфные кристаллы в тальк-карбонатных жилах, секущих массивы основных-ультраосновных пород</p> <p>Метасоматическая вкрапленность в интенсивно измененных низкотемпературными процессами породах</p>

П р и м е ч а н и е. Здесь и в табл. 42, 46, 48 звездочкой отмечены наиболее распространенные разновидности.

несколько отличающейся ориентировкой отдельных частей или блоков.

Для пирротина характерно развитие двойников различной морфологии и генетической природы – роста, превращения, давления; наиболее распространены последние. Замечено, что в ранних пирротинах двойники встречаются реже и имеют более простую форму в сравнении с поздними. Особенно часто двойникование фиксируется в крупнозернистых пирротинах брекчиевидных и сплошных руд. Однако возникшая в результате перекристаллизации при динамометаморфизме

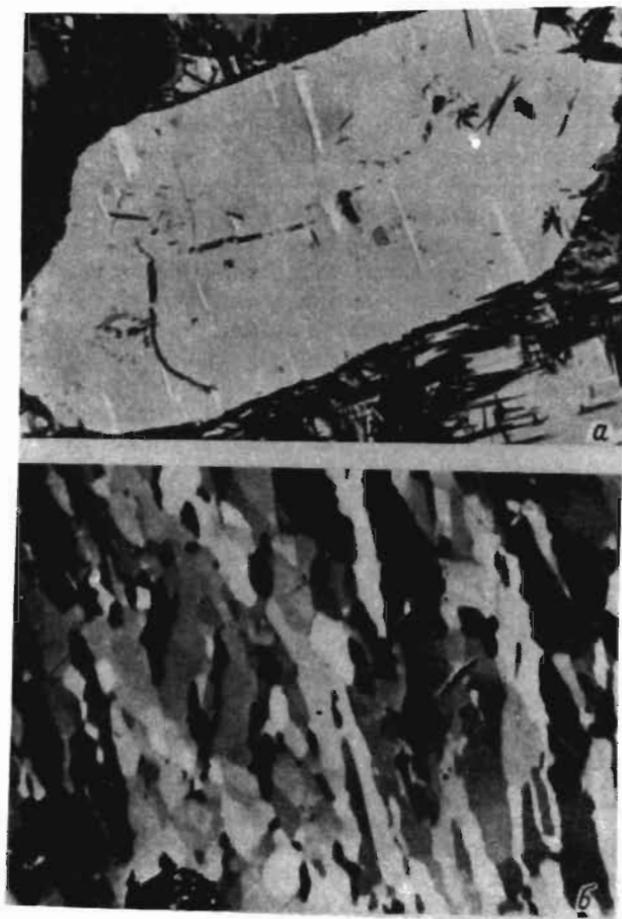


Рис. 20. Морфологические разновидности пирротина-2.

а - псевдоморфоза пирротина по оливину (негативная структура);  
 б - динамометаморфизованный агрегат пирротина с субпараллельной ориентировкой зерен; в - пластинчатые деформированные выделения пирротина. Серое различных оттенков - пирротин, белое - пентландит, белое рельефное - пирит. Печенгский район. Аншлифы, а, в - при одном никеле, б - николи скрешены, увел.: а - 60, б - 315, в - 280.

мелкозернистая разновидность такого пирротина обычно не содержит двойников.

Включения, содержащиеся в пирротине, весьма разнообразны по морфологии, составу, механизму возникновения. Практически постоянно в пирротине всех генераций и разновидностей содержатся вроски

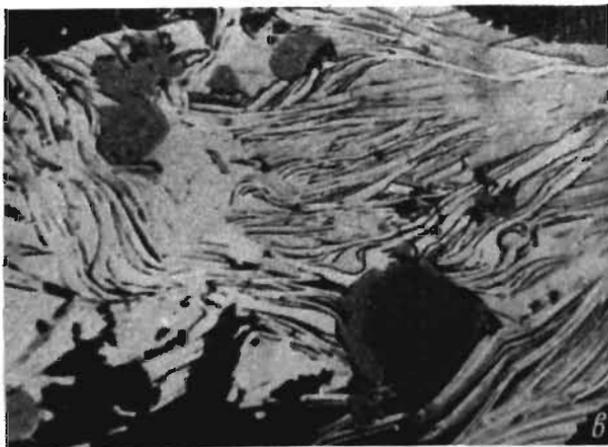


Рис. 20 (продолжение).

пентландита, реже халькопирита, сфалерита, пирита, обусловленные распадом высокотемпературного пирротинового твердого раствора. Пентландит обособляется в виде пламенивидных, пластинчатых, эмульсионных, петельчатых, субграфических выделений; халькопирит и сфалерит – в виде тонкой вкрапленности, пирит – редких идиоморфных кристаллов. Содержание пламенивидного пентландита в печенгских рудах понижается от раннего пирротина к позднему. В пределах отдельных зерен пирротина пламенивидный и перекристаллизованный зернистый пентландит тяготеет к двойниковым швам, трещинам, посторонним включениям и к периферическим частям индивидов. Троилит аллареченских руд в отличие от ассоциирующего с ним пирротина обычно содержит больше включений пентландита, халькопирита, пластинчатого магнетита, ориентированных главным образом параллельно его отдельности. В троилите из руд северо-восточного обрамления Печенги почти не содержится включений пентландита, и здесь более развит халькопирит, морфологически сходный с пламенивидным пентландитом.

Еще более разнообразны включения в пирротине и троилите, связанные с их замещением поздними сульфидами, окислами, силикатами и др. В процессе замещения вторичные минералы часто развиваются по определенным кристаллографическим направлениям в пирротине, образуя при этом закономерные сростания (сетчатые, субграфические и др.). Так, в сечениях, параллельных плоскости (0001) пирротинов, наблюдаются три системы вростков антигорита, пересекающихся под углом в  $60^\circ$ , а в сечении (1010) – две системы под углом в  $90^\circ$  (рис. 22). Аналогичная, хотя и менее отчетливая картина, наблюдается при развитии амфиболов, хлорита, магнетита.



Рис. 21. Морфология пирротина-3 из кальцитовых жил Печенги.

а - идиоморфные таблитчатые кристаллы, б - пластично изогнутые выделения пирротина (светлое) в кальците (сдвойникованные зерна).  
а - образец, увел. 5; б - аншлиф, при одном николе, увел. 40.

Метасоматически развивающиеся пирротины второй и третьей генераций также содержат самые различные включения, которые в отличие от описанных выше являются реликтовыми от замещенных пирротинном минералов.

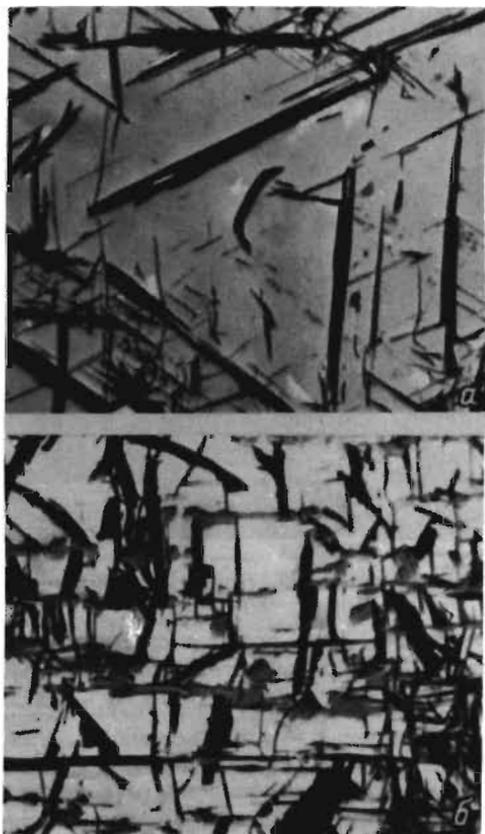


Рис. 22. Ориентированные вроски антигорита в пирротине. Печенгский район.

а - в разрезе, близком к (0001); б - в разрезе по (1010). Аншлифы, при одном никеле, увел. 250.

**Вторичные изменения.** В ходе длительного процесса формирования медно-никелевых руд пирротин и троилит неоднократно подвергались физическим и химическим воздействиям. Наиболее характерными продуктами их замещения являются магнетит и пирит. При этом моносulfиды сингенетических руд в подавляющем большинстве месторождений замещаются преимущественно магнетитом, в меньшей степени пиритом, а эпигенетических - только пиритом. Исключение здесь представляет пирротин Ловноозерского месторождения, где и ранняя и поздняя генерации в равной степени подвергаются пирритизации и магнетизации. Из sulfидов помимо пиррита по пирротину чаще всего развивается халькопирит, реже пент-



Рис. 23. Двойники в пирротине. Ловноозерский район.

а – роста (усложненные), б – роста и смятия (полисинтетические). Серое различных оттенков – пирротин, белое рельефное – пирит. Аншлифы, николи скрещены, увел.: а – 70, б – 100.

ландит, а в поздних тектонических зонах и в условиях, переходных к гипергенным, – марказит- и пирит-мельниковитовые агрегаты, обычно со значительной примесью карбонатов, сульфатов и гидроокислов железа. Иногда в таких зонах пирротин замещается линзовидно-полосчатыми гематит-марказитовыми агрегатами. И, наконец, повсеместно пирротин и троилит замещаются вторичными нерудными минералами (серпентинами, амфиболами, тальком, хлоритами и др.).

Динамометаморфизм, особенно широко проявленный в рудах северо-западной части полуострова, вызывает существенные изменения в морфологии и особенностях внутреннего строения пирротиновых индивидов и агрегатов. Результаты его воздействия обычно сводятся к полисинтетическому двойникованию, простому и сложному блокованию с трансляционным скольжением, сопровождающимся появлением „структур течения“ в агрегатах пирротина и их переориентировкой (рис. 20, 21, 23). Интенсивное динамическое воздействие на пирротиновые руды часто приводит к их полной перекристаллизации в мелкозернистые равновесные гранобластовые агрегаты. Вростки пентландита в процессе динамометаморфизма пирротина сегрегируются, укрупняются и наиболее интенсивно деформированные индивиды пирротина почти не содержат пламеневидного пентландита.

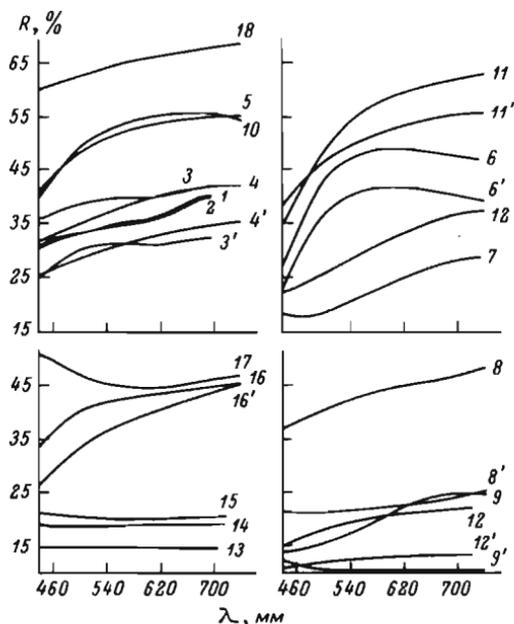


Рис. 24. Спектры отражения минералов.

1 - пирротин моноклинный, 2 - гексагональный, 3, 4 - неопределенной модификации; 5 - пентландит; 6 - халькопирит; 7 - борнит; 8 - маккинавит; 9 - валлериитоподобный; 10 - пирит; 11 - миллерит; 12 - аргентопентландит; 13 - хромшпинелид; 14 - титаномагнетит; 15 - магнетит; 16 - кубанит; 17 - герсдорфит; 18 - меренскиит. Измерения выполнены: 1-3 - на опытном образце двулучевого спектрофотометра; 13, 15 - на СФН-10; 4-7 - на МСФН-1, остальные - на установке ПИОР. Со штрихами - спектры по  $R_p$ .

Пирротин в отличие от других минералов медно-никелевых руд (пирит, пентландит, магнетит и др.) в процессе метаморфизма не проявляет хрупких свойств. Показательно, что даже самый поздний пирротин-3 из кальцитовых жил под воздействием пострудных деформаций не теряет сплошности, а лишь пластично изгибается (рис. 21).

**Физические свойства.** Моносulfиды железа, обладая широкой вариацией состава и структурными различиями, характеризуются значительным диапазоном изменения физических свойств, которые могут быть использованы для их фазовой диагностики и выявления типоморфных особенностей.

**Отражение.** В табл. 37 и на рис. 24 в обобщенном виде приведены результаты измерения дисперсии коэффициентов отражения пирротинов и троилита. Как следует из этих данных, троилит

Микротвердость пирротинов и троилита  
Кольского полуострова (в кгс/мм<sup>2</sup>)

Минерал	от - до	$H_{CP}$	$K_H$
Троилит	269-293	281	1.09
Гексагональный пирротин	283-314	303	1.11
Моноклинный пирротин	320-331	326	1.14

по отношению к пирротину характеризуется повышенными значениями  $R_{min}$  и промежуточными  $R_{max}$ . Средние величины коэффициентов отражения пирротинов из руд различных районов несколько отличны, причем, учитывая, что в ряду троилит-моноклинный пирротин самым низким отражением обладают пирротины промежуточного состава, можно предположить наибольшее развитие последних среди аллареченских руд.

Общий характер вариации  $R$  в зависимости от длины волны (форма кривых дисперсии) для изученных нами образцов соответствует современным литературным данным (Брызгалов, Ракчеев, 1970; Определение рудных..., 1973; Carpenter, Bailey, 1973, и др.), однако абсолютные величины коэффициентов отражения ниже. Фиксируемое различие может быть связано со спецификой состава кольских образцов, в частности с содержанием в них никеля, влияние которого на величину  $R$  пирротинов пока не изучено. Однако более вероятное объяснение, по-видимому, заключено в некоторых методических особенностях измерения отражения, тем более что и в вышеприведенных источниках эти цифры колеблются.

**М и к р о т в е р д о с т ь.** Известно, что с возрастанием дефицита железа в ряду троилит-моноклинный пирротин микротвердость минералов увеличивается, и наши данные подтверждают эту зависимость (табл. 38). В табл. 39 представлены результаты измерения микротвердости моносulfидов железа из руд различных никеленосных районов. Обращает на себя внимание широкий разброс значений  $H$  как по единичным определениям, так и средним величинам, что наряду с другими данными подтверждает наличие в медно-никелевых рудах всех трех модификаций моносulfида железа. В рудах большинства месторождений пирротин-2 характеризуется повышенной микротвердостью в сравнении с пирротин-1, и лишь для Ловноозерского месторождения зависимость обратная. Наблюдаемое различие можно объяснить возрастанием роли моноклинной фазы в составе позднего пирротина для всех месторождений, кроме Ловноозерского.

Большой диапазон изменения микротвердости кольских пирротинов (табл. 39), по-видимому, обусловлен не только вариацией их

Т а б л и ц а 37

Коэффициенты отражения пирротина и троилита (в %)

Минерал	Район	$R$	$n$	Длина волны, нм						
				440	480	540	580	640	680	740
Пирротин	Печенгский	$R_{max}$	2	$\frac{31,2-34,9}{33,1}$	$\frac{32,7-35,2}{34,0}$	$\frac{35,0-39,2}{39,1}$	$\frac{37,7-41,1}{39,4}$	$\frac{38,8-43,1}{41,0}$	$\frac{40,5-44,1}{42,3}$	Не опр.
		$R_{min}$	2	$\frac{28,3-29,3}{28,8}$	$\frac{29,4-30,4}{29,9}$	$\frac{33,2-33,6}{33,4}$	$\frac{34,9-35,9}{35,4}$	$\frac{37,4-37,8}{37,6}$	$\frac{38,7-39,2}{39,0}$	Не опр.
	Аллареченский	$R_{max}$	6	$\frac{29,0-32,8}{30,6}$	$\frac{31,8-38,0}{33,2}$	$\frac{35,3-38,8}{36,5}$	$\frac{37,0-39,8}{38,2}$	$\frac{38,5-40,8}{39,9}$	$\frac{39,7-41,7}{40,9}$	$\frac{40,0-42,1}{41,4}$
		$R_{min}$	6	$\frac{24,0-28,3}{26,3}$	$\frac{25,8-31,0}{28,5}$	$\frac{28,0-34,7}{31,4}$	$\frac{29,2-36,5}{32,8}$	$\frac{30,8-38,7}{34,5}$	$\frac{31,7-39,8}{35,3}$	$\frac{32,2-40,6}{36,1}$
	Ловноозерский	$R_{max}$	7	$\frac{31,2-36,2}{33,6}$	$\frac{29,0-40,0}{35,6}$	$\frac{37,5-43,5}{40,2}$	$\frac{38,8-45,0}{41,6}$	$\frac{40,3-46,3}{42,8}$	$\frac{41,1-46,7}{43,2}$	$\frac{41,8-47,0}{43,5}$
		$R_{min}$	7	$\frac{24,0-28,5}{27,1}$	$\frac{26,0-33,5}{29,5}$	$\frac{28,8-36,7}{32,3}$	$\frac{30,0-38,5}{33,6}$	$\frac{31,7-40,3}{35,4}$	$\frac{32,5-41,2}{36,2}$	$\frac{33,1-41,7}{36,8}$
Троилит	Северо-восточное обрамление Печенги	$R_{max}$	1	31,2	34,8	38,7	40,2	41,3	41,6	41,7
		$R_{min}$	1	29,1	32,2	36,0	37,6	39,0	39,2	39,2

П р и м е ч а н и е. В числителе - разброс значений, в знаменателе - среднее.

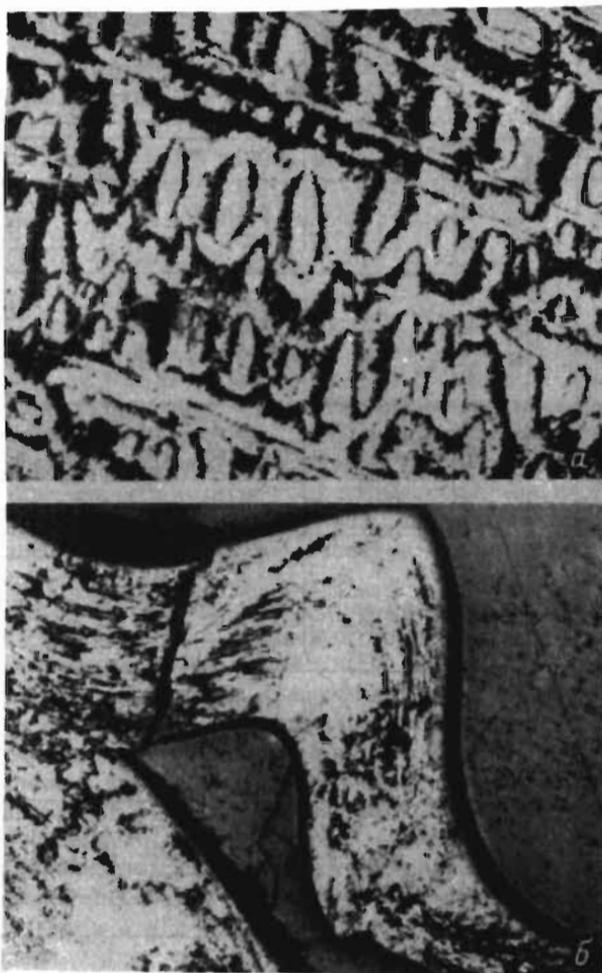


Рис. 25. Характер осаждения магнитного порошка на зернах пирротина.

а - моноклинный пирротин; б - магнитный гексагональный пирротин; Печенгский район. Аншлифы, при одном никеле, увел.: а - 240, б - 100.

состава, но и методическими особенностями измерения (в произвольных сечениях, без специальной обработки данных и др.).

Магнитные свойства. Различные по составу и структуре фазы в ряду  $FeS - Fe_7S_8$  обладают контрастно различающимися магнитными свойствами (ферромагнитными, антиферромагнитными). Методом магнитной порошковой графии в двух его моди-

Микротвердость моносulfидов железа медно-никелевых руд  
(кгс/мм<sup>2</sup>)

Район	Генерация	H		K <sub>H</sub>
		от - до	среднее	
Печенгский	1	243-365	303	1.50
	2	267-352	315	1.32
	3	256-365	297	1.42
Аллареченский	1	225-337	275	1.50
	2	277-367	322	1.32
Ловноозерский	1	243-431	346	1.77
	2	229-441	281	1.92
Центрально- Кольский	1	223-293	261	1.32
	2	307-367	345	1.20

фикациях (Грабовский, Жерденко, 1967) выявляется присутствие, морфология выделений и доменная структура ферритмагнитного пирротина (рис. 25). В медно-никелевых рудах Кольского полуострова развиты однофазные магнитные и немагнитные пирротины и их смеси, причем последние образованы либо сочетанием однородных, но разных по магнитным свойствам зерен, либо сростками магнитной и немагнитной фаз в пределах одного зерна („промежуточные“ пирротины по М.А. Грабовскому и О.Н. Жерденко). По морфологии и генезису эти сростки представлены различными типами. Наиболее распространены сростки, образовавшиеся в результате замещения немагнитного пирротина магнитным. Последний в этом случае образует каемки по периферии зерен, вокруг включений и микропрожилки. Несколько реже встречаются структуры распада пирротинового твердого раствора, когда магнитная фаза в немагнитной матрице фиксируется в виде линзовидных параллельных или перекрещивающихся под углом 60° выделений. По времени образования данный тип сростаний предшествует первому. И, наконец, хотя и очень редко, наблюдаются случаи развития немагнитного пирротина по магнитному.

В большинстве месторождений количественные соотношения модификаций пирротина широко варьируют в рудах различных типов, а в однотипных рудах - в зависимости от принадлежности к определенному рудному телу и пространственного положения в нем. Исключение составляет Ловноозерское месторождение, где практически во всех рудах резко преобладает магнитная модификация, состав-

ляющая 80–100% общего количества пирротина, и лишь в единичных образцах элигенетических руд ведущей является немагнитная.

Пирротин–1 сингенетических руд обычно представлен (кроме Ловноозерского месторождения) немагнитной фазой либо „промежуточным“ типом (структура распада). Общей особенностью поздних пирротинов является более широкое развитие магнитной фазы в виде гомогенных зерен или продуктов частичного замещения раннего немагнитного пирротина. Количественное соотношение магнитной и немагнитной фаз в пирротинах в большинстве случаев хорошо коррелируется с относительным содержанием в них моноклинного и гексагонального пирротинов. Тем не менее в отдельных образцах однородный гексагональный пирротин (по данным рентгеновского и микрозондового анализа) может содержать до 10% и более магнитной фазы, и, наоборот, чистый моноклинный не покрывается по всей площади магнитным порошком. Причины указанного несоответствия изучены недостаточно, поэтому не совсем справедливо, на наш взгляд, принятое сейчас полное отождествление магнитного пирротина с моноклинным, а немагнитного – с гексагональным. Для более строгой диагностики фаз необходимо привлечение дополнительных методов исследования (рентгеновского, микрозондового и термомагнитного анализов, травления различными кислотами, измерения микротвердости и др.).

Флотационные свойства пирротина, весьма важные с точки зрения технологии обогащения медно–никелевых руд, также определяются его составом. Для печенгских руд, в частности, установлено (Зеленская и др., 1978), что сульфидные смеси, содержащие преимущественно гексагональный пирротин, флотируются с большей скоростью, чем смеси со значительной долей моноклинного пирротина. Установлена и значительно более высокая растворимость в соляной кислоте (примерно в 10 раз) слабомагнитного пирротина по сравнению с сильномагнитным (Леонченкова, 1964).

**Ст р у к т у р а, с о с т а в.** По данным рентгеновского анализа более 200 образцов<sup>1</sup> установлены троилит, гексагональный и моноклинный пирротины. Наиболее широко развиты пирротины, представленные смесью гексагональной и моноклинной фаз; их относительная распространенность составляет около 45%; далее следуют гексагональный (32%) и моноклинный пирротины (21%). Реже всего встречается троилит (около 3%), рентгенометрически диагностированный лишь в рудах Аллареченского района и северо–восточного обрамления Печенги. Однофазные гексагональные пирротины сравнительно широко распространены в рудах Аллареченского района и Мончегор–

---

<sup>1</sup> Значительную часть ранее опубликованных анализов мы не смогли использовать из–за допущенных при их проведении методических погрешностей (применялись камеры малого диаметра, съемка без эталона, не проверялось наличие магнетита в пробах, неточно индицировались рентгенограммы и др.).

ского плутона. На Ловноозерском месторождении, в рудах Печенгского района и Федоровой тундры чаще встречаются моноклинные пирротины, гомогенные или в смеси с гексагональными. Общий диапазон изменения величины  $d(102)$  гексагональных пирротинов, по которой определяется содержание в них суммы металлов (Yund, Hall, 1969), составляет 2.063–2.072 Å, что соответствует составам около  $Me_8S_9$ – $Me_{11}S_{12}$ . Минимальные и максимальные значения отмечались в печенгских рудах (Волохонский, Бахчисарайцев, 1978). Следует заметить, что значение  $d(102)$ , равное 2.063 Å, ниже соответствующего предела минимального содержания суммы металлов в составе гексагонального пирротина (Балабонин, Латышева, 1974) и, возможно, объясняется методическими погрешностями в определении межплоскостного расстояния. В целом, по данным рентгенографии, состав моноклинового и гексагонального пирротинов медно-никелевых руд Кольского полуострова варьирует в пределах  $Me_7S_8$ – $Me_{11}S_{12}$  с наибольшим развитием пирротинов состава  $Me_8S_9$ .

Сопоставление фазового состава моносulfидов железа по типам руд и генерациям показывает, что в большинстве месторождений моносulfиды из сингенетических руд представлены гексагональным пирротинном, реже троилитом или его смесью с гексагональным пирротинном, либо смесью гексагональной и моноклиновой модификаций. В эпигенетических рудах резко возрастает доля моноклинового пирротина, и лишь самый поздний пирротин-3 в тальк-кальцитовых жилах Печенги представлен гексагональной фазой. В метасоматически измененных вкрапленных рудах Печенги устанавливается связь фазового состава пирротина с характером наложенных вторичных изменений. Относительное содержание здесь моноклиновой фазы в смеси с гексагональной минимально в оталькованных и карбонатизированных породах и максимально в амфиболизированных. Пирротин Ловноозерского месторождения в отличие от других характеризуется развитием в сингенетических рудах чисто моноклиновой модификации или ее смесью с гексагональной, но с преобладанием первой. А в эпигенетических рудах, особенно с возрастанием в них общего содержания sulfидов, обнаруживается тенденция увеличения доли гексагональной фазы в составе пирротина.

Результаты рентгеновского анализа по распространенности пирротинов и троилита в различных рудах и месторождениях в целом согласуются с данными магнитной порошковой рентгенографии. Помимо обычных модификаций моносulfида железа в рудах Печенги фиксировался так называемый аномальный моноклиновый пирротин (Оптимизация..., 1973; Волохонский, Бахчисарайцев, 1978). Однако полной рентгеновской характеристики и описания других свойств этой фазы не приводилось, хотя само существование ее в природе как самостоятельной модификации пока твердо не доказано.

В табл. 40 приведены результаты изучения химического состава пирротинов и троилитов с помощью микрозондового анализа. Этот метод, как известно, по точности определения основных компонентов (2–3 отн. %) значительно уступает рентгеновскому. Так, общий

Т а б л и ц а 40

Состав пирротинов и троилитов медно-никелевых руд  
Кольского полуострова

Район	Гене- рация	Число ана- лизов	$\Sigma$ Me, ат. %		Ni, вес. %	
			от - до	среднее	от - до	среднее
Печенгский (Зап. фланг)	1	18	45,9-50,4	47,1	0,01-0,96	0,46
	2	13	43,9-49,5	47,0	0,04-0,65	0,32
	3	3	46,8-48,2	47,6	0,11-0,26	0,17
В целом (Вост. фланг)	1,2,3	78*	43,9-50,4	47,5	0,01-0,96	0,40
В целом	1,2,3	157*	45,9-48,4	47,3	<0,01-0,86	0,37
Аллареченский	1	8	46,7-49,7	48,5	0,01-2,74	0,06**
	2	4	44,7-48,4	46,6	0,09-0,83	0,32
В целом	1,2	12	44,7-49,7	47,9	0,01-2,74	0,17**
С-В обрамле- ние Печенги	1	3	47,3-49,1	48,4	0,01-0,01	0,01
	2	4	45,8-47,3	46,6	0,35-0,68	0,54
В целом	1,2	7	45,8-49,1	47,4	0,01-0,68	0,31
Ловноозерский (основные породы)	1	18	45,3-47,8	46,3	0,33-0,67	0,42
	2	27	43,4-48,5	46,4	0,08-0,85	0,39
В целом	1,2	45	43,4-48,5	46,4	0,08-0,85	0,40
Ловноозерский (ультра- основные породы)	1	3	45,8-46,2	46,1	0,32-1,28	0,40**
	2	2	46,2-47,3	46,8	0,25-0,55	0,40
В целом	1,2	5	45,8-47,3	46,4	0,25-1,28	0,40**
Мончегорский (основные породы)	1,2	16	44,5-49,4	46,5	<0,01-0,62	0,35
Мончегорский (ультра- основные породы)	1,2	5	46,1-49,9	48,0	<0,01-0,25	0,08
Центрально- Кольский	1,2	15	44,3-47,6	46,3	0,26-0,73	0,44

\* Для расчета среднего дополнительно к нашим использованы анализы А.В. Кондратьева, Г.В. Спиридонова, Г.А. Митенкова, А.Н. Волохонского.

\*\* При расчете среднего концентрации выше 1% не учитывались.

диапазон изменения содержания суммы металлов (железо, примесь никеля, реже кобальта и меди) по этим данным составляет 43,5–50,5 ат. %, т.е. существенно превышает установленные пределы вариации состава пирротинов и троилитов (~46,7–50,0 ат. % Me). При этом около 30% общего числа анализов показывают содержание суммы металлов ниже 46,7 ат. %. Сопоставимые погрешности при определении состава моносulfидов железа отмечаются и в работах других исследователей (Papunen, 1970; Ramsden, 1975, и др.). Тем не менее, используя достаточно большое число анализов, выполненных единой методикой в одной лаборатории, можно получить достаточно обоснованную оценку средних составов минералов для различных объектов. Такое сопоставление, по данным табл. 40, показывает, что повышенной средней концентрацией суммы металлов (более 47,3 ат. %) характеризуются моносulfиды из руд Печенгского, Аллареченского районов, северо-восточного обрамления Печенги, частично Мончегорского плутона. Моносulfиды из руд Ловноозерского и Центрально-Кольского районов содержат в среднем менее 46,8 ат. % суммы металлов. Следует обратить внимание, что образцы первой группы представляют руды в метаморфизованных или относительно свежих ультраосновных породах, а второй – основных. В пределах одного района такой контроль достаточно отчетливо проявляется для мончегорских пирротинов (табл. 40). Расчет среднего состава моносulfидов железа из руд в ультраосновных породах Кольского полуострова (137 анализов) дает 47,5 ат. % Me, а из основных (76 анализов) – 46,3 ат. % Me. Пирротины и троилиты, принадлежащие к различным генерациям, типам руд, рудным телам и месторождениям, обладают значительной изменчивостью состава, однако определенной и однозначной закономерности для различных месторождений при этом не устанавливается.

Вероятным объяснением здесь может служить небольшое число проанализированных образцов каждой разновидности, что при относительно невысокой точности валового определения состава не обеспечивает представительных средних величин.

**Э л е м е н т ы – п р и м е с и.** Пирротины и троилиты медно-никелевых руд помимо главных элементов содержат ряд примесных, к которым относятся Ni, Co, Cu, Se, Te, платиноиды и некоторые др.

Никель по частоте встречаемости и уровню концентрации является важнейшим из элементов-примесей. Его содержание для пирротинов и троилитов Кольского полуострова в целом колеблется в весьма широких пределах – от 0,01 до 2,7%. При этом крайние значения фиксируются относительно редко, и более половины анализов укладываются в узкий диапазон 0,3–0,5% с наиболее вероятной величиной концентрации (модой) 0,4%.

Минимальные концентрации никеля на уровне 0,01% и ниже фиксируются в образцах из руд в ультраосновных породах и лишь в одном – из руды в основной породе (оливиновом норите Мончегорского плутона). Пирротины, максимально обогащенные никелем (0,9–2,7%),

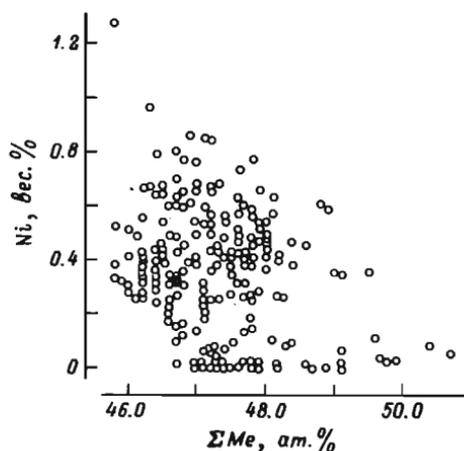


Рис. 26. Связь концентрации никеля и суммы металлов в составе пирротитов (на графике часть точек опущена).

были встречены в непромышленном оруденении, связанном с ультраосновными породами. Среднее содержание никеля в пирротинах из основных пород (76 анализов) заметно выше (0,40%), чем из ультраосновных (264 анализа - 0,26%).

Среднее содержание никеля в пирротинах и троилитах для руд в различных районах является относительно стабильной величиной (0,3-0,4%). Лишь в рудах Аллареченского, частично Мончегорского районов моносulfиды железа заметно обеднены никелем (табл. 40). Более существенно своей никеленосностью иногда отличаются пирротиты и троилиты, принадлежащие к различным генерациям и типам руд. Так, на Печенге ранние пирротиты вкрапленных руд значительно богаче никелем в сравнении с поздними; еще более контрастно различие разновозрастных моносulfидов в рудах северо-восточного обрамления Печенги. Неодинаковое среднее содержание никеля устанавливается и для пирротитов одной генерации из руд разных типов. Вместе с тем вариация содержания никеля при сопоставлении пирротитов различных групп не обладает единой и сходной для всех месторождений тенденцией. Не исключено, что это в значительной степени объясняется дополнительным влиянием на никеленосность пирротитов других факторов, помимо принадлежности к определенным руде или генерации. Одним из них является фиксируемая на некоторых месторождениях минералого-геохимическая зональность. Пирротиты Ловноозерского месторождения, в частности, в зависимости от положения в вертикальном разрезе Главного рудного тела характеризуются незначительным, но закономерным возрастанием концентрации никеля с глубиной.

Связь никеленосности моносulfидов железа с их валовым составом отражена на рис. 26, из которого следует, что несмотря на довольно широкий разброс точек на графике, между содержанием суммы металлов в пирротинах и концентрацией в них никеля имеет место отрицательная корреляционная зависимость. Для составов,

близких к троилиту (более 49,0 ат. % Me), содержание никеля колеблется от менее 0,01% до 0,4%; в промежуточной области составов (~47,0 ~ 49,0 ат. % Me) при сохранении того же минимума максимальная концентрация никеля поднимается до 0,8%; и, наконец, в пирротинах, обладающих наибольшим дефицитом металлов (менее 47,0 ат. % Me), концентрация никеля может достигать 1,3%, возможно, больше, но не опускается ниже 0,10%.

Еще одним фактором, оказывающим влияние на величину среднего содержания никеля в пирротинах, является неоднородность его распределения, фиксируемая в отдельных зернах пирротина. Так, для печенгских руд установлено (Нерадовский и др., 1978), что участки зерен пирротина с повышенным количеством вростков пламеневидного пентландита характеризуются пониженной концентрацией никеля в сравнении с участками, свободными от них. Никеленосность пирротинов, таким образом, определяется целой совокупностью самых различных факторов.

Кобальт на уровне чувствительности микрозондового метода (0,01%) и выше встречается в пирротинах и троилитах значительно реже никеля. Общий диапазон изменения его концентрация составляет 0,01–0,77%, однако значения, превышающие 0,1%, отмечаются лишь в 5% анализов. Все образцы с повышенным содержанием кобальта в пирротине представляют вкрапленное оруденение. Для руд различных районов частота встречаемости кобальта в моносulfидах железа существенно колеблется. Исключительно редко (~2% случаев) он отмечается в образцах из руд Восточного фланга Печенги, а наиболее часто в пирротинах Ловноозерского и Центрально-Жольского районов. В количестве, превышающем 0,1%, кобальт фиксируется в пирротинах из руд в ультраосновных породах. Определенной зависимости среднего содержания кобальта или его максимальных концентраций от валового состава моносulfидов железа не устанавливается. В пирротинах с повышенным содержанием кобальта он нередко преобладает над никелем. Корреляции с другими примесными элементами в пирротинах кобальт не обнаруживает.

Медь, подобно кобальту, отмечается не во всех образцах пирротина и троилита. Ее содержание варьирует в пределах < 0,01–0,39%, причем максимальные концентрации характерны для моносulfидов железа из вкрапленного оруденения. Среднее содержание меди в пирротинах всех месторождений менее 0,01%. Определенной зависимости концентрации меди от состава моносulfидов железа и типа оруденения не устанавливается.

Селен и теллур – характерные примесные элементы пирротинов медно-никелевых месторождений (табл. 41).

Максимально обогащены селеном и теллуrom пирротини аллареченских руд, а пирротини из руд Мончегорского района характеризуются самой низкой концентрацией указанных элементов.

П л а т и н о и д ы. Данные по содержанию в пирротинах палладия, платины и родия имеются лишь для руд Печенгского и Мончегорского районов (Средние содержания..., 1973). Здесь в отличие

Т а б л и ц а 41

Содержание селена и теллура (в г/т) в пирротинах медно-никелевых руд

Район	Se		Te		$\frac{Se}{Te}$	Источник анализов
	от - до	среднее	от - до	среднее		
Печенгский	7-89	40	1-34	5	8	Юшко-Захарова, 1964
Аллареченский	112-170	141	6-18	12	12	Наши данные
Ловноозерский	38-64	56	1-6	3	19	"
Мончегорский	10-36	28	Сл. 4	2	14	Юшко-Захарова, 1964

от селена и теллура относительно обогащены примесными элементами мончегорские пирротины.

Помимо перечисленных элементов в пирротинах отмечается присутствие (в количестве тысячных-десятитысячных долей процента) Mn, Ti, Cr, Cd, Au и некоторых других, закономерности распределения которых остаются пока изученными недостаточно.

**Т и п о м о р ф и з м.** Типоморфные особенности прослеживаются в относительной распространенности и парагенетических ассоциациях отдельных минеральных фаз ряда троилит-пирротин, их составе, структуре и некоторых физических свойствах. Так, троилит характерен для сингенетических руд в ультраосновных породах, где он ассоциирует с кубанитом и гексагональным пирротинном.

Пирротин распространен повсеместно, но в сингенетических рудах он обычно представлен гексагональной модификацией или смесью гексагональной и моноклинной фаз, тогда как в эпигенетических преобладает моноклинный пирротин. Исключение составляет Ловноозерское месторождение, где в сингенетических рудах резко преобладает моноклинный пирротин, а в эпигенетических он частично сменяется гексагональным. Последний характерен и для заключительных периодов формирования месторождений, где он ассоциирует с карбонатом.

Как правило, пирротин отсутствует в своеобразных борнит-халькопиритовых или миллерит-борнит-халькопиритовых вкрапленных рудах или в поздних тектонических зонах, где все руды испытывают глубокие вторичные преобразования. Таким образом, отсутствие пирротина может указывать на своеобразные условия формирования руд либо на их интенсивные вторичные изменения.

**П р а к т и ч е с к о е з н а ч е н и е.** Пирротин в медно-никелевых рудах находится в тесных сростаниях с пентландитом, содержит многочисленные его вросстки, а также обладает постоянной примесью изоморфного никеля (< 0,01-2,7%, среднее 0,3-0,5%). Если

учесть, что в количественном отношении он почти всегда резко преобладает над пентландитом, становится очевидной его важная роль как минерала-носителя никеля. Поэтому любая оптимальная схема обогащения и дальнейшей переработки руд должна учитывать: а) количество пирротина в рудах; б) его морфологию и характер взаимоотношений с пентландитом; в) валовый состав пирротина, который определяет его важнейшие технологические свойства (флотационные, магнитные и др.); г) содержание изоморфного никеля. Соответственно без тщательного изучения указанных особенностей пирротина для каждого конкретного месторождения и, желательного, рудного тела (имея ввиду вообще их широкую вариацию) неизбежны весьма значительные потери никеля в „хвостах“. Этим определяется необходимость всестороннего исследования пирротина на всех стадиях изучения медно-никелевых месторождений.

---

1. В медно-никелевых рудах Кольского полуострова устанавливаются все минералы ряда троилит-моноклиновый пирротин. Наиболее распространены пирротины, представленные смесью гексагональной и моноклиновой модификаций; реже всего отмечается троилит. Моносульфиды железа из руд в ультраосновных породах характеризуются относительно меньшим дефицитом суммы металлов, чем из основных. В эпигенетических рудах большинства месторождений в сравнении с сингенетическими повышается роль моноклинового пирротина. Среди всех месторождений Кольского полуострова по целому ряду особенностей состава и свойств выделяется пирротин Ловноозерского месторождения.

2. Пирротин и троилит содержат примесь никеля ( $< 0,01-2,7\%$ ), в меньшей мере кобальта ( $< 0,01-0,77\%$ ) и меди ( $< 0,01-0,39$ ). Никеленосность пирротинов определяется целой совокупностью разнообразных факторов, к которым относятся характер оруденелых пород (основные, ультраосновные, вмещающие сланцы), тип руды, состав пирротина ( $Me/S$ ), его генерация, степень преобразования, ассоциирующие сульфиды и др. В некоторых месторождениях и рудопроявлениях пирротин содержит ряд других полезных компонентов (селен, теллур, платиноиды и др.).

3. Несомненное практическое значение пирротина как минерала-концентрактора никеля в сочетании с важной типоморфной ролью его состава и некоторых свойств обуславливают необходимость дальнейшего всестороннего исследования. С методической точки зрения следует подчеркнуть требование комплексного подхода в изучении пирротина и троилита, поскольку ни один из применяемых сейчас методов и приемов анализа не обеспечивает достаточно полной характеристики их кристаллохимических и других информативных особенностей.

Пентландит является главным носителем никеля и кобальта в рудах. Исследованию пентландита посвящена обширная специальная литература, сведения о нем содержатся также во многих обобщающих работах по геологии месторождений и вещественному составу их руд (Чирков, 1939, 1940; Елисеев, 1955; Геология и рудные месторождения..., 1956; Денисова, 1959; Ультраосновные и основные..., 1961; Яковлев, Яковлева, 1967, 1974; Горбунов, 1968; Гончаров, 1968; Нерадовский, 1976; Макаров и др., 1977; Балабонин и др., 1977; Баржицкая, 1977; Осокин, 1977; Яковлев, Пахомовский, 1978; Волохонский, 1978; Баржицкая, Пахомовский, 1979, и др.).

**У с л о в и я   н а х о ж д е н и я.** Пентландит развит в рудах всех генетических и морфологических типов, но содержание его в отдельных разновидностях варьирует от 5–10 до 90–95% объема сульфидной массы. Во вкрапленных рудах пентландит большей частью распределен равномерно, образуя совместные сростания с пирротинном и халькопиритом. В сплошных и брекчиевидных рудах концентрация его нередко меняется на коротких интервалах: на одних участках он равномерно рассеян в массе руды, на других образует жилы- и шпирообразные обособления или тяготеет к при-зальбандовым участкам жил, к обломкам вмещающих пород и т.п. По среднему содержанию пентландита в сульфидной массе самыми богатыми являются руды Аллареченского района, далее следуют руды Мончегорского, Печенгского и Ловноозерского районов.

Закономерности распределения пентландита в рудных телах и месторождениях детально не исследованы. Общим правилом является снижение концентрации его в краевых участках рудных тел, в оруденелых вмещающих породах. В отдельных залежах густовкрапленных руд Печенги установлено концентрически-зональное распределение пентландита с обогащением центральных, наиболее мощных участков.

**Г е н е р а ц и и ,   м о р ф о л о г и ч е с к и е   р а з - н о в и д н о с т и.** В рудах Кольского полуострова выделяются 3 генерации пентландита (табл. 42).

К первой генерации относится пентландит сингенетических руд, парагенетически связанный с пирротином-1 и халькопиритом-1 и образующий вместе с ними сидеронитовую вкрапленность (рис. 18, а, 27, а, б, в). Реже встречаются самостоятельные вкрапленники. В рудах Аллареченского района встречаются пластинчатые и линзовидные выделения пентландита-1 в халькопирите-1 (рис. 27, г). Как и другие ранние сульфиды, пентландит-1 в различной степени замещается магнетитом, поздними сульфидами (виоларитом) и силикатами;

Ко второй генерации относится пентландит эпигенетических руд различных типов, который в сплошных и брекчиевидных рудах отличается разнообразием форм проявления: здесь широко представлены изолированные (порфиroidные) вкрапленники и агрегаты разной морфологии (рис. 27, а, б). В печенгских рудах пентландит-2 широко

## Т а б л и ц а 42

Генерации и морфологические разновидности пентландита в медно-никелевых рудах Кольского полуострова

Генерации	Морфологические разновидности, условия нахождения
Первая	<p>Изометрические зерна, сростки, петельчатые агрегаты среди сульфидов, в интерстициях между первичными силикатами основных и ультраосновных пород, включения в силикатах и окислах</p> <p>Пластинчатые, пламеневидные и дендритовидные вростки в пирротине-1 и халькопирите-1, иногда в ассоциации с кубанитом</p>
Вторая	<p>Средне- и мелкозернистые изометрические и неправильные выделения, порфиroidные зерна и агрегаты в метасоматической сульфидной вкрапленности; крупнозернистые агрегаты и порфиroidные вкрапленники в эпигенетических сплошных и брекчиевидных рудах</p> <p>Пламеневидные и пластинчатые вростки в пирротине-2</p> <p>Мелкие метакристаллы и изолированные вкрапленники в серпентинитах</p>
Третья	<p>Вкрапленность и метакристаллы в сильно измененных ультраосновных и основных породах</p> <p>Мелкие и крупные метакристаллы, жилообразные выделения в сплошных и брекчиевидных рудах, цепочки зерен и каемки вдоль границ их пиритизированных и динамометаморфизованных участков</p> <p>Мелко-среднезернистые округлые выделения в экзоконтактовых породах</p> <p>Пламеневидные вростки в пирротине-3</p>

развит в метасоматической вкрапленности, наиболее ярким примером которой являются псевдоморфозы по серпентинизированному оливину (рис. 20, а).

К пентландиту третьей генерации на некоторых месторождениях относятся выделения, связанные с проявлением поздней тальк-карбонатной минерализации, наложенной как на сингенетические, так и на эпигенетические вкрапленные руды, а также переотложенный пентландит на участках динамометаморфизма и дисульфидизации сплошных и брекчиевидных руд. Условно к этой же генерации отнесен пентландит, ассоциирующий с борнитом и халькопиритом в экзоконтактовых породах Аллареченского района.

**Внутреннее строение.** Для внутреннего строения индивидов и агрегатов пентландита характерны включения других минералов и трещиноватость. Наиболее часто встречаются включения маккинавита, реже троилита (?) и магнетита, иногда - первичных силикатов и др.

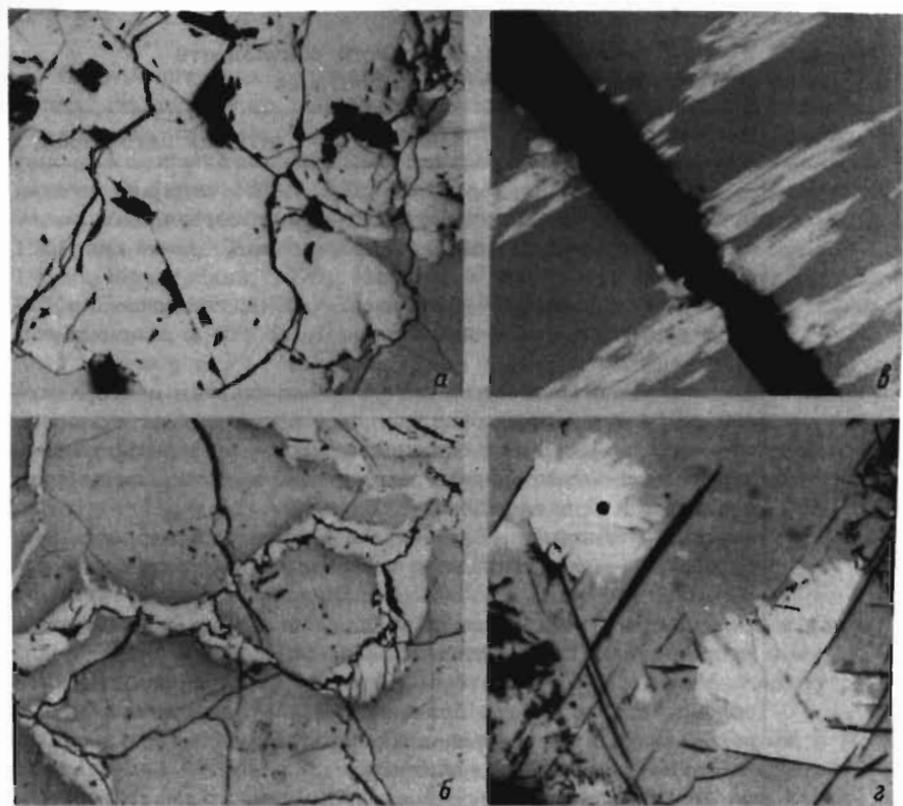


Рис. 27. Морфологические разновидности пентландита.

а - изометрическое зерно пентландита (белое) среди сульфидов (серовато-белое), брекчиевидная руда; Центрально-Кольский район. б - петельчатые агрегаты пентландита-1 (белое) среди пирротина (серовато-белое); Ловноозерский район. в - пламене-видные вроски пентландита (белое) в пирротине (серое); Аллареченский район. г - дендритовидные вроски пентландита (белое) в пирротине (серовато-белое); серое - магнетит, черное - вроски антигорита; Печенгский район. д - пластинчатые и линзообразные выделения пентландита-1 (белое) в халькопирите (серовато-белое); серое - магнетит (прожилки); черное - силикаты; Аллареченский район. Аншлифы, при одном никеле, увел.: а - 50, б - 60, в, г - 600, д - 200.

Маккинавит развит в пентландите-1 вкрапленных руд в серпентинизированных ультраосновных породах, особенно часто - в массивах Аллареченского района, в массиве Пильгуярви Печенгского района, реже - в некоторых массивах северо-восточного обрамления Печенги. В пентландите-1 Аллареченского района содержание маккинавита достигает иногда 50-60%. Морфология его выделений и характер распределения говорят о том, что по крайней мере часть из них являются продуктами распада твердых растворов (Яковлев, Яковлева, 1974). Вероятно, наличие маккинавита в пентландите обусловлено спецификой его химического состава в отдельных массивах (в частности, повышенной железистостью, пониженным содержанием никеля в пентландите и др.), но детально это явление не изучено. Включения троилита встречаются в пентландите-1, главным образом в некоторых массивах Аллареченского района, где часто ассоциируют с маккинавитом.

В пентландите-1 встречаются также идиоморфные включения первичных силикатов (в основном оливина), имеющие вид пойкилитовых, а иногда как бы являющихся затравками для отдельных зерен пентландита. В крупнозернистом пентландите-2 сплошных руд аналогичную позицию иногда занимают идиоморфные выделения магнетита, но обычно они служат „центрами кристаллизации“ не индивидов, а агрегатов пентландита-2 (Аллареченское месторождение).

Трещиноватость является следствием совершенной спайности пентландита (по 111), но грубые трещины, обусловленные деформациями и более характерные для участков динамометаморфизованных брекчиевидных и сплошных руд, располагаются произвольно по отношению к плоскостям спайности. Трещины - следы спайности - большей частью тонкие, прямолинейные, характерны для всех разновидностей пентландита, за исключением пластинчатых или пламенеvidных вростков, а также вкрапленников в экзоконтактовых породах. Трещины деформаций имеют форму ломанных, коленчатых линий, часто выполнены карбонатами и другими поздними нерудными минералами.

**В т о р и ч н ы е и з м е н е н и я.** Помимо дробления в процессе динамометаморфизма, пентландит замещается многими более поздними минералами. Для пентландита-1 характерно замещение магнетитом и серпентином (антигоритом), в меньшей мере - пиритом, виоларитом, хлоритом, карбонатами и др. Интенсивное замещение пентландита-1 магнетитом и серпентином наблюдается в массивах серпентинизированных ультраосновных пород Печенгского и Аллареченского районов. Магнетит образует многочисленные просечки и прожилки, часто приуроченные к плоскостям спайности пентландита, каемки на контактах его зерен и агрегатов с другими сульфидами, а также неправильные обособления. На отдельных участках массива Пильгуярви магнетит замещает пентландит-1 почти нацело. В целом более интенсивно замещается магнетитом пентландит с включениями маккинавита. Замещение пентландита серпентином наиболее широко развито во вкрапленных рудах Печенги. Здесь серпентин образует как одиночные игольчатые вростки, так и сноповидные агрегаты, ориен-

тировка которых в пентландите выглядит произвольно. Сложные субграфические, войлокоподобные и другие сростания серпентинов и хлоритов с сульфидами, в том числе с пентландитом, наблюдаются в рудах с так называемой негативной структурой (Горбунов, 1968; Атлас..., 1973).

Пентландит-2 крайне редко замещается магнетитом (самым поздним), но более часто халькопиритом, пиритом, виоларитом, миллеритом и поздними нерудными минералами. Просечки халькопирита в пентландите-2 широко развиты в эпигенетических рудах, особенно в экзоконтактных оруденелых породах. В большинстве районов пирит замещает пентландит лишь локально на участках дисульфидизации руд, приводящей к образованию так называемых матовых разновидностей; при этом иногда выделяются также миллерит и бравоит.

Виоларитизация - характерный процесс изменения пентландита, который фиксируется во всех генерациях пентландита и чаще в эпигенетических рудах. Форма проявления виоларита весьма выдержана (см. виоларит). Развитие виоларита крайне неравномерно.

Широко проявлена перекристаллизация пентландита, особенно в сплошных и брекчиевидных рудах, где часто фиксируются цепочки мелких и крупных зерен, приуроченных к границам двойников давления пирротина или располагающихся вдоль полосчатости руд, около пиритизированных участков.

**Физические свойства.** Микротвердость пентландита ( $H$ ) в основном варьирует в пределах 173-282 кгс/мм<sup>2</sup>. Наибольшей микротвердостью обладает пентландит Печенгского рудного поля ( $H_{ср} = 245-267$  кгс/мм<sup>2</sup>), наименьшей - пентландит Ловноозерского района ( $H_{ср} = 214$  кгс/мм<sup>2</sup>). В других районах  $H_{ср}$  пентландитов имеет промежуточные значения. В целом разброс значений микротвердости весьма широк, и диапазоны изменения ее в различных генерациях существенно перекрываются. Важно и то, что в ряде месторождений установлена твердость пентландита выше справочных данных.

Изучено 36 спектров отражения пентландита в диапазоне 440-740 нм. В целом отражение пентландита изменяется от 33,6% (при  $\lambda = 440$  нм) до 60,0% (при  $\lambda = 700$  нм). Форма спектров (рис. 24) типична для пентландита (Определение рудных минералов..., 1973; Вальсов, 1973). Вариации коэффициентов по отдельным длинам волн весьма значительны. В частности, при  $\lambda = 600$  нм  $R$  изменяется от 43,0 до 53,4%, что нельзя объяснить погрешностью измерений на различных приборах: сравнение данных, полученных при измерении на установках МСФП-1 (ЛОМО) и ПИОР (ИГЕМ), выявило расхождение не более 2,5 абс. %. Следовательно, широкий диапазон изменения  $R$  пентландита для одних и тех же участков спектра определяется, очевидно, вариациями состава отдельных его генераций и разновидностей или в целом для различных месторождений.

Для пентландитов Аллареченского района эта зависимость была известна ранее (Яковлев, Яковлева, 1974). Новые материалы по Аллареченскому и Ловноозерскому районам (табл. 43) подтверждают

Таблица 43

Коэффициенты отражения пентландита различного состава (в %)

Район	Генерация	Состав, %			Длина волны, нм					
		Fe	Ni	Co	440	500	560	620	680	740
Аллареченский	1	38.7	26.9	0.78	33.5	40.5	44.1	46.0	47.0	47.1
	2	34.0	31.9	1.44	38.5	46.0	49.0	50.2	50.0	49.0
	2	30.7	34.8	0.27	38.2	46.0	49.8	51.2	51.7	51.5
	3	26.1	41.0	0.70	39.6	45.1	48.9	51.6	53.6	54.0
Ловноозерский	2	30.7	36.8	0.07	36.7	45.5	50.8	52.8	53.5	-
	2	30.4	36.0	1.00	34.8	41.0	45.4	48.4	49.3	-
	1	30.1	36.0	1.8	38.8	44.6	48.9	51.8	52.9	-
	1	28.9	34.7	3.75	37.9	42.5	43.3	47.7	50.0	-

Т а б л и ц а 44

Средние коэффициенты отражения пентландита из различных регионов Кольского полуострова (в %)

Район	Длина волны, нм						Среднее содержание кобальта в пентландите, вес. %
	440	500	560	620	680	740	
Печенгский	40.7	48.0	52.6	54.9	56.7	57.8	1.54
Ловноозерский	39.3	47.9	51.5	53.4	54.1	54.3	1.34
Аллареченский	36.7	44.4	47.6	49.2	49.7	49.7	0.85

П р и м е ч а н и е. Приведены средние коэффициенты из 4–22 измерений.

прежние данные, но одновременно показывают, что связь между составом и отражением пентландита более сложная, зависящая, вероятно, от многих параметров.

Наиболее определено в настоящее время установлена зависимость отражения пентландита от содержания в нем примеси кобальта. При сопоставлении усредненных значений коэффициентов отражения пентландита из Печенгского, Ловноозерского и Аллареченского районов (табл. 44) выяснилось, что отражательная способность пентландита повышается с увеличением примеси кобальта. Это подтверждено также прецизионным измерением спектров двух образцов печенгского пентландита с содержанием кобальта 0,9 и 10,5% на установке ИИОР (ИГЕМ), но выяснилось, что максимальное расхождение ( $R = 2\%$ ) в отражательной способности наблюдается в области 540–720 нм, а на краях видимого спектра коэффициенты отражения сближаются до 1%, и при  $\lambda = 440$  и 460 нм низкокобальтистый пентландит имеет более высокое отражение. При этом спектр низкокобальтистого пентландита имеет нормальную форму (характерную для справочных данных), а высококобальтистый отличается крутым подъемом в области 440–600 нм и наличием пологого максимума в области 640–740 нм.

Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют о зависимости твердости и отражения пентландита от его химического состава, что согласуется с результатами других исследователей (Petrik e.a., 1969; Rajamani, Prewitt, 1973).

**Х и м и ч е с к и й с о с т а в.** В публикациях до 1974 г. приведены многочисленные данные химических анализов пентландита из сплошных и брекчиевидных руд. Они показывают сравнительно узкие пределы изменения состава минерала (в вес. %): Ni = 30,9–37,6, Fe = 25,9–34,3, S = 29,9–36,6, Co = 0,07–2,9%. В настоящее время имеется около 400 микрондовых анализов пентландита практически из всех месторождений и рудопроявлений Кольского по-

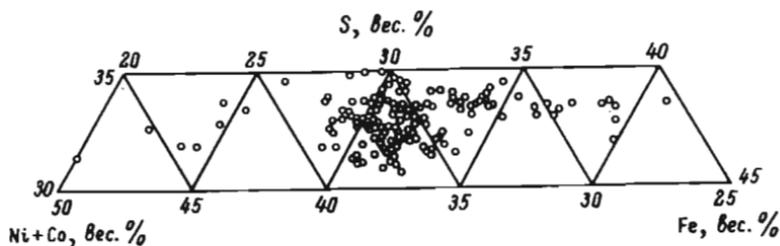
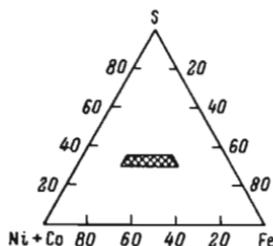


Рис. 28. Диаграмма составов пентландит<sup>1</sup>. В треугольнике штриховкой показана часть рассматриваемой системы.



луострова. Эти данные показывают, что в целом состав пентландита изменяется более значительно (табл. 45).

На сводной диаграмме<sup>1</sup> состав пентландита (рис. 28) видно, что 80% анализов укладывается в пределы:  $Ni + Co = 33.5-39\%$ ,  $Fe = 28.0-33.0\%$ ,  $S = 31.0-35.0\%$ . Остальные анализы составляют две ветви, одна из которых направлена в сторону увеличения содержания  $Fe$ , а другая —  $Ni$ . В группах этих составов сосредоточены высокожелезистые и высоконикелистые пентландиты.

Соотношение  $Ni:Fe$  в пентландитах варьирует в пределах от 0.60–2.2. Основная группа укладывается в интервал отношений 0.9–1.3, т.е. соответствует общему названию „пентландит“ (Шишкин и др., 1974). Содержание кобальта в пентландитах Кольского полуострова не превышает 10.5 вес. % или 15.2 ат.%, а 96% пентландитов содержат кобальт до 3 вес. %, т.е. менее 5 ат. %. Таким образом, и по данному признаку пентландиты Кольского полуострова соответствуют классу нормальных пентландитов (Harris, Nickel, 1972).

Сопоставление составов пентландита по рудным районам приводит к выводу о некоторых различиях, характерных для отдельных из них. Так, Мончегорский район выделяется наиболее устойчивым составом пентландита, близким среднему. Пентландит Печенгских и Аллареченских месторождений характеризуется широкой изменчивостью состава и наряду с „нормальными“ здесь наблюдаются железистые и никелистые разновидности. В рудах Ловноозерского района преобладают пентландиты „среднего“ состава с отклонением в сторону никелистых. Пентландиты Центрально-Кольского района близки мончегорским, а северо-восточного обрамления Печенги — алларе-

<sup>1</sup> Нанесено 250 результатов анализов пентландита, выполненных в Геологическом институте КФ АН СССР, учтены также данные института Гипроникель.

Таблица 45

Содержание основных компонентов в пентландитах медно-никелевых руд Кольского полуострова

Районы	Руды	Генетические типы	n	Ni	Fe	S	Co	Ni/Fe
Печенгский	Сплошная	эпи	8	32,14-36,63	29,94-34,66	32,52-34,70	0,32-0,93	0,84-1,21
	Брекчиевидная	"	4	34,27-35,62	31,25-33,24	31,95-33,71	0,27-0,74	1,03-1,14
	Вкрапленная	син	47	28,43-41,92	8,03-37,82	30,91-35,20	0,32-10,51	0,75-2,20
	"	эпи	20	33,29-43,44	22,52-33,93	31,26-34,00	0,27-3,07	1,00-1,93
	Оруденелые вмещающие породы	"	14	24,80-37,80	29,20-32,70	31,10-33,90	0,03-10,40	0,75-1,24
Аллареченский	Сплошная	"	3	34,77-36,58	30,02-30,68	32,65-34,52	0,27-0,57	1,13-1,20
	Вкрапленная	син	10	23,08-32,49	34,04-41,07	31,20-33,42	0,49-2,00	0,60-0,95
	"	эпи	2	31,41-38,61	28,04-35,45	32,03-32,07	0,87-1,33	0,89-1,38
	Оруденелые экзо-контактные породы	"	2	41,03-41,70	24,69-26,07	32,82-33,79	0,66-0,70	1,57-1,69
Ровнинская зона	Вкрапленная	син	4	27,10-34,01	31,09-39,32	32,18-34,47	0,64-1,73	0,69-1,10
	"	эпи	6	32,27-37,60	30,05-31,64	32,89-33,52	0,03-3,17	1,02-1,25
Мончегорский	Сплошная	"	7	32,09-35,33	29,94-32,48	32,35-34,40	0,05-3,35	1,07-1,15
	Брекчиевидная	"	3	34,58-36,61	30,62-33,55	31,53-32,67	0,11-1,70	1,03-1,16
	Вкрапленная в основных	син	12	30,23-36,19	29,80-35,29	30,81-33,96	0,78-3,28	0,86-1,15
	То же	эпи	1	33,35	31,00	34,24	1,41	1,08

Ловноозерский	Оруденение в рого- вике	син	7	34.14	29.80	32.79	3.28	1.15
	Вкрапленная в ульт- раосновных	"	3	35.18-35.47	31.93-32.97	31.51-32.15	0.15-0.79	1.07-1.12
	Сплошная	эпи	2	32.98-36.31	29.50-29.98	33.16-33.43	0.78-5.65	1.12-1.21
	Брекчиевидная	"	3	36.32-36.84	30.67-31.51	32.15-33.11	0.07-1.00	1.17-1.20
	Вкрапленная в основ- ных	син	10	34.47-36.5	28.86-31.81	31.08-33.23	0.04-3.75	1.08-1.21
	То же	эпи	9	34.55-36.89	29.06-33.15	30.31-33.06	0.53-1.52	1.04-1.25
	Вкрапленная в ульт- раосновных	син	6	33.89-36.80	30.10-31.21	32.16-33.41	0.27-1.82	1.11-1.20
	То же	эпи	3	35.20-37.02	28.57-31.29	32.38-33.15	1.67-2.00	1.12-1.30
Центрально- Кольский	Оруденелые вмеща- ющие породы	"	3	35.21-36.89	30.31-30.64	31.89-32.89	0.53-1.18	1.15-1.22
	Сплошная	"	9	32.09-36.39	29.94-32.48	31.70-34.40	0.05-3.35	1.07-1.16
	Брекчиевидная	"	6	32.47-36.43	30.41-31.65	31.03-33.01	0.55-3.25	1.03-1.17
	Вкрапленная	син	19	31.51-35.67	28.90-32.41	31.20-33.92	0.04-4.06	1.06-1.21
	"	эпи	3	34.57-38.88	25.99-30.34	31.19-34.25	0.04-4.06	1.18-1.50

Примечание. Для характеристики состава пентландита из руд Печенгского района учтены данные институтов ИГЕМ и Гипроникель.

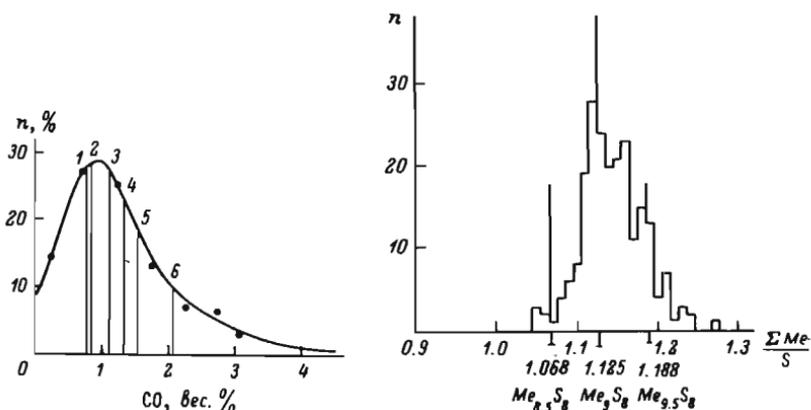


Рис. 29. Гистограмма распределения содержаний кобальта в пентландитах.

Цифрами на кривой отмечены средние содержания кобальта в пентландитах районов: 1 – Мончегорского, 2 – Аллареченского, 3 – северо-восточного обрамления Печенги, 4 – Ловноозерского, 5 – Печенгского, 6 – Центрально-Кольского.

Рис. 30. Гистограмма распределения отношений суммы металлов к сере в пентландитах.

ченским. Пентландиты различных месторождений и типов руд различаются также кобальтоносностью (рис. 29). Так, среднее содержание кобальта в кольских пентландитах составляет около 1%. К низкокобальтистым относятся пентландиты Мончегорского района (0.73%), к наиболее кобальтистым – Центрально-Кольского района (2.07%). Во всех главных никеленосных районах в рудах от сплошных и брекчиевидных к вкрапленным в пентландите увеличивается содержание кобальта, а наиболее кобальтистые пентландиты находятся в убогом вкрапленном оруденении, т.е. содержание кобальта в пентландите в среднем возрастает по мере уменьшения объема сульфидов в рудах и породах.

Парагенетический анализ минеральных фаз, ассоциирующих с пентландитом, подтверждает известную зависимость его состава (содержания никеля и железа) от типа парагенезиса. Повсеместно высокожелезистые пентландиты ассоциируют с маккинавитом, реже с троилитом и кубанитом, а высоконикелистые – с миллеритом, герсдорфитом, борнитом и иногда с пиритом. Но для S и Co такой связи не наблюдается. Даже в пентландите из руд одного типа содержания кобальта могут варьировать в широких пределах, в том числе из соседних вкрапленников.

Совокупность химических анализов пентландита (рис. 30) показывает, что среднее отношение суммы металлов к сере (1.125) соответствует теоретическому. Отклонения, имеющие место, статистически равнозначны. Этому отношению отвечает формула  $(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co}, \text{Cu}, \text{Ag})_3\text{S}_8$  (Будько, Митенков, 1974), хотя практически анализы большей части природных пентландитов соответствуют формуле  $\text{Me}_{3+x}\text{S}_8$ , где  $x = \pm 0,2$  (Яковлев, Пахомовский, 1978).

**Ст р у к т у р а.** К настоящему времени рентгенометрически исследовано более 50 образцов пентландита с различным составом (в вес. %): Ni — от 27,3 до 41,1%, Fe — от 25,22 до 38,88%, Co — от 0,07 до 1,32%, S — от 32,31 до 34,20%. Но из них около 90% имеют более узкий состав: Ni = 31–36%, Fe = 29,7–31,5%, Co = 0,1–0,8%, для которого величина параметра ячейки  $a_0$  изменяется от 10,030 до 10,080 Å. Таким образом, детально изучена только часть пентландитов относительно выдержанного состава, а железистые, никелистые и кобальтистые фазы почти не исследованы. В Аллареченском районе прослежено изменение состава и структуры пентландита от ранних его генераций к поздним и показана зависимость величины  $a_0$  (10,019–10,117 Å) от соотношения Fe и Ni в его составе (Яковлев, Пахомовский, 1978).

Эти данные подтверждают результаты по другим никеленосным районам мира (Митенков и др., 1973; Knop, Ibrahim, 1965, и др.), но в целом имеющиеся материалы не показывают столь четкой взаимосвязи состава и структуры пентландита, как считалось ранее (Ультраосновные и основные интрузии..., 1961). Определенно прослеживается лишь прямая корреляционная связь величины  $a_0$  с содержанием железа и обратная — с содержанием никеля.

**Т и п о м о р ф н ы е с в о й с т в а.** Пентландит-1 как минерал сингенетических руд обычно располагается в сидеронитовой вкрапленности или каплевидных включениях сульфидов. В ультраосновных породах часто содержит включения маккинавита, реже халькопирита. В метаморфизованных рудах характерно замещение пентландита-1 магнетитом, а также серпентином, амфиболами и другими более поздними минералами. Пентландит-1 в парагенезисе с маккинавитом отличается высоким содержанием Fe и низким Ni.

Пентландит-2 практически не содержит включений маккинавита, не замещается магнетитом, но более интенсивно, чем пентландит-1, замещается пиритом и виоларитом, а на отдельных месторождениях образует сложные сростания с амфиболами, хлоритом, серпентином и др. Как правило, имеет состав, близкий стехиометрическому; иногда обладает повышенным содержанием Ni. Параметры ячейки пентландита-2 в среднем меньше, чем у пентландита-1, но твердость и отражение выше. Характерны низкое содержание кобальта и равномерное распределение его в индивидах.

Пентландит-3 развит главным образом в динамометаморфизованных и пиритизированных сплошных и брекчиевидных рудах, в оруденелых экзоконтактовых и вмещающих породах, где ассоциирует с пиритом, халькопиритом, борнитом, миллеритом, кварцем, карбона-

тами и другими поздними минералами. Замещается только виоларитом. Отличается наиболее низким содержанием кобальта, а на некоторых месторождениях – самым высоким содержанием никеля.

1. Распределение пентландита в рудах различных месторождений контролируется рядом факторов, из которых наиболее важными являются: состав (формационная принадлежность) материнских пород, генетический и морфолого-минералогический типы оруденения. Так, содержание пентландита в сульфидной массе руд, связанных с ультраосновными породами, обычно значительно (в 2 раза и более) выше, чем в рудах, связанных с основными породами. Наиболее высоким абсолютным содержанием пентландита, как правило, обладают сплошные и брекчиевидные руды, а наиболее низким – оруденелые экзоконтактные и вмещающие породы. В ультраосновных породах относительное содержание пентландита возрастает по мере уменьшения объема сульфидной вкрапленности.

2. Химический состав, параметры ячейки и физические свойства пентландита изменяются в широких пределах. В основных породах состав пентландита более стабилен, в ультраосновных наблюдается развитие железистых ( $Ni:Fe < 0.9$ ) и никелистых ( $Ni:Fe > 1.3$ ) разновидностей, которые четко связаны с различными парагенезисами минералов и типами руд. Пентландит повсеместно содержит изоморфную примесь кобальта (в среднем около 1%), концентрация которого возрастает в общем случае по мере уменьшения объема сульфидов в рудах. Кобальтоносность пентландита в различных месторождениях различна.

3. Особенности развития пентландита в различных породах и рудах, морфологии, внутреннего строения, степени изменения, состава, структуры и физических свойств могут быть использованы для прогнозирования поведения его в процессе переработки руд, в первую очередь бедных вкрапленных. Так, наряду с устойчивым химическим составом и физическими свойствами основной массы пентландита в ультраосновных породах развиты железистые и никелистые его разновидности, пространственно связанные с сингенетическими и эпигенетическими рудами. Железистые пентландиты ассоциируют с никеленосным маккинавитом, а никелистые – с рядом высоконикелевых минералов. Увеличение содержания никеля в пентландите сопровождается увеличением твердости и уменьшением размера элементарной ячейки, а с увеличением содержания железа, напротив, снижается твердость и увеличивается размер ячейки. Следовательно, при отработке руд различных типов поведение пентландита в процессе измельчения и флотации будет различным.

4. Дополнительные исследования пентландита должны быть направлены на уточнение его типоморфных особенностей в различных структурно-фациальных зонах региона.

Сведения о халькопирите содержатся во многих опубликованных работах (Чирков, 1939; Геология и рудные ..., 1956; Ультрасосновые и основные..., 1961; Яковлев, Яковлева, 1967, 1974; Горбунов, 1968; Балабонин и др., 1977; Осокин, 1977, и др.).

**У с л о в и я   н а х о ж д е н и я.** Халькопирит совместно с другими главными сульфидами развит в рудах всех типов. В триаде главных рудных минералов он имеет в основном подчиненное значение и по объему примерно в 2 раза уступает пентландиту. Распределен неравномерно, и содержание его составляет от 2 до 50–80% объема рудной массы. В сплошных рудах почти всех никеленосных районов обогащение халькопиритом наблюдается в апофизах и зальбандах, в пережимах и на выклинивании жил. Во вкрапленных рудах халькопиритом обогащены иногда невыдержанные по простиранию и мощности зоны с прожилково-вкрапленными текстурами, а иногда центральные части крупных залежей (Нерадовский, 1976). Характерно обогащение халькопиритом оруденелых экзоконтактовых и вмещающих пород, особенно в Печенгском и Аллачереинском районах.

**Г е н е р а ц и и   и   м о р ф о л о г и ч е с к и е   р а з н о в и д н о с т и.** В рудах различных месторождений устанавливаются от 2 до 3 генераций и ряд морфологических разновидностей халькопирита (табл. 46). Пространственно и генетически генерации халькопирита тесно связаны с развитием пирротина и пентландита и локализуются совместно с ними, но морфология его выделений более разнообразна. К первой генерации относится халькопирит сингенетических руд. Он сосредоточен преимущественно в сидеронитовой вкрапленности (рис. 18а, 31), в некоторых месторождениях образует пластинчатые сростания с пирротином-2, троилитом (рис. 19,а), пентландитом и кубанитом. Халькопирит-2 развит в эпигенетических рудах; для него характерны сложные разнообразные сростания со вторичными силикатами, прожилки, крупные скопления. Во вкрапленных рудах халькопирит-2 нередко цементирует раздробленные зерна различных минералов (рис. 32,а) и замещает их. В сплошных рудах встречаются полосы среди сульфидной массы, обогащенные халькопиритом, который здесь развивается в виде зерен различной конфигурации (рис. 32,б). В рудах некоторых месторождений в ассоциации с халькопиритом-2 развивается маккинавит. Образование халькопирита-3 связывается либо с развитием поздней тальково-карбонатной минерализации, либо с продуктами изменения борнита. Размеры зерен халькопирита варьируют от 0,001 до 10 мм, агрегаты достигают десятков сантиметров. Во вкрапленных рудах нередко развита субмикроскопическая „сыпь“ халькопирита среди силикатов.

**В н у т р е н н е е   с т р о е н и е.** В индивидах халькопирита часто наблюдаются двойники и включения других минералов. Двойникование имеет сложную природу и обусловлено как ростом индивидов, так и фазовыми превращениями. Развитие двойников ха-

## Генерации и морфологические разновидности халькопирита

Генерации	Морфологические разновидности, условия нахождения
Первая	<p>Неправильные зерна и агрегаты среди сульфидов сидеронитовой вкрапленности и во включениях в первичных силикатах и окислах</p> <p>Пластинчатые включения (вростки) в пирротине-1, троилите и пентландите-1, пластинчатые и таблитчатые сростания с кубанитом</p>
Вторая	<p>Неправильные зерна, агрегаты со сложными контурами в метасоматической вкрапленности среди измененных интрузивных пород</p> <p>Субграфические сростки со вторичными силикатами, тонкие прожилки в породообразующих минералах</p> <p>Крупные изометрические и неправильные скопления в эпигенетических сплошных и брекчиевидных рудах</p> <p>Ксеноморфные выделения в интерстиционной вкрапленности и жилках в оруденелых экзоконтактных и вмещающих породах</p>
Третья	<p>Мелкие изометрические и неправильные зерна, жилки, каемки около более ранних минералов на участках оталькования и карбонатизации руд</p> <p>Пластинчатые, клиновидные, линзовидные и другие выделения в борните Аллареченского месторождения</p>

характерно для халькопирита первых двух генераций. В халькопирите-1 чаще развиты пластинчатые двойники роста, которые наблюдаются только в зернах без вростков кубанита и распространены весьма неравномерно. В халькопирите-2 встречаются все виды двойников, причем развиты они весьма широко. В сплошных рудах халькопирит-2 нередко полностью сдвойникован, в крупных индивидах двойниковые пластинки имеют толщину до 1 мм и наблюдаются макроскопически. Более распространены двойники превращения, характеризующиеся многообразием форм субиндивидов (рис. 33,а) и полисинтетические двойники давления (рис. 33,б).

Наиболее часто включения в халькопирите образуют маккиनावит, кубанит, пентландит, аргентопентландит, сфалерит; реже встречаются борнит, пирротин, платиновые минералы. Некоторые из них являются, вероятно, продуктами распада халькопиритового твердого раствора (кубанит или кубанит + маккиनावит, пирротин, пентландит), другие замещают халькопирит или кристаллизуются близко одновременно.

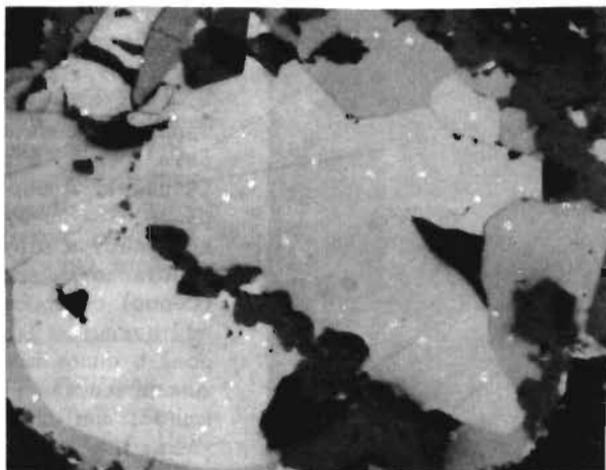


Рис. 31. Халькопирит-1 (белое) в сростании с пирротином (светло-серое) и магнетитом (темно-серое). Черное - силикаты. Печенгский район. Аншлиф, при одном никеле, увел. 240.

**В т о р и ч н ы е и з м е н е н и я.** Для халькопирита-1 характерно замещение магнетитом и силикатными минералами. Халькопирит-2 магнетитом не замещается, но часто замещается пиритом, халькозином, ковеллином и другими поздними минералами. Наблюдается также замещение халькопирита гидроокислами железа, чаще гетитом, иногда гематитом.

В процессе динамометаморфизма руд халькопирит подвергается двойникованию (рис. 33, б) и пластическим деформациям. Обычно пластические деформации сопровождаются перекристаллизацией его вдоль границ отдельных минералов и перемещением в трещины в более жестких минералах. Этим часто объясняется „поздняя“ кристаллизация халькопирита по отношению к другим минералам.

**Ф и з и ч е с к и е с в о й с т в а.** Микротвердость халькопирита варьирует от 174.0 до 259.9 кгс/мм<sup>2</sup> при  $P = 50$  гс, а коэффициент анизотропии - от 1.02 до 1.24. В целом эти данные не выходят за пределы справочных значений (Лебедева, 1977). Самой низкой твердостью обладают халькопириты Ловноозерского месторождения (среднее 178-188 кгс/мм<sup>2</sup>), а наиболее высокой - Аллареченского района (среднее 192-242.6 кгс/мм<sup>2</sup>); к последним близки халькопириты Печенгского рудного поля. В печенгских вкрапленных рудах халькопирит имеет меньшую твердость (среднее 212.4-215.9 кгс/мм<sup>2</sup>), чем в сплошных и брекчиевидных (среднее 230.1-242.3 кгс/мм<sup>2</sup>). Определенной взаимосвязи микротвердости с составом не наблюдается, поэтому есть основание предполагать, что различия в микротвердости обусловлены, вероятно, „эффектом мелких зерен“ (для вкрапленных руд) и „эффектом упрочнения“ (пластиче-

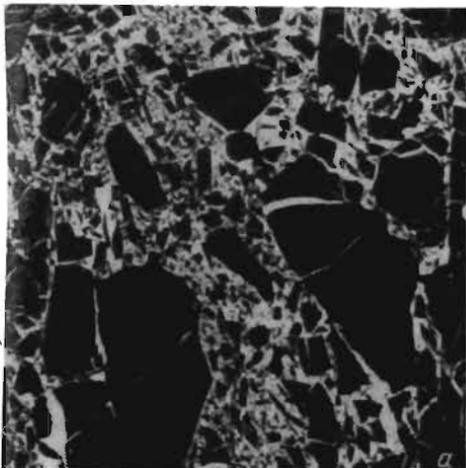
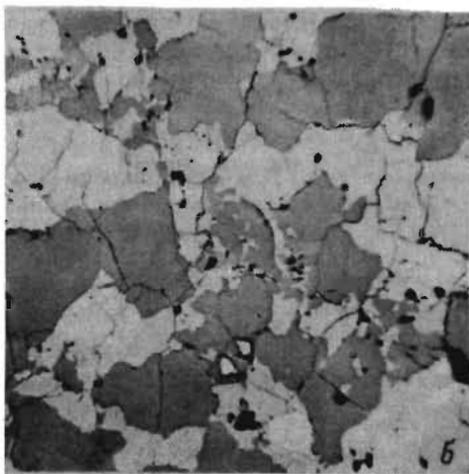


Рис. 32. Морфология агрегатов халькопирита-2.

а - микробрекчиевая текстура срастания халькопирита (белое) с силикатами (черное); Ловноозерский район. б - аллотриоморфнозернистая структура срастания халькопирита (серое) с пирротинном и пентландитом (светло-серое) в сплошных рудах; Аллареченский район, Аншлифы, при одном никеле, увел.: а - 60, б - 17.



ские деформации в сплошных и брекчиевидных рудах под воздействием динамометаморфизма). Однако этот вопрос требует дальнейших исследований.

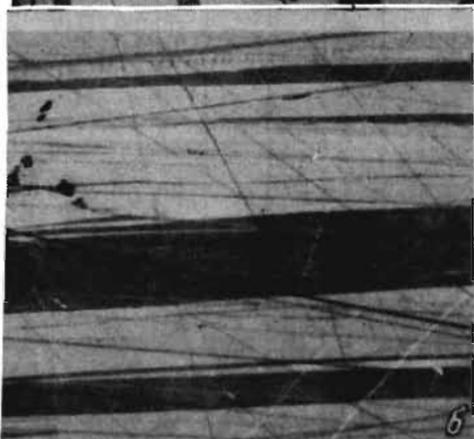
Измерено 32 спектра отражения халькопирита в диапазоне 440-740 нм. Установлено, что отражение изменяется от 21,2 (при  $\lambda = 440$  нм) до 53,0% (при  $\lambda = 600$  нм). Разброс значений при длине волны 600 нм варьирует от 42,0 до 53,0%, что со-

ответствует максимальному для всего спектра. Все образцы имеют слабое, но отчетливо фиксируемое приборами двуотражение, соответствующее 3-4 абс. % по всему видимому спектру. Сопоставление спектров халькопирита различных месторождений (рис. 34) показывает, что они имеют определенное различие. По  $R_g$  наиболее высокие коэффициенты отражения имеют халькопириты Ловноозерского района, а по  $R_p$  - Печенгского. Халькопириты Аллареченского района по обоим оптическим направлениям относятся к низкоотражающим. Эта закономерность справедлива для диапазона 560-740 нм, но в целом по спектру изменение отражений имеет более сложный характер. В целом форма кривой дисперсии отражения халькопирита (рис. 34) близка эталонной.

Структура и состав. Рентгенометрические исследования халькопирита (21 образец) показали, что в рудах раз-

Рис. 33. Внутреннее строение халькопирита.

а - блоковые и пластинчатые двойники превращения; Ловноозерский район. б - полисинтетические двойники давления; Центрально-Кольский район. Аншлифы, николи скрещены, увел.: а - 130, б - 100.



личных месторождений развит только тетрагональный халькопирит. Параметры кристаллической ячейки изменяются в следующих пределах:  $a_0 = 5.270-5.294 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 10.390-10.447$  (до  $10.565 \text{ \AA}$ ), что выше эталонных значений (Михеев, 1957; Минералы, 1960, и др.), и эта особенность подчеркивалась ранее во многих опубликованных работах. Но сравнение с результатами других исследований природных

халькопиритов как в медно-никелевых, так и в других рудах (Новгородова, 1973; Карпенков, Рудашевский, 1973; Карпенков и др., 1974, и др.) показывает, что повышенное значение параметров относительно эталонных является типичным и, следовательно, халькопириты Кольского полуострова имеют нормальные параметры.

Химический состав халькопирита является довольно постоянным (табл. 47). Содержание отдельных компонентов варьирует в следующих пределах (в вес. %):  $\text{Cu} = 33.18-35.88$ ,  $\text{Fe} = 29.11-31.87$ ,  $\text{S} = 31.56-37.88$ . Отношение  $\Sigma \text{Me}:\text{S}$  колеблется от 0.90 до 1.12, в среднем составляя 1.01. Подтверждается незначительный дефицит по отношению к металлам, установленный ранее в экспериментальных работах (Yund, Kullerud, 1966, и др.) и при исследовании природных халькопиритов других районов (Новгородова, 1973; Карпенков и др., 1974, и др.).

Отношение  $\text{Cu}/\text{Fe}$  изменяется от 0.93 до 1.06, в среднем равно 1.00. Сопоставление халькопиритов различных месторождений и генераций не выявило существенных различий в составе. По-видимому, некоторая дисперсия в соотношении  $\text{Cu}:\text{Fe}$  имеет случайный харак-

Т а б л и ц а 47

Химический состав халькопиритов Кольского полуострова

Рудные районы	Количество проб	Содержание компонентов, вес. %			Отношения	
		Cu	Fe	S	Cu / Fe	$\Sigma$ Me / S
1	2	3	4	5	6	7
Печенгский	23	$\frac{33.4-35.49}{34.31}$	$\frac{29.56-31.73}{30.64}$	$\frac{31.91-35.84}{34.58}$	0.95-1.02	0.94-1.12
Аллареченский	10	$\frac{34.40-35.63}{34.81}$	$\frac{29.91-30.56}{30.27}$	$\frac{33.44-34.95}{34.42}$	0.99-1.03	0.98-1.03
Ловноозерский	27	$\frac{33.18-35.88}{34.63}$	$\frac{29.11-32.27}{30.28}$	$\frac{33.22-37.83}{34.96}$	0.97-1.06	0.90-1.07
Северо-восточное обрамление Печенги	8	$\frac{34.19-35.08}{34.66}$	$\frac{29.80-30.47}{30.20}$	$\frac{34.00-36.47}{35.06}$	1.00-1.02	0.94-1.03
Моячегорский	19	$\frac{33.18-34.92}{34.44}$	$\frac{29.56-31.63}{30.48}$	$\frac{31.56-36.04}{34.50}$	0.93-1.03	0.96-1.10
Центрально-Кольский	3	$\frac{34.67-34.79}{34.72}$	$\frac{30.84-31.10}{30.93}$	$\frac{33.96-34.08}{34.00}$	0.98-0.99	1.03-1.04

П р и м е ч а н и е. Химический состав халькопирита Печенгского района приведен с учетом данных института Гипроникель.

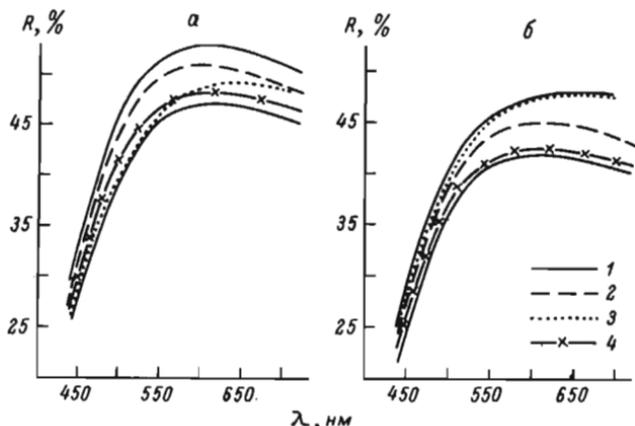


Рис. 34. Оптические спектры отражения халькопирита различных районов (усредненные данные) по оси  $R_g$  (а) и  $R_p$  (б).

1 - верхний и нижний пределы; 2 - Ловноозерский район; 3 - Печенгский район; 4 - Аллараченский район.

тер. С другой стороны, проявлена тенденция уменьшения содержания металлов по мере увеличения содержания серы. Это позволяет предполагать, что общее изменение состава халькопирита имеет закономерный характер. Однако причины изменений пока не ясны. Кроме основных компонентов в халькопирите обнаружены примеси Ni (до 0.37%), Co (до 0.21%), Se (до 0.0099%), Te (до 0.0044%), Cd (до 0.0036%), Zn (0.01-0.16%), Pb (0.01-0.1%), Ag (до 0.006%) и др.

Типоморфные свойства. Для халькопирита-1 характерно: ассоциация с первичными минералами интрузивных пород и ранними сульфидами; наличие структур распада твердых растворов с кубанитом, пентландитом, маккинавитом, реже троилитом и пирротином; слабое развитие двойников, замещение магнетитом. Халькопириту-2 свойственны: ассоциация с вторичными силикатными минералами, вторыми генерациями пирротина и пентландита; интенсивное и сложное двойникование; многочисленные включения минералов-примесей; разнообразие форм проявления в рудах различных типов; частое замещение пиритом, халькозином и другими поздними минералами. Халькопирит-3 характерен для оруденелых экзоконтактных и вмещающих или сильно измененных интрузивных пород. Халькопирит всех генераций всюду обладает устойчивым составом, близким теоретическому.

1. В рудах всех месторождений Кольского полуострова установлено развитие только тетрагональной модификации халькопирита состава  $CuFeS_2$ . Минерал характеризуется слабым изменением химического состава, в основном соответствующего теоретическому. Отсутствие четких различий в составе, структуре и физических свойствах халькопирита разных месторождений, генераций и т.д., фиксируемое в настоящее время, пока еще не находит объяснения. Оно либо характеризует действительно его высокую кристаллохимическую устойчивость, либо отражает недостаточную точность используемых методов исследования. Вероятно, для выяснения этого вопроса требуется применение более совершенных методик и аппаратуры или исследование каких-то иных особенностей его состава и структуры.

2. Халькопирит часто содержит продукты распада твердых растворов (вроски кубанита, маккинавита, пентландита и др.), что указывает на существование неоднородных по составу его первичных фаз. С учетом развития двойников роста и превращения этот факт дает основание полагать, что ранние генерации халькопирита возникали как высокотемпературные фазы, впоследствии претерпевшие соответствующие изменения.

3. Установлены высокая „подвижность“ халькопирита в процессе изменения различных руд и способность образовывать разнообразные по морфологии вторичные выделения в ассоциации с различными минералами-спутниками. Это способствует расшифровке истории развития минерализации в целом.

4. Халькопирит – основной носитель меди в медно-никелевых месторождениях и важнейший концентрат элементов-примесей. В ассоциации с халькопиритом наблюдаются многие второстепенные и редкие минералы руд, несущие ценные компоненты –  $Te$ ,  $Cd$ ,  $Ag$ ,  $Zn$ ,  $Pd$  и др., что обуславливает его высокую практическую ценность.

## П и р и т

Пирит является довольно распространенным, а в некоторых месторождениях Кольского полуострова – главным минералом медно-никелевых руд. Специальных обобщающих исследований по минералогии пирита не проводилось, и в литературе содержатся, хотя и многочисленные, но разрозненные сведения по его морфологии, парагенетическим взаимоотношениям, физическим свойствам и другим особенностям (Геология и рудные месторождения..., 1956; Ультра-основные и основные..., 1961; Горбунов, 1968; Козлов, 1973; Яковлев, Яковлева, 1974; Медно-никелевые руды..., 1979; Полферов, 1979, и др.).

У с л о в и я   н а х о ж д е н и я. Пирит распространен в медно-никелевых рудах весьма неравномерно. В одних разновидностях он практически отсутствует, в других является второстепенным минералом, локально приобретает значение главного рудного

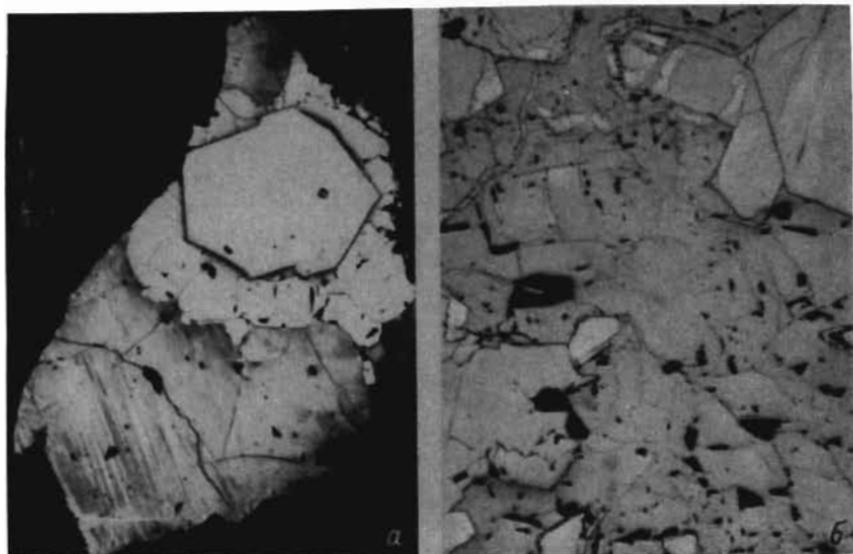


Рис. 35. Морфология выделений пирита-1 (а) и пирита-2 (б). Ловноозерский район. Белое рельефное - пирит, белое - пентландит, серое - пирротин. Аншлифы, при одном николе, увел.: а - 85, б - 160.

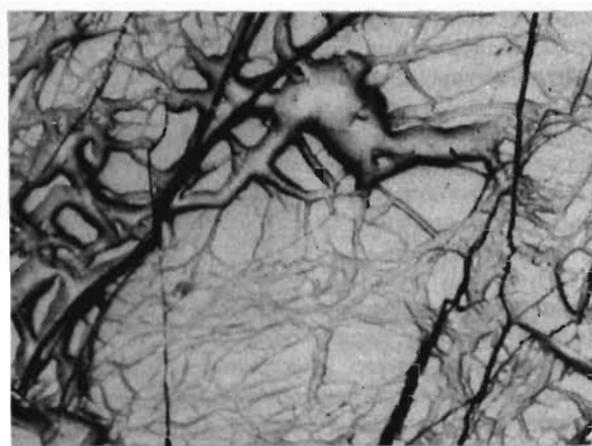


Рис. 36. Цементация и частичное замещение катаклазированного раннего пирита (белое) пирротинном (серое). Мончегорский район. Аншлиф, при одном николе, увел. 60.

Генерации и морфологические разновидности пирита  
медно-никелевых руд

Генерации	Морфологические разновидности, условия нахождения
Первая	Идиоморфные кристаллы и их сростки в халькопирит-пентландит-пирротиновых вкрапленниках сингенетических, реже эпигенетических руд, среди основных пород
Вторая	Вкрапленники идиоморфных зерен; аллотриноморфнозернистые агрегаты массивного строения и прожилки в экзо-контактных породах и тектонических зонах в ассоциации с халькопиритом, миллеритом, герсдорфитом и др.
Третья	<p>Линзо- и шнуровидные выделения, петельчатые прожилки среди сульфидов син- и эпигенетических руд</p> <p>Метакристаллы различного размера обычно с многочисленными реликтовыми включениями сульфидов и силикатов, часто окруженные карбонатной каймой</p> <p>Дендритовидные „перистые“, „пемзовидные“, „кружевоподобные“ агрегаты в сульфидах и силикатах</p> <p>Мелкие изометричные зерна, располагающиеся в виде цепочек и прожилок в сульфидах и силикатах и образующие сетчатые прожилки*</p> <p>Субграфические сростания с халькопиритом, реже с пентландитом и пирротином</p>
Четвертая	<p>Каемки вокруг сульфидов, зональные „почковидные“ агрегаты пирита, ассоциирующего с мельниковитом, марказитом, магнетитом, гидроокислами железа, сульфатами</p> <p>Субграфические сростания с марказитом, магнетитом</p>

минерала. Сравнительно постоянное, хотя и в небольшом количестве (2-10% сульфидной массы), пирит отмечается во всех типах руд Ловноозерского, Мончегорского, Центрально-Кольского районов. Он отсутствует либо относится к числу минералов-примесей в неизменных сингенетических рудах Печенгско-Аллареченского района. Повсеместно количество пирита резко возрастает (до 60-95% сульфидной массы) в зонах интенсивной переработки первичных руд, а также в краевых частях рудных залежей, на контакте их с секущими жилами гранитных пегматитов. Характерной особенностью руд, связанных с ультраосновными породами, является повышенное содержание пирита в эпигенетических разностях в сравнении с сингенетическими. В основных породах количество пирита в син- и эпигенетических рудах практически не отличается. Примерами сущест-



Рис. 37. Морфология выделений пирита-3.

а - метакристалл с карбонатной каймой; б - ситовидные кристаллы; в - дендритовидные выделения в пентландите. 1 - пирит, 2 - пирротин, 3 - пентландит, 4 - халькопирит; черное - нерудные минералы. а, в - Ловноозерский район; б - Центрально-Кольский район; Аншлифы, при одном никеле, увел.: а - 60, б - 160, в - 100.

венно пиритовых руд являются вкрапленные и брекчиевидные в тектонических зонах Ловноозерского месторождения, придонные вкрапленные массива Н-Ж-Т, прожилково-вкрапленные массива Нюд, участки выклинивания сульфидных жил массива горы Солча, „матовые“ разновидности сплошных и брекчиевидных руд Печенгско-Аллареченского района и др. Среди всех месторождений Кольского полуострова повышенным средним содержанием пирита в рудах выделяется Ловноозерское месторождение.

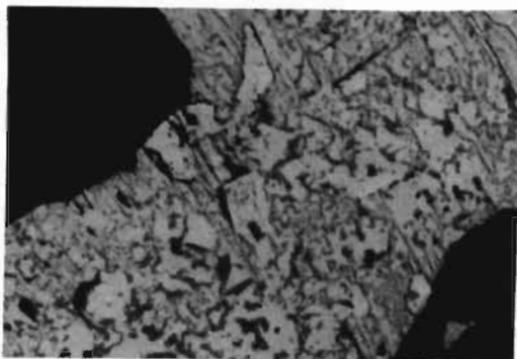


Рис. 38. Субграфические сростания пирита-4 с марказитом (белое) и магнетитом (серое). Ловноозерское месторождения, аншлиф, при одном никеле, увел. 120.

Г е н е р а ц и и, м о р ф о л о г и ч е с к и е р а з - н о в и д н о с т и. Пирит отличается многообразием морфологических разновидностей и генераций (табл. 48, рис. 35–38), что, по-видимому, объясняется широким диапазоном условий и способов образования. Намечается четыре разновозрастные группы пиритов, но на отдельных месторождениях количество их может варьировать. Наиболее ранними мы считаем идиоморфные выделения пирита в сульфидных вкрапленниках (табл. 48, рис. 35) неизмененных сингенетических руд среди основных пород. Для них характерно отсутствие пространственной связи с тектоническими и контактными зонами, реликтовых выделений других сульфидов, карбонатных каемок; они часто раздроблены, сцементированы и частично замещены другими сульфидами. Исходя из этих особенностей, возникновение раннего пирита можно связать с распадом высокотемпературного моносульфидного твердого раствора, обогащенного серой. Образование пирита-2 связано с формированием эпигенетического оруденения в экзоконтактных и вмещающих породах. Развитие пирита-3 характеризует массовую дисульфидизацию руд – он образуется путем метасоматического замещения пирротина, пентландита и халькопирита, а пирит-4 возникает в процессе поздней дисульфидизации пирротина; последняя знаменует собой переход к гипергенной обстановке минералообразования.

В н у т р е н н е е с т р о е н и е а г р е г а т о в и и н д и в и д о в. Ранний пирит (пирит-1, отчасти пирит-2) характеризуется идиоморфными очертаниями, а при наблюдении под микроскопом имеет гладкую поверхность, обычно без включений других минералов (рис. 35). Морфологически более разнообразен поздний пирит, особенно в сростаниях с различными сульфидами, окислами, силикатами, карбонатами (рис. 37, 38).

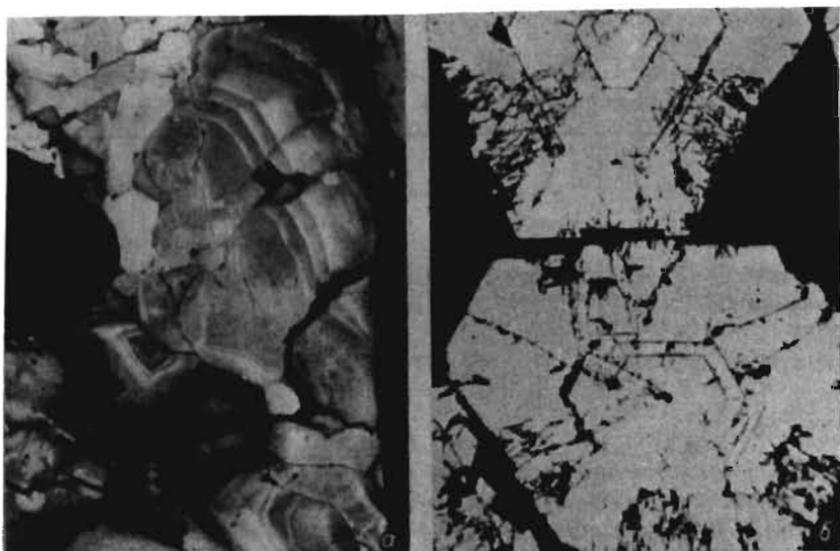


Рис. 39. Зональные кристаллы пирита.

а - зональность состава, выявленная светотравлением, Ловноозерский район; б - зональность, подчеркнута включениями кальцита, Печенгский район. Аншлифы, при одном никеле, увел.: а - 120, б - 315.

Характерной особенностью индивидов позднего пирита является неоднородность, проявленная в наличии множества минеральных включений, реликтовых или новообразованных по пириту, и зональности. В отраженном свете под микроскопом поверхность позднего пирита вследствие этого часто кажется неровной „пористой“. Зональность кристаллов пирита обнаруживается по различию цветовых оттенков, величине отражения в свежеотполированных аншлифах, в различной степени окисления поверхности зерен, подвергнутых травлению (кислотами или при длительном хранении аншлифов на воздухе) или зональному распределению включений нерудных минералов (рис. 39). Еще более отчетливо неоднородность внутреннего строения индивидов пирита фиксируется по вариации физических свойств и состава.

**В т о р и ч н ы е и з м е н е н и я.** В процессе метаморфизма руд выделения пирита ранних генераций и особенно часто пирита-1 оказываются деформированными и раздробленными. Нередко ксенобласты пирита под влиянием тектонических подвижек концентрируются в полосы и цепочки, расположенные параллельно ксенолитам вмещающих пород в брекчиевидных рудах или контактам в

Микротвердость пиритов из медно-никелевых руд  
Кольского полуострова (в кгс/мм<sup>2</sup>)

Район	Генерация	H		K <sub>H</sub>
		от - до	среднее	
Печенгский	2,3,4	1069-1530	1306	1.43
Ловноозёрский	1	1127-1805	1535	1.60
	3		1288	
Центрально-Кольский	1	1786-2026	1890	1.13

жильных. Раздробленные выделения пирита-1 цементируются и частично замещаются халькопиритом, пирротинном, иногда пентландитом (рис. 36). По пириту обеих генераций часто развивается вторичный магнетит, причем в агрегатах пирит-пирротинового состава более интенсивно замещается пирит. Продуктами изменения пирита всех генераций в гипергенных условиях являются марказит, мельниковит, гидроокислы железа.

**Физические свойства.** Микротвердость пирита как по единичным определениям, так и по средним величинам характеризуется значительной вариацией (табл. 49). Повышенную в среднем микротвердость имеют ранние пириты из руд Ловноозерского и Центрально-Кольского районов. Более низкие значения микротвердости позднего пирита, по-видимому, объясняются неоднородным строением и наличием разнообразных минеральных включений.

Коэффициенты отражения пиритов колеблются в широких пределах. Несомненно, важнейшим фактором, определяющим их отражательную способность, является примесь кобальта и никеля. Данные табл. 50 показывают, что с увеличением содержания кобальта отражение пирита последовательно снижается. Аналогичное, хотя и менее существенное, влияние на отражение пирита оказывает никель (табл. 50, № 9).

**Состав.** Состав пирита (табл. 51) характеризуется широкими вариациями содержаний железа, кобальта, никеля и меди. В большей части анализов обнаруживается избыток суммы металлов (дефицит серы) против стехиометрической формулы; в некоторых образцах соотношение обратное, так что общий диапазон изменения состава соответствует пределам  $Me_{0,96}S_{2,00} - Me_{1,16}S_{2,00}$ . В усредненных для руд различных районов составах пиритов обычно фиксируется дефицит серы. Максимальных значений он достигает в образцах из мончегорских и ловноозерских руд.

Значительные колебания в содержании кобальта характерны для пиритов всех месторождений. Это касается как нижнего предела кон-

Т а б л и ц а 50

Коэффициенты отражения пиритов (в %) с различным содержанием кобальта и никеля (в вес. %)

№№ п.п.	Co	Ni	Длина волны, нм						
			440	480	540	580	640	680	740
П е ч е н г с к и й   р а й о н									
1.	0.0	< 0.1	43.0	48.4	54.2	56.3	57.2	58.5	58.6
2.	0.6	< 0.1	43.0	48.2	53.5	55.5	56.2	57.3	57.7
3.	2.5	< 0.1	40.4	46.2	52.1	54.4	55.6	55.6	55.2
Л о в н о о з е р с к и й   р а й о н									
4.	0.4	< 0.1	44.0	52.0	58.2	59.7	59.8	59.8	59.5
5.	0.7	< 0.1	43.5	50.0	56.5	58.2	58.2	58.2	58.0
6.	1.3	< 0.1	41.3	47.0	52.5	53.8	54.2	54.1	53.8
7.	1.8	< 0.1	36.8	42.6	47.3	48.3	48.2	47.8	47.2
8.	3.9	< 0.1	39.8	46.8	52.0	53.3	53.6	53.5	53.3
9.	< 0.1	6.7	39.2	41.8	46.8	50.7	51.6	52.7	

П р и м е ч а н и е. Отражение образцов №№ 1-3 измерено на установке ПИОР (ИГЕМ АН СССР), №№ 4-8 - на установке МСФП-1 „Блеск“ (ЛОМО), № 9 - на опытной установке МСФ-10 (ЛОМО).

Т а б л и ц а 51

Состав пиритов медно-никелевых руд  
по данным микрорентгенового анализа

Район	Гене- рация	Число анализов	Me, форм. ед.		Co, вес. %		Ni, вес. %	
			от-до	среднее	от-до	среднее	от-до	среднее
Печенгский	2,3,4	30*	0.98-1.03	1.00	<0.01-3.19	1.67	<0.01-1.19	0.16
Ловноозерский: из руд в основных породах	1	28	0.98-1.16	1.05	<0.01-3.90	0.90	<0.01-2.76	0.04**
	2,3,4	18	0.98-1.10	1.02	<0.01-1.33	0.37	<0.01-6.79	0.62**
	в целом	1,2,3,4	46	0.98-1.16	1.04	<0.01-3.90	0.70	<0.01-6.79
Ловноозерский: из руд в ультраосновных породах	1	2	1.03	1.03	0.77-0.80	0.78	<0.01-0.01	0.01
	3,4	3	0.96-1.07	1.00	<0.01	<0.01	0.19-5.45	0.20**
	в целом	1,3,4	5	0.96-1.07	1.01	<0.01-0.80	0.31	<0.01-5.45
Мончегорский: из руд в основных, ультра- основных породах	1,3,4	13	0.98-1.13	1.05	<0.01-4.94	1.24	<0.01-2.37	0.39

\* При расчете среднего кроме наших анализов использованы анализы пиритов А.В. Кондратьева, Г.В. Спирдонова, Г.А. Митенкова (Гипроникель), А.Н. Волохонского (КФАН СССР).

\*\* При расчете среднего не учитывались крайние аномально высокие концентрации.

центрации ( $< 0,01\%$ ), так и верхнего, довольно близкого для пиритов мончегорских (4,9%), ловноозерских (3,9%) и печенгских руд (3,2%). Средняя концентрация кобальта в мончегорских и печенгских образцах превышает 1%. Никель по частоте встречаемости (выше 0,01%) и средней концентрации в пиритах уступает кобальту. Лишь в двух образцах позднего пирита из ловноозерских руд зафиксировано содержание 5,45 и 6,79% никеля. Его средняя концентрация максимальна в мончегорских пиритах (0,39%), минимальна в печенгских (0,16%). Ловноозерские пириты существенно отличаются по содержанию кобальта и никеля. Ранние пириты здесь преимущественно кобальтоносные, поздние – обогащены никелем (табл. 51). Для пиритов Кольского полуострова в целом корреляции содержаний кобальта и никеля не устанавливается.

Медь сравнительно часто (более чем в половине проанализированных образцов) отмечается в пиритах мончегорских и печенгских руд, достигая максимума концентрации в тех и других 0,66%, однако в большинстве случаев ее содержание не превышает 0,1%.

Помимо перечисленных элементов, в пиритах медно-никелевых руд иногда устанавливается мышьяк. Его наибольшая концентрация (2,05%) отмечалась в пиритах из своеобразного существенно пиритового оруденения с примесью пентландита и герсдорфита на Ловноозерском месторождении.

В целом даже однотипные образцы пирита из руд одного района характеризуются широкой изменчивостью в содержании основных и примесных элементов. Это становится объяснимым при детальном изучении состава отдельных агрегатов и индивидов пирита. С помощью микросондового анализа (точечный количественный анализ, площадное сканирование и профилирование) установлено, в частности, что в большинстве исследованных зерен пирита, особенно позднего, кобальт, никель, мышьяк, в меньшей степени железо и сера распределены в той или иной степени неравномерно. Во многих случаях участки, отличные по составу, имеют вид резко очерченных зон с правильными очертаниями, в других – нечетко выраженных областей и мелких пятен. Определенной закономерности в обогащении отдельных частей кристаллов пирита микропримесями не прослеживается. Разница в концентрации кобальта и никеля для различных участков одного кристалла может достигать нескольких процентов. Таким образом, при резко выраженной неоднородности точечные микросондовые анализы характеризуют не состав всего кристалла, а лишь его отдельные части. В этом смысле такие анализы пирита часто не являются достаточно представительными для морфологической разновидности или генерации пирита в целом. Видимо, это и является причиной чрезвычайно широкого разброса всех параметров состава пиритов медно-никелевых руд и отсутствия четко выраженных тенденций его изменения.

Данные по содержанию других примесных элементов в пиритах медно-никелевых руд весьма ограничены. В образцах пирита из руд Печенгского и Ловноозерского районов установлена примесь

Содержание селена и теллура (г/т) в пиритах Печенгского и Ловноозерского районов

Район	n	Селен		Теллур		Se/Te
		от-до	среднее	от-до	среднее	
Печенгский	2	1-57	29	1-3	1	29
Ловноозерский	6	20-64	41	2-20	6	7

селена и теллура (табл. 52). Количество анализов для обоснованного суждения о концентрации этих элементов в пиритах явно недостаточно. Однако уже сейчас можно заключить, что в рудах, обогащенных пиритом, он играет важную роль в качестве минерала-носителя селена и теллура. В пиритах печенгских руд, кроме того, отмечался кадмий в количестве первых граммов на тонну.

**Структура.** Параметры элементарной ячейки колеблются в пределах 5,413–5,425 Å, составляя в среднем 5,418 Å, что согласуется с эталонными значениями. Сравнительно небольшое число имеющихся определений не позволяет пока наметить определенную связь величины  $\alpha_0$  с условиями нахождения, составом и генерацией пиритов. Средние величины  $\alpha_0$  для образцов из руд различных районов близки и значимо отличаются лишь для двух групп. Мончегорские пириты характеризуются повышенным значением  $\alpha_0$ , а Ловноозерские – минимальным (табл. 53). Заметим, что в этом же направлении в пиритах снижается среднее содержание кобальта и никеля; таким образом, известная зависимость параметров элементарной ячейки пиритов от состава находит в этом случае подтверждение.

**Типоморфизм.** Довольно отчетливо прослеживается приуроченность генераций пирита к определенным разновидностям руд. Пирит-1 характерен главным образом для сингенетических руд в массивах, сложенных нацело или преимущественно основными породами. Лишь рудопроявление Суэинлагаш среди пород гранулитового комплекса в Ловноозерском районе, по-видимому, представляет исключение. Пирит-2 сопровождает эпигенетическое оруденение в экзоконтактовых метасоматитах и тектонических зонах во вмещающих породах. Пирит последующих генераций встречается практически повсеместно, однако его развитие ограничено тектоническими и контактными зонами с интенсивно проявленными в них процессами вторичного изменения ранних сульфидов. Он, таким образом, является минералом-индикатором метаморфизма медно-никелевых руд. В этой связи получает удовлетворительное объяснение широкое развитие пи-

Т а б л и ц а 53

Параметры элементарной ячейки пиритов

Район	Число образцов	$\alpha_0, \text{Å}$		Источник анализов
		от-до	среднее	
Печенгский	5	5.417–5.425	5.419	Наши данные; Ультрасовременные и основные..., 1961
Аллареченский	2	5.416–5.422	5.419	Наши данные
Ловноозерский	16	5.413–5.417	5.416	" "
Мончегорский	5	5.419–5.425	5.422	Данные И.В. Рипинского (1963 г.)

рита в рудах Ловноозерского месторождения, которые приурочены к основным породам и подверглись интенсивному региональному метаморфизму.

Характерной особенностью сульфидных ассоциаций, в которых пирит играет существенную роль, является резкое преобладание среди моносульфидов железа моноклинного пирротина при отсутствии трюилита и однофазного гексагонального пирротина. Пентландит и пирротин, ассоциирующие с пиритом, часто характеризуются повышенной никеленосностью. Статистически устанавливается, что в рудах Ловноозерского района ранний пирит преимущественно кобальтоносный, а поздний – никеленосный. Для подтверждения подобной зависимости в пиритах других месторождений достаточного количества материала пока не имеется.

Практическое значение. Пирит в отличие от пентландита и халькопирита, не рассматривается в качестве полезного компонента медно-никелевых руд. Однако его широкая распространенность в некоторых месторождениях, отличные от других главных сульфидов состав (обогащенность серой) и технологические качества (магнитные, флотационные свойства) заставляют учитывать его содержание при выборе схем переработки руд. Значительную роль пирит может играть как концентратор Ni, Co, Se, Te и ряда других элементов. Так, в существенно пиритовых рудах Лавноозерского месторождения он содержит 0,4–2,1% Ni и является важным минералом-носителем последнего.

1. Распространенность пирита в медно-никелевых рудах Кольского полуострова обусловлена влиянием двух факторов – составом рудовмещающих пород и метаморфизмом руд. Пирит-1 преимущественно развит среди основных пород, пирит-2 – среди экзоконтактовых и вмещающих, а поздний пирит встречается во всех месторождениях,

но распространен более локально. Происхождение пирита-1, по-видимому, связано с распадом моносльфидного твердого раствора, обогащенного серой; пирит-2 скорее всего непосредственно кристаллизуется из растворов, а поздний пирит метасоматически развивается по ранним сульфидам.

2. Различия в условиях нахождения и способе формирования обуславливают разнообразие морфологических разновидностей пирита. Внутреннее строение его агрегатов и индивидов отличается неоднородностью, часто фиксируемой зональностью и связанной с этим широкой вариацией физических свойств.

3. В медно-никелевых рудах региона состав пирита также изменчив и варьирует в пределах  $Me_{0.96}S_{2.00} - Me_{1.16}S_{2.00}$ . При этом в большей части анализов фиксируется избыток металлов (дефицит серы). Важнейшими примесными элементами пиритов являются кобальт, никель и медь, максимальное содержание которых, по данным микрозондового анализа, соответственно достигает 4,9, 6,7 и 0,66%. В интенсивно пиритизированных разностях руд пирит наряду с пентландитом является минералом-концентратором кобальта, никеля и некоторых других полезных компонентов руд.

4. В целом пирит медно-никелевых руд изучен недостаточно. Его дальнейшее всестороннее исследование имеет важное практическое (прогноз качества руд) и теоретическое значение (типоморфизм, связь зональности с условиями образования и др.). При этом разнообразие проявлений, вариации состава и свойств пирита требуют статистического подхода к его изучению.

## Х р о м ш п и н е л и д ы

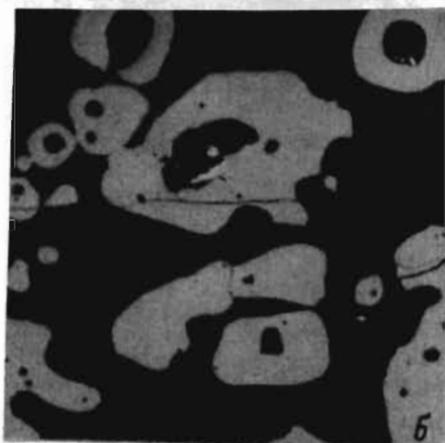
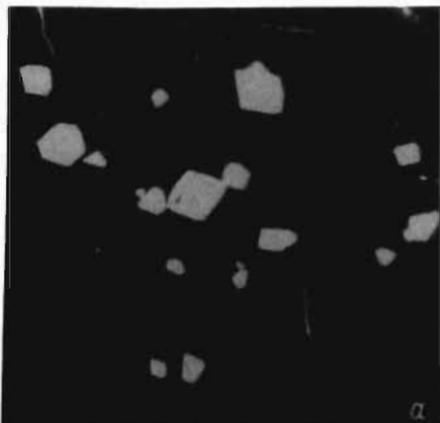
Хромшпинелиды составляют группу минералов переменного состава, являющихся типичными аксессуориями в ультраосновных породах. Краткие сведения о них содержатся во многих опубликованных работах (Геология и рудные месторождения..., 1956; Ультраосновные и основные..., 1961; Яковлев, Яковлева, 1967, 1974; Горбунов, 1968, и др.). Первоначально они относились к „хромитам“ или к „ранним магнетитам“, но сведения, полученные в последние годы (Нерадовский, Смолькин, 1977; Осокин, 1977, 1979; Докучаева, 1978, и др.) показали, что чистые хромиты развиты только в породах дунитового состава, а в никеленосных гипербазитах хромшпинелиды обогащены железом и относятся к феррихромитам и феррихромпикотитам.

Зерна хромшпинелидов (0,01–0,5 мм, редко до 1 мм) имеют преимущественно изометрическую форму с огранкой октаэдра (рис. 40, а), или округлые (рис. 40, б); иногда встречаются пластинчатые, линзовидные и неправильные выделения. Содержание их варьирует от долей процента до 3%.

Внутреннее строение. Внутри кристаллов хромшпинелидов развиты несколько типов зональности, а также включения различных минеральных фаз. Зональность обычно наблюдается

Рис. 40. Морфология выделений хромшпинелидов.

а - идиоморфные кристаллики (белое) в серпентинизированном оливине (серое), черное - прожилки серпентина. Северо-восточное обрамление Печенги. б - округлые кристаллы (серое) с внутренними полостями, заполненными сульфидно-силикатным веществом (белое и темно-серое), Мончегорский район. Аншлифы, при одном никеле, увел.: а - 320, б - 120.



в кристаллах, расположенных вне зерен оливина, в интерстициях между ними или в пироксене. Центральные части их, как правило,

сложены более темным хромшпинелидом, а внешние - светлым. Иногда границы между зонами достаточно резкие (рис. 41, а), но чаще не выражены. Исследование зон различными методами микрозондового анализа позволило установить однотипный характер изменения их состава независимо от принадлежности к различным массивам и районам. Во всех исследованных образцах во внешней зоне установлено более высокое содержание Fe, Mn, Ti и V и низкое Cr, Mg и Al, чем во внутренней. Общий характер изменения состава зон позволяет считать такую зональность кристаллизационной, возникшей вследствие изменения состава магматических расплавов в процессе кристаллизационной дифференциации. Встречаются также кристаллики хромшпинелидов с многократным чередованием зон различного состава (рис. 41, б). Такие кристаллы обнаружены нами в брекчиевидных рудах Печенги, а ранее описаны А. Пападакисом (Papadakis, 1972). В них характерны закономерное чередование зон примерно одинакового состава, тесная корреляция компонентов в зонах.

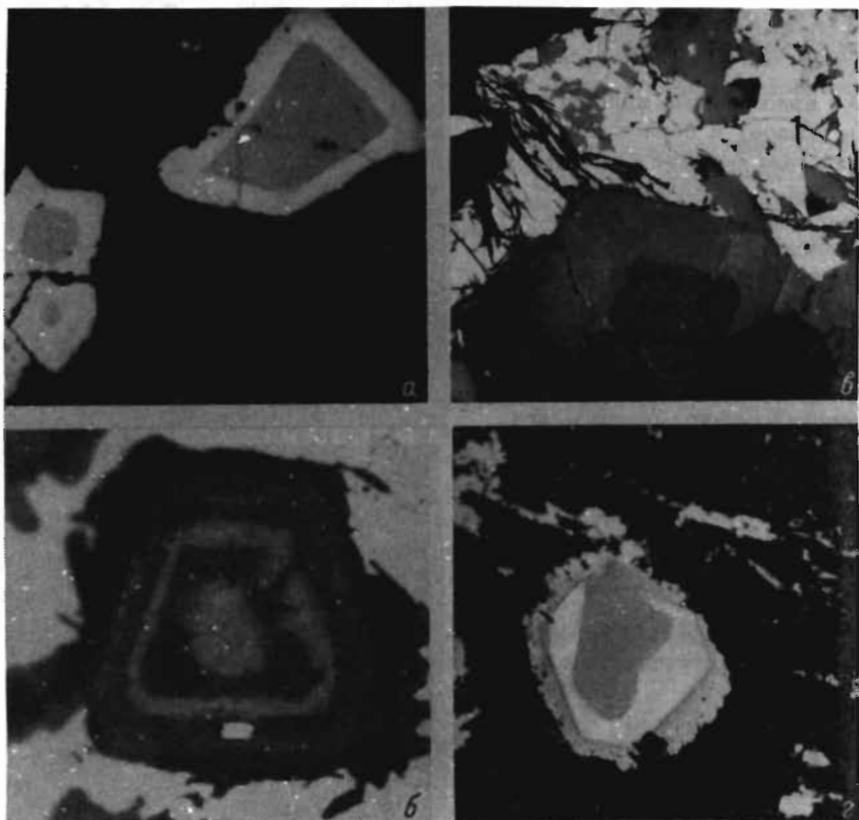
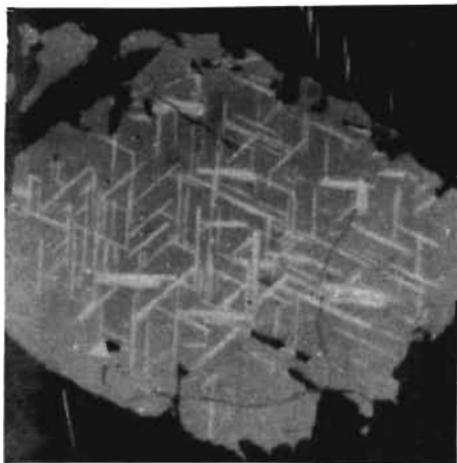


Рис. 41. Внутреннее строение индивидов и агрегатов хромшпинелидов.

а - зональные кристаллы хромшпинелидов из перидотитов Мончегорского района, б - зональный кристалл хромшпинелида (серое) из брекчиевидных руд Печенгского района, белое - сульфиды, в - зона нарастания титаномагнетита (серое) на хромшпинелиде (темно-серое); белое - сульфиды, в них серые зерна - магнетит, черное - серпентин; Печенгский район, г - зоны нарастания магнетита (светло-серое различных оттенков) на хромшпинелиде (темно-серое), черное - серпентин; Печенгский район. Аншлифы, при одном никеле, увел.: а - 240, б, в - 300, г - 600.

В гипербазитах Печенги широко распространены хромшпинелиды с наружными зонами титаномагнетита (гомогенного или с продуктами распада твердого раствора) и магнетита (рис. 41, в, г). Последние встречаются в серпентинизированных перидотитах, причем магнетит нарастает на хромшпинелид после отчетливого перерыва в кристаллизации и при благоприятных физико-химических условиях обра-

Рис. 42. Ориентированные пластинчатые врослки ильменита (светло-серое) в кристалле хромшпинелида (серое). Северо-восточное обрамление Печенги, Аншлиф, при одном никеле, увел. 320.



зует идиоморфные кристаллы с ядром хромшпинелида. В ходе кристаллизации магнетита состав растворов может неоднократно изменяться, вследствие чего возникают многократные зоны магнетита переменного состава. Зоны ильменита на хромшпинелидах возникают редко, чаще встречаются нарастания отдельных зерен, неполные оболочки, состоящие из нескольких кристаллов.

Закономерные вроски других минеральных фаз в хромшпинелидах довольно редки; к ним относятся, например, выделения ильменита в хромшпинелидах из пород северо-восточного обрамления Печенги (рис. 42). Более распространены сложные сростания различных фаз, устанавливаемых иногда только при больших увеличениях. Возникновение таких сростаний хромшпинелидов с другими минеральными фазами обусловлено распадом твердых растворов.

Внутри кристаллов хромшпинелидов часто обнаруживаются полости с включениями силикатов и сульфидов. Минеральные фазы во включениях не имеют реакционных взаимоотношений с минералом-хозяином. Предполагается, что часть включений подобного рода образуется в ходе кристаллизации хромшпинелидов и захвачена растущими кристаллами из магматического расплава. Присутствие сульфидных включений в хромшпинелидах является одним из признаков ликвидационной природы возникновения первичных сульфидов.

**Вторичные изменения.** К наиболее типичным относятся изменения химического состава хромшпинелидов в процессе поздних преобразований. Эти изменения происходят в основном во внешней оболочке кристаллов и выражаются в образовании осветленных зон; в них увеличивается содержание  $Fe_2O_3$  и происходит, по-видимому, превращение в фазу, близкую к магнетиту. Это изменение сопровождается увеличением отражательной способности и уменьшением микротвердости. Кроме того, в метаморфизованных породах хромшпинелиды нередко раздроблены и замещены магнетитом вдоль трещин и по периферии зерен.

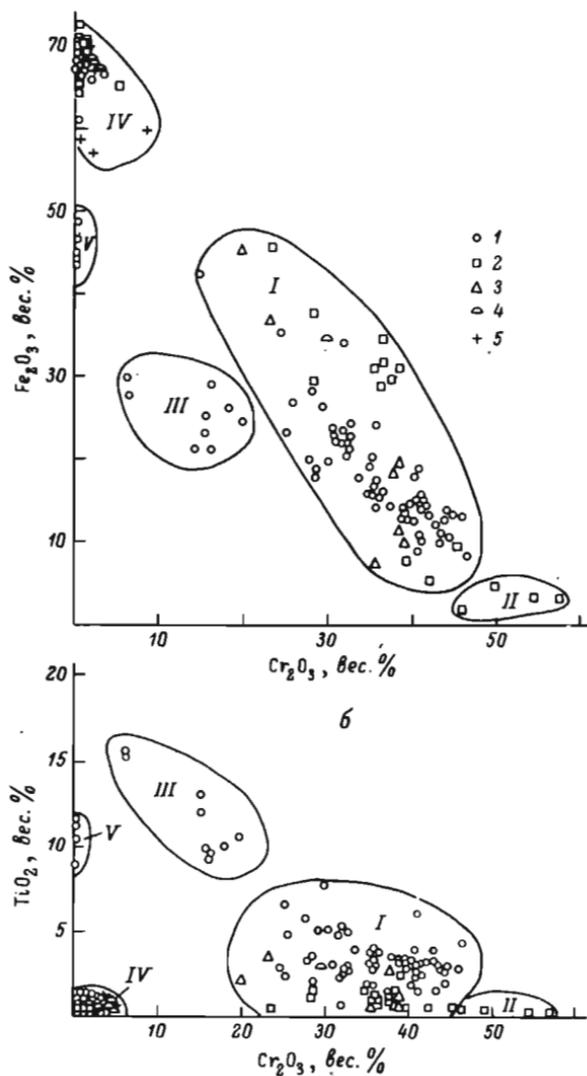


Рис. 43. Диаграмма составов окислов в системах  $Fe_2O_3 - Cr_2O_3$  (а) и  $TiO_2 - Cr_2O_3$  (б). I – поле хромшпинелидов из перидотитов, II – поле хромшпинелидов из дунитов (Докучаева, 1978), III – поле гомогенного титаномагнетита из перидотитов, IV – поле магнетита, V – поле негомогенного титаномагнетита из пироксенитов (данные химических анализов, Нерадовский, Смолькин, 1977). 1 – Печенгское рудное поле, 2 – Мончегорский район, 3 – северо-восточное обрамление Печенги, 4 – Аллареченский район, 5 – Ловнозерский район.

Физические свойства. Хромшпинелиды в шлифах не просвечивают, в отраженном свете имеют серый цвет, не обнаруживают внутренних рефлексов. Отражательная способность низкая, не более 17,5%, обычно в пределах 14,0–15,5%. Спектр отражения имеет форму прямой (рис. 24). Микротвердость варьирует от 1105 до 1423 кгс/мм<sup>2</sup>, отдельные частные значения опускаются до 960 кгс/мм<sup>2</sup>. Более твердые фазы составляют центральные части кристаллов, обогащенные Cr и Mg, а мягкие слагают внешние зоны и обогащены Fe, Ti и Mn, они же имеют и более высокие коэффициенты отражения.

Химический состав. В нашем распоряжении имеется 86 микронзондовых анализов, судя по которым в хромшпинелидах присутствуют Fe, Cr, Al, Mg, Mn, Ti, V, Ni, Zn и Si. Главными элементами являются Fe, Cr, Al, Mg, Ti и Mn, остальные относятся к примесям. Результаты анализов хорошо рассчитываются на общую формулу хромшпинелидов. Содержание главных компонентов варьирует в следующих пределах (в вес. %): Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 5.54–45.8, FeO - 20.2–37.9, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 19.9–46.5, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 0.6–19.8, MgO - 0.0–7.5, TiO<sub>2</sub> - 0.2–7.7, MnO - 0.01–2.4; примесей NiO, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и ZnO соответственно - 0.05–0.3, 0.00–1.5 и 0.00–0.62%. Среднее содержание NiO составляет около 0.15%.

Наиболее широкие вариации содержаний Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> наблюдаются в хромшпинелидах Мончегорского района и северо-восточного обрамления Печенги. По сравнению с печенгскими они также отличаются низкими концентрациями MgO, MnO и TiO<sub>2</sub>. В хромшпинелидах северо-восточного обрамления Печенги постоянно отмечается примесь ZnO - от 0.30 до 0.62% (Осокин, 1979). Уже имеющиеся данные показывают специфичность составов хромшпинелидов из пород различных районов Кольского полуострова, но по отдельным из них еще недостаточно сведений для обоснованного суждения о закономерностях изменения состава.

В целом состав хромшпинелидов из перидотитов резко отличается как от состава других окислов в тех же породах, так и от состава хромшпинелидов в дунитах. Различия четко выявляются при нанесении на диаграммы Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - TiO<sub>2</sub> и др. На всех диаграммах поля составов хромшпинелидов не перекрываются с полями составов других окисных фаз (рис. 43). По классификации Г.А. Соколова (1948) основную часть хромшпинелидов из перидотитов никеленосных районов Кольского полуострова следует относить к видам ферроферрихромпикотита и ферроферрихромита, небольшое число - к виду феррохромпикотита.

Сопоставление составов хромшпинелидов из никеленосных пород Кольского полуострова с хромшпинелидами из других районов показывает, что они отличаются от хромшпинелидов в хромито- и платиноносных породах (Соколов, 1948; Павлов, Чупрынина, 1967, и др.) и близки хромшпинелидам из никеленосных пород различных провинций (Минералы, 1967; Золотухин и др., 1975; Bliss, MacLean, 1975, и др.). Это, на наш взгляд, свидетельствует о спе-

цифичности состава данной группы минералов в никеленосных породах. С учетом установленных пределов вариаций состава хромшпинелидов в никеленосных гипербазитах можно рекомендовать использование их в качестве дополнительного признака для выявления потенциально никеленосных комплексов пород в новых районах, перспективы которых не ясны по другим критериям. Рентгенометрически хромшпинелиды не изучены.

## Т и т а н о м а г н е т и т

Сведения о титаномагнетите в медно-никелевых рудах содержатся во многих публикациях (Ультрасосновные и основные..., 1961; Нерадовский, Смолькин, 1977; Яковлев, Яковлева, 1974, и др.).

В ультрасосновных породах титаномагнетит встречается как акцессорный в виде гомогенной фазы и со структурами распада твердых растворов. В основных породах известны только титаномагнетиты со структурами распада. В рудах образует рассеянную вкрапленность, содержание изменяется от 0,2–0,3 до 1–3%, в основных породах – до 2–4%. Размер зерен варьирует от долей миллиметра до 1 мм, редко до 1 см. Высокие концентрации титаномагнетита известны в пироксенитах рудоносных интрузивов Печенги. Кроме того, тонкие пластинчатые и игольчатые выделения титаномагнетита широко распространены в ромбических пироксенах (см. пироксены).

Характерной особенностью титаномагнетитов Печенгского рудного поля является присутствие гомогенной и негомогенной фаз, которые встречаются как порознь, так и совместно, образуя взаимные переходы. Среди продуктов распада твердых растворов в титаномагнетите установлены ильменит и шпинелевая фаза, богатая NiO (до 1,4%) и  $Al_2O_3$  (до 15,7%).

Титаномагнетиты других никеленосных районов Кольского полуострова характеризуются в целом развитием негомогенной фазы, состоящей из „чистого“ магнетита и различных продуктов распада (ильменит, гематит, шпинель). Среди титаномагнетитов Мончегорского и Ловноозерского районов выделяются две разновидности, различающиеся продуктами распада твердого раствора и их размерами.

**М о р ф о л о г и я.** Зерна титаномагнетита обычно округлые, изометрические, подобны хромшпинелидам. Кристаллы с огранкой редки. Они приурочены обычно к интерстициям между зернами первичных силикатов и ассоциируют с сульфидами. На границе сульфида–титаномагнетит нередко наблюдаются тонкие структуры сростаний, напоминающие мирмекиты, но также характерны и ровные контакты без признаков реакционных взаимоотношений.

**В н у т р е н н е е с т р о е н и е.** Гомогенный титаномагнетит однороден, не содержит включений других минералов, встречается в виде зон нарастания на хромшпинелидах (рис. 41, в). Зерна

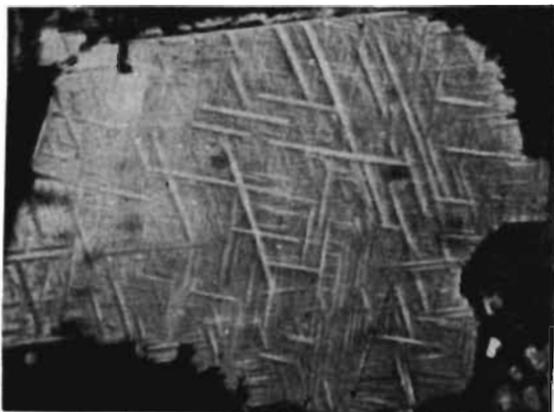


Рис. 44. Титаномагнетит (серое) с решетчатой структурой распада твердого раствора ильменита (темные и светлые полосы), Печенгский район, Аншлиф, при неполноте скрещенных николях, увел. 300.



Рис. 45. Скелетное зерно титаномагнетита, образовавшееся вследствие частичного выщелачивания пластинок ильменита, Печенгский район, Аншлиф, при одном никеле, увел. 400.

титаномагнетита со структурами распада содержат вроски ильменита (рис. 44), шпинели, реже хромшпинелида и других фаз. Распределение различных продуктов распада имеет как закономерный характер, так и незакономерный. Более всего развиты системы пластинчатых, игольчатых и мечевидных вросков в субстрате магнетита по (111), но шпинель и хромшпинелид нередко располагаются только в одной плоскости. Более крупные выделения ильменита и

шпинели обособляются в неправильные агрегаты вдоль блоков внутри нарушенных кристаллов титаномагнетита или на границе его зерен с другими минералами.

**В т о р и ч н ы е и з м е н е н и я.** Как ранний минерал титаномагнетит подвергается катаклазированию при деформациях вмещающих пород, а при метаморфизме замещается многими поздними минералами: магнетитом, рутилом, сфеном, халькопиритом, тальком (рис. 45) и другими минералами. В определенных условиях замещению подвергаются избирательно магнетитовая и ильменитовая составляющие. Характерным является перераспределение минеральных фаз титаномагнетита в процессе метаморфизма, что приводит к укрупнению агрегатов ильменита и шпинели и очищению магнетита от примесей.

**Ф и з и ч е с к и е с в о й с т в а.** Титаномагнетит обладает различными физическими свойствами в зависимости от степени его распада на минеральные фазы. Гомогенный титаномагнетит, как правило, тверже, но отражение его ниже чем негомогенного. Микротвердость первого равна 860–1008, второго – 545–716 кгс/мм<sup>2</sup>; отражательная способность соответственно – 17 и 20%. В силу указанных выше причин титаномагнетит из печенгских пород по физическим свойствам ближе к хромшпинелидам, а титаномагнетит из Ловноозерских пород – магнетиту. Спектр отражения гомогенного титаномагнетита показан на рис. 24.

**Х и м и ч е с к и й с о с т а в.** В печенгских перидотитах он варьирует в следующих пределах (вес. %): Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 21.4–29.7, FeO – 36.1–45.0, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 6.3–20.0, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1.1–6.2, MgO – 0.2–5.0, TiO<sub>2</sub> – 9.2–16.0, MnO – 0.9–4.6, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.3–0.9, NiO – 0.03–0.3. В пироксенитах того же района титаномагнетит (Нерадовский, Смолькин, 1977) имеет следующий состав (в вес. %): Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 43.93–48.50, FeO – 32.88–33.63, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.00–1.59, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1.68–5.28, MgO – 2.22–3.42, TiO<sub>2</sub> – 7.50–12.91, MnO – 0.39–0.56, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.37–0.98, NiO – 0.03–0.12. Таким образом, титаномагнетит в перидотитах резко обогащен Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MnO и обеднен Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. На диаграммах составов (рис. 43) титаномагнетиты из этих пород располагаются в различных полях.

В отличие от печенгских титаномагнетиты в Ловноозерском, Аллареченском и Центральном-Кольском районах представлены в основном хорошо распавшимися твердыми растворами, состоящими из магнетита (минерала-хозяина), ильменита и шпинели (герцинита). Состав отдельных фаз, например в титаномагнетите Ловноозерского района, оказывается довольно чистым. Так, магнетит содержит (в вес. %): Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 56.88–66.82, FeO – 30.08–30.88, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.89–2.31, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.19–2.46, MgO – нет, TiO<sub>2</sub> – 0.07–0.10, MgO – нет, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.37–0.70, NiO – 0.01–0.06, ильменит: FeO – 48.08–48.97; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.04–0.07, MgO – 0.15–0.36, TiO<sub>2</sub> – 48.42–52.59, MnO – 0.00–0.15, шпинель: FeO – 30.12, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 2.59, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 42.65, MgO – 3.91, TiO<sub>2</sub> – 0.09, MnO – 0.15, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.04, NiO – 0.06. Очевидно, что первоначальный состав титаномагнетита был

весьма сложным, но существенно отличным от титаномагнетитов из перидотитов Печенги и близким титаномагнетитам из пироксенитов. Состав магнетитовой фазы титаномагнетитов Ловноозерского района близок стехиометрическому (рис. 43).

Рентгенометрические исследования. Выполнены только для неомогенных фаз титаномагнетита из Ловноозерского района. Установлено, что параметр элементарной ячейки магнетита, содержащего ильменит и шпинель, составляет  $8,395 \pm 0,002 \text{ \AA}$ , т.е. соответствует эталонному (Михеев, 1957; Минералы, 1967).

## Магнетит

Магнетит присутствует в рудах всех типов. Более широко он распространен в серпентинизированных перидотитах, где содержание его варьирует от единичных зерен до 12%. Высоким содержанием магнетита характеризуются вкрапленные руды Печенги. В сплошных рудах Печенгского и Аллареченского районов содержание магнетита обычно составляет 1–5%, а в рудах Мончегорского района варьирует от 2–5 до 70–90%. Во вмещающих породах магнетит встречается в небольшом количестве в оруденелых гнейсах Аллареченского и Ловноозерского районов.

Генерации. В рудах различных месторождений выделяется от 2 до 4 генераций магнетита. Магнетит-1 развит в сингенетических вкрапленных рудах Печенги, где ассоциирует с ранними сульфидами и располагается по периферии вкрапленников или внутри их. Зерна магнетита-1, как правило, по размерам меньше сульфидов, равномерно распределены по границам между ними (рис. 46,а). Наиболее четко магнетит-1 фиксируется в пирротиновых рудах, а в халькопиритовых либо отсутствует, либо сходен по морфологии с магнетитом-2.

Магнетит-2 широко распространен в измененных ультраосновных и менее — в основных породах. Он возникает при замещении первичных силикатов (оливина, частью пироксена) вторичными (серпентином, флогопитом и др.) и при преобразовании вкрапленного сингенетического оруденения. Среди многообразных форм проявления наиболее часто встречаются: тонкая вкрапленность, неправильные обособления и просечки в прожилках серпентина (в пироксенитах нередко ассоциирует с ильванитом); неровные каемки, линзовидные просечки, коленчатые прожилки и неправильные агрегаты в сульфидовых сидеронитовых вкрапленностях (рис. 46,б) и ранних окислах; пластинчатые и линзовидные выделения в хлорите, флогопите, резе амфиболе, приуроченные к их плоскостям спайности и нередко сливающиеся в сноповидные, метельчатые агрегаты, которые составляют иногда до 50–60% объема вторичных силикатов. Размеры выделений магнетита-2 изменяются от 0,001 мм и менее до 0,5–0,7 мм. Морфологическое разнообразие магнетита-2 в ряде случаев, вероятно, является причиной разделения его на несколько генераций.

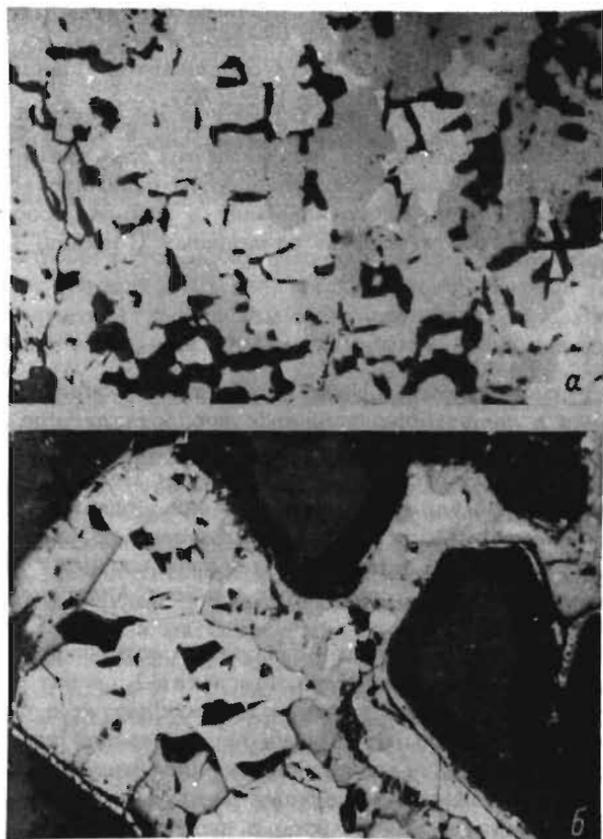


Рис. 46. Морфология выделений магнетита.

а - магнетит-1 (темно-серое) среди сульфидов (светлое различных оттенков) в сидеронитовой вкрапленности; б - магнетит-2 (серое) среди сульфидов (белое) в сидеронитовой вкрапленности. Печенгский район. Аншлифы, при одном никеле, увел.: а - 500, б - 120.

Магнетит-3 развит в сплошных и брекчиевидных рудах. В основном рассеян в сульфидной массе в виде идиоморфных кристаллов, округлых зерен и их агрегатов; размеры тех и других достигают 7-10 мм, на отдельных участках магнетит-3 составляет 5-10% объема руды. Вероятно, к этой же генерации следует относить и большую часть магнетита жильных руд Мончегорского плутона, хотя ранее в нем выделялось несколько самостоятельных генераций. Здесь магнетит образует: разрозненные мелкие выделения в сульфидной массе; мелкозернистые скопления, которые на участках пещерных и выклинивания жил составляют до 70-80% объема рудной

массы; крупнозернистые изометрические, овальные обособления (до нескольких сантиметров) в мелкозернистой его массе. В сложных магнетито-сульфидных жилах магнетит нередко тяготеет к приаль-бандовым их частям, иногда магнетитовая часть жилы отделена от сульфидной глиной трения.

Магнетит-4 сопровождается интенсивную дисульфидизацию руд и образуется при замещении пирротина (реже других первичных сульфидов) пиритом, марказитом или мельниковитом. Представлен тонкозернистыми скоплениями, цементирующими мельчайшие зерна вторичных сульфидов, а также мирмекитоподобными, скелетными, дендритовидными срастаниями с пиритом, насыщенным включениями нерудных минералов. Встречается редко, главным образом в Аллареченском районе.

**Внутреннее строение, вторичные изменения.** Важной особенностью магнетита является его неоднородность. В индивидах магнетита-2 нередко наблюдаются участки различающиеся по твердости и отражению, что обусловлено незначительными изменениями химического состава, в частности содержания железа (до 2%). Это особенно характерно для его зон на кристаллах хромшпинелидов. Магнетит-2, развивающийся по сульфидам, часто образует жилки поперечно-шестоватого строения или равномернозернистые сплошные массы „торцовой“ структуры.

Магнетит довольно устойчив к поздним изменениям. Отмечается замещение его сульфидами, гематитом и гидроокислами железа. В процессе динамометаморфизма руд зерна магнетита подвергаются катаклазу, отдельные части их часто смещены, трещины залечены сульфидами.

**Физические свойства.** Отражение магнетита меняется в пределах 19,7–21,2% для интервала 440–700 нм (рис. 24), что как по абсолютным значениям, так и по дисперсии соответствует справочным данным. Вместе с тем присутствие различных примесей и колебания в содержаниях железа снижают абсолютные значения коэффициентов отражения, не изменяя характера кривой дисперсии. Микротвердость магнетита из различных месторождений варьирует от 426,0 до 683,0 кгс/мм<sup>2</sup>. Она выше эталонных значений для чистого магнетита и соответствует твердости магнетитов с примесью хрома и магния (Лебедева, 1977).

**Структура.** Рентгенометрически исследованы агрегаты магнетита-3 из сплошных руд и прожилки магнетита-2 в ультраосновных породах. Параметр элементарной ячейки изменяется от 8,390 до 8,401 Å (в одном из образцов зафиксирован параметр 8,4165±0,0014 Å), что в основном соответствует стехиометрически чистому магнетиту (Михеев, 1957). Увеличения размера ячейки, вероятно, связаны с титансодержащими фазами.

**Химический состав магнетита.** Довольно устойчив. Кроме основных компонентов Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO в нем обнаруживаются следующие примеси (в вес. %): Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – до 5,12, TiO<sub>2</sub> – до 1,07, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – до 1,67, NiO – до 0,53, MgO –

до 0,93,  $MnO$ ,  $V_2O_5$  и  $SiO_2$  — следы. По имеющимся данным, магнетит в сульфидах имеет повышенное содержание железа и никеля, а обособленный от сульфидов — повышенное содержание хрома, титана, алюминия, магния, марганца и ванадия. Наиболее контрастные изменения состава магнетита связаны с последовательно кристаллизующимися зонами роста на хромшпинелидах (рис. 41, г). Здесь в процессе кристаллизации последовательно от первой к третьей зонам уменьшается содержание примесей титана, алюминия, марганца и ванадия, а содержание железа, хрома, магния, никеля и кремния изменяется незакономерно. Однако в целом состав магнетита резко отличается от составов других окислов в медно-никелевых рудах (рис. 43), что свидетельствует об отсутствии постепенных переходов к хромшпинелидам и титаномагнетиту. Изучен недостаточно.

## И л ь м е н и т

Ильменит является типичным аксессуарным минералом ультраосновных и основных пород и обычно равномерно рассеян во вкрапленных рудах. Содержание варьирует от 0,3 до 3%. Вместе с тем ильменит распространён и в метаморфических вмещающих породах, в биотитовых гнейсах и амфиболитах, где он представлен мелкой вкрапленностью отдельных зерен. Для жильных руд и оруденелых филлитов ильменит не характерен.

Г е н е р а ц и и, м о р ф о л о г и ч е с к и е р а з н о в и д н о с т и. Наблюдаются весьма разнообразные формы зерен ильменита. Наиболее распространены крупные скелетные кристаллы и мелкие пластинчатые выделения в силикатах. Размеры кристаллов достигают 2 мм, в породах они распределены аналогично титаномагнетиту. В породах Мончегорского и Центрально-Кольского районов „свободный” ильменит развит слабо и в основном сконцентрирован в виде вростков в титаномагнетите. В Ловноозерском районе ильменит широко распространён во вмещающих гиперстеновых плагиогнейсах, а в оруденелых основных и ультраосновных породах развит незначительно. По условиям нахождения и парагенезисам выделяются 2-3 генерации ильменита.

Ильменит-1 развит в оруденелых и безрудных перидотитах в виде кристаллов часто сложной формы (рис. 47, а); располагается в основном между зернами оливина и пироксена, но иногда и в самом пироксене, подобно титаномагнетиту. Распределён в породах равномерно, ассоциирует с хромшпинелидами и титаномагнетитом. Встречаются зоны нарастания ильменита-1 на титаномагнетит. Образование ильменита-1 обусловлено кристаллизацией магматического расплава.

Ильменит-2 характерен для измененных гипербазитов с эпигенетическим оруденением. Он представлен продуктами распада твердых растворов титаномагнетита, хромшпинелидов (рис. 42) и, возможно, пироксена, а также самостоятельными образованиями. Первые имеют

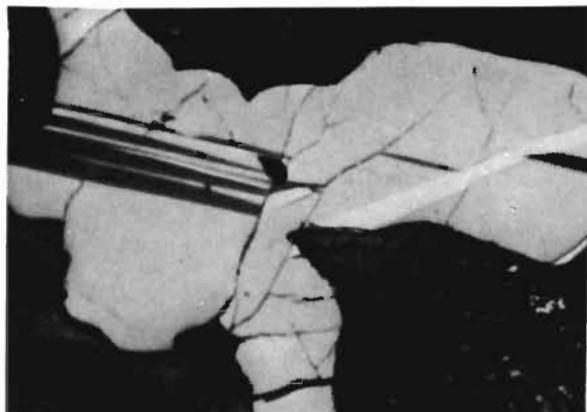


Рис. 47. Ильменит-1 (серое) с пластинками двойников давления (белое и темно-серое); черное – силикаты. Печенгский район, Аншлиф, николи скрешены, увел. 230.

пластинчатую, линзовидную, иногда игольчатую форму, располагаются по определенным плоскостям минерала-хозяина. Вторые образуют вкрапленность, отдельные таблитчатые выделения, просечки и неправильные обособления в прожилках амфибол-асбеста, мелкие ксеноморфные включения в амфиболах („сыпь“), мирмекитоподобные сростания с ними. Вероятно, к этой же генерации относятся и разнообразные выделения ильменита в оруденелых экзоконтактовых и вмещающих породах: таблитчатые, овальные, линзо- и клиновидные, лапчатые и мирмекитоподобные. Размеры индивидов ильменита-2 измеряются в пределах 0.01–1.0 мм, а их агрегатов – от 0.1–0.3 до 10–15 мм.

Ильменит-3 развит в сильно измененных породах различного состава в поздних зонах дробления. Представлен пластинчатыми и игольчатыми выделениями, а в кварц-хлоритовых прожилках среди амфиболитов – и крупнотаблитчатыми агрегатами.

Внутреннее строение ильменита характеризуется развитием двойников давления и включений. Широко распространено явление двойникования ильменита ранних генераций под воздействием динамических нагрузок. Как правило, это пластинчатые двойники, развитые по одному, реже по двум или трем направлениям (рис. 47).

Закономерные сростания с ильменитом образуют шпинель, рутил и гематит (рис. 48) – главным образом в породах Ловноозерского и Аллареченского районов. При этом сростания ильменита с рутилом и шпинелью характерны для ультраосновных и основных пород, а с гематитом – для вмещающих гнейсов. Количество вростков шпинели обычно не превышает 5–10% общего объема агрегата, а ру-

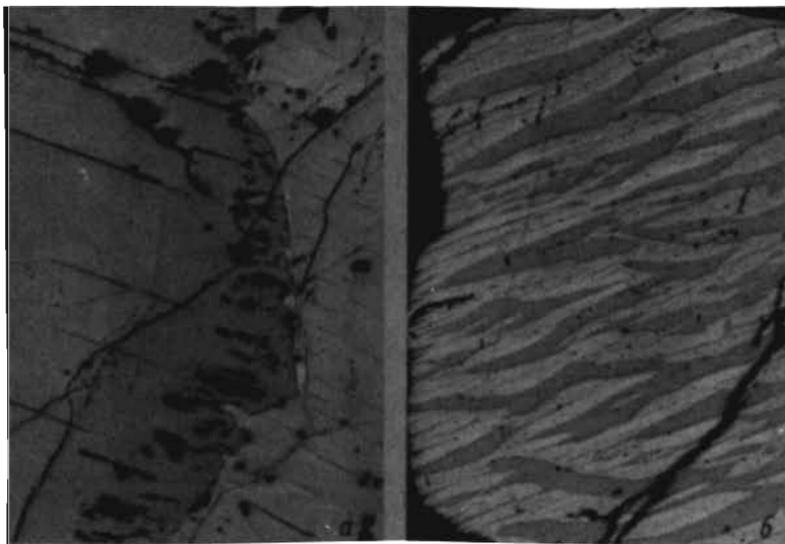


Рис. 48. Включения в ильмените.

а - шпинель (темно-серое) и гематит (светлая „сыпь“), светло-серое зерно на контакте с ильменитом (серое) - магнетит; б - крупные выделения гематита (белое). Ловноозерский район. Аншлифы, при одном никеле, увел. а - 120, б - 60.

тила и гематита иногда увеличивается до 30-50%, что соответствует рутил-ильмениту и гематит-ильмениту. В габбро-норитах Центрально-Кольского района ильменит часто образует тонкие сростки с сульфидными, особенно с пирротином и халькопиритом на контакте с сульфидными вкрапленниками.

Закономерные включения гематита и рутила в ильмените обусловлены распадом (иногда двухступенчатым) твердых растворов; другие минералы, как правило, замещают ильменит при преобразовании его в процессе метаморфизма или на контакте с другими минералами.

**В т о р и ч н ы е и з м е н е н и я.** Разнообразны и выражаются в дроблении и замещении ильменита сфеном, рутилом и анатазом (лейкоксенизация), а также силикатами (рис. 45). Обычно этот процесс проявляется в зонах милонитизации и дробления, которые в ряде мест сопровождаются интенсивным гидротермальным изменением пород.

**Ф и з и ч е с к и е с в о й с т в а.** Исследование микротвердости многих образцов с нагрузкой 100 гс показали вариации  $H$  от 476.6 до 848.4 кгс/мм<sup>2</sup>; при этом более твердые ильмениты установлены в Печенгском районе, а более мягкие - в Аллареченском и Ловноозерском районах. Отражение ильменитов варьирует в пределах 14,2-18,4% в зависимости от оптической ориентировки.

**Химический состав.** Исследован в 17 образцах из четырех никеленосных районов. По данным микрозондового анализа, содержание главных компонентов составляет (в вес. %):  $TiO_2$  - 49.39-54.23,  $FeO$  - 40.80-48.71. Во многих образцах присутствуют примеси  $Cr_2O_3$  - от 0.1 до 0.2%,  $MgO$  - от 0.1 до 3.50% и  $MnO$  - от 0.7 до 4.7%, в единичных -  $V_2O_5$  - до 0.2%,  $Al_2O_3$  - до 0.1% и следы  $Ni$ . Результаты всех анализов удовлетворительно рассчитываются на кристаллохимическую формулу.

Параметры элементарной ячейки ильменита определены для четырех образцов из вмещающих пород Ловноозерского района. Величина  $a_0$  изменяется от 5.083 до  $5.087 \pm 0.001$ ,  $c_0$  - от 14.060 до  $14.082 \pm 0.002$  Å (аналитик Л.Г. Латышева).

## К у б а н и т

Кубанит - один из характерных минералов сульфидных медно-никелевых руд, но присутствует далеко не во всех месторождениях. В рудах Кольского полуострова развитие кубанита ограничено месторождениями Мончегорского и Аллареченского районов и северо-восточного обрамления Печенги, а в других месторождениях он либо отсутствует вовсе, либо встречается спорадически. Наиболее типичен кубанит в сингенетических вкрапленных рудах в парагенезисе с троилитом, халькопиритом (Яковлев, Яковлева, 1974; Осокин, 1977), но обнаружен и в жильных рудах Мончегорского плутона (Геология и рудные месторождения..., 1956) в парагенезисе с другими минералами.

**Генерации, морфологические разновидности.** В рудах Мончегорского плутона выделяются три генерации кубанита, в остальных районах - одна.

Кубанит-1 наиболее распространен; он развит во вкрапленных сингенетических рудах, где содержание его иногда достигает 20-30% сульфидной массы, а также в жильных рудах Мончегорского плутона. Представлен одиночными пластинками (рис. 49) и табличками, их агрегатами, а также изометрическими и неправильными выделениями в ранних сульфидах (в халькопирите-1, троилите, пентландите-1). Все они, очевидно, являются продуктами распада твердых растворов.

Кубанит-2 развивается по магнетиту в сульфидно-магнетитовых жилах, метасоматически замещая его, иногда совместно с пирротинном. Характерны также выделения кубанита-2 на границе магнетита и халькопирита.

Кубанит-3 наблюдается в „матовых“ рудах, где он образует тонкозернистые сростания с халькопиритом; оба минерала представлены мелкими округлыми зернами (около сотых долей миллиметра) примерно в равном количестве.

**Внутреннее строение.** Внутри пластинок кубанита нередко наблюдаются две фазы, отличающиеся по цвету, от-

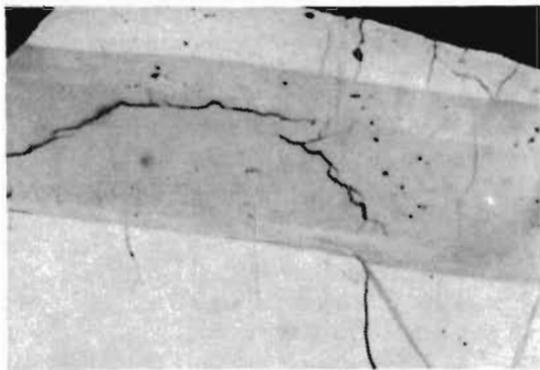


Рис. 49. Кубанит (серое) в халькопирите (светло-серое), черное – силикаты. Аллареченский район. Аншлиф, при одном николе, увел. 240.

ражению и другим свойствам, которые обычно принимались за его ромбическую и кубическую модификации. Но, судя по данным многих экспериментальных исследований (Генкин и др., 1966; Лихачев, 1973; Yund, Kullerud, 1966, и др.), образование кубической фазы является результатом тепловой обработки образцов при температуре выше  $225-235^{\circ}$  в процессе изготовления аншлифов.

**Физические свойства.** Исследование микротвердости кубанита из Аллареченского района показало, что она изменяется в зависимости от ориентировки сечения зерен и в разных фазах кубанита. Наивысшая твердость установлена в направлении, перпендикулярном удлинению пластинок ромбического кубанита, где она составляет в среднем  $245.5-266.7$  кгс/мм<sup>2</sup> (при нагрузке 50 гс), самая низкая – по удлинению пластинок:  $180.0-191.2$  кгс/мм<sup>2</sup>. Кубическая фаза кубанита имеет среднюю микротвердость  $197.4-226.3$  кгс/мм<sup>2</sup>.

Отражательная способность кубанита вследствие анизотропии изменяется в различно ориентированных зернах. По  $R_g$  отражение варьирует от 33,2 до 45,3%, по  $R_p$  – от 26,4 до 44,8% в диапазоне 440–740 нм. Спектры отражения кубанита по  $R_g$  и  $R_p$  имеют различную форму (рис. 24), двуотражение уменьшается от 7 до 1% от коротких к длинным волнам видимого спектра. Отражение изотропной, кубической фазы кубанита варьирует от 24,9 до 41,3%. Форма спектра отражения аналогична таковой обычного кубанита в направлении  $R_g$ .

**Структура.** Рентгенометрические исследования чистых фаз кубанита не выполнялись.

**Состав.** Химический состав кубанита определен микрондовым методом в 8 образцах из различных месторождений. Судя по этим данным, минерал характеризуется стабильным составом, близким к стехиометрическому. Содержание элементов варьирует в

следующих пределах (в вес. %):  $\text{Cu}$  - 22,49-24,73,  $\text{Fe}$  - 39,26-42,13,  $\text{S}$  - 34,10-38,88, сумма - 99,57-101,62. В кубаните из вкрапленных руд Мончегорского района установлены повышенные содержания серы. Это согласуется с результатами ранее проведенных исследований (Геология и рудные месторождения..., 1956, с. 170), но остается неясным.

**П а р а г е н е т и ч е с к и е а с с о ц и а ц и и.** Наиболее характерной для кубанита является ассоциация с халькопиритом-1 и троилитом в сингенетических вкрапленных рудах. В отдельных месторождениях, например в Аллареченском районе и в северо-восточном обрамлении Печенги, фиксируется парагенезис кубанита с пентландитом-1, в котором кубанит образует также пластинчатые выделения. Во всех месторождениях установлена ассоциация кубанита с маккиनावитом в халькопирите, имеющая ограниченное распространение. Ассоциации с магнетитом, пиритом характерны для участков рудных тел без халькопирита или с низким его содержанием. Замещение кубанитом магнетита и выделение его в виде прожилков в троилите свидетельствуют о возможности кристаллизации кубанита не только в результате распада твердых растворов, но и в ходе метаморфизма, перекристаллизации руд. Парагенетические ассоциации кубанита с халькопиритом-1 и маккиनावитом, обладающие характерными структурами выделений, являются важными минералогическими признаками сингенетического оруденения и могут быть также использованы для суждения о температуре рудообразования.

## М а к к и н а в и т

Маккиनावит относится к числу распространенных минералов; сведения о нем содержатся во многих публикациях, но во всех работах до 1968 г. он описывался как „валлериит“ (Геология и рудные месторождения..., 1967, и др.), а в более поздних - под собственным названием (Горбунов, 1968; Яковлев, Яковлева, 1974; Осокин, 1977; Волохонский, 1978; Медно-никелевые руды..., 1979). Это обстоятельство связано с появлением в печати (Генкин, Вьяльсов, 1967) детальной характеристики сходных по свойствам с маккиनावитом минералов и уточнения их номенклатуры.

**Г е н е р а ц и и, м о р ф о л о г и ч е с к и е р а з н о - в и д н о с т и.** Маккиनावит образует разнообразные мелкозернистые (не более 0,2 мм) выделения, в целом однотипные в различных месторождениях. По ассоциации с основными сульфидами выделяются две генерации маккинавита.

Маккиनावит-1 развит в пентландите-1 и халькопирите-1 и широко представлен в сингенетических вкрапленных рудах. В пентландите-1 он образует следующие разновидности: а) жгутовидные или неправильно-полосчатые выделения, „бурундучные“ агрегаты, мелкие пластинчатые и линзовидные чешуйки; б) монокристаллические выделения в центральной части зерен пентландита; в) ячеисто-ре-

шетчатые агрегаты, в которых линзовидные и пластинчатые выделения пентландита, образуя решетку, включают маккинавит, а последний содержит в свою очередь включения пентландита и халькопирита. Первая разновидность является наиболее распространенной. В халькопирите-1 маккинавит ассоциирует с кубанитом и располагается вдоль его пластинок в виде полосчатых и жгутовидных выделений.

Маккинавит-2 связан преимущественно с халькопиритом-2 как в эпигенетических вкрапленных, так и в жильных и брекчиевидных рудах. По некоторым данным (Яковлев, Яковлева, 1974), маккинавит-2 – метасоматический минерал, замещающий халькопирит и пентландит. Имеются также признаки их совместной кристаллизации. Формы выделения маккинавита-2: а) пластинчатые, клино- и стреловидные вроски, приуроченные к краевым частям зерен халькопирита-2 и двойниковым швам в нем; б) каемки и скопления неправильной формы; в) прожилки мощностью до 0,01–0,02 мм, большей частью ориентированные в одном направлении; г) дендритовидные обособления вдоль трещин спайности пентландита. Характерно, что маккинавит обеих генераций исключительно редко встречается вне главных сульфидных минералов.

**Внутреннее строение.** Зерна маккинавита, как правило, неоднородны. В жилках наблюдается поперечно-шестоватое строение агрегатов. Вследствие тесного срастания маккинавита с пентландитом встречаются сложные маккинавит-пентландитовые агрегаты. Выделения маккинавита в пентландите обычно ориентированы оптически закономерно и разделяются на ряд блоков, в которых ориентировка мелких зерен одинакова, но в целом отличается от соседних. В маккинавите нередко наблюдаются включения мелких зерен пентландита, халькопирита, троилита, кубанита и других минералов.

**Физические свойства.** Микротвердость маккинавита варьирует от 88 до 179,4 кгс/мм<sup>2</sup>, составляя в среднем 113,4 кгс/мм<sup>2</sup> при Р=20 гс и 130,5 кгс/мм<sup>2</sup> при Р=10 гс. Наши данные существенно отличаются от справочных (Лебедева, 1977), судя по которым микротвердость маккинавита составляет не более 95 кгс/мм<sup>2</sup> при Р=5–7 гс. Отражение маккинавита также значительно изменяется в зависимости от длины волны падающего света и оптической ориентировки кристаллов. Общий диапазон изменения R составляет 21,0–48,5%, при этом двуотражение составляет 15–23%. Форма спектра отражения (рис. 24) идентична эталонной. Другие оптические свойства маккинавита – анизотропия, цветные эффекты и др. – соответствуют справочным данным (Определение рудных минералов..., 1973).

**Структура и состав.** Согласно единственной рентгенограмме (В.Н. Макаров, 1971 г.), которая удовлетворительно согласуется с эталонной (Kurovo e.a., 1963), параметры элементарной ячейки маккинавита составляют:  $a_0 = 3,68 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 5,032 \text{ \AA}$ .

Химически проанализировано 59 образцов маккинавита из всех никеленосных районов. Содержание элементов по данным микрозон-

дового анализа варьирует (в вес. %): Fe - 50.2-61.0, S - 34.6-37.6, Ni - 0.3-12.4, Cu - 0.00-2.27, Co - 0.00-1.52, сумма - 100±2%. Медь и кобальт отсутствуют в 40 и 27% образцов соответственно. Сопоставление маккинавита Кольского полуострова с маккинавитами других районов (Kuovo e.a., 1963; Sarker, 1971; Ananda, 1972, и др.) показывает, что они в основном близки к наиболее распространенной низкомедистой разновидности. Содержание металлов в формуле маккинавита варьирует в основном от 0.97 до 1.03, встречаются единичные отклонения до 0.92 и 1.06. Таким образом, формула маккинавита соответствует варианту  $Me_{1+x}S$  (Schot e.a., 1972), где  $Me = (Fe + Ni + Co + Cu)$ .

**П а р а г е н е т и ч е с к и е а с с о ц и а ц и и.** Во вкрапленных сингенетических рудах более распространены парагенезисы пентландит-маккинавит и халькопирит-кубанит-маккинавит, а в жильных эпигенетических - парагенезис халькопирит-маккинавит. В ассоциации с маккинавитом в эпигенетических рудах встречаются многие поздние минералы: аргентопентландит, сфалерит, галенит и др. Важной особенностью развития маккинавита в пентландитах является приуроченность его к их высокожелезистым разновидностям, тогда как в обычных пентландитах маккинавит не наблюдается.

**П р а к т и ч е с к о е з н а ч е н и е.** Маккинавит является одним из важных концентраторов Ni и Co, в связи с чем при высоком его содержании в рудах в нем может быть сконцентрирована значительная часть этих металлов. Физические свойства маккинавита резко отличаются от свойств главных сульфидов: он мягок, слоистой структуры, легко разрушается и т.д., флотационные свойства его не исследованы. Все это позволяет предполагать, что переход маккинавита в хвосты обогатительных фабрик может быть одной из причин низкого извлечения никеля из бедных вкрапленных руд.

## В и о л а р и т

Виоларит встречается в рудах всех месторождений в качестве вторичного минерала по пентландиту, особенно в приповерхностных участках рудных тел и вблизи поздних тектонических нарушений на глубоких горизонтах. Охарактеризован во многих работах. В ряде случаев сопровождается мельниковитизацией пирротина и общей пиритизацией руд, а также развитием гидроокислов и окислов железа и сульфатов (ретгерсита). Наблюдения показывают, что характер и интенсивность виоларитизации пентландита не зависят от глубины. Все выделения виоларита относятся к одной генерации. Объем его варьирует от единичных зерен до 30-40% объема пентландита.

**М о р ф о л о г и ч е с к и е о с о б е н н о с т и.** Виоларит образует в пентландите несколько характерных морфологических разновидностей: а) точечные и мелкопятнистые выделения („рябь“), распределенные без видимой закономерности, размером

0,01–0,02 мм; б) каемки вокруг зерен и вдоль трещин в пентландите; в) сплошные мелкозернистые массы, имеющие форму и размеры замещенных зерен и агрегатов пентландита и содержащие его реликты. Все разновидности пользуются примерно одинаковым распространением.

**Внутреннее строение.** Практически любое по размерам выделение виоларита в пентландите негетогенно, а состоит из нескольких фаз. Наблюдаются 2–3 компонента, отличающиеся по цвету, отражательной способности и твердости. 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 зерен пентландита) сменяется лилово-розоватым, а затем появляется и коричневый оттенок. В виоларите нередко наблюдаются различные включения нерудных минералов и многочисленные трещины. Последние являются в основном унаследованными от пентландита, увеличенными в результате виоларитизации.

**Физические свойства.** Микротвердость исследованных образцов виоларита варьирует от 249,5 до 462,0 кгс/мм<sup>2</sup> при Р–50 гс. Только максимальные значения соответствуют современным справочным данным (Лебедева, 1977). По-видимому, низкие значения обусловлены погрешностями измерений из-за неоднородности (пористости) агрегатов виоларита. Отражательная способность виоларита в области 440–700 нм, измеренная на установке ФМЭ–1, изменяется от 35 до 42,5%. Как по абсолютным значениям, так и по форме спектра, она соответствует справочным данным.

**Структура и состав.** Рентгенометрические исследования виоларита показали, что параметр его решетки  $\alpha_0$  (23 определения) варьирует от 9,451 до 9,533 Å. Рентгенограммы виоларита обладают, как правило, хорошей сходимостью с эталонными, но параметры ячейки преимущественно меньше последних (Михеев, 1957,  $\alpha_0 = 9,503$  Å; Минералы, 1960,  $\alpha_0 = 9,529$ , и др.).

Химический состав виоларита изучен в 30 образцах из различных месторождений; он варьирует в широких пределах (в вес. %): Fe – от 14,0 до 30,5, Ni – от 23,0 до 39,5, S – от 38,0 до 43,5 и Co – от 0,06 до 2,5 (один анализ 6,1). Кроме главных компонентов в ряде образцов обнаружены примеси Cu – до 0,38, Ag – до 2,1 и Bi – до 3,52%. Сопоставление полученных данных с теоретическим составом виоларита (Минералы, 1960) и составами других виоларитов (Misra, Fleet, 1974) показывает, что виолариты Кольского полуострова отличаются повышенным содержанием железа и пониженным никеля и серы.

Учитывая, что виоларит является вторичным минералом, развивающимся по пентландиту, следовало бы ожидать, что он наследует геохимические особенности последнего. Однако фактически этого не наблюдается. Так, кобальтистость виоларита по районам не соответствует таковой для пентландита; в виоларите встречаются примеси Ag и Bi, не установленные в пентландите, и т.д.

Таким образом, виоларит характеризуется собственными особенностями химического состава. Образуюсь путем замещения пентландита, виоларит фиксирует изменение физико-химической обстановки на поздних стадиях формирования медно-никелевых руд. Виоларит является важным концентратом Ni и Co, что требует детального изучения его физических свойств и поведения в процессе переработки руд.

## Г л а в а У I. ВТОРОСТЕПЕННЫЕ РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

### Ш п и н е л ь, р у т и л, г е м а т и т

Шпинель наблюдается преимущественно в связи с развитием титаномагнетита и в меньшей степени хромшпинелидов в оруденелых основных–ультраосновных породах, а также магнетита в сплошных рудах и во вмещающих породах. Она образует пластинчатые, игольчатые, линзовидные и изометричные зерна в магнетитовой матрице титаномагнетита и в ильмените (рис. 48). Нередко выделения шпинели располагаются вдоль контакта ильменита с магнетитом, в некоторых случаях – вокруг сульфидных вкрапленников в титаномагнетите (из зоны воздействия жил гранитных пегматитов на оруденелые основные породы). Максимальными размерами обладают правильные линзовидные выделения (длина до 0,2 мм, толщина до 0,01–0,02 мм) и изометричные зерна среди магнетита (до 0,1 мм). Такая шпинель, являясь скорее всего продуктом распада твердых растворов в титаномагнетите, хромшпинелидах и магнетите, наиболее характерна для оруденелых пород Ловноозерского, Аллареченского и Мончегорского районов.

В некоторых случаях шпинель (герцинит) образует самостоятельные, изолированные от титаномагнетита идиоморфные кристаллы среди участков плагиопироксенитов в оруденелых оливковых норитах Мончегорского плутона (массив Нью). Размер таких кристаллов нередко достигает 0,3 мм.

Данные микрозондового анализа нескольких образцов свидетельствуют, что по химическому составу шпинели из основных и ультраосновных пород заметно различаются. Так, шпинель из основных пород Ловноозерского и Мончегорского районов является почти чистым герцинитом, а из гипербазитов Аллареченского района характеризуется высокими содержаниями хрома и магния и по составу отвечает так называемой железисто–хромовой шпинели (Дир и др., 1966). Герцинит самостоятельных выделений, приуроченных к сульфидным вкрапленникам в оруденелых норитах вблизи контакта с жилой гранитного пегматита (Ловноозерское месторождение), значительно обогащен  $ZnO$  (до 4,5%), что необычно для медно–никелевых руд.

Таким образом, особенности развития и состава минералов серии шпинели связаны со спецификой химизма основных–ультра-

основных пород, их метаморфических преобразований, а также с парагенезисами различных окисных минералов.

Р у т и л распространен широко, но сведения о нем весьма ограничены (Яковлев, Яковлева, 1974, 1978; Медно-никелевые руды..., 1979, и др.). Являясь обычным акцессорным минералом, рутил довольно широко развит в Ловноозерском и, в меньшей степени, Аллареченском районах, где встречается практически в рудах и породах всех типов. На месторождениях и рудопроявлениях других никеленосных районов он отмечается редко.

Морфологические разновидности рутила достаточно разнообразны. В оруденелых ультраосновных породах он вместе с ильменитом представлен пластинчатыми включениями в индивидах ортопироксена, вероятно, являющимися продуктами распада твердого раствора. В сильно измененных породах с эпигенетическим оруденением рутил образует: тонкие игольчатые или пластинчатые выделения (до 0.01–0.03 мм) в биотите, реже амфиболе; ксеноморфные лапчатые и кружевоподобные агрегаты по ильмениту титаномагнетита; самостоятельные обособления или выделения в магнетите вмещающих гнейсов, гранито-гнейсов, а также пегматитов.

В оруденелых основных породах встречаются следующие разновидности рутила: мелкие (0.1x0.03 мм) идиоморфные зерна, неравномерно распределенные в слабо измененных породах; более крупные разрозненные зерна (до 1–2 мм) и кристаллы, реже небольшие гнездообразные скопления индивидов в сильно измененных породах, пересеченных жилами гранитных пегматитов, в которых также содержится рутил, ассоциирующий с акцессорными монацитом и цирконом; мелкие игольчатые выделения и радиально-лучистые агрегаты в карбонатном цементе арсенидно-сульфидных брекчиевидных руд (Яковлева, Яковлев, 1978). В основных породах иногда рутил развивается по ильмениту, в редких случаях встречаются их сростки, напоминающие структуры распада твердых растворов. Рутил устойчив к более поздним изменениям, но в оруденелых ультраосновных породах отмечается развитие по нему сфена. В проходящем свете он темно-коричневый до черного; отражение его варьирует от 18.3 до 25.0% (рис. 52), отчетливо анизотропен, иногда обладает аномальными красновато-коричневыми рефlekсами. Микротвердость рутила из основных пород Ловноозерского района, измененная в произвольных сечениях зерен, составляет 977–1311 кгс/мм<sup>2</sup>. Отмечается тенденция уменьшения *H* в мономинеральных выделениях.

По данным микронзондового анализа основных разновидностей рутила, в его составе устанавливается почти всегда незначительная примесь железа (до 0.27%). Для рутиловой фазы ильменит-рутила характерна небольшая концентрация хрома (до 0.74%), а для рутила из пегматитовых жил – практически отсутствие ванадия и хрома.

Итак, рутил характерен, с одной стороны, для ранних стадий формирования месторождений (как продукт распада твердых растворов в силикатах и окислах), с другой – для метаморфизма пород и руд в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. В целом он изучен недостаточно.

**Г е м а т и т** в рудах встречается редко, а во вмещающих породах Аллареченского и Ловноозерского районов – довольно часто, главным образом в виде продукта распада твердого раствора в ильмените, а также в качестве вторичного по магнетиту. В оруденелых основных–ультраосновных породах гематит – типичный аксессуарных минерал, распределение которого в определенной мере обуславливается распределением ильменита.

Отчетливо выделяются две генерации гематита. Ранний гематит является продуктом распада твердых растворов первичных силикатов и окислов. Как правило, ассоциирует с ранним ильменитом и образует в нем мельчайшие (менее 0.001 мм) округлые или более крупные (до 0.1 мм) линзо- и дисковидные выделения, которые в свою очередь содержат мелкие включения ильменита (рис. 48). Нередки также совместные гематит–ильменитовые пластинчатые вроски в ортопироксене. Ранний гематит характерен для вкрапленных руд и оруденелых вмещающих пород Аллареченского, Ловноозерского и отчасти Мончегорского районов.

Поздний гематит возникает в процессе преобразования пород и руд и представлен следующими разновидностями: пластинчатыми, решетчатыми и неправильными обособлениями в магнетите (мартит) вмещающих пород; самостоятельными пластинчатыми и чешуйчатыми индивидами и их агрегатами в сильно измененных основных и ультраосновных породах на контакте с жилами гранитных пегматитов, в хлорит–карбонатных прожилках; линзовидными и пластинчатыми выделениями в пирит–марказитовых агрегатах. Распространен ограниченно, чаще наблюдается в Аллареченском районе. Кроме того, в зоне окисления рудных тел иногда встречаются неправильные обособления гематита в лимоните.

По данным микросондового анализа (Медно–никелевые руды... 1979), гематит содержит значительное количество примесей: Ti, V, Cr, Mg, а также Al, Mn и Ni. Наиболее существенным является содержание титана: в раннем гематите оно составляет 9.89, а в позднем 3.27%. Содержание V, Mg и Al в раннем гематите также выше, чем в позднем (соответственно 0.56, 0.13 и 0.05 против 0.01, 0.02 и 0.01%), а в позднем – больше Cr (0.38 против 0.02%). Примесь Mn и Ni всюду незначительна (0.01–0.03%).

Рентгенометрическое изучение, проведенное только для нескольких образцов гематит–ильменитов из вмещающих пород Ловноозерского месторождения, показало, что параметр  $\alpha_0$  гематита практически не меняется ( $5.05\text{--}5.06 \pm 0.01 \text{ \AA}$ ), тогда

как  $C_0$  является величиной переменной (13.861–13.907Å), находящейся в обратной зависимости от величины  $C_0$  сосуществующей ильменитовой фазы.

По мнению большинства исследователей, гематит и ильменит, обладая близкой структурой, при высоких температурах образуют твердые растворы („гемоильмениты“), полная смесимость фаз в которых, по экспериментальным данным (Рамдор, 1962), происходит около 950° С.

Таким образом, гематит, подобно рутилу и ильмениту, образуется как в ранние, так и в поздние периоды формирования и преобразования руд. В условиях его нахождения, составе и структуре обнаруживается зависимость от парагенетических ассоциаций, однако в целом он изучен еще недостаточно.

## Г р а ф и т

Графит является очень редким минералом в медно-никелевых рудах, но широко распространен во вмещающих породах Аллареченского, Ловноозерского и отчасти Печенгского районов. В оруденелых вмещающих породах он представлен мелкими пластинчатыми и чешуйчатыми выделениями, часто изогнутыми. Располагаются они обычно субогласно со слоистостью и сланцеватостью пород. Размеры пластинок и чешуек графита варьируют от 0.05–0.1 до 2–3 мм. В метаосадочных контактово-измененных породах Печенги развит тонкодисперсный и мелкочешуйчатый (0.05–0.005 мм, редко до 0.1 мм) графит (Балабони и др., 1979). В медно-никелевых рудах других типов встречаются лишь отдельные мелкие чешуйки графита.

## Б о р н и т, м и л л е р и т

Оба минерала обладают сходными условиями развития: они характерны главным образом для беспиротитовых разновидностей руд, но в целом борнит встречается гораздо чаще. Наиболее широко оба минерала распространены в Аллареченском районе (Яковлев, Яковлева, 1974), значительно меньше – в рудах других районов: Мончегорского (Геология и рудные..., 1956; Козлов, 1973), Ловноозерского (Медно-никелевые руды..., 1979), Печенгского (Горбунов, 1968) и др. При этом в серпентинитах Печенгского рудного поля и габбро-норитах Панских тундр миллерит установлен Ю.Н. Нерадовским лишь в последнее время.

И борнит и миллерит ассоциируют обычно с другими поздними (халькопирит–2, галенит, сфалерит и др.) или вторичными (пирит, виоларит и др.) сульфидами и встречаются в оруденелых вмещающих породах (Аллареченский район) и серпентинитах

(Печенгский район) с беспиротинным существенно медным оруденением, в тектонических зонах с арсенидно-сульфидным оруденением (Ловноозерский район) или в рудах основных типов (как правило, их медистых разновидностей) на участках интенсивной пиритизации, виоларитизации и других поздних изменений (во всех районах). Соответственно выделяются по две генерации того и другого минерала.

Борнит-1 образует вкрапленность в серпентинитах, в экзо-контактовых и вмещающих породах и представлен главным образом неправильными выделениями в борнит-халькопиритовых агрегатах или самостоятельными угловатыми вкрапленниками размером до 1-2, иногда до 8-10 мм и более (Алдареченское месторождение). Меньшую роль играют пластинчатые и решетчатые сростания с халькопиритом, а также мелкие округлые выделения в последних. Борнит-1 замещается поздним халькопиритом, халькозином, ковеллином.

Борнит-2 встречается редко; он возникает в процессе преобразования халькопирита первой или второй генераций в поздних зонах дробления, где ассоциирует с халькозином, дигенитом, самородной медью, поздним магнетитом, гематитом, валлериитом и другими минералами. Он образует прожилки, клино- и ливзовидные выделения в халькопирите, которые иногда сливаются в решетчатые и мирмекитоподобные агрегаты. Наблюдались также тонкие каемки борнита-2 на контакте халькопирита и замещающих его гидроокислов железа и гематита (месторождение Восток).

Внутреннее строение, физические свойства, состав и структура определены только для борнита-1 из вмещающих пород. Многие его индивиды и агрегаты обладают неоднородным строением, которое проявляется в различном отношении их к полярировке, появлению анизотропии, а также по распределению включений других минералов. Среди последних преобладают силикаты и халькопирит, который образует пластинчатые и клиновидные вросстки, иногда решетчатые выделения; наблюдаются также включения галенита, сфалерита, поркерита и других редких минералов.

Микротвердость борнита-1 изменяется от 93 до 139 кгс/мм<sup>2</sup> при P=20-50 гс, что близко эталонным значениям. Отражение варьирует от 18.3 до 28.8% для участка спектра 440-720 нм (рис. 24). Величина двуотражения не определена. Структурными исследованиями установлено, что во вмещающих породах Алдареченского района развита кубическая модификация борнита с параметром  $a_0$  от 10.946 до 10.955 Å (Яковлев, Яковлева, 1974). В ультраосновных породах борнит рентгенометрически не исследован. Химический состав его изучен в 12 образцах. Установлены колебания в содержаниях Cu - от 59.5 до 63.4%, Fe - от 10.5 до 14.1%, S - от 25.0 до 26.9%. В 50% проб обнаружены следы никеля (от 0.03 до 0.10%), и в единичных пробах - кобальта (до 0.03%). В целом концентрация серы

Рис. 50. Таблитчатые и неправильные выделения миллерита-1 (1) в халькопирите (2) и тонкие каемки миллерита-2 (3) на халькозине (4); черное - карбонаты. Аллареченский район, авшлиф, при одном никеле, увел. 240.



в борните близка теоретической, меди - в подавляющем большинстве образцов меньше, а железа - больше теоретической.

Миллерит-1 развит в рудах борнит-халькопиритового или герсдорфит-пиритового состава. Он образует изометрические, таблитчатые, игольчатые, жгутовидные и неправильные выделения в халькопирите-2 (рис. 50), реже в пентландите-2 или в силикатах; каемки мелких клиновидных индивидов на халькопирите, полосо- и линзовидные обособления в прожилках существенно пиритового состава. Размеры его индивидов и агрегатов варьируют в широких пределах: от 0.005 до 0.5 мм первых и от 0.05 до 10-12 мм вторых, но преобладают индивиды размером 0.05-0.2 мм.

Миллерит-2 образуется при интенсивном развитии виоларита, халькозина и других вторичных минералов. Он представлен тонкими (до 0.05 мм) каемками поперечно-шестоватого строения на виоларитизированном пентландите и халькозине (рис. 50), заместившем халькопирит-2; мелкими (до 0.02 мм) изометрическими и неправильными выделениями в виоларите, халькозине, ковеллине. Вторичным изменениям миллерит, как правило, не подвергается; в отдельных случаях наблюдается замещение миллерита-1 халькозином.

Микротвердость миллерита изменяется в пределах 225-458 кгс/мм<sup>2</sup>, в среднем составляя 300-385 кгс/мм<sup>2</sup> (при P=50 гс), что в целом согласуется со справочными данными (Лебедева, 1977). Отражение миллерита составляет 39-63% и возрастает с увеличением длины волны от 440 до 700 нм. Кривая спектра отражения (рис. 24) близка эталонной (Определение рудных..., 1973). Двухотражение и анизотропия отчетливые, величина двухотражения составляет 1-9%, увеличиваясь в длинноволновой области спектра.

Химический состав миллерита по данным 9 микронзондовых анализов варьирует в следующих пределах (в вес.%): Ni - 61.7-65.5, S - 33.2-35.7, Co - 0.0-3.6, Fe - 0.2-1.8, сумма - 99.04-101.01. В единичных пробах установлены следы меди. В целом составы исследованных образцов близки теоретичес-

ким, но несколько отличаются пониженным содержанием никеля, которое компенсируется примесью железа и кобальта. Повышенным содержанием железа обладает миллерит из руд в основных породах Ловноозерского и Центрально-Кольского районов (1,33-1,84%), а кобальта - из оруденелых серпентинитов Печенгского района (до 3,55%); в других породах содержание этих элементов на порядок ниже.

Таким образом, борнит и миллерит являются типоморфными минералами двух парагенетических ассоциаций, первая из которых возникает в заключительный период формирования эпигенетических руд, а вторая - в период интенсивного преобразования руд различных типов. Обе ассоциации характеризуются иными физико-химическими условиями образования по сравнению с рудами основных типов.

Локальная распространенность борнита и миллерита в рудах главных промышленных типов определяет их ограниченную практическую ценность, но в отдельных случаях (оруденелые вмещающие породы Аллареченского района, некоторые серпентиниты Печенгского района) они играют заметную роль в общем балансе меди и никеля, что необходимо учитывать при выборе технологических схем переработки таких руд.

#### Г а л е н и т, с ф а л е р и т, м о л и б д е н и т

Г а л е н и т встречается редко и в некоторых никеленосных районах не установлен (Ловноозерский, северо-восточное обрамление Печенги). В Печенгском, Мончегорском и Аллареченском районах он отмечается в качестве примеси в сплошных и брекчиевидных рудах, а также среди карбонатизированных вкрапленных руд, в карбонатных и кварцевых жилах. Размер зерен не превышает 0,2-0,3 мм.

Физические свойства соответствуют эталонным. Микротвердость исследованных образцов составляют 96,8-99,8 кгс/мм<sup>2</sup>, отражение варьирует от 38,1 до 42,9% в диапазоне 440-700 нм.

Химический состав галенита на основании данных 11 микрозондовых анализов следующий (в вес.%): Pb - 84,7-87,7, S - 12,04-13,4, Se - 0,57-1,00, Fe - 0,04-0,76. В единичных случаях обнаружены: Cu - до 0,19%, Ag - до 0,44%, Bi - до 0,63%; не обнаружен Te на уровне чувствительности 0,01%. Таким образом, галенит в медно-никелевых рудах имеет стабильный состав, близкий к теоретическому, постоянно содержит примесь Se.

С ф а л е р и т в качестве примеси присутствует в рудах всех без исключения месторождений. Более распространен в рудах Печенгского, Аллареченского и Мончегорского районов, в меньшей мере - в других районах. Характерен парагенезис сфалерита с халькопиритом-2 в эпигенетических рудах, а на от-

дельных месторождениях – и с халькопиритом – сингенетических руд. Часто приурочен к проявлениям карбонатной минерализации в ультраосновных породах и рудах. В отдельных месторождениях установлены кварцевые жилы со сфалерит-галенитовой полиметаллической минерализацией.

Содержание сфалерита обычно измеряется единичными зернами, реже достигает 1% и в исключительных случаях – нескольких процентов. Размеры выделений находятся в пределах 0.01–1.00 мм. Формы выделений сфалерита – это неправильные, изометричные зерна преимущественно в сростках с халькопиритом и пирротинном, иногда обособленные от главных сульфидов (рис. 51). Реже встречаются розетковидные и звездчатые вроски в халькопирите-1. Твердость сфалерита по многим измерениям варьирует в пределах 187.8–225 кгс/мм<sup>2</sup> при нагрузке 50 гс. Отражение соответствует стандартным значениям железистых разновидностей сфалерита: в диапазоне 440–700 нм  $R = 14.7$ –18.4%, причем более высокие коэффициенты отражения приходятся на коротковолновую часть спектра.

Химический состав сфалерита (по данным 35 анализов) варьирует в следующих пределах (в вес.%): Zn – 57.1–61.9, S – 29.73–34.6, Fe – 5.0–7.67, Cd – 0.17–1.06, Cu – 0.07–1.44, Ni – 0.02–0.42, Co – 0.01–0.06, Mn – 0.01–0.07. Характерно более устойчивое содержание Fe, Cd и Cu; остальные элементы-примеси присутствуют непостоянно. Важное значение имеет примесь кадмия, содержание которого в других сульфидах значительно ниже.

**Молибденит** отмечается на всех месторождениях, распространен в рудах разных типов, но более характерен для эпигенетического оруденения. Минерал образует редкие пластинчатые выделения размером 0.01–1.5 мм в ассоциации с главными сульфидами, изредка встречаются крупные гнезда до 50 мм (Бартенев, 1974).

Физические свойства молибденита характерны: сильные двуотражение и анизотропия, низкая микротвердость. Отражение изменяется от 19.8% по  $R_0$  (при  $\lambda = 692$  нм) до 45.4% по  $Re$  (при  $\lambda = 441$  нм); двуотражение составляет 19–23%, что соответствует справочным данным (Определение рудных минералов..., 1973). Микротвердость, измеренная на ПМТ-3 при нагрузке 10 гс, варьирует от 27.2 до 68.9 кгс/мм<sup>2</sup>; при этом в плоскости (0001) она равна 32.2 кгс/мм<sup>2</sup>, а перпендикулярно ей – 53 кгс/мм<sup>2</sup>.

Параметры элементарной ячейки образца из Мончегорского района составляют:  $a_0 = 3.163 \pm 0.001$ ,  $c_0 = 12.289 \pm 0.001$  Å. Они указывают на принадлежность его к наиболее распространенной в природе двуслойной (гексагональной) модификации 2H. Химический состав изучен в трех образцах; по данным микрозондового анализа содержание компонентов составляет (в вес.%): Mo – 59.16–63.35, S – 40.16–41.76, сумма – 100.92–103.51. Обнаружены следы Ni, Co, Cu и Se.



Рис. 51. Сфалерит (серое) с мелкими включениями халькопирита (белое) на границе силикатов (черное) с сульфидами (белое). Мончегорский район. Аншлиф, при одном никеле, увел. 600.

## М и н е р а л ы   м ы ш ь я к а   и   с у р ь м ы

Сведения о проявлении мышьяковой и сурьмяной минерализации в месторождениях медно-никелевых руд Кольского полуострова содержатся в ряде опубликованных работ (Полферов, 1967; Горбунов, 1968; Козлов, 1975; Нерадовский, Воробец, 1972; Нерадовский, 1976, 1979; Баржицкая, 1977; Балабонин и др., 1977; Яковлев, Орсоев, 1979, и др.). К достоверно определенным минералам относятся: никелин, кобальтин, герсдорфит, маухерит и брейтгауптит. Не подтвердилось присутствие в рудах ранее упоминавшихся арсенопирита и глаукодота.

Максимальное распространение минералов мышьяка характерно для Печенгского района, здесь же отмечено проявление сурьмяного минерала – брейтгауптита. Менее распространены арсениды в рудах Ловноозерского района, редки в Аллареченском районе, северо-восточном обрамлении Печенги и не установлены в Мончегорском и Центрально-Кольском районах.

Н и к е л и с т ы й   к о б а л ь т и н – наиболее распространенный минерал из группы арсенидов. Широко развит в брекчиевидных и гнездово-вкрапленных рудах, менее – во вкрапленных рудах и оруденелых вмещающих породах Печенги. Встречен во вкрапленных рудах Аллареченского района. Ранее в печенгских месторождениях выделялись в качестве самостоятельных минеральных фаз: кобальтин, никелистый кобальтин, герсдорфит и кобальтистый герсдорфит. Однако совокупность данных, полученных в настоящее время, позволяет объединить их в одну группу никелистого кобальтина.

Никелистый кобальтин образует преимущественно мелкие (менее 0,2 мм) идиоморфные или неправильные метакристаллы, а также короткие прожилки в других минералах, каймы вокруг их зерен (рис. 53). Содержание в рудах обычно меньше 1%.

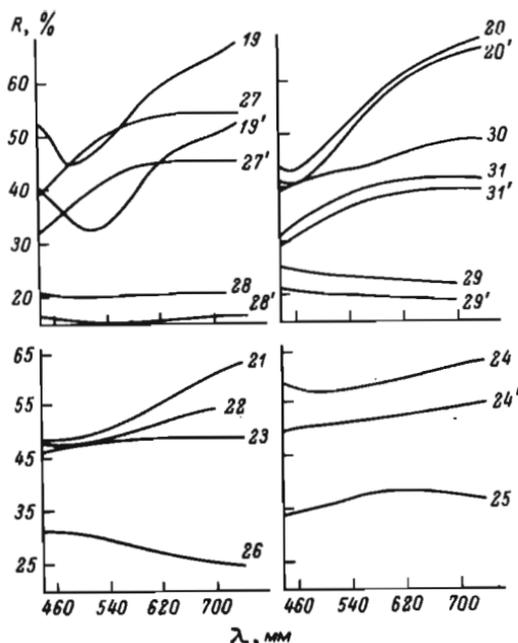


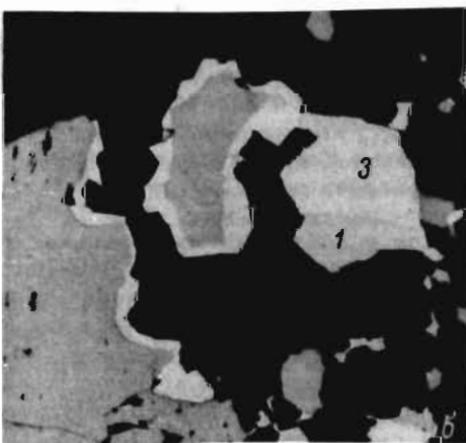
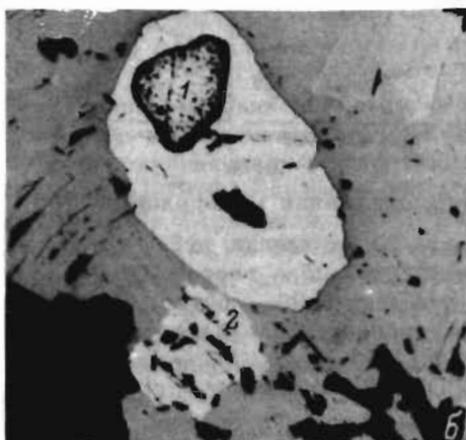
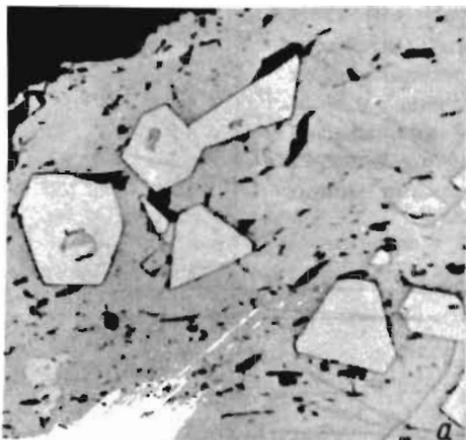
Рис. 52. Спектры отражения минералов.

19 - брейтгауптит, 20 - никелин, 21 - маухерит, 22-23 - кобальтин, 24 - паркерит, 25 - гессит, 26 - халькозин, 27 - марказит, 28 - ильменит, 29 - рутил, 30 - теллурид серебра и палладия, 31 - троилит, 32 - валлерит. Измерения выполнены: 22 - на СФН-10, 27-29, 32 - на МСФП-1, остальные - на установке ПИОР. Со штрихами - спектры по  $R_p$ .

Распределен весьма неравномерно. Ассоциирует с главными сульфидами и с другими арсенидами - никелином и маухеритом. В качестве включений и сростков вместе с никелистым кобальтином отмечались самородное золото и неопределенный арсенид, обогащенный медью.

Физические свойства никелистого кобальтина изменчивы. Микротвердость варьирует от 717.0 до 1236.5 кгс/мм<sup>2</sup> при  $P=50-100$  гс. Отражение составляет 46.6-53.9%. Характерно увеличение твердости у кобальтистых разновидностей. Форма кривой дисперсии отражения в диапазоне 440-700 нм у кобальтистых разновидностей ближе соответствует кобальтину, а у никелистых - герсдорфиту (рис. 52). Структура не исследована.

Химический состав никелистого кобальтина весьма непостоянен как в отдельных зернах, так и в пределах одного зерна. Содержание отдельных компонентов (по результатам 46 микронзондовых анализов) составляет (в вес.%):  $As$  - 41.3-46.6,  $S$  -



16.7-21.2, Co - 10.0-32.0, Ni - 1.3-21.0, Fe - 0.9-9.73, сумма - 98.0-102.0. Иногда фиксируется примесь меди (до 0.2%). Все анализы удовлетворительно рассчитываются на кристаллохимическую формулу:  $(Co, Ni, Fe)As_2S_4$ . Установлено, что наибольшие разности кристаллизуются ранее никелистых: в большинстве кристаллов кобальтина центральные части обогащены Co, а краевые - Ni.

По химическому составу никелистый кобальтин отличается от стехиометрических кобальтина и герсдорфита и может рассматриваться как промежуточное соединение в ряду кобальтин-герсдорфит (рис. 54). Судя по диаграммам, намечается постепенный переход от никелистого кобальтина к чистому кобальтину и наличие разрыва в составах по линии к герсдорфиту. Наиболее близкими аналогами никелистого кобальтина Печенги являются кобальтины из серпентинитов Халиловского района Оренбургской области и из скарнов Владимирского месторождения на Алтае (Шишкин, 1957). Результаты единичных анализов наиболее никелистых разностей кобальтина близки железистым герсдорфитам из месторождения Малага (Oen e, a., 1972). Собственно герсдорфиты (Айзикович и др., 1974; Дистлер и др., 1975; Яковлев, Орсоев, 1979) резко отличаются от никелистого кобальтина низкими содержаниями Fe и Co.

Герсдорфит встречается в Ловноозерском месторождении в брекчиевидной существенно пиритовой руде (Яковлев, Орсоев, 1979). Минерал образует мелкозернистые агрегаты неправильной и округлой формы размером до 0.7 мм, располагающиеся среди зерен пирита, частично цементирует раздробленные кристаллики пирита и замещает его. Встречаются также мелкие включения герсдорфита в карбонатах, кварце и пирите. Ассоциирует с пентландитом, реже с миллеритом и рутилом.

Физические свойства герсдорфита близки справочным данным. Микротвердость составляет при нагрузке 100 гс  $717 \text{ кгс/мм}^2$ . Отражение варьирует в пределах 44.4-50.9%. Форма кривой дисперсии отражения в диапазоне 440-740 нм (рис. 24) характерна для герсдорфитов. Параметр элементарной ячейки  $a_0 = 5.682 \pm 0.001 \text{ \AA}$  (аналитик Г. А. Перлина).

Рис. 53. Морфология выделений арсенидов и сульфоарсенидов:

а - метакристаллы никелистого кобальтина (белое) в пирротине (серое); б - никелистый кобальтин (белое) с включением никелина (1) в пирротине (серое), 2 - пентландит; в - каймы никелистого кобальтина (белое) вокруг зерен пирротина (серое) и ср.сток никелина (1) с маухеритом (3) в карбонатизированной руде, черное - кальцит. Печенгский район. Аншлифы, при одном никеле, увел.: а - 300, б, в - 240.



Рис. 54. Диаграмма химических составов никелистых кобальтинов (1) и герсдорфитов (2) Кольского полуострова.

Химический состав герсдорфита близок теоретическому. Содержание компонентов по данным шести микрозондовых анализов составляет (в вес. %): As — 43.75–45.78, S — 18.97–19.61, Ni — 31.92–35.01, Co — 0.01–3.13, Fe — 0.62–2.58. Обнаружена примесь меди. Положение фигуративных точек на диаграмме состава (рис. 54) показывает четкую индивидуализированность герсдорфитов в отличие от никелистых кобальтинов.

Н и к е л и н встречается только в рудах Печенгских месторождений. Развита в карбонатизированных вкрапленных рудах и оруденелых филлитах в виде округлых зерен в пирротине или кобальтине, реже в сростках с главными сульфидами и маухеритом (рис. 53). Наблюдалось обрастание и частичное замещение никелина никелистым кобальтином.

Физические свойства близки справочным данным. Микротвердость составляет 430–464.9 кгс/мм<sup>2</sup> при P=50 гс. Отражение варьирует от 40.3 до 62.2% по R<sub>g</sub> и от 39.0 до 58.4 по R<sub>p</sub>. Форма спектра отражения идентична эталонной (рис. 52). Параметры элементарной ячейки ( $a_0 = 3.610 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 5.012 \text{ \AA}$ ) соответствуют эталонным.

Химический состав никелина устойчив и близок стехиометрическому. Содержание основных компонентов варьирует в узких пределах (в вес. %): Ni — от 42.3 до 44.6, As — от 54.5 до 56.0%. Установлены примеси Co, Fe и S в пределах до 0.4% и Te до 0.8%.

М а у х е р и т также в основном развит только в печенгских рудах совместно с никелистым кобальтином и никелином. Единичные зерна маухерита обнаружены в рудах северо-восточного обрамления Печенги, где он ассоциирует с комплексом висмут-серебро-теллурпалладиевых минералов.

Маухерит образует неправильные, часто округлые зерна среди сульфидов или в кальците (рис. 53, в). Встречаются изолированные выделения и сростки с никелином. Наблюдались также включения маухерита в никелистом кобальтине. Размеры выделений соизмеримы с никелином, содержание несколько ниже, но также не более 0.5%, а чаще в виде единичных зерен. Микротвердость печенгского маухерита равна 653.8 кгс/мм<sup>2</sup>. Отражение варьирует в пределах 44.3–54.3%, спектр отличается от эталонного (Определение рудных минералов..., 1973) наличием

пологого минимума в области 440–580 нм (рис. 52). Параметры элементарной ячейки:  $a_0 = 6.850 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 21.790 \text{ \AA}$  близки эталонным. Химический состав маухерита устойчив (в вес.%): Ni – 43.5–44.6, As – 54.5–55.6, (5 анализов); примеси: Co – 0–0.3, Fe – 0.1–1.3, S – 0–0.2 и Te – до 0.6%, что близко справочным данным (Минералы, 1960).

Брейтгауптит – редкий минерал. Встречается в рудах Печенги в ассоциации с арсенидами и миллеритом. Образует сростки с пентландитом и магнетитом в бедных вкрапленных рудах в серпентинитах. Характерен для беспирротинового парагенезиса вторичной вкрапленности, но отмечается и в жилках с обычным комплексом сульфидов среди филлитов. Образует зерна изометричной неправильной формы размером не более 0.05 мм.

Микротвердость при нагрузке 20 гс составляет 643.4 кгс/мм<sup>2</sup>, что несколько выше справочных данных (428–515 кгс/мм<sup>2</sup> при P=100 гс, по Лебедевой, 1970). Учитывая, что большинство минералов при меньших нагрузках имеет большую микротвердость, можно считать результаты наших измерений удовлетворительными. Исследовать микротвердость мелких зерен брейтгауптита, как и ряда других минералов, при рекомендуемых в справочниках нагрузках не имеется возможности. Отражение брейтгауптита изменяется от 42.1 до 56.6 по  $R_g$  и от 34.4 до 48.7 по  $R_p$ , форма спектра характерна для эталонной (рис. 52). Рентгенометрически не исследован.

Химический состав брейтгауптита близок стехиометрическому (в вес.%): Ni – 32.3, Sb – 66.3, примеси Fe – 0.7, As – 0.5.

Сульфоарсениды никеля и кобальта,  
содержащие платиновые металлы

В эту группу выделены разновидности минералов ряда кобальтин-герсдорфит-арсенопирит, содержащие высокие концентрации благородных металлов. Разновидности впервые в природе установлены в массивах северо-восточного обрамления Печенги (Дистлер и др., 1979, 1980). Минералы образуют идиоморфные кристаллы и неправильной формы зерна размером от единиц до десятков и реже первых сотен микрометров. Наблюдаются сростания с троилитом, пирротинном, халькопиритом, пентландитом, сперилитом, алтаитом, гесситом, маухеритом, а также кобальтином и герсдорфитом, не содержащими платиноидов (рис. 55).

Наиболее богатыми платиновыми минералами являются идиоморфные кристаллы, приуроченные к каплевидным агрегатам сульфидов. В сростаниях с ними встречены единичные выделения холлингвортита и осарсита. Для большинства исследованных зерен кобальтина и герсдорфита, богатых платиноидами, установлена неоднородность распределения как Ni и Co, так и платиновых металлов, обусловленная чередованием в пределах кристал-

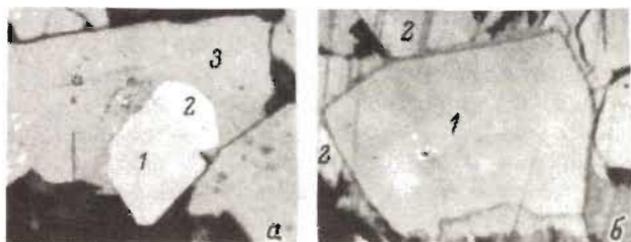


Рис. 55. Морфология выделений сульфидов, содержащих платиновые металлы.

а - срастание палладий-, родийсодержащего кобальтина (1) с котульскитом (2) в пентландите (3); б - рутениевый теллурсодержащий кобальтин (1) в пентландите (2). Северо-восточное обрамление Печенги. Аншлифы, при одном никеле, увел.: а - 400, б - 320.

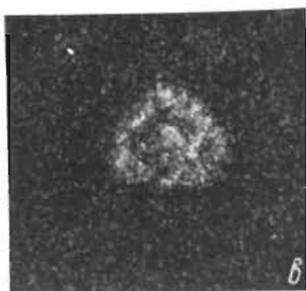
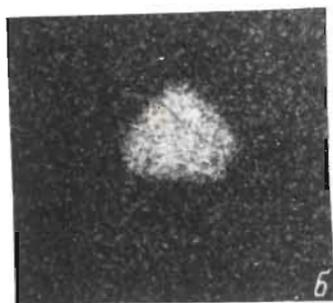
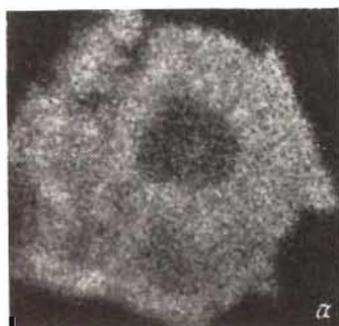


Рис. 56. Зональный кристалл рутений-, осмийсодержащего кобальтина.

а - в характеристическом рентгеновском излучении  $\text{CoK}\alpha_1$ , б -  $\text{OsM}\alpha_1$ , в -  $\text{RuL}\alpha_1$ . Северо-восточное обрамление Печенги, аншлиф, увел. 800.

Т а б л и ц а 54

Химический состав сульфоарсенидов никеля и кобальта, богатых платиноидами (в вес.%)

Номер анализа	Co	Ni	Fe	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	As	S	Te	Σ
1	23.09	9.32	3.67	-	-	0.15	1.85	0.45	43.48	20.10	-	101.92
2	14.86	7.07	3.47	0.91	5.70	3.21	3.29	5.84	36.83	17.34	-	98.60
3	10.14	14.42	2.38	-	0.23	9.57	2.08	3.67	41.69	17.63	-	101.71
4	17.08	6.41	3.51	-	-	-	-	10.50	40.44	18.06	2.89	98.44

Т а б л и ц а 55

Отражение (R) кобальтина, бедного и богатого платиноидами (в %)

Минерал	Длина волны, нм						
	440	480	540	580	640	680	740
Осмиевый кобальтин	55.0	52.2	51.7	52.2	54.6	56.0	58.4
Кобальтин	49.0	48.2	50.2	52.2	54.8	55.4	-

ла дискретных зон с различным соотношением компонентов. Относительно постоянно лишь содержание арсенопиритового минерала - около 10 ат. % (табл. 54). Из платиновых металлов в составе минералов присутствуют платина, родий, иридий, рутений, осмий, но не найден палладий. Более богатые платиноидами зоны обычно расположены в центре зерен (рис. 56). Диапазон изменения содержаний металлов значителен: от десятых долей процента до десятка процентов. В табл. 54 приведены составы сульфоарсенидов Ni и Co с максимальными концентрациями платиновых металлов. Каждый из них представляет разновидность кобальтина и герсдорфита и, согласно с общими принципами минералогической номенклатуры, может иметь соответствующее наименование. Такими разновидностями являются: рутениевый кобальтин (ан. 1) -  $(Co_{0.64} Ni_{0.26} Fe_{0.11} Ru_{0.03} \times Rh_{0.01})_{1.05} As_{0.95} S_{1.02}$ ; родий-иридий-рутений-осмиевый кобальтин (ан. 2) -  $(Co_{0.47} Ni_{0.22} Fe_{0.11} Rh_{0.10} Ir_{0.06} Ru_{0.06} \times Os_{0.03} Pt_{0.01})_{1.05} As_{0.94} S_{1.01}$ ; осмий-родий-рутениевый герсдорфит (ан. 3) -  $(Ni_{0.44} Co_{0.30} Os_{0.09} Fe_{0.07} Rh_{0.06} Ru_{0.04} Ir_{0.01})_{1.00} As_{1.00} S_{1.00}$ ; родиевый теллурсодержащий кобальтин (ан. 4) -  $(Co_{0.52} Ni_{0.19} Rh_{0.18} Fe_{0.11})_{1.00} (As_{0.96} Te_{0.04})_{1.0} S_{1.0}$ . Последний представляет особый интерес, так как присутствие теллура в количестве около 3% отмечается в сульфоарсенидах впервые. Установленные в сростании с этими минералами холлингвортит и осарсит (см. ниже) также имеют несколько необычный состав: осарсит в сростании с кобальтином обогащен никелем, а в ассоциации с герсдорфитом - кобальтом.

Обобщение аналитических данных свидетельствует о существовании значительной области смесимости сульфоарсенидов металлов группы железа и группы платины. Она проявлена как в фазах на основе платиноидов, так и в фазах на основе металлов группы железа. Концентрации элементов группы железа в платиновых сульфоарсенидах и платиноидов в никель-кобальтовых минералах достигают 20 ат. %.

Вхождение платиноидов в определенной степени изменяет оптические свойства кобальтина и герсдорфита. Бедные платиноидами сульфоарсениды никеля и кобальта сохраняют обычные для них оптические свойства. В богатых разновидностях, особенно в зональных кристаллах, изменение отражения отчетливо фиксируется по чередованию более и менее светлых зон. Отражение бедного и богатого платиноидами кобальтина приведено в табл. 55.

## Т а л н а х и т

Медно-никелевые месторождения Кольского полуострова являются вторым районом в мире, в котором обнаружен таллахит. Минерал в этих месторождениях найден А.А. Филимоновой и В.В. Дистлером.

Впервые в природе талнахит установлен в сплошных медно-никелевых рудах месторождений Норильск-1 и Талнахского и описан под названием кубический халькопирит (Будько, Кулагов, 1963). Авторы предполагали, что этот минерал имеет кристаллическую решетку типа сфалерита с ребром элементарной ячейки  $a_0 = 5.230 \pm 0.005 \text{ \AA}$  и является природным аналогом высокотемпературного синтетического кубического халькопирита (Donay, Kullerud, 1958).

Позднее Кабри (Cabri, 1967) установил, что этот минерал не является аналогом синтетического кубического халькопирита. В отличие от последнего он имеет кубическую объемноцентрированную ячейку ( $a_0 = 10.648 \text{ \AA}$ ) и является аналогом синтетической  $\beta$ -фазы (Hiller, Probsthain, 1956). По предложению первооткрывателей, он был назван талнахитом (Будько, Кулагов, 1968). Установлено, что минерал имеет состав  $\text{Cu}_{18}(\text{Fe}, \text{Ni})_{16}\text{S}_{32}$  (Cabri, Harris, 1971), кубическую структуру,  $a_0 = 10.593 \text{ \AA}$ , пространственную группу  $J43m$  (Hall, Gabe, 1972). На Кольском полуострове талнахит установлен во вкрапленных рудах северо-восточного обрамления Печенги и Мончегорского плутона. Встречается он в виде единичных мелких (не более 0.2 мм) ксеноморфных выделений, обособленных от других сульфидов, или в сростаниях с троилитом, пентландитом, кубанитом в составе округлых выделений сульфидов. В сульфидных агрегатах талнахит наблюдается обычно в промежутках зерен троилита, вдоль границ троилита с пентландитом и зернистым кубанитом. Размеры его выделений и здесь не превышают 0.2-0.3 мм. Местами тонкие прожилки талнахита (шириной не более 0.01 мм) пересекают троилит и пентландит. Весьма характерной особенностью внутреннего строения зерен талнахита, как и талнахита Норильских месторождений (Филимонова и др., 1974), являются тонкие сростания его с тетрагональным халькопиритом (рис. 57). Количественные соотношения минералов в сростаниях варьируют, и местами преобладает тетрагональный халькопирит. Нередко талнахит содержит включения закономерно ориентированных пластинок кубанита.

Под микроскопом талнахит отличается от тетрагонального халькопирита розовато-серым цветом и более низким отражением. По цвету и отражению близок к кубаниту. Изотропен. Химический состав талнахита, определенный в двух образцах руд из северо-восточного обрамления Печенги и Мончегорского плутона (аналитики И.П. Лапутина и Г.Н. Муравицкая), изменяется незначительно (в вес.%): S - 33.5-33.7, Cu - 36.3-36.7; Fe - 29.7-30.1; Ni - 0.31-0.39, сумма - 100.29-100.45. Это соответствует формуле  $\text{Cu}_{17.42-17.55}(\text{Fe}, \text{Ni})_{16.29-16.62}\text{S}_{32}$ , которая весьма близка теоретической. От находящегося в сростании с ним тетрагонального халькопирита талнахит отличается избытком металлов над серой, а также заметной примесью никеля, которая, однако, почти вдвое ниже, чем в талнахите из Норильских месторождений.

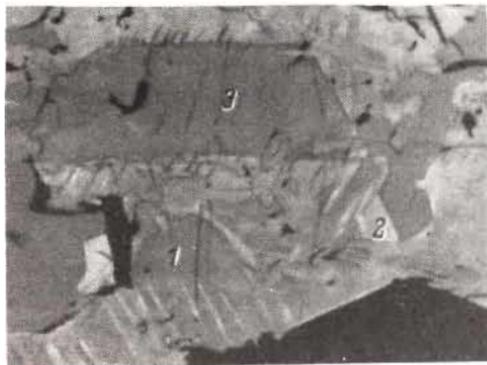


Рис. 57. Срастание талнахита (1) с тетрагональным халькопиритом (2) и кубанитом (3). Северо-восточное обрамление Печенги. Аншлиф, при одном никеле, увел. 320.

Рентгенограмма соответствует рентгенограмме Норильского талнахита (Филимонова и др., 1974). Основные линии: 7.50(2), 3.06(10), 2.65(4), 2.08(4), 1.873(9), 1.598(8), 1.325(4), 1.216(7), 1.082(6).

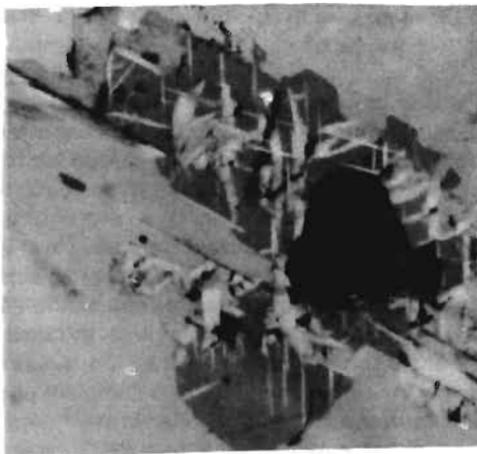
Согласно экспериментальным данным (Cabri, 1973; Puthis, McConnel, 1976), талнахит представляет собой продукт распада высокотемпературного, недосыщенного серой халькопиритового твердого раствора при его охлаждении и твердофазовых превращениях, обусловленных процессами упорядочения. Нахождение талнахита в рудах является прямым доказательством их магматической природы.

#### А р г е н т о п е н т л а н д и т

Аргентопентландит в месторождениях Кольского полуострова обнаружен в последнее время (Спиридонов, 1978; Баржицкая, Пахомовский, 1979). Он распространен в виде примеси в рудах различных типов. Ассоциирует с выделениями халькопирита-2, в котором тяготеет к двойниковым швам и идиоморфным включениям магнетита. В халькопирите совместно с аргентопентландитом и в срастании с ним наиболее часто встречаются пентландит, маккинавит, сфалерит, реже галенит и висмутин. Закономерности распределения минерала в месторождениях Печенги пока не ясны, а в месторождениях Аллареченское и Восток он тяготеет к существенно халькопиритовым разностям сплошных и брекчиевидные руд, а также оруденелых вмещающих пород.

Формы выделений аргентопентландита примерно одинаковы на всех месторождениях (рис. 58). Он образует мелкие (не более 0.15 мм, чаще до 0.05 мм) округлые или остроугольные

Рис. 58. Аргентопентландит (серое) в халькопирите (светло-серое). В аргентопентландите „вроски“ обычного пентландита (белое) и идиоморфное зерно магнетита (темно-серое). Аллареченский район. Аншлиф, при одном никеле, увел. 290.



зерна, иногда с идиоморфными контурами, неправильные дендритовидные выделения, а также каемки на границе халькопирита с нерудными минералами.

Как правило, аргентопентландит содержит пластинки и линзочки обычного пентландита, которые часто располагаются в виде сеток с углом  $45-60^\circ$  между отдельными пластинками. Наблюдались также включения аргентопентландита в висмутине.

В отраженном свете имеет буровато-коричневый цвет, изотропен, внутренние рефлексы отсутствуют, спайность не наблюдается. Твердость при нагрузке 20 гс составляет 146.8-169.7,  $H_{CP} = 161$  кгс/мм<sup>2</sup>; при нагрузке 30 гс -  $H_{CP} = 165$  кгс/мм<sup>2</sup>. Отражение варьирует от 22.3 до 37.5%.

Химический состав аргентопентландита по результатам восьми микронзондовых анализов изменяется незначительно (в вес. %): Fe - 33.83-39.55, Ni - 17.21-21.30, S - 30.39-31.40, Ag - 9.54-14.96, Cu - 0.01-0.48, сумма - 99.47-101.49. В некоторых образцах обнаружены следы кобальта. Все анализы удовлетворительно рассчитываются на кристаллохимическую формулу, рекомендованную ранее (Рудашевский и др., 1977).

Состав и физические свойства аргентопентландита Кольского полуострова весьма близки известным данным, что позволяет однозначно определять его без рентгенометрических анализов, выполнить которые не представляется возможным. В отличие от известных в литературе парагенезисов, в которых обнаружен аргентопентландит, следует отметить тесные сростания его с обычным пентландитом, а также ассоциацию с висмутином в месторождениях Восток и Аллареченское. Анализы сосуществующего обычного пентландита не выявили каких-либо существенных отклонений в составе последнего, а главное - установили отсутствие примеси серебра.

## С а м о р о д н ы е з о л о т о , м е д ь , в и с м у т

З о л о т о встречается в рудах весьма редко. Сведения о „связанном“ золоте имеются в некоторых опубликованных работах (Горбунов, 1968), видимое золото описано в рудах Аллареченского и Печенгского районов (Яковлев, Яковлева, 1967; Баржицкая, 1977).

В виде мелких включений (от 0.001 до 0.01 мм) золото установлено в брекчиевидных рудах существенно пентландит-пирротинового состава, содержащих наложенную арсенидную минерализацию; образует чешуйки и сложные по форме зерна, расположенные по границе между зернами сульфидов и включения в никелистом кобальтине. Реакционных взаимоотношений с сульфидами не наблюдалось. В кобальтине зерна золота имеют признаки реликтовых включений, часто встречающихся в метакристаллах данного минерала; вместе с золотом здесь находятся также пирротин и пентландит. Эти факты позволяют предполагать, что золотинки кристаллизовались позднее сульфидов, но ранее арсенида и захвачены растущим метакристаллом последнего.

Исследование химического состава показало, что в различных зернах (3 анализа) содержится от 88.64 до 95.61%  $Au$  и от 3.92 до 11.61%  $Ag$ , сумма варьирует от 99.53 до 100.25%. Примеси  $Cu$  не обнаружено. Таким образом, химический состав золота довольно обычен и, судя по содержанию серебра, характерен для низкотемпературных месторождений (Минералы, 1960). Можно также предполагать, что золото является не перерожденным, а первичным, так как вторичное золото обычно бедно серебром.

По совокупности полученных данных предполагается, что самородное золото в медно-никелевых рудах связано с поздними гидротермальными растворами, несущими  $Ag$ ,  $Au$ ,  $As$ ,  $Zn$ ,  $Pb$  и ряд других элементов, которые формируют наложенную ассоциацию второстепенных и редких минералов — сфалерита, галенита, аргентопентландита, золота, арсенидов и др.

С а м о р о д н а я м е д ь распространена широко: она встречается во вмещающих породах, в безрудных и оруденых гипербазитах, в брекчиевидных рудах и иногда в оруденых экзоконтактовых метасоматитах (Ультраосновные и основные..., 1961; Яковлев, Яковлева, 1974).

Среди вмещающих пород она установлена в пироксен-полевошпатовых амфиболитах и пегматитах Аллареченского района. В неизмененных разностях первых наблюдались мелкая вкрапленность (до 0.5 мм) и более крупные линзовидные обособления (до 5–10 мм в поперечнике), располагающиеся согласно сланцеватости. Среди амфиболитов, подвергшихся сильным изменениям в „красных зонах“, медь образует мелкую вкрапленность, приуроченную к наиболее измененным разностям амфиболитов или

к прожилкам цеолитов в них. В гранитных пегматитах представлена тонкими пластинками (длиной до 2-5 мм), приуроченными к плоскостям спайности микроклина.

В ультраосновных породах самородная медь встречается часто в массивах Аллареченского и Печенгского районов. В основном она приурочена к безрудным массивам, к серпентинитам с убогим оруденением, где ассоциирует со вторичным магнетитом, а также с халькопиритом, ковеллином и борнитом; реже встречается во вторичных силикатах. Размеры выделений меди, как правило, около 0.001-0.03 мм, редко до 0.2 мм, форма их преимущественно округлая, линзовидная, лапчатая, гантелевидная, прожилковая. Образование самородной меди связано с интенсивной серпентинизацией ультраосновных пород.

С а м о р о д н ы й в и с м у т обнаружен в жилке сплошных сульфидов одного из массивов северо-восточного обрамления Печенги и в оруденелом гранитном пегматите Аллареченского района. В сульфидной жиле кроме главных минералов - пирротина, пентландита и халькопирита - содержатся в заметном количестве второстепенные минералы - маккинавит, сфалерит, а также редкие - маухерит, паркерит, гессит, фрудит(?), самородное серебро(?) и самородный висмут<sup>1</sup>. Висмут образует включения угловатой формы и короткие прожилки в пирротине, халькопирите и пентландите, а также по границам их зерен (рис. 59). Общее распределение в руде контролируется зонкой, насыщенной включениями минералов  $Bi-Ag-Te-Pd$  ассоциации. Размеры отдельных зерен висмута составляют 0.005-0.05 мм, длина прожилков до 0.15-0.20 мм. Вместе с висмутом во включениях и прожилках развиты гессит, паркерит и фрудит (?). Последний с висмутом ассоциирует редко, гессит образует только сростки простой формы, а паркерит располагается исключительно внутри висмута.

В Аллареченском районе висмут образует мелкие (до 0.5 мм) включения неправильной формы в висмутине, который приурочен к краевым частям вкрапленников халькопирита. Под микроскопом висмут имеет ярко-белый цвет с оранжевым оттенком, весьма мягкий и плохо полируется. Двухотражение не заметно, анизотропия ясная, без цветных эффектов. Микротвердость при нагрузке 5 гс измерена в четырех зернах и составляет 17.8-30.6 кгс/мм<sup>2</sup>, среднее - 25.1 кгс/мм<sup>2</sup>.

Химический состав (в вес.%):  $Bi - 95.27-98.03\%$ , примеси  $Pt - 1.62$ ,  $Fe - 0.22-0.45$ ,  $S - 0.00-0.18$ ,  $Ni - 0.06-0.22$ ,  $Te - 0.00-0.18$  ( $Ag, Co, As, Pd$  - нет на уровне чувствительности MS-46).

---

<sup>1</sup> Предварительное описание минерализации и наличие редких минералов в жиле установлены впервые сотрудником МГРЭ А.С. Кузнецовой.

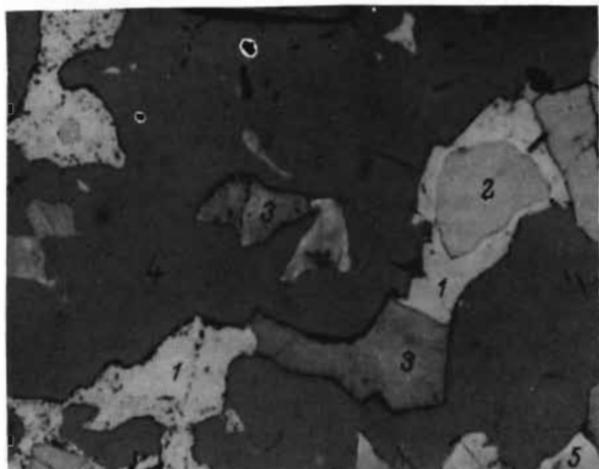


Рис. 59. Выделение висмута (1), паркерита (2) и гессита (3) среди сульфидов: 4 - пирротин, 5 - пентландит. Северо-восточное обрамление Печенги. Аншлиф, при одном никеле, увел. 600.

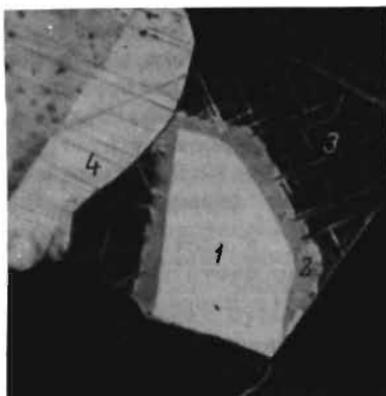
#### П а р к е р и т , в и т т и х е н и т

П а р к е р и т в медно-никелевых рудах Кольского полуострова (и СССР) впервые обнаружен на месторождениях Аллареченском (Яковлев и др., 1972) и Восток (Яковлев, Яковлева, 1974), а в последнее время Ю.Н. Нерадовским установлен в одном из массивов северо-восточного обрамления Печенгского синклинория.

В Аллареченском районе паркерит встречается довольно часто в экзоконтактовых и вмещающих породах с борнит-халькопиритовым оруденением, где образует редкую мелкую вкрапленность в халькопирите и борните или на контакте их с силикатами. Индивиды паркерита имеют изометрическую и таблитчатую форму, а их сечения - прямоугольную, шестиугольную и округленно-неправильную. Размеры зерен не превышают 0.02 мм, а их агрегатов - 0.1 мм. Включения паркерита в борните всегда окружены тонкой (до 0.01 мм) каемкой виттихенита, от которой в одном или двух направлениях отходят клиновидные вроски халькопирита, так что в целом индивиды и агрегаты паркерита оказываются окруженными своеобразным „двориком“ (рис. 60).

В северо-восточном обрамлении Печенги паркерит представлен округлыми и угловатыми изометрическими включениями (до 0.04 мм) в самородном висмуте (рис. 59), который образует ксеноморфную вкрапленность в небольших жилах сплошных существенно пентландитовых руд среди амфиболизированных ору-

Рис. 60. Паркерит (1) с каемкой виттихенита (2) в борните (3); 4 - халькопирит, черное - силикаты. Аллареченский район. Аншлиф, при одном никеле, увел. 700.



денелых ультраосновных пород лежащего бока одного из дифференцированных массивов Ровнинской группы. Каемки виттихенита на паркерите здесь нет.

Многие выделения паркерита двойникованы (простые и полисинтетические двойники), иногда обнаруживается спайность в одном направлении (параллельно удлинению). Микротвердость минерала варьирует от 113 до 130 кгс/мм<sup>2</sup>, в среднем составляя 124 кгс/мм<sup>2</sup>. В отраженном свете паркерит имеет белый цвет с нежным розоватым оттенком. Отражение высокое - 53-58% ( $R_g$  для участка спектра 440-740 нм); кривая дисперсии отражения плавная, с небольшим минимумом в области 480-500 нм и пологим подъемом в длинноволновую часть спектра (рис. 52). Двухотражение составляет 6-8%, оно отчетливо наблюдается в воздухе; анизотропия сильная, с цветным эффектом от темного лилового-серого до светло-серого со слабым розовато-коричневым оттенком.

Состав паркерита, согласно данным новых микрозондовых анализов, изменяется в следующих пределах (в вес.%): S - 9.0-9.2, Ni - 26.4-27.6, Bi - 62.9-63.7, Cu - 0.0-0.6, Fe - 0.0-0.3, Pt - 0.0-0.7, сумма - 100.2-100.3, не обнаружены Co, Ag, Pb, Sc, As, Pd. Примесь Fe и Pt установлена в паркерите из северо-восточного обрамления Печенги, а меди - в паркерите Аллареченского месторождения. Судя по этим данным, паркерит обладает устойчивым и довольно чистым составом, который, однако, заметно отличается от теоретического:  $(Ni_{3.20-3.29}Fe_{0.00-0.04})_{3.20-3.33}(Bi_{2.11-2.13}Pt_{0.00-0.03})_{2.11-2.16}S_{2.00}$ . Подобное соотношение компонентов установлено и для паркерита из Садбери (Минералы, 1960). Возможно, это является характерной особенностью его состава.

В и т т и х е н и т ранее был описан как минерал Б (Яковлев, Яковлева, 1974). Встречен только в Аллареченском районе, где образует тонкие каемки (иногда поперечно-шестоватого строения) на индивидах и агрегатах паркерита (рис. 60), расположенных в борните или на контакте борнита и халькопирита. За пределами борнита каемки виттихенита на паркерите не наблюдались.

В отраженном свете цвет виттихенита серовато-белый со слабым оливковым оттенком, двуотражение заметное, анизотропия отчетливая; отражение среднее - выше борнита, но ниже паркерита и халькопирита. Твердость низкая - рельеф ниже, чем паркерита. Результаты микронзондового анализа близки теоретическому составу виттихенита (в вес.%): S - 18.40, Cu - 36.47, Bi - 42.94, сумма - 97.81; Fe, Ni, Co, Pb и Se отсутствуют; формула:  $Cu_{3.00}Bi_{1.07}S_{3.00}$ . Примечательно отсутствие Ni и Fe в составе виттихенита, хотя по условиям развития его можно считать реакционным образованием, возникающим на контакте паркерита и борнита.

Паркерит и виттихенит являются типоморфными минералами поздней сульфидной ассоциации эпигенетического оруденения, характеризующейся иногда местным повышением концентрации висмута. Локальность развития и низкое содержание этих минералов в рудах обуславливает незначительную роль их в общем балансе никеля и меди, но они являются важными концентратами висмута и фиксируют участки с иными, чем в основных телах, геохимическими условиями формирования оруденения.

## Б р а в о и т, з и г е н и т

Оба минерала встречаются в рудах месторождений Алпареченского района. Самостоятельные выделения их не наблюдались - бравойт образует совместные агрегаты с пиритом, марказитом, виоларитом, халькозином и миллеритом, а зигенит - включения в халькопирите. Выделяются две генерации бравойта.

Бравойт-1 развит в сплошных рудах совместно с пиритом-2 и представлен следующими разновидностями: а) лапчатыми, серповидными, таблитчатыми, иногда изометрическими или неправильными включениями в пирите размером от 0.01 до 0.1 мм; б) зональными выделениями в каемках пирита, замещающего халькопирит; зональность каемок большей частью агрегатная, реже наблюдается структурная, свойственная лишь отдельным зернам пирита.

Бравойт-2 встречается редко - он возникает в процессе виоларитизации пентландита и замещения халькопирита халькозином, где образует: а) тонкие каемки около отдельных зерен виоларитизированного пентландита, б) цепочки зерен и линзовидные обособления в каемках халькозина. Физические свойства и структура бравойта не исследованы.

Химический состав бравойта-1, по данным двух микронзондовых анализов, следующий (в вес.%): S - 53.7-54.5, Fe - 40.1-41.1, Ni - 6.73-6.79, Co - 0.04-0.05, Cu - не обнаружена, сумма - 101.43-101.58. Исследованный бравойт относится к группе низконикелистых разновидностей (Минералы, 1960).

Характерно также низкое содержание примеси кобальта, несмотря на то что он ассоциирует с кобальтсодержащим пентландитом.

Бравойт является одним из поздних минералов в рудах, образовавшихся в относительно низкотемпературных условиях, что согласуется с данными по другим регионам (Минералы, 1960; Рамдор, 1962, и др.).

Зигенит встречается в экзоконтактовых метасоматитах всяческого бока Верхней рудной залежи месторождения Восток, на участке ее разветвления. Метасоматиты представлены преимущественно амфиболовыми рассланцованными породами (мощностью до 5 м), содержащими прожилки и гнездообразные обособления дымчатого кварца. В самих метасоматитах редкая сульфидная вкрапленность (пирит, халькопирит) наблюдается только в приконтактной части с рудным телом, а в кварцевых обособлениях — и в 6–7 м от контакта.

Кварцевые агрегаты содержат мелкую и среднюю (до 2–3 мм) ксеноморфную вкрапленность халькопирита, в которой под микроскопом устанавливаются многочисленные мелкие включения зигенита (до 0,03 мм) и галенита (менее 0,02 мм). Сечения индивидов зигенита имеют квадратную, прямоугольную или неправильную, но всегда близкую к изометричной форму. Рельеф зигенита значительно выше рельефа халькопирита, цвет белый с отчетливым розовым оттенком, отражение немного выше или равно отражению халькопирита; минерал изотропен.

Микрозондовым анализом установлен следующий состав зигенита (в вес.%): S — 42,28, Co — 26,41, Ni — 23,84, Fe — 7,82, Cu — 0,25, As — 0,06, Pb — 0,02, селен не обнаружен; сумма — 100,68, что соответствует формуле  $(\text{Co}_{1,36}\text{Ni}_{1,23}\text{Fe}_{0,43}\text{Cu}_{0,01})_{3,03}\text{S}_4$ . Содержание большей части примесей ничтожно, содержание железа также не выходит за пределы известных данных (Минералы, 1960, с. 249), но соотношение Ni и Co не совсем обычное. Вероятно, в ряду линнеит–полидимит оно соответствует промежуточному члену, более близкому к линнеиту. Структура и физические свойства не исследованы.

Теллуриды свинца, никеля, серебра, золота и висмута

Для медно–никелевых месторождений Кольского полуострова имеются лишь отрывочные сведения по собственным минералам теллура (Юшко–Захарова, 1964а, 1964б; Яковлев, Яковлева, 1974). Для теллуридов Pb, Ag, Au, Bi и других металлов характерен тесный парагенезис друг с другом и с минералами платиновых металлов. В Мончегорском плутоне теллуриды наиболее часто встречаются в „глубинном медном оруденении“ осевой части массива Н–К–Т, в Аллареченском районе — в эпигенетических борнит–халькопиритовых или миллерит–халькопирито-

вых прожилково-вкрапленных, а также в существенно халькопиритовых сплошных рудах, в месторождениях Печенгского района – во вкрапленно-прожилковых и брекчиевидных рудах. В большинстве случаев зерна их приурочены к границам включений силикатных минералов, заключенных в халькопирите, а также к кварцево-карбонатным прожилкам.

**А л т а и т** встречается довольно часто в рудах Аллареченского и Печенгского районов и редко – Мончегорского плутона и северо-восточного обрамления Печенги. Образует тончайшие прожилки, коротко-столбчатые, округлые, неправильной формы включения в халькопирите, пирротине, пентландите, иногда в миллерите, размеры которых не превышают 0,01 мм. Цвет алтаита белый, твердость низкая (рельеф ниже халькопирита), отражение высокое (выше, чем у других теллуридов), изотропен.

По данным института «Гипроникель», химический состав алтаита (9 анализов) из Печенгского района достаточно прост и постоянен (в вес.%): Pb – 59,8–61,6, Te – 36,5–38,4, Ag – 0,14–0,56, Se – 0,12–0,81, сумма – 98,05–101,29. Кристаллохимическая формула для среднего состава отвечает теоретической:  $(Pb_{0,99}Ag_{0,01})(Te_{0,98}Se_{0,02})$ . Кроме того, установлено присутствие в незначительных количествах Fe, Ni, Cu, Co и S. В алтаите из Аллареченского района обнаружена примесь Pd (Яковлев, Яковлева, 1974). Данные по рентгенометрическому изучению минерала отсутствуют.

**Г е с с и т** встречается часто в рудах Мончегорского плутона (Н-К-Т) и Аллареченского месторождения. В настоящее время установлен в оруденении северо-восточного обрамления Печенги. Образует неправильные угловатые выделения и короткие прожилки размером 0,005–0,4 мм на контакте вкрапленников халькопирита с нерудными минералами или вблизи от таких контактов, реже – в пирротине или на границе последнего с халькопиритом. В Мончегорском плутоне гессит находится в тесной ассоциации с сиванитом, алтаитом, калаверитом, теллуrowисмутитом, минералами платиновых металлов. На рудопроявлении северо-восточного обрамления Печенги гессит ассоциирует с самородным висмутом и серебром, паркеритом. Как отмечает О. Е. Юшко-Захарова (1964а), наиболее сложный парагенезис теллуридов наблюдается в халькопирите, а наименее – среди массы нерудных минералов.

Цвет минерала белый с серым оттенком. Для гессита из Аллареченского района отмечается сильное двуотражение (от белого с голубоватым оттенком до серовато-белого с оливковым оттенком). Анизотропия сильная, отражение среднее (рис. 52). Микротвердость низкая: 42 кгс/мм<sup>2</sup> – для гессита из руд Мончегорского плутона (Юшко-Захарова, 1964а); 31,7–50,9 кгс/мм<sup>2</sup> (среднее – 40,7 кгс/мм<sup>2</sup>) – для гессита из северо-восточного обрамления Печенги.

Химический состав гессита, по данным микрозондового ана-

лиза двух образцов (колл. Ю.Н. Яковлева и Ю.Н. Нерадовского) из руд Аллареченского района и северо-восточного обрамления Печенги (в вес.%): Ag - 58.36-61.87, Te - 40.64-38.31, Fe - 0.44-0.34, Pt - 0.04-0.13, S - 0.10-0.20; в образце из Аллареченского района установлена примесь Cu (0.69) и Sb (0.15), сумма - 100.42-100.85. При пересчете этих данных на кристаллохимическую формулу обнаружен небольшой недостаток суммы металлов (0.05-0.10 форм. ед.). Наиболее характерные линии рентгенограммы (Юшко-Захарова, 1964а): 3.16(6), 3.00(6), 2.87(10), 2.32(10), 2.26(9), 2.14(6).

Теллуровисмутит встречается только в „глубинном медном оруденении“ массива Н-К-Т Мончегорского плутона. Наблюдается в ассоциации с другими теллуридами, образует выделения (до 0.03 мм) неправильной формы и очень тонкие прожилки. Цвет минерала белый. Отражение высокое (близко сильваниту). Слабо анизотропен, микротвердость равна 50 кгс/мм<sup>2</sup> (Юшко-Захарова, 1964а). Данные по химическому составу и структуре отсутствуют.

Минерал группы мелонита, находки которого известны в рудах Мончегорского плутона и Аллареченского месторождения, обычно встречается в виде овальных зерен, заключенных в гессите, тонких прожилков совместно с алтаитом и в единичных случаях с галенитом и никелином в массе халькопирита и нерудных минералов. Размеры его включений составляют 0.01-0.05 мм, в редких случаях - 0.1 мм. Цвет минерала розовато-кремовый (блекло-розовый), отражение заметно выше халькопирита и примерно такое же, как у алтаита; двуотражение слабое, анизотропия отчетливая, относительный рельеф заметно выше, чем у гессита. Микротвердость известна только для мончегорского минерала - 210-220 кгс/мм<sup>2</sup>.

В результате сравнения мончегорского минерала с синтетическими соединениями ряда NiTe-NiTe<sub>2</sub> наиболее сходным с ним оказался сплав состава NiTe (Юшко-Захарова, 1964б). Это подтвердило и рентгенометрическое изучение (идентичность порошкограмм), что послужило основанием для выделения его в качестве „нового минерального вида“ изоморфного ряда NiTe-NiTe<sub>2</sub> под названием „имгрэит“.

Калаверит встречается реже, чем сильванит и гессит. Наблюдается в виде неправильных зерен, размер которых не превышает 0.02 мм, в нерудной массе в ассоциации с халькопиритом и гесситом, иногда в виде самостоятельных изолированных зерен. В редких случаях образует сращения с теллуровисмутитом. Цвет минерала белый со слабым кремовым оттенком, двуотражение очень слабое, анизотропия на воздухе слабая, в иммерсии усиливается; отражение выше, чем у халькопирита; микротвердость равна 276 кгс/мм<sup>2</sup> (Юшко-Захарова, 1964а). Данные по химическому составу и структуре отсутствуют.

Сильванит встречается только в рудах Мончегорского плутона. Он образует короткостолбчатые зерна, размер которых не превышает 0,02 мм. Наиболее часто ассоциирует с гесситом, иногда замещает нигглиит или образует оторочки вокруг него. Как отмечает О.Е. Юшко-Захарова (1964а), сильванит совместно с гесситом замещает халькопирит и кубанит. Минерал имеет светло-кремовый цвет, высокое отражение (выше, чем у халькопирита), сильную анизотропию. Поверхность сильванита всегда неровная, тонко исстрихованная. При скрещенных николях наблюдаются пластинчатые двойники. Твердость 119 кгс/мм<sup>2</sup>. Данные по химическому составу и структуре отсутствуют.

## Минералы платиновых металлов

Природные соединения платиновых металлов образуют одну из характерных минеральных ассоциаций в рудах всех медно-никелевых месторождений мира. Однако в медно-никелевых рудах Кольского полуострова длительное время были известны единичные находки минералов платиноидов. Первые данные по минералогии платиновых металлов опубликованы А.Д. Генкиным с соавторами (1963), описавшими мончеит, майченерит и котульскит в рудах месторождений Мончегорского плутона. Позже (Юшко-Захарова, 1964а, 1964б; Юшко-Захарова, Черняев, 1966а, 1966б; Юшко-Захарова и др., 1970) были описаны самородный осмий (?), нигглиит, станнопалладинит, фрудит (?), минерал состава  $PdBiTe_2$ , также встреченные в рудах Мончегорского плутона. Значительное число минералов платиновых металлов в Печенгском рудном поле и его северо-восточном обрамлении изучено В.В. Дистлером и Л.П. Лапутиной (1979, 1980): атокит, меренскийит, сперрилит, осарсит, холлингвортит, ирарсит и ранее неизвестные в природе минералы состава  $OsAs_2$ ,  $(Pt, Fe)(As, S)_2$ ,  $RuAsTe$ ,  $(Ru, Os)(As, Te, S)_2$ . Платиновые минералы установлены также Ю.Н. Яковлевым, И.С. Бартеневым, Д.А. Орсовым, Ю.Н. Нерадовским, Е.М. Бакушкиным и А.Н. Волохонским. Ими найден, в частности, минерал состава  $Ag_4Pd_3Te_4$ . Таким образом, в настоящее время в рудах медно-никелевых месторождений Кольского полуострова известно двадцать минералов платиновых металлов, которые соответствуют следующим классам соединений: самородные металлы и интерметаллиды (осмирид - минерал промежуточного состава между осмием и сысертскитом, нигглиит, атокит, станнопалладинит); теллуриды, теллурувисмутиды и висмутиды (котульскит, меренскийит, майченерит, минералы составов  $PdBi_2$ ,  $PdBiTe_2$ ,  $Ag_4Pd_3Te_4$ ); диарсениды и арсенотеллуриды (сперрилит, минералы составов  $OsAs_2$ ,  $RuAsTe$ ,  $(Ru, Os)(As, Te, S)_2$ ); сульфоарсениды (осарсит, холлингвортит, ирарсит, минерал состава  $(Fe, Pt)(As, S)_2$ ). Кроме того, выявлена специфическая

группа сульфоарсенидов никеля и кобальта, содержащих платиновые металлы, описание которой приведено выше.

Минералы платиновых металлов в основном относятся к числу поздних образований медно-никелевых руд. Они встречаются во всех типах и минеральных разновидностях руд, но чаще в существенно халькопиритовых. В парагенезисе с ними наиболее часто встречаются галенит, алтаит, кобальтин, герсдорфит, маухерит, гессит, миллерит. Важно, что в этих парагенезисах наряду с обычной ассоциацией, в которой главными являются минералы палладия и платины, установлена ассоциация, не свойственная медно-никелевым месторождениям (Дистлер, Лапутина, 1980): в ее составе ведущими являются минералы осмия, иридия, рутения, родия, наиболее характерные для бессульфидных ультрабазитовых массивов.

Выделения минералов платиновых металлов в основном приурочены к рудообразующим сульфидам и значительно реже встречаются среди силикатов. Они образуют неправильной формы зерна и иногда идиоморфные кристаллы. Распространены полиминеральные агрегаты — чаще всего минералов палладия. Выделения платиновых минералов обычно имеют весьма малые размеры — не более 0,1–0,2 мм, что затрудняет изучение их структуры и свойств. Описание минералов проводится по отмеченным выше классам их соединений.

**М и н е р а л** промежуточного состава между самородным осмием и сысертскитом встречен в виде пластинчатого выделения размером 1 мкм в халькопирите (Юшко-Захарова и др., 1970). Имеет сильное двуотражение (от синевато-голубого до желтовато-белого), сильно анизотропен с цветным эффектом (от светло- до темно-серого тона). Диагностика минерала основана на качественном анализе на микрозонде ТХА-3а, установившем в нем высокое содержание осмия.

**Н и г г л и т** обнаружен в „глубинном медном оруденении“ массива Н-К-Т Мончегорского плутона (Юшко-Захарова, Черняев, 1988б). Наблюдается в виде очень мелких изометричных зерен, достигающих в поперечнике 0,02 мм, на контакте халькопирита и нерудных минералов. Ассоциирует с гесситом, станнопалладинитом и теллуридами. Отражение минерала высокое, доуотражение сильное, с изменением оттенка от розового до голубого. Сильно анизотропен с ярким цветным эффектом от огненно-оранжевого до серо-синего. Твердость 306–537 кгс/мм<sup>2</sup> (P=20 гс).

Химический состав, по данным микрозондового анализа (в вес. %): Pt — 58,5–63,3, Sn — 38–42, что в среднем отвечает формуле Pt<sub>2</sub>Sn. Структура не изучена.

**А т о к и т** установлен в брекчиевидных рудах массива Пильгуйarvi В.В. Дистлером и Т.Л. Гроховской. Несколько зерен минерала размером 5–30 мкм выделены из искусственного шлиха.

Минерал серовато-белый, анизотропный. Состав минерала (в вес. %), определенный на микроанализаторе (аналитик В.С. Малов): Pd - 42.24, Sn - 26.76, Pt - 17.28, Cu - 12.01, Ag - 0.52, сумма - 98.81. Кристаллохимическая формула соответствует соединению типа  $A_3B$  и имеет вид  $(Pd_{1.76}Cu_{0.84}Pt_{0.39}Ag_{0.02})_{3.04}Sn$ .

Станнопалладинит обнаружен и описан О.Е. Юшко-Захаровой с соавторами (1970) в „глубинном медном оруденении“ массива Н-К-Т Мончегорского плутона. Образует очень мелкие выделения в халькопирите в ассоциации с нигглиитом и висмутидом палладия. Имеет буровато-розовый цвет, сильно анизотропен, с цветным эффектом от красного до синего тонов. Отражение, измеренное на ФМЭ-1, для участка спектра 433-691 нм изменяется от 37-39 до 52-53%. Твердость минерала 387-452 кгс/мм<sup>2</sup> (P=30 гс). Химический состав, определенный микрозондовым анализом, следующий (в вес.%): Pd - 58, Sn - 38, Pt - 2. Это соответствует кристаллохимической формуле  $(Pd_{3.11}Pt_{0.06})_{3.17}Sn_{1.83}$ . Рентгеноструктурное изучение минерала, проведенное А.Д. Генкиным (1961), указало на его сходство с синтетическим соединением  $Pd_3Sn_2$ , имеющим гексагональную структуру с параметрами ячейки  $a_0 = 4.388$ ,  $c_0 = 5.645$  Å, которые уменьшаются по мере увеличения содержания олова (Хансон, Андерко, 1962).

Котульскит впервые обнаружен А.Д. Генкиным (1963) в рудах Мончегорского плутона, в сульфидных жилах массива Н-К-Т в виде мелких включений в халькопирите, или полиминеральных агрегатов в сростании с мончеитом и майचे-неритом.

Минерал имеет кремовый цвет и высокое отражение (табл. 56). Сильно анизотропен, с цветным эффектом от коричневого до серовато-голубого тона. Относительный рельеф ниже, чем у халькопирита. В химическом составе мончегорского котульскита установлены значительные вариации в содержании главных компонентов (в вес.%): Pd - 31.1-48.0, Pt - 0.0-1.1, Bi - 10.0-24.9, Te - 36.1-51.0, сумма - 96.1-109.2; это соответствует кристаллохимической формуле  $(Pd,Pt)_{0.77-1.06}(Te,Bi)_{0.93-1.23}$ .

Как показали исследования (Юшко-Захарова и др., 1975; Евстигнеева и др., 1975), минералы котульскитового ряда обладают полной смесимостью висмута и теллура, поэтому, согласно номенклатуре, минерал из Мончегорского плутона соответствует висмутистому котульскиту.

В результате рентгеноструктурного изучения искусственных котульскитовых фаз с различным отношением теллура к висмуту установлено, что размеры элементарной ячейки увеличиваются по мере увеличения содержания висмута (Юшко-Захарова и др., 1975). Параметры ячейки котульскита из Мончегорского плутона составляют:  $a_0 = 4.19 \pm 0.01$ ,  $c_0 = 5.67 \pm 0.01$  Å (Генкин и др., 1963).

Отражение (R) некоторых минералов благородных металлов (в %)

№№ п. п.	Минералы	Месторождение	$\lambda$ , нм						
			440	480	540	580	640	680	740
1	Котульскит	Мончегорский плутон	48.1	52.3	57.1	60.4	64.8	67.0	68.2
2	Мончеит	То же	55.6	56.5	57.6	58.2	57.9	58.6	59.0
			49.9	51.3	52.5	53.3	53.7	54.6	55.4
3	Меренскиит	Федорова тундра	60.0	61.8	64.3	65.5	67.0	67.5	68.8
4	Майченерит	Мончегорский плутон	57.2	55.8	55.8	55.9	56.8	57.4	58.9
5	$Ag_4Pd_3Te_4$	То же	39.6	41.6	43.0	44.4	46.6	48.0	48.3
6	$RuAsTe$	Северо-восточное обрамление Пе- ченги	38.8	38.4	36.0	35.7	36.6	38.0	41.2
7	Гессит	То же	29.0	30.1	32.1	33.1	33.2	32.8	31.6

П р и м е ч а н и е. Измерения выполнены Л.Н. Вяльсовым на установке ПИОР (ИГЕМ АН СССР); 1 - Коваленкер, 1977; 2, 4 - Генкин и др., 1963; 3, 7 - колл. Ю.Н. Нерадовского; 5 - колл. Д.А. Орсова; 6 - Дистлер, Лапутина, 1980.

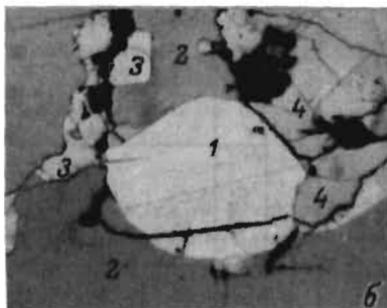


Рис. 61. Характер выделений майченерита и меренскиита.

а - майченерит (светло-серое) с прерывистой каймой меренскиита (белое), окружающая серая масса - пирротин, Мончегорский плутон; б - меренскиит (1) среди пирротина (2), пентландита (3) и халькопирита (4). Центрально-Кольский район. Аншлиф, при одном никеле, увел.: а - 680, б - 240.

Мончеит встречается в жилах „глубинного медного оруденения” и сплошных сульфидно-магнетитовых жилах массива Н-К-Т Мончегорского плутона (Генкин и др., 1963; Юшко-Захарова, 1964). В Аллареченском районе (уч. Акким) мончеит обнаружен в бедных вкрапленных рудах, где в виде мелких (0,003-0,04 мм) округлых выделений располагается в халькопирите; иногда окружен прерывистой каймой гессита. Размер зерен мончеита в рудах Мончегорского плутона варьирует в пределах 0,01-0,2 мм; нередко он образует идиоморфные выделения со спайностью, вдоль которой проникают нерудные минералы. Часто мончеит находится в сростании с майченеритом и котульскимитом. Цвет минерала белый, отражение высокое (табл. 56), двуотражение заметно в воздухе, сильно анизотропный. Относительный рельеф несколько ниже, чем у халькопирита.

Химический состав мончеита характеризуется широкими колебаниями содержаний всех компонентов, особенно висмута и теллура (в вес.%): Pt - 22,3-31,4, Pd - 4,2-9,2, Bi - 9,2-31,7, Te - 33,5-55,2, сумма - 99,0-100,0. В мончеите из Аллареченского района обнаружены примеси Sb (0,21), Ni (0,55), Ag (0,48), Fe (0,25) и Cu (0,19). Пересчет анализов дает кристаллохимическую формулу вида  $(Pt_{0.54-0.77}Pd_{0.19-0.41})_{0.85-1.08}^x \times (Te_{1.25-1.92}Bi_{0.19-0.71})_{1.92-2.15}^y$ .

Мончеит относится к одному минеральному ряду с меренскиитом (Генкин и др., 1972). Он кристаллизуется в гексагональной сингонии: параметры ячейки составляют:  $a_0 = 4,049 \pm 0,004$ ,  $c_0 = 5,228 \pm 0,005$  Å (Генкин и др., 1963).

М е р е н с к и и т установлен в сплошных сульфидно-магнетитовых жилах массивов Сопча и Н-К-Т Мончегорского плутона, в составе гнездово-вкрапленного оруденения Центрально-Кольского района, прожилково-вкрапленного оруденения северо-восточного обрамления Печенги (Федотов и др., 1974; Бакушкин, 1979; Дистлер, Лапутина, 1980). Меренскиит образует мелкие зерна в халькопирите, реже в пирротине, большей частью вместе с майченеритом (массив Н-К-Т), котульскитом и теллуридом серебра и палладия (массив Сопча), алтаитом и гесситом (северо-восточное обрамление Печенги), иногда самостоятельные (рис. 61). Размер его выделений обычно не превышает 0.01-0.02, но иногда достигает 0.1 мм. В отраженном свете розовато-кремовый. Обладает высоким отражением (табл. 56, рис. 24), сильной анизотропией с цветным эффектом от темно-коричневого до светло-зеленовато-серого тонов. Двухотражение заметно в воздухе. По относительному рельефу меренскиит близок к котульскиту. Микротвердость меренскиита из Центрально-Кольского района составляет 89.1-131.4, среднее 114.9 кгс/мм<sup>2</sup>.

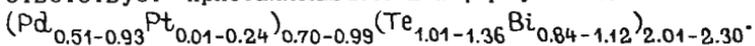
По данным микросондового анализа, обладает широкой вариацией химического состава даже в пределах одного зерна (в вес.%): Pd - 15.1-29.5, Ni - 0.1-8.8, Te - 53.4-73.0, Bi - 1.4-20.6, в некоторых образцах установлены примеси Pt - 0.3-0.4, Fe - 0.1-1.4, S - 0.2-0.3, сумма 98.8-103.9. Результаты анализов соответствуют формуле  $(Pd_{0.54-0.96}Ni_{0.22-0.52})_{0.96-1.03}(Te_{1.63-1.88} \times Bi_{0.11-0.39})_{1.97-2.04}$ . На тройной диаграмме состава Pd-Te-Bi эти данные укладываются в область, выделенную О. Е. Юшко-Захаровой (1975 г.) в целом для состава меренскиита. Повышенное содержание никеля (до 17.5 ат.% - Бакушкин, 1979), изоморфно замещающего палладий, позволяет предполагать наличие значительной смесимости между меренскиитом и мелозитом.

Рентгенометрически меренскиит Кольского полуострова не изучен. Порошкограммы синтетических фаз меренскиитового состава проиндицированы в тригональной сингонии с параметрами  $a_0 = 4.05 \pm 0.02$  и  $c_0 = 5.12 \pm 0.02$  Å (Юшко-Захарова, 1975 г.).

М а й ч е н е р и т обнаружен в „глубинном медном оруденении“ и сплошных сульфидно-магнетитовых рудах массива Н-К-Т Мончегорского плутона (Генкин и др., 1963) и в массивах северо-восточного обрамления Печенги (Дистлер, 1980). Наблюдается в виде самостоятельных выделений в халькопирите и пирротине или в сростании с мончетитом, котульскитом, меренскиитом (рис. 61), висмутидом палладия, нигглинитом, гесситом, алтаитом. Размер зерен - от 0.01 до 0.2-0.3 мм.

В отраженном свете минерал белого цвета. Изотропный. Относительный рельеф ниже, чем у халькопирита. Значения отражения мончегорского майченерита приведены в табл. 56. Спектр отражения его почти аналогичен майченериту из Октябрьского месторождения (Генкин и др., 1972).

Для майченерита, как и для других теллуровисмутидов, характерны широкие вариации состава (в вес.%): Pd - 11.7-22.8, Pt - 0.3-10.0, Te - 28.8-38.0, Bi - 40.5-50.0, сумма - 99.3-102.0, в том числе в отдельных образцах обнаружены примеси Ni - 0.1-2.6, Fe - 0.3, S - 0.2-0.3. Этим данным соответствует кристаллохимическая формула вида:



Рентгеноструктурные исследования майченерита показали, что он имеет кубическую структуру ( $a_0 = 6.654 \pm 0.002 \text{ \AA}$ ), близкую к типу пирита, и что степень искажения координационных октаэдров и тетраэдров от идеальности значительно выше, чем в других пиритоподобных структурах (Генкин и др., 1963; Childs, Hall, 1973).

Минерал состава  $\text{PdBiTe}_2$  обнаружен в „глубинном медном оруденении“ Мончегорского плутона. Наблюдается в тесной ассоциации с гесситом и „имгрэитом“ в халькопирите (Юшко-Захарова и др., 1970). Минерал белый, изотропный. Отражение высокое (64-57%) в коротковолновой части спектра (440-460 нм) и более низкое (53-54%) - на остальной. Микротвердость равна 268-278 кгс/мм<sup>2</sup> (P=20 гс). Приближенный химический состав минерала (в вес.%): Pd - 18, Bi - 42, Te - 38, Ni - 1.5.

Минерал состава  $\text{PdBi}_2$  обнаружен в одном из рудопроявлений северо-восточного обрамления Печенги Ю.Н. Нерадовским в сульфидном прожилке. Образует включения неправильной формы размером до 0.01 мм в пирротине. В ассоциации с ним находятся гессит, самородные висмут и предположительно серебро.

Минерал ярко белого цвета, двуотражение на воздухе незаметно, анизотропия отчетливая. Легко травится  $\text{HNO}_3$ . Микротвердость измерена на двух зернах, среднее - 141.3 кгс/мм<sup>2</sup> (P=5 гс), однако данные ненадежны из-за малых размеров зерен.

Химический состав (в вес.%), установленный на микрозонде: Pd - 19.8, Pt - 1.2, Fe - 1.31, Ni - 0.15, S - 0.20, Bi - 77.9, сумма - 100.56; отвечает формуле  $(\text{Pd}_{0.94} \text{Pt}_{0.03} \text{Fe}_{0.12})_{1.09} \times (\text{Bi}_{1.87} \text{S}_{0.03})_{1.90}$ .

Состав и некоторые свойства минерала близки таковым фрудита, исследование которого было проведено А.Д. Генкиным с соавторами (1972) для Октябрьского месторождения (Норильский район). Очень похожим по свойствам на описанный выше висмутид палладия является минерал, обнаруженный в „глубинном медном оруденении“ массива Н-К-Т (Юшко-Захарова, Черняев, 1966а). Однако химический состав его, определенный приближенно, отвечает формуле  $\text{PdBi}_3$ .

Минерал состава  $\text{Ag}_4 \text{Pd}_3 \text{Te}_4$  обнаружен Д.А. Орсовым в сульфидно-магнетитовой жиле массива Сопча Мончегор-

ского плутона. Ранее минерал такого же химического состава установлен в месторождении Садбери (Канада) А. Кабри (Cabrí, Laflamme, 1976). В Мончегорском плутоне относительно крупные выделения минерала приурочены к халькопириту. Содержат мелкие включения меренскиита (рис. 62). Цвет минерала близок пирротинному, сильно анизотропен (от желтоватого до синевато-голубого тонов). Двухотражение слабое, едва заметное на воздухе. Относительный рельеф ниже халькопирита. Микротвердость 156–209 кгс/мм<sup>2</sup>,  $H_{\text{ср.}} = 179$  кгс/мм<sup>2</sup> (P=10 гс). Значения отражения приведены в табл. 56.

Результаты микронзондового анализа показывают устойчивое содержание основных компонентов (в вес.%): Ag – 33.5–33.6, Pd – 23.9–25.2, Fe – 0.8–2.1, Te – 41.3–42.1, примеси Cu – 0.1, Ni – 0.03, и Vt – 0.2, сумма – 100.3–101.7. Пересчет анализов соответствует формуле  $(Ag_{3.78-3.79}Fe_{0.21-0.46})_{3.99-4.25} \times Pd_{2.74-2.96}Te_{4.02-4.05}$ . Структура не исследована.

С п е р р и л и т в рудах Печенгских месторождений отмечался М.В. Денисовой в 1954 г. и О.Е. Юшко–Захаровой (1964). В настоящее время установлен в месторождениях восточного фланга Печенги, в массивах ее северо-восточного обрамления (Федотов и др., 1974; Бакушкин, 1979; Дистлер, Лапутина, 1980) и в Аллареченском районе.

Спеллит наблюдается в прожилково-вкрапленных и вкрапленных рудах, образует идиоморфные кристаллы (рис. 63) и неправильной формы зерна во включениях в пирротине, халькопирите и пентландите, а также в оливине. В рудах Печенги ассоциирует с кобальтином, герсдорфитом, а в массивах северо-восточного ее обрамления, кроме того, с минералами состава  $RuAsTe$  и  $OsAs_2$ , меренскиитом.

Цвет минерала белый с голубовато-серым оттенком. Отражение высокое, изотропный. Имеет высокий рельеф по отношению к включающим его сульфидам. По данным микронзондового анализа, содержание основных компонентов варьирует в пределах (в вес.%): Pt – 54.7–60.0, As – 39.5–43.6; часто устанавливаются примеси Rh – 0.0–0.8, Ni – 0.1–0.2, Fe и Cu – до 0.1, иногда Jr – до 0.1, сумма – 99.4–100.8. Это соответствует формуле  $(Pt_{0.96-1.11}Rh_{0.00-0.03}Ni_{0.00-0.02})_{0.99-1.11}As_{1.89-2.01}$ .

Структура не исследована.

М и н е р а л состава  $OsAs_2$  обнаружен впервые В.В. Дистлером и И.П. Лапутиной (1980). Встречен в рудопроявлениях северо-восточного обрамления Печенги. Единичные зерна размером не более 0.01 мм установлены в троилите и зубаните. Наблюдается в сростании с минералами  $RuAsTe$  и  $(Os, Ru)(AsTe)_2$ . Некоторые зерна имеют хорошо выраженные прямоугольные очертания. Цвет под микроскопом стальнo-серый, по величине отражения близок галениту. Изотропен. По отношению к пирротину и троилиту имеет высокий рельеф.

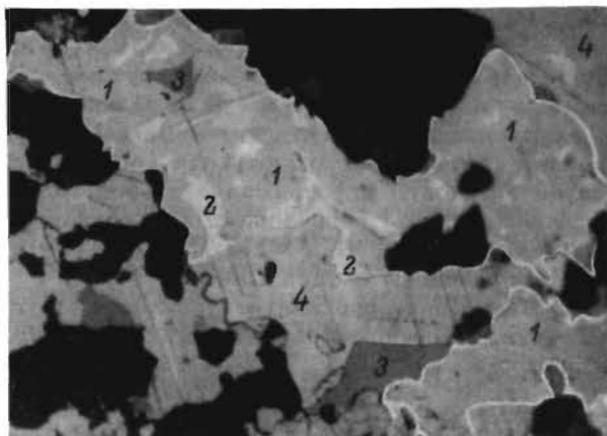


Рис. 62. Выделение теллурида серебра и палладия (1) с меренскиитом (2) и маккинавитом (3) среди халькопирита (4); черное - нерудные минералы. Мончегорский плутон. Аншлиф, при одном николе, увел. 760.



Рис. 63. Идиоморфный кристалл сперрилита (белое) среди халькопирита (серое) и силикатов (черное). Аллареченский район. Аншлиф, при одном николе, увел. 300.

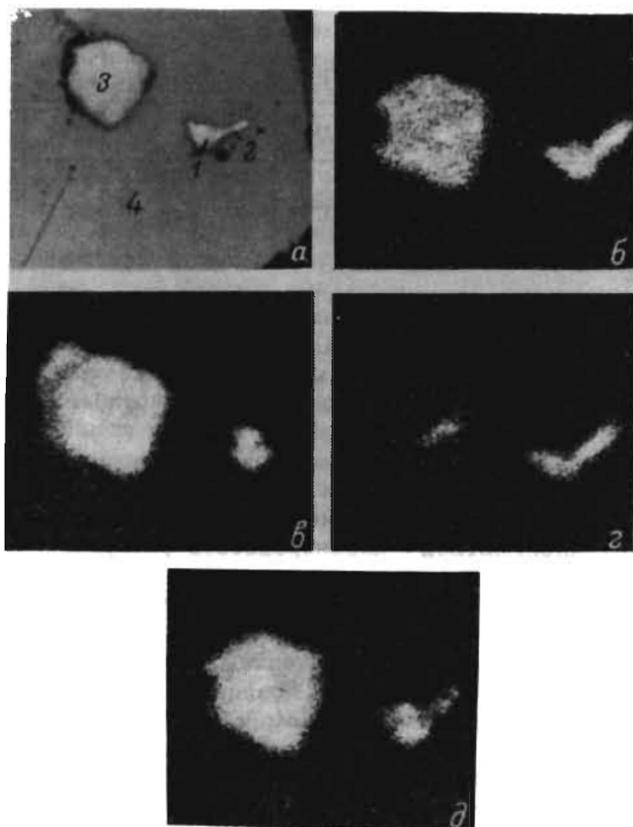


Рис. 64. Выделения минералов состава  $(Ru, Os)(As, Te, S)_2$  (1),  $OsAs_2$  (2) и  $RuAsTe$  (3) в тропилите (4).

а - в отраженном свете, б, в, г, д - в характеристическом рентгеновском излучении: б -  $AsK\alpha_1$ ; в -  $TeL\alpha_1$ ; г -  $OsM\alpha_1$ ; д -  $RuL\alpha_1$ . Северо-восточное обрамление Печенги. Аншлиф, при одном никеле, увел. 300.

Химический состав минерала (в вес.%)  $Os - 42.15, Ru - 8.61, Jr - 1.05, As - 48.25$ , сумма - 100.05. Атомные соотношения суммы платиноидов и мышьяка почти точно соответствуют значениям 1:2, исходя из чего рассчитана кристаллохимическая формула минерала  $(Os_{0.697}Ru_{0.266}Jr_{0.017})_{0.98}As_{2.02}$ .

Данные по структуре минерала отсутствуют.

Минерал состава  $RuAsTe$  открыт в рудопоявлениях северо-восточного обрамления Печенги (Дистлер, Лапутина, 1980). Выделяется в виде идиоморфных прямоугольного очертания

Химический состав арсенотеллуридов (в вес.%)

Минералы	Ru	Os	Rh	Jr	Fe	As	Te	S	Σ
RuAsTe	32.13	1.04	-	0.87	0.77	23.59	42.92	0.29	100.61
(Ru,Os)(As,Te) <sub>2</sub>	22.86	18.08	1.61	0.86	-	32.66	23.59	0.37	100.02

кристаллов, образующих включения в троилите и кубаните. Размер зерен от единиц до 40 мкм. Рельеф по отношению к троилиту и кубаниту высокий. Под микроскопом изотропен, светло-серого цвета. Отражение минерала среднее (табл. 56). Химический состав приведен в табл. 57.

Обособленные зерна арсенотеллурида рутения незональны и имеют постоянные концентрации всех компонентов. В зернах, образующих сростания с другими минералами платиновых металлов, может наблюдаться неоднородность распределения некоторых компонентов. Один из характерных случаев показан на примере сростания RuAsTe с минералом OsAs<sub>2</sub> (рис. 64). В контактовых частях зерен минералов отчетливо наблюдается обогащение диарсенида осмия рутением, а арсенотеллурида рутения - осмием. Кроме того, в последнем происходит обогащение приконтактной зоны мышьяком и обеднение ее теллуром. Однако в диарсениде осмия теллур отсутствует. С учетом выявленных особенностей распределения элементов химическая формула минерала рассчитывалась для зерен, имеющих постоянный состав. В таких зернах атомное количество компонентов почти идеально совпадает с теоретическим соотношением Me:As:Te = 1:1:1. Кристаллохимическая формула минерала имеет вид (Ru<sub>0.95</sub>Fe<sub>0.04</sub>Os<sub>0.01</sub>Jr<sub>0.01</sub>)<sub>1.01</sub>(As<sub>0.95</sub>S<sub>0.03</sub>)<sub>0.98</sub>Te<sub>1.01</sub>. Рентгеноструктурные данные отсутствуют.

Судя по оптическим свойствам, минерал имеет кубическую симметрию и, вероятно, является природным аналогом искусственных соединений типа MeAsTe (структурный тип кобальтина), синтезированных и изученных Ф. Халлигером (Hulliger, 1963).

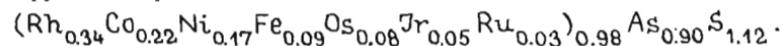
Минерал состава (Ru,Os)(As,Te,S)<sub>2</sub> установлен В.В. Дистлером в составе тех же агрегатов, в которых встречается арсенотеллурид рутения и диарсенид осмия в рудопроявлениях северо-восточного обрамления Печенги (рис. 64). Минерал изотропен и по отражению близок RuAsTe. Особенность химического состава его заключается в высокой неоднородности распределения элементов в пределах отдельных зерен. Установлено существование зональности, выраженной в обогащении краевых частей зерна рутением, а центральной - осмием. Еще

более существенная неоднородность проявлена в распределении мышьяка и теллура. Вместе с тем выявлено взаимосвязанное изменение концентраций рутений-теллур и осмий-мышьяк. Несмотря на отмеченную неоднородность, в минерале сохраняется постоянство атомных соотношений катионов и анионов, соответствующее соединениям типа  $AB_2$ . В отличие от арсенотеллурида рутения в этом минерале соотношение  $As:Te$  всегда больше единицы. Исходя из этого, а также данных по изменению содержаний компонентов, наиболее вероятная кристаллохимическая формула минерала (табл. 57) имеет вид  $(Ru_{0.69} \times Os_{0.29} Rh_{0.05} Jr_{0.01})_{1.04} (As_{1.35} Te_{0.57} S_{0.04})_{1.96}$ . Данные по структуре минерала отсутствуют.

**О с а р с и т** установлен В.В. Дистлером (Дистлер, Лапутина, 1980) в рудопроявлениях северо-восточного обрамления Печенги. Кристаллы осарсита встречены в сростаниях с идиоморфными зернами платиновых кобальтина, герсдорфита, а также маухерита, вместе с которыми они выделяются среди главных рудообразующих сульфидов. Наиболее часто эти минералы приурочены к пентландиту. Размер зерен от 10 до 100 мкм.

В химическом составе минерала помимо осмия и рутения содержатся также значительные количества металлов группы железа (табл. 58). Кристаллохимическая формула минерала имеет вид  $(Os_{0.44-0.46} Ru_{0.24-0.33} Fe_{0.07-0.12} Ni_{0.02-0.13} Co_{0.00-0.08})_{0.95-1.02} \times As_{0.87-1.03} S_{0.96-1.17}$ .

**Х о л л и н г в о р т и т** встречается обычно в сростаниях с кобальтином, герсдорфитом, осарситом, ирсарситом и реже с теллуридами палладия (Дистлер, Лапутина, 1980). Из главных рудообразующих минералов ассоциирует с троилитом и кубанитом, а также вместе с сульфоарсенидами никеля и кобальта образует вросстки в пентландите. Размер зерен до 40-70 мкм. Как и осарсит, содержит металлы группы железа. Кристаллохимическая формула по результатам анализа одного из наиболее крупных зерен (табл. 58) такова:



**И р а р с и т** встречается в виде единичных весьма мелких зерен (3-10 мкм) в сростании с осарситом и холлингвортитом в виде включений в кобальтине и герсдорфите (Дистлер, Лапутина, 1980). Химический состав минерала (табл. 58) рассчитывается на формулу:  $(Jr_{0.92} Ru_{0.05} Pt_{0.02} Os_{0.12})_{1.01} As_{0.99} S_{1.00}$ .

**М и н е р а л** состава  $(Fe, Pt)(As, S)_2$  в природе встречен впервые (Дистлер, Лапутина, 1980). Несколько его мелких (не более 10 мкм), неправильной формы зерен обнаружено в виде включений в кубаните и троилите. Минерал изотропен.

Химический состав сульфоарсенидов платиновых металлов (в вес. %)

№№ п. п.	Pt	Ir	Rh	Os	Ru	Ni	Co	Fe	As	S	Σ
1	-	-	-	37.17	14.52	2.02	0.75	1.83	28.75	16.60	101.86
2	-	-	-	37.10	13.75	0.06	0.68	2.88	32.85	13.89	101.75
3	-	0.74	-	37.63	10.27	3.16	2.03	2.52	32.63	13.19	102.17
4	-	4.97	18.06	7.44	1.73	5.28	6.73	2.53	35.04	18.90	100.68
5	1.20	59.62	2.65	1.48	-	-	-	-	24.96	10.79	99.7
6	33.24	-	-	-	-	-	-	17.59	22.04	23.84	96.71

П р и м е ч а н и е. 1-3 - осарсит, 4 - холлингвортит, 5 - ирарсит, 6 - минерал состава  $(Fe, Pt)(As, S)_2$ . Все минералы - из северо-восточного обрамления Печенги (Дистлер, Лапутина, 1980).

Атомные соотношения компонентов в минерале соответствуют соединениям типа  $AB_2$ , и основанная на этом кристаллохимическая формула имеет вид  $(Fe_{0.62}Pt_{0.33})_{0.95}(As_{0.58}S_{1.47})_{2.05}$  (табл. 58).

Характерной чертой минералов платиновых металлов и теллуридов Pb, Ag, Au, Bi, Ni является постоянная ассоциация их друг с другом. Структурные взаимоотношения платиновых минералов с теллуридами свидетельствует о близости времени образования тех и других и большой общности в их накоплении и обособлении, что позволяет, по аналогии с Норильскими месторождениями (Генкин, 1968; Коваленкер, 1977), отнести их к одной минеральной платино-теллуридной ассоциации. Анализ распространенности этой ассоциации показывает возрастание относительной роли соединений теллура и висмута с палладием и увеличение количества теллуридов и минералов платиновых металлов по мере повышения „медистости“ руд. Состав этих минералов находится в зависимости от характера ассоциации основных сульфидов. Так, например, в существенно халькопиритовых рудах меренскиит содержит минимальные концентрации висмута и максимальные – теллура. В случае нахождения меренскиита в пирротиновой матрице содержание висмута в нем увеличивается, а теллура уменьшается. То же самое можно сказать и о содержании палладия и никеля: максимальные концентрации никеля и минимальные палладия отмечаются в тех меренскиитах, которые тесно ассоциируют с пирротинном.

### Марказит, мельниковит

Марказит относится к числу малоизученных минералов медно-никелевых руд. В большинстве работ он лишь упоминается и только в некоторых (Яковлев, Яковлева, 1974; Медно-никелевые руды..., 1979) приведена его краткая характеристика. Марказит распространен в качестве примесного минерала во всех типах руд при содержании, обычно не превышающем 1%, но локально на отдельных участках месторождений он становится одним из ведущих минералов. Относительно чаще и в повышенной концентрации марказит встречается в оруденелых экзоконтактовых и вмещающих породах.

По отношению к ранним сульфидам он является вторичным минералом и парагенетически тесно связан с поздними генерациями пирита, халькопирита, магнетита, гематита, карбонатов и с мельниковитом. По времени и условиям образования выделяются две генерации марказита. Марказит-1 возникает на стадии массовой пиритизации руд совместно или несколько позже пирита-3. Он представлен двумя разновидностями: а) зернистыми, неправильными по форме и таблитчатыми вростками в пи-

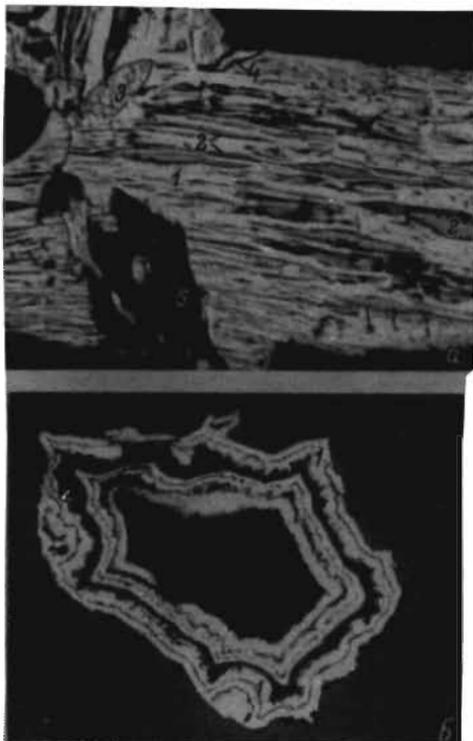


Рис. 65. Характер выделения марказита-2.

а - линзовидно-полосчатые гематит-марказитовые агрегаты; б - зональный агрегат марказита и мельниковита (темно-серое). 1 - марказит, 2 - гематит, 3 - виоларит, 4 - халькопирит, 5 - магнетит, черное - силикаты. Аллареченский район, Аншлифы, при одном никеле, увел. 80.

рите-3; б) пластинчатыми и клиновидными обособлениями в пирротине, расположенными вдоль трещин отдельности. Марказит-2 образуется в условиях, переходных от низкотемпературных гипогенных к гипергенным, и выделяется почти одновременно с мельниковитом. Устанавливаются две его разновидности: а) мелкозернистые агрегаты в тыльной части мель-

никовитовых масс, насыщенные нерудными минералами; б) тонко- и грубополосчатые образования, развивающиеся по пирротину, с включениями нерудных минералов, гематита, мелкозернистого пирита, мельниковита (рис. 65).

Данных по составу марказита недостаточно. Судя по единичным анализам включений марказита-1 в пирите-3, он отличается чистотой в отношении примесей и нестабильным содержанием основных компонентов (в вес.%): Fe - 43.7-46.4, S - 53.4-55.4, Ni - 0.0-0.2, сумма - 97.2-102.0. При пересчете этих данных выявляется недостаток суммы металлов.

Структура и физические свойства марказита не исследованы.

М е л ь н и к о в и т в качестве самостоятельного минерального вида нами описывается условно - только на основании оптических свойств в отраженном свете (Рамдор, 1962). Общеизвестна дискуссия о том, считать ли его определенным минеральным видом, сохраняя это название (Полушкина, Сидоренко, 1968), или называть грейгитом, как принято в зарубеж-

ной литературе. В мельниковитовых агрегатах часто фиксируются также смайтит, канзит, так называемый промежуточный продукт и другие трудно диагностируемые минеральные фазы. Рентгеновская характеристика и данные о составе для мельниковита медно-никелевых руд Кольского полуострова в литературе отсутствуют.

Мельниковит развит несколько шире марказита и преимущественно во вмещающих породах с медно-никелевым и колчеданным оруденением. Значительная его часть возникает в гипергенных условиях, но фиксируется также и гипогенный мельниковит, развитый на участках интенсивной дисульфидизации руд в зонах дробления. Обычно образуется путем замещения пирротина, реже магнетита, что отмечалось на месторождениях Мончегорского района (Геология и рудные месторождения..., 1956). Он ассоциирует с самым поздним пиритом, марказитом, гидроокислами железа, карбонатом. Формы проявления мельниковита разнообразны; наиболее распространенными являются следующие: а) неравномерно-полосчатые выделения вдоль трещинки отдельности в пирротине; б) пятнистые, почковидные обособления; в) концентрически-зональные (типа „птичьего глаза“), где зоны мельниковита, в различной степени насыщенные нерудными минералами, чередуются с существенно пиритовыми или марказитовыми.

#### Х а л ь к о з и н , д и г е н и т , к о в е л л и н

Эти минералы обычно встречаются совместно и имеют одинаковый характер развития. Более распространенным среди них является халькозин, реже встречается ковеллин и очень редко дигенит. Сведения о халькозине, дигените и ковеллине крайне незначительны (Геология и рудные месторождения..., 1956; Яковлев, Яковлева, 1974). Более полно рассматриваемые минералы изучены в Адлареченском районе, где они чаще встречаются.

Х а л ь к о з и н , д и г е н и т наблюдаются обычно в приповерхностных рудах в качестве вторичных минералов по халькопириту, в основном в оруденелых вмещающих породах, реже в рудах других типов. Замещение начинается, как правило, с периферии зерен, постепенно распространяется вглубь по трещинам. Мелкие зерна халькопирита могут быть нацело замещены халькозином. В борнит-халькопиритовых сростаниях халькозин тяготеет к пластинкам халькопирита. Агрегаты, образующиеся при совместном развитии халькозина и дигенита, а также всех трех минералов, особенно в борнит-халькопиритовых или в миллериит-халькопиритовых рудах, образуют обычно прожилки, каемки и полные псевдоморфозы (рис. 50). Прожилки нередко зональны, причем к халькопириту примыкает дигенитовая зона.

Характерной особенностью халькозина в жилках по халькопириту является поперечно-шестоватое строение. Признаки геометрического отбора в них отсутствуют, индивиды примерно равновеликие, что указывает, вероятно, на метасоматический характер развития халькозина (Яковлев, Яковлева, 1974).

К о в е л л и н развит чаще в дигенит-халькозиновых агрегатах, но в резко подчиненном объеме. Иногда возникает непосредственно по халькопириту. Участки интенсивного развития халькозина, дигенита и ковеллина характеризуются также дисульфидизацией руд, виоларитизацией пентландита, развитием гидроокислов железа, самородной меди.

Физические свойства рассматриваемых минералов изучены недостаточно. Имеются лишь спектры отражения, измеренные на ФМЭ-1 (Яковлев, Яковлева, 1974). Они показывают, что наиболее высокое отражение (27-34%) имеет халькозин, далее следует ковеллин в положении  $R_g$  (22,1-31,7%), затем дигенит (15,2-28,3%) и ковеллин в положении  $R_p$ . Двухотражение ковеллина составляет от 10 до 17%. Прецизионное измерение спектра халькозина на установке ПИОР (рис. 52) подтвердило имеющиеся данные о силе отражения и форме спектра.

Химический состав халькозина и дигенита определен в Аллареченском районе. Содержание элементов по двум анализам составило: в халькозине (в вес.%): Cu - 77,9-79,0, S - 20,6-22,1, Fe - 0,37-0,77, Ni - 0,01-0,23, Co - не обн., сумма - 99,60-100,78; в дигените (1 анализ): Cu - 70,6, S - 22,8, Fe - 5,71, Ni и Co - не обн., сумма - 99,11. Полученные данные показывают, что состав халькозина близок теоретическому (Минералы, 1960), а состав дигенита отличается пониженным содержанием меди и существенной примесью железа.

## В а л л е р и т

Валлериит относится к числу слабоизученных минералов. Сведения о нем имеются лишь в одной работе (Яковлев, Яковлева, 1974). Валлериит приурочен к сингенетическим вкрапленным рудам в серпентинизированных ультраосновных породах. Встречается в виде псевдоморфоз по титаномагнетиту и прожилков в серпентинитах. К наиболее распространенной форме относятся мельчайшие чешуйчатые вросстки в титаномагнетите, которые, „сливаясь” в агрегаты, создают блоки неправильной, линзовидной, изометрической и другой формы, часто ограниченные пластинами ильменита. Менее распространены самостоятельные выделения валлериита среди породообразующих минералов.

Микротвердость трех образцов валлериита варьирует в среднем от 109,8 до 160 кгс/мм<sup>2</sup> при нагрузке 20 гс. По сравнению с эталонными данными (N=50-93 кгс/мм<sup>2</sup>, Лебедева, 1977) микротвердость исследованного валлериита выше. Минерал

характеризуется низкими значениями коэффициентов отражения (от 10,8 до 20,0%), но очень сильным двуотражением и анизотропией. Форма спектров отражения (рис. 52) и другие данные в целом близки таковым для валлерита Норильского месторождения (Генкин, Вьялсов, 1967) и Горюнского участка на Южном Урале (Яковлев и др., 1969). Рентгенометрически не исследован. Данных химического анализа не имеется. Необходимо дальнейшее изучение.

## Г и д р о о к и с л ы   ж е л е з а

Гидроокислы железа широко распространены в зоне окисления медно-никелевых месторождений (Федотова, 1968). Встречаются они и на более глубоких горизонтах в рудах всех типов, но преимущественно в поздних зонах дробления и смятия, где развиваются по всем главным рудным минералам. Представлены тонкодисперсными гетитом и лепидокрокитом, а также лимонитом. Агрегаты их обычно невелики по размерам, поэтому разделение на минеральные виды затруднительно. Обычно они развиваются по трещинкам и вокруг зерен сульфидов и магнетита в виде образований с колломорфной концентрически зональной текстурой.

Состав и структура, а также физические свойства не исследованы. Лишь для одного образца гетита из зоны окисления Печенгского рудного поля снята рентгенограмма (Федотова, 1968), полностью соответствующая справочным данным (Михеев, 1957).

## Н е о п р е д е л е н н ы е   м и н е р а л ы

В эту группу включены минералы, диагностика которых не завершена в основном из-за малых размеров выделений, не определены структура и физические свойства. Почти все они относятся к группе примесей, развиты в рудах различных типов, но преимущественно в рассеянно-вкрапленных и оруденелых экзоконтактных и вмещающих породах. Часть таких минералов, как несколько более изученных кратко охарактеризованы выше в родственных им группах теллуридов, арсенидов и др.

М и н е р а л   с о с т а в а    $1,27 \text{ FeS} \cdot 0,57 [(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})(\text{OH})_2]$  встречается довольно часто в сильно измененных (серпентинизированных) перидотитах Аллареченского района, содержащих бедное сингенетическое оруденение. Тесно ассоциирует с серпентином и вторичным магнетитом, замещающими первичные силикаты и сульфиды. Образует совместные с магнетитом и самостоятельные тонкие ветвящиеся прожилки, неправильные и линзовидные обособления среди силикатов. Цвет

минерала серый и буровато-серый, отражение невысокое, двуотражение и анизотропия очень сильные, весьма сходные с таковыми валлериита и точилинита. Но от первого минерал отличается отсутствием в своем составе меди, а от второго - высоким содержанием железа и низким магния.

Минерал состава  $(\text{Ni}_{3.197}\text{Fe}_{0.502}\text{Cu}_{0.366})_{4.065}\text{S}_{5.000}$  ранее был описан как минерал Д (Яковлев, Яковлева, 1974). Встречаются в экзоконтактовых и вмещающих породах с миллерит-халькопиритовым оруденением, образует мелкие (менее 0.05 мм) выделения в краевых частях вкрапленников халькопирита, имеющие лапчатую, дендритовидную, иногда округлую форму. Содержит многочисленные мельчайшие включения нерудных минералов, благодаря чему поверхность его в аншлифах неровная, ямчатая. Цвет минерала кремово-белый, двуотражение и анизотропия слабые или отсутствуют, отражение выше, чем у халькопирита, но ниже, чем у пирита или миллерита; рельеф примерно такой, как у халькопирита. Судя по результатам микронзондового анализа (41.04 S, 48.01 Ni, 7.17 Fe, 5.96 Cu, 0.04 Co, сумма 102.22 вес.%), это сульфид никеля с заметной примесью Fe и Cu. Если эту примесь отнести на счет халькопирита, то новый пересчет дает формулу  $\text{Ni}_{3.095}\text{S}_{4.000}$ , близкую таковой полидимита. Для уточнения диагностики требуются дополнительные исследования.

Минерал состава  $(\text{Fe}_{0.88}\text{Ni}_{0.10}\text{Cu}_{0.04})_{1.02}\text{S}_{2.00}$  (результаты анализа: 52.87 S, 40.58 Fe, 4.82 Ni, 2.02 Cu, 0.13 Co, сумма 100.42 вес. %) встречен в оруденелом гранитном пегматите месторождения Восток, пересекающем полевошпатовые амфиболиты в 2-3 м ниже маломощной жилы брекчиевидной руды. Ассоциирует с халькопиритом, миллеритом, бравоитом, халькозином. Образует мелкие (до 0.05 мм) линзовидные и изометрические выделения в халькопирите на контакте с бравоитом. Цвет минерала белый с нежным голубоватым оттенком, двуотражение и анизотропия отсутствуют, отражение и рельеф ниже, чем у бравоита, но выше халькопирита. Судя по результатам анализа, это дисульфид железа с заметной примесью никеля и меди, возможно, медисто-никелистый пирит.

Минерал состава  $(\text{Ni}_{2.54}\text{Co}_{0.49})_{3.03}(\text{As}_{1.97}\text{S}_{0.03})_{2.00}$  (результаты анализа: 4.22 S, 40.99 As, 41.42 Ni, 8.08 Co, 3.90 Cu, 3.49 Fe, сумма 102.10 вес.%; при пересчете Cu, Fe и часть S исключены на примесь халькопирита) ранее был описан как минерал И (Яковлев, Яковлева, 1974). Встречен в приконтактовой части жилы гранитного пегматита, пересекающей массив перидотитов с сингенетическим оруденением на одном из участков Аллареченского района. Здесь он замещает кобальтин (ранее был назван минералом А), развиваясь по нему со стороны силикатов в виде тонких каемок (менее 0.02 мм). Цвет его светло-желтый, с зеленоватым оттенком, двуотраже-

ние не наблюдается, анизотропия слабая; отражение высокое – примерно равное таковому халькопирита; рельеф ниже кобальтина, но выше халькопирита. Судя по результатам пересчета, минерал является мышьяковым аналогом хизлевудита; для уточнения диагностики необходимы дополнительные исследования.

М и н е р а л   с о с т а в а    $(Pd_{0.53}Pt_{0.40}Ni_{0.02})_{0.95} \times$   
 $\times (Te_{1.67}Bi_{0.33})_{2.00}$  (результаты анализа: 0.04 S, 0.06 Fe, 0.24 Ni, 18.58 Pt, 13.61 Pd, 16.70 Bi, 51.00 Te, не обнаружены Co, Cu, Mo, As, сумма – 100.23 вес.%) встречен в сплошной сульфидной руде одной из апофиз жилы № 4 в массиве Сопча (Мончегорский плутон). Минерал образует мелкие (до 0.03 мм) удлиненные и изометричные включения в пентландите вместе с меренскиитом и молибденитом. Рельеф его примерно равен рельефу меренскиита, цвет белый с отчетливым голубоватым оттенком, отражение немного ниже, чем меренскиита, но заметно выше чем пентландита; двуотражение не наблюдалось, анизотропия слабая или отсутствует. Судя по результатам анализа, минерал, по-видимому, является промежуточным членом ряда меренскиит-моччеит; для уточнения диагностики необходимы дополнительные исследования.

О генезисе медно-никелевых руд. Как известно, формирование сульфидных медно-никелевых месторождений вообще и Кольского полуострова в частности на протяжении длительного времени является предметом оживленных дискуссий, причем дискуссионны практически все стороны генезиса (природа и источник рудного вещества, способ и место его отложения, физико-химические условия образования и изменения руд и т.д.), за исключением, пожалуй, одной — пространственной связи месторождений с массивами основных и ультраосновных пород. Все разнообразие генетических представлений в конце-концов сводится к трем концепциям или гипотезам: магматогенной, метаморфогенной и гидротермальной; сторонников последней в ее первоначальном виде сейчас очень мало, и практически обсуждаются первые две концепции. Содержание каждой из них рассматривалось во многих обобщающих работах по геологии медно-никелевых месторождений и здесь не повторяется.

Авторы настоящей сводки считают, что в целом для сульфидных медно-никелевых месторождений наиболее разработанной с позиции геологии, петрологии, физико-химических и экспериментальных исследований остается магматогенная концепция. При этом они, как и многие другие исследователи, в формировании месторождений этого класса находят отражение не только магматических, но и метаморфических и гидротермальных факторов, в различных структурно-фациальных зонах по-разному влиявших на этот процесс. Это представление неоднократно рассматривалось нами раньше (Атлас..., 1973; Яковлев, Яковлева, 1974; Яковлев и др., 1978, 1980; Медно-никелевые руды..., 1979 и др.), поэтому здесь мы отметим лишь черты, общие для всех месторождений региона.

Анализ парагенетических минеральных ассоциаций в истории формирования медно-никелевых руд показывает, что всюду последовательность (направленность) их смены была общей, качественно одинаковой, но с заметными (а часто и резкими) количественными различиями роли каждой ассоциации в конкретных районах. Отчетливо выделяются три этапа, которые мы называем магматическим, регионально-метаморфическим и поздне-метаморфическим. Внутри каждого этапа можно выделить стадии минерализации, а в целом последовательность минералообразования представляется следующим образом.

1. Магматический этап: а) раннемагматическая стадия – кристаллизация первичных силикатов основных и ультраосновных пород, титаномагнетита, хромшпинелидов; б) позднемагматическая стадия – кристаллизация сульфидов сингенетических руд, распад твердых растворов в окислах и силикатах; в) автометаморфическая стадия – серпентинизация и отчасти амфиболизация ультраосновных и основных пород, распад твердых растворов в сульфидах и замещение последних магнетитом.

2. Регионально-метаморфический этап: а) стадия регионального метаморфизма – развитие кальциевых амфиболов, слюд, серпентинов, хлоритов (в зависимости от фациальных условий), преобразование сингенетического оруденения; б) стадия эпигенетического оруденения – проявление зон дробления и смятия, в которых локализовались брекчиевидные и сплошные руды, развитие метасоматической вкрапленности сульфидов в основных и ультраосновных породах, а также иногда и во вмещающих (пространственно и во времени тесно связана с первой и часто их трудно разделить); в) стадия околужильного метаморфизма – развитие магниевых амфиболов, биотита, талька, второстепенных и редких рудных минералов.

3. Поздне-метаморфический этап: проявлен в поздних тектонических зонах (дробления, милонитизации и т.п.) и характеризуется преобразованием всех пород и руд. Он начинается после образования тел гранитных пегматитов и по условиям минералообразования является переходным от гипогенной к гипергенной обстановке. Характерной особенностью этого этапа является локальность, пространственная разобщенность различных минеральных ассоциаций, что затрудняет выяснение их возрастных соотношений. Арсенидо-сульфидная минерализация в зонах дробления, проявленная на многих месторождениях, условно относится к третьему этапу, но соотношение ее с типичным медно-никелевым оруденением нередко не установлено.

Эта схема – общая для всего региона, но в определенных структурно-фациальных зонах продукты тех или иных процессов каждого этапа представлены далеко не одинаково.

Общим, определяющим в истории формирования месторождений был магматический этап, в течение которого образовались сами никеленосные массивы и связанное с ними первичное сульфидное оруденение сингенетического типа. Позднейшие процессы во многих случаях приводят к существенному изменению сингенетического оруденения, особенно его минерального состава и текстурно-структурных особенностей, но они являются всего лишь преобразующими, а не рудогенерирующими. В наиболее полном виде указанная выше последовательность формирования месторождений прослеживается в тех из них, которые связаны с массивами основных и ультраосновных пород, испытавших воздействие регионального метаморфизма, т.е. с доскладчатыми или синскладчатыми интрузивами (Козлов, 1973). Такие массивы являются представителями четырех никеленосных магматических формаций: вебстерит-габбро-норито-

вой, габбро–лерцолит–пироксенитовой, гипербазитовой и габбро–верлитовой.

Несмотря на приуроченность этих массивов и месторождений к различным структурно–фациальным зонам, период формирования эпигенетических руд в них всюду связывается с проявлением интенсивных тектонических движений и регионального метаморфизма, условия которого изменялись в широком диапазоне – от зеленосланцевой фации до гранулитовой. Кроме того, в некоторых районах период формирования эпигенетических руд близок по времени периоду образования гранитных пегматитов – зоны их интенсивного развития иногда совпадают.

Эпигенетические руды возникли главным образом за счет сингенетических, без существенного переотложения последних, но не исключено и новое поступление рудообразующих компонентов из магматического очага, указанием на что может служить своеобразие химического состава брекчиевидных руд – наиболее типичных представителей эпигенетического оруденения.

Начало третьего этапа всюду фиксируется изменением эпигенетического оруденения – новым проявлением тектонических подвижек, трещинообразования и развития жил различного состава (от пироксен–амфиболовых до карбонатных). Характерной особенностью всех процессов этого этапа является их локальность, интенсивное проявление на ограниченных участках месторождений – чаще всего в поздних зонах дробления, вблизи контактов с вмещающими породами и т.п. Изменения руд заключаются в их серпентинизации, хлоритизации, карбонатизации, частичной перекристаллизации, виоларитизации и дисульфидизации на отдельных участках, а иногда – в развитии вторичных сульфидов меди, окислов и гидроокислов железа, сульфатов и др. С этим этапом обычно связывается и проявление наиболее поздней арсенидной и сульфоарсенидной минерализации, приуроченной к поздним тектоническим зонам.

В месторождениях, приуроченных к массивам основных и ультраосновных пород, не испытавших воздействия регионального метаморфизма, т.е. к послескладчатым или платформенным интрузивам (Козлов, 1973), второй этап их формирования – образование эпигенетического (преимущественно жильного) оруденения – во времени (и пространстве) совпадает с развитием пегматоидных образований основного и среднего состава и связывается с новым поступлением пороодо– и рудообразующих компонентов из магматического очага. Массивы такого типа на Кольском полуострове представляют только одну никеленосную формацию – перидотит–пироксенит–норитовую.

Проявления контактового метаморфизма в них более существенные, чем в массивах основных и ультраосновных пород других формаций; иногда интенсивнее развит и трещинный метаморфизм и связанное с ним преобразование сингенетических и эпигенетических руд. Минерализация третьего этапа в целом обычно проявлена здесь меньше, чем в массивах первой группы.

Изложенная схема формирования медно-никелевых месторождений Кольского полуострова, конечно, не претендует на универсальность и исчерпывающее объяснение всего процесса – она несомненно нуждается в дальнейшей разработке. Возможно и иное толкование многих вопросов и фактов. Но совокупность всех изложенных выше материалов находит, по нашему мнению, наиболее полное выражение в формуле: сульфидное медно-никелевое оруденение подавляющего большинства месторождений и рудопроявлений Кольского полуострова является магматическим, позднее преобразованным в различных фациальных условиях регионального метаморфизма, а также околотрещинного, контактового, динамо- и гидротермального метаморфизма.

О типоморфных свойствах минералов. Обобщение и систематизация материалов по минералогии медно-никелевых руд выявили ряд принципиально новых особенностей распределения и некоторых свойств многих минералов. Несмотря на неравномерную изученность как отдельных минералов так и никеленосных районов, имеющиеся данные показывают, что выявленные особенности имеют общий характер, т.е. являются типоморфными.

Не имея возможности осветить все явления типоморфизма (для главных и многих второстепенных минералов они содержатся в описании), мы отметим лишь наиболее характерные из них – для некоторых главных породо- и рудообразующих минералов, которые имеют отношение к генетическим вопросам.

Наибольшим объемом информации о магматическом этапе формирования месторождений обладают первичные породообразующие силикаты, отчасти окислы и сульфиды ранних генераций.

1. Оливины и ортопироксены, наиболее ранние минералы магматического этапа, во всех районах имеют больше сходных черт, чем различий. Концентрация их в рудоносных массивах различной формационной принадлежности примерно одинаковая, причем более богатое оруденение тяготеет к существенно оливиновым горизонтам, реже – к существенно пироксеновым. Но в массивах габбро-лерцолит-пироксенитовой формации сульфидное оруденение концентрируется в безоливиновых породах, а в массивах вебстерит-габбро-норитовой формации концентрация сульфидов часто пропорциональна содержанию ортопироксена.

Оба минерала отличаются устойчивостью и относительной чистотой своего состава. Так, оливины рудоносных массивов – это в основном хризолиты с 15–20% фаялитового компонента и низким содержанием примесей (за исключением  $Fe_2O_3$  и  $NiO$ ). В мелких безрудных массивах и в безрудных дифференциатах крупных расслоенных интрузивов железистость оливина или заметно меньше (6–8%) или больше (30–35%). Примесь  $NiO$  (0.10–0.46%) является изоморфной; она не зависит от интенсивности оруденения в массивах, а определяется составом оливина (выше в более магниезиальных разностях), т.е. принадлежностью интрузива к тому или иному формационному типу.

Ортопироксен рудоносных массивов – это в основном бронзит и гиперстен с железистостью 15–25%, редко больше. Но состав пироксена находится в прямой зависимости от состава (железистости) породы, и в целом его железистость возрастает от ранних дифференциатов к поздним и от ультраосновных пород к основным; в этом же направлении увеличивается количество примеси  $Al$ , достигая максимума в „рудных гиперстенигах“ Ловноозерского района.

Ортопироксен по сравнению с оливином более устойчив к метаморфическим преобразованиям, в процессе которых он приобретает новые черты, а часть ортопироксена в отдельных районах является метаморфогенным. Ортопироксен магматического происхождения в процессе метаморфизма „очищается“ от примесей, что особенно показательно для кальция; метаморфогенный пироксен отличается максимальным содержанием примесей ( $Al$ ,  $Ca$ ,  $Fe^{3+}$  и др.).

Клинопироксены имеют и магматическую, и метаморфическую природу. Магматический клинопироксен в значительном количестве присутствует только в массивах Печенгского района и в массиве Застейд-II, а в остальных районах развит в качестве примеси. Он обладает примерно теми же особенностями состава и свойств в массивах различных формаций, что и ортопироксен и оливин. По составу – это преимущественно авгит, в Печенгском районе обогащенный титаном, а в Мончегорском плутоне – хромом. В ряду сосуществующих минералов: оливин–ортопироксен–клинопироксен – примесь алюминия и хрома всюду возрастает, а никеля, кобальта и меди – уменьшается.

Таким образом, в типоморфных свойствах оливина, орто- и клинопироксенов находят отражение главные закономерности магматического этапа формирования месторождений: принадлежность пород к определенным формационным комплексам, проявление дифференциации и т.п., что в ряде случаев позволяет по совокупности данных решать и обратную задачу.

2. В обширной группе амфиболов есть представители всех трех этапов формирования медно–никелевых месторождений, хотя максимальное их разнообразие и наиболее интенсивное развитие свойственны месторождениям, связанным с доскладчатыми или соскладчатыми интрузивами, испытавшими воздействие регионального метаморфизма (особенно амфиболитовой фации). Так, среди кальциевых амфиболов керсутиты, „бурые“ гастингситовые и чермакитовые роговые обманки характеризуют заключительные стадии магматического этапа. Различным фаціальным условиям регионального метаморфизма (от зеленосланцевой до гранулитовой) соответствуют актинолиты, актинолитовые, магнезио-, гастингситовые, паргаситовые и чермакитовые роговые обманки, различающиеся также содержанием титана, алюминия и других компонентов.

Железо–магнезиальные амфиболы характерны для локальных зон более позднего околотрешинного, околожильного и приконтактного метаморфизма.

В группе слюд резко преобладают железо-магнезиальные ряда флогопит-биотит с широким развитием промежуточных членов. Флогопит развит преимущественно в ультраосновных породах, а биотит - в основных, а также в экзоконтактовых метасоматитах всех массивов, в оруденелых тектонических зонах. Наименьшей железистостью обладает флогопит из внутренних частей ультраосновных массивов, а наибольшей - биотит из руд в тектонических зонах и околорудных метасоматитов. Состав слюд определяется главным образом составом исходных пород, а также структурными особенностями тех или иных участков массивов или месторождений и не зависит от степени оруденения основных или ультраосновных пород.

Серпентины характерны для ультраосновных пород, а их интенсивное развитие - для массивов последних, испытавших метаморфизм зеленосланцевой фации. При этом в гипербазитах, не испытавших воздействия регионального метаморфизма или метаморфизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, развит преимущественно лизардит, а в метаморфизованных в зеленосланцевой фации - и лизардит, и антигорит. В последних сингенетические руды содержат главным образом лизардит, а эпигенетические - антигорит, т.е. лизардит здесь соответствует более раннему (возможно, автосметаморфическому) периоду преобразования ультраосновных пород, а антигорит - более позднему. Кроме того, в конечные стадии метаморфизма образуются хризотил-асбест, офит и другие разновидности серпентина.

Таким образом, в целом особенности развития, состава и физических свойств амфиболов, слюд и серпентинов определяются составом исходных пород и P-T условиями метаморфизма и практически не зависят от интенсивности оруденения. Благодаря этому их минералогическая характеристика может быть использована для суждения о фациальных условиях метаморфизма, структурных особенностях массивов и месторождений, первичном составе полностью измененных основных и ультраосновных пород.

3. Для главных сульфидных минералов медно-никелевых руд, являющихся „сквозными“ в истории их формирования, характер парагенетических минеральных ассоциаций, особенности состава и свойств минералов в значительной степени определяются типом вмещающих (материнских) пород. Так, для сингенетического оруднения в ультраосновных породах типоморфной является ассоциация гексагонального пирротина, троилита, кубанита, железистого пентландита, маккинавита; в основных породах она представлена ранним пиритом, моноклинным пирротинном ( $\pm$  гексагональный), никелистым пентландитом.

Эпигенетическое оруденение в основных и ультраосновных породах не обладает такой четкой зависимостью ассоциаций от состава пород. Исключение составляет оруденение в боковых породах и околорудных метасоматитах: здесь оно часто беспирротинное, а типоморфными минералами являются пирит, никелистый пентландит, борнит, миллерит и многие редкие минералы.

Поздние преобразования сля- и эпигенетических руд, как уже отмечалось, локальны и характеризуются появлением таких минералов, как вторичный пирит, виоларит, марказит, халькозин, ковеллин, арсениды и сульфоарсениды и др. При этом первые три минерала наблюдаются как в оруденелых основных и ультраосновных, так и в боковых породах, а остальные – преимущественно в боковых, на флангах месторождения.

4. Пирротин, как самый распространенный минерал, встречается почти повсеместно: он отсутствует только иногда в оруденелых боковых породах или в сильно измененных относительно низкотемпературными процессами рудах различных типов. Роль вмещающих пород сказывается на химическом и фазовом составе пирротина. Так, статистически устанавливается, что пирротин из руд в ультраосновных породах обладает более высоким содержанием металлов (47.5 ат.%), чем пирротин из руд в основных породах (46.3 ат.%). В то же время примесь никеля в среднем выше в пирротине из основных пород (0.40%) по сравнению с ультраосновными (0.26%). Эпигенетические руды всех месторождений, за исключением Ловноозерского, характеризуются повышенной ролью моноклинного пирротина, а в Ловноозерском месторождении соотношение обратное.

Относительное содержание пентландита в оруденелых ультраосновных породах всех районов примерно в 2 раза выше, чем в оруденелых основных. Химический состав пентландита в месторождениях, связанных с основными породами, довольно устойчив и в целом отличается несколько повышенной никелистостью. В месторождениях, связанных с ультраосновными породами, состав пентландита варьирует широко, в том числе и в пределах одного месторождения: здесь выделяются железистые ( $Ni:Fe < 0.9$ ), нормальные ( $Ni:Fe \sim 1.0$ ) и никелистые ( $Ni:Fe > 1.2$ ) его разновидности, характерные для руд определенных природных типов и минеральных парагенезисов.

Халькопирит характеризуется высокой устойчивостью состава, структуры и физических свойств в широком диапазоне условий образования, что пока не находит объяснения. Для него показательным также наличие широкого спектра изоморфных примесей и многочисленных включений других минералов, в том числе редких, например теллуридов, висмутидов, самородных. По этому признаку замечаются определенные отличия халькопирита из сингенетических и эпигенетических руд. Так, для первого характерны включения в качестве продуктов распада пентландита, кубанита, маккинавита, а для второго – только маккинавита. Но именно халькопирит эпигенетических руд часто содержит многочисленные включения минералов-примесей.

Ранний пирит развит преимущественно в рудах, связанных с основными породами; поздний распространен повсеместно, но локально, подчиняясь зонам интенсивного преобразования первичных пород и руд. Поздний пирит обладает неоднородным внутренним строением, иногда отчетливой зональностью, широкими вариациями физичес-

ких свойств и состава (особенно в отношении примесей никеля и кобальта).

Многочисленные редкие минералы (самородные металлы, теллуриды, минералы металлов группы платины, арсениды и сульфиды арсениды и др.) относятся к числу поздних образований и концентрируются обычно в эпигенетических рудах (прожилково-вкрапленных, прожилковых, брекчиевидных и др.) и главным образом в их халькопиритовых разновидностях. Некоторые группы этих минералов (например, таких металлов, как осмий, иридий, рутений, родий) характерны для безсульфидных гипербазитовых массивов, и наличие их в сульфидных медно-никелевых рудах является необычным, по крайней мере для Кольского полуострова. Недостаточная изученность почти всей этой группы не позволяет конкретизировать типоморфные особенности их развития и состава.

Задачи дальнейших исследований. Принято считать, что минеральный состав сульфидных медно-никелевых руд прост и в целом однообразен для всех никелевых провинций мира. По-видимому, это отчасти справедливо, если иметь в виду только главные пороодо- и рудообразующие минералы. Если же рассматривать всю совокупность минеральных видов и разновидностей, слагающих руды различных природных типов, то легко убедиться в ее многообразии и сложности.

Подтверждением этому является и настоящая сводка, которая несомненно в дальнейшем еще будет дополнена многими неизвестными в настоящее время минералами. Но уже сейчас она содержит такой объем сведений о минеральном составе руд, связанных с различными магматическими комплексами и приуроченных к различным структурно-фациальным зонам, который может служить основанием для генетических построений, предварительной металлогенетической характеристики отдельных районов и ориентировочной оценки технологических качеств руд.

Это свидетельствует, с одной стороны, о плодотворности избранного направления минералогических исследований и необходимости их продолжения, а с другой — о важности изучения всех проявлений типоморфизма, от парагенетических ассоциаций до деталей внутреннего строения и состава минералов. Основными задачами дальнейшего изучения вещественного состава сульфидных медно-никелевых руд Кольского полуострова будут, по нашему мнению, следующие.

1. Традиционное исследование слабо изученных минералов и минеральных групп, а также минерального состава руд новых или ранее не изучавшихся месторождений и рудопроявлений. Степень изученности минералов отмечена выше. Детализация минералогической характеристики, уточнение отдельных выводов и другие доработки необходимы для многих минералов. Но особого внимания требуют дополнительные исследования таких групп минералов, как полевые шпаты, карбонаты, хлориты, все окислы, минералы зоны окисления и неопределенные. Среди районов, медно-никелевое оруденение которых изучено слабо, важнейшим представляется Имандра-Варзугский, далее Колвицкий и Южно-Сальютундровская зона. Кроме того,

слабо изучено оруденение некоторых массивов северо-восточного обрамления Печенгского синклиория, массива Застейд-II и др.

2. Исследование минералого-геохимической зональности рудных тел, имеющее важное научное и практическое значение: выяснение последовательности формирования рудных тел и месторождений, а также прогнозирование распространения руд определенного состава на глубоких горизонтах. Исследование зональности рудных тел должно быть комплексным – в первую очередь сочетаться с геолого-структурными и петрологическими работами, а также геофизическими.

Первостепенное значение работы этого направления имеют для Печенгского рудного поля, где они могут проводиться как на эксплуатируемых, так и на разведываемых месторождениях. Кроме того, их постановка возможна на отдельных месторождениях и рудопоявлениях Аллареченского и Имандра-Варзугского районов.

3. Детальное и всестороннее изучение типоморфизма минералов: их парагенетических ассоциаций, условий развития, состава, структуры и физических свойств. Эти исследования необходимы в первую очередь для металлогенического анализа территории Кольского полуострова, поэтому они должны опираться на металлогеническое районирование и формационную классификацию магматических комплексов. Следовательно, все проявления типоморфизма будут рассматриваться прежде всего в „провинциальном плане“, т.е. применительно к определенным структурно-фациальным зонам, магматическим формациям, интрузивам определенного строения и состава. Применение новых, более совершенных методов минералогических исследований может выявить новые, более „тонкие“ черты типоморфизма, не фиксируемые в настоящее время (например, для халькопирита, пирротина и других минералов). Несомненно, и эта задача должна решаться в комплексе исследований многих других направлений.

4. Оценка технологических качеств руд – решается попутно, имеет предварительный характер, но при необходимости могут быть поставлены специальные минералого-технологические исследования.

Исследования всех перечисленных направлений по существу преследуют две цели (или две стороны одной цели): в научном плане – это выяснение условий и последовательности формирования медно-никелевых руд, а в практическом – разработку минералогических и минералого-геохимических критериев оценки рудоносности различных магматических комплексов и предварительную характеристику технологических качеств руд различных природных типов.

## Л и т е р а т у р а

Айзикович А.Н., Берзои Р.О., Нейкур Т.Л., Соболев М.Т., Чвилева Т.Н. Об уральских герсдорфитах. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Л., „Наука“, 1974, с. 113–118.

Артемов В.Р., Ковалев Г.А. Минералогия месторождений хризотил-асбеста. — В кн.: Месторождения хризотил-асбеста СССР. М., „Недра“, 1967, с. 339–402.

Астафьев Ю.А., Медников А.И., Пренит из осадочных пород Печенгского района. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 9, Л., „Наука“, 1972, с. 108–111.

Атлас текстур и структур сульфидных медно-никелевых руд Кольского полуострова. Л., „Наука“, 1973. 177 с. Авт.: Г.И. Горбунов, Ю.Н. Яковлев, Ю.А. Астафьев, Ю.В. Гончаров, И.С. Бартенев, Ю.Н. Нерадовский.

Бакушкин Е.М. Авгит и керсутит пород нясюкских интрузий. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1977, с. 34–44.

Бакушкин Е.М. Метаморфизм равнинских массивов бронзитит-гаршбургитов северного обрамления Печенги. — В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1978, с. 144–161.

Бакушкин Е.М. Сульфидное медно-никелевое оруденение интрузии горы Генеральской (массив Луостари). — В кн.: Новые данные по минералогии медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1979, с. 79–84.

Балабонин Н.Л., Латышева Л.Г. О составе природного моносulfида железа по рентгенометрическим данным. — В кн.: Материалы У1 Всес. межвед. совещ. по рентгенографии минер. сырья. Алма-Ата, „Наука“, 1974, с. 12–13.

Балабонин Н.Л., Кривовичев В.Г., Аведисян А.А. Углеродистое вещество в кристаллических сланцах северо-запада Кольского полуострова. — В кн.: Минералы метаморфических пород Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1979, с. 81–94

Балабонин Н.Л., Яковлев Ю.Н., Орсов Д.А., Пахомовский Я.А. Главные сульфидные минералы Ловноозерского медно-никелевого месторождения. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1977, с. 69–88.

Баржцкая С.М. К минералогии месторождения восточного фланга Печенгского рудного поля. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов ос-

новых и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1977, с. 89-97.

Баржицкая С.М., Пахомовский Я.А. Пентландит восточного фланга Печенгского рудного поля. - В кн.: Новые данные по минералогии медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1979, с. 85-88.

Бартенева И.С. Молибденит из медно-никелевого месторождения НЮД-II. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 10. Л., "Наука", 1974, с. 24-27.

Бартенева И.С., Климентьев В.Н., Тельнов В.А. Геологическое строение и сульфидная медно-никелевая минерализация рудопоявления Ластьявр. - В кн.: Геология и структура рудных месторождений Кольского полуострова. Апатиты, 1980, с. 75-81.

Беляев О.А., Загородный В.Г. Структурно-стратиграфические черты Аннамско-Хяхнаярвинской зоны. - В кн.: Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1974, с. 16-27.

Богатиков О.А., Андреева Е.Д. О керсутите из габбро горы Патын. - В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами их петрогенезиса. М., "Наука", 1970, с. 64-70.

Брызгалов И.А., Ракчеев А.Д. Поглощение и светорассеяние трюлитов, гексагональных и моноклинных пирротитов и диагностика их по оптическим свойствам. - Вест. МГУ, Геология, 1970, № 6, с. 92-106.

Будько И.А., Кулагов Э.А. Природный кубический халькопирит. - ДАН СССР, 1963, т. 152, № 2, с. 408-410.

Будько И.А., Кулагов Э.А. Трюлит в жильных рудах Норильска и Талнаха. - ДАН СССР, 1966, т. 169, № 2, с. 428-429.

Будько И.А., Кулагов Э.А. Новый минерал талнахит - кубическая разновидность халькопирита. - Зап. ВМО, 1968, т. 97, № 1, с. 63.

Будько И.А., Митенков Г.А. Природные и искусственные соединения со структурой пентландита. - В кн.: Кристаллохимия и структура минералов. Л., "Наука", 1974, с. 130-133.

Веселовский Н.Н. Хризотил-асбестовая минерализация Печенгского рудного поля, закономерности ее размещения и условия образования. - Автореф. канд. дис., ЛГИ, 1976. 23 с.

Веселовский Н.Н. Физические свойства и химический состав хризотил-асбеста Печенги. - В кн.: Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1977, с. 63-68.

Виноградов Л.А., Быков В.В. Никеленосные нориты Южно-Сальютундровской зоны на Кольском полуострове. - В кн.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л., "Наука", 1970, с. 43-55.

Вишневская Ю.Е., Негода Л.Г., Шарко Е.Д. Особенности никеленосности оливина и поведения силикатного никеля при серпентинизации (на примере никеленосных гипербазитов Печенги). - ДАН СССР, 1974, т. 217, № 5, с. 1177-1180.

Волохонский А.Н. Эволюция состава и свойств сульфидных минералов вкрапленных медно-никелевых руд восточного фланга Печенги в процессе их формирования. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1978, с. 18-28.

Волохонский А.Н., Бахчисарайцев А.Ю. Пирротины вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд Восточного фланга Печенгских месторождений. — Геол. рудн. месторожд., 1978, № 1, с. 103–110.

Вяльсов Л.Н. Спектры отражения рудных минералов (научно-методическое пособие). М., Ротапринт ИГЕМ, 1973. 67 с.

Генкин А.Д. Об ильваните из месторождений медно-никелевых сульфидных руд. — Зап. ВМО, 1953, ч. 82, № 2, с. 138–140.

Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М., „Наука“, 1968. 106 с.

Генкин А.Д., Вяльсов Л.Н. О валлериите и макинавите и условиях их нахождения в рудах. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 2, с. 94–107.

Генкин А.Д., Вяльсов Л.Н., Евстигнеева Т.Л., Марчукова И.Д. О мончэйте и майченерите из медно-никелевых руд Октябрьского месторождения. — Зап. ВМО, 1972, ч. 101, № 1, с. 112–118.

Генкин А.Д., Евстигнеева Т.Л., Лапутина И.П., Узасте Ю.Э. Первая находка фрудита ( $PdBi_2$ ) в СССР. — ДАН СССР, 1972, т. 203, № 5, с. 1160–1162.

Генкин А.Д., Журавлев Н.Н., Смирнова Е.М. Новые минералы — мончэит и котульскит и состав майченерита. — Зап. ВМО, 1963, ч. 92, № 1, с. 33–50.

Генкин А.Д., Логанов В.П., Органова Н.И. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклиньных пирротинов в рудах. — Геол. рудн. месторожд., 1965, № 3, с. 3–24.

Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н., Соболева С.В., Тронева Н.В. О кубическом кубаните и кубическом халькопирите. — Геол. рудн. месторожд., 1966, № 1, с. 41–54.

Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. — Матер. лабор. геол. докембрия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956, вып. 3, 328 с. Авт.: Н.А. Елисеев, Э.Н. Елисеев, Е.К. Козлов, П.В. Лялин, В.А. Маслеников.

Геология СССР, т. XXVII, ч. I. Мурманская область. М., Госгеолтехиздат, 1958. 714 с.

Гинзбург И.В. Обзор систематики пироксенов. — В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., „Наука“, 1970, с. 5–39.

Годлевский М.Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., „Недра“, 1968, с. 7–83.

Годовиков А.А. Минералогия. М., „Недра“, 1975. 520 с.

Гончаров Ю.В. Апатит из сульфидных медно-никелевых руд Аллареченского месторождения. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 4, Л., „Наука“, 1965, с. 58–62.

Гончаров Ю.В. О формах нахождения пентландита в сульфидных медно-никелевых рудах Аллареченского месторождения. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 6, Л., „Наука“, 1968, с. 5–9.

Гончаров Ю.В., Макаров В.Н. К минералогии карбонатов Аллареченского никеленосного интрузива. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 6, Л., „Наука“, 1968, с. 29–34.

Гончаров Ю.В., Осокин А.С. Серпентиновые прожилки в медно-никелевых рудах Аллареченского месторождения. — В кн.: Условия образования медно-никелевых руд (природные парагенезисы и эксперимент). Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1978, с. 29–33.

Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., „Недра“, 1968. 352 с.

Горбунов Г.И., Виноградов Л.А., Макиевский С.И., Яковлев Ю.Н., Юдин Б.А. Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова и его металлогения. — В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев, „Наукова думка“, 1979, с. 36.

Горбунов Г.И., Корилов Н.А. О новой находке ильвита в медно-никелевых сульфидных рудах. — ДАН СССР, 1954, т. ХС1У, № 2, с. 324–325.

Горелов В.А., Тельнов В.А., Рыбин В.К. Типы сульфидных руд Федоровстундровского массива. — В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, Изд. Кольского филиала АН СССР, 1975, с. 201–208.

Грабовский М.А., Жерденко О.Н. Сравнение двух магнитных методов исследования на примере пирротиновых руд. — В кн.: Музей земледования МГУ, М., 1967, № 4, с. 203–210.

Гранулитовая фация метаморфизма. Л., „Наука“, 1972. 256 с. Авт.: Г.М. Другова, В.А. Глебовицкий, Л.П. Никитина, Л.А. Прияткина, Л.В. Климов.

Григорьев Д.П. Онтогения минералов. Изд-во Львовского ун-та, 1961. 284 с.

Григорьев Д.П. Онтогения химических примесей в минералах. — Вест. ЛГУ. Сер. геологии и географии, 1967, вып. 6, № 1, с. 31–42.

Денисова М.В. Стадийность жильного медно-никелевого оруденения массива Ниттис-Кумужья-Травяная. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 9, с. 23–30.

Дир А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.т. 1–5, М., „Мир“, 1965–1966.

Дистлер В.В., Лапутина И.П. Сульфоарсениды никеля и кобальта, содержащие платиновые металлы. — ДАН СССР, 1979, т. 248, № 3, с. 718–721.

Дистлер В.В., Лапутина И.П. Необычная ассоциация платиновых минералов в габбро-норит-перидотитовом массиве на Кольском полуострове. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 00, с.

Дистлер В.В., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Балбин В.С. Арсениды, сульфоарсениды и антимониды никеля, кобальта и железа Талнахского рудного поля. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л., „Наука“, 1975, с. 61–74.

Докучаева В.С. Сосуществующие оливин, ромбический и моноклинный пироксены в породах Мончегорского плутона. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л., „Наука“, 1974, № 10, с. 43–51.

Докучаева В.С. О составе оливина из расщепленных интрузивов Мончегорского района. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1977, с. 3–10.

Докучаева В.С. Дуниты из интрузивов перидотит-габбро-норитового формационного типа в Мончегорском районе. — В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1978; с. 109–132.

Докучаева В.С. Ромбический пироксен из вкрапленных медно-никелевых руд Мончегорского плутона. — В кн.: Новые данные по минерало-

гии медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1979, с. 25-31.

Докучаева В.С., Ланев В.С. Юго-западная контактовая зона Мончегорского плутона. - В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л., "Наука", 1967, с. 30-39.

Евстигнеева Т.Л., Генкин А.Д., Коваленкер В.А. Новый висмутид палладия - соболевскит и номенклатура минералов системы PdBi-PdTe-PdSb. - Зап. ВМО, 1975, вып. 5, № 104, с. 568-579.

Ежов С.В. Особенности послегранитного метасоматоза в гнейсово-мигматитовом комплексе Аллареченского рудного поля (северо-запад Кольского полуострова). - Изв. вузов, Геология и разведка, 1973, № 8, с. 34-41.

Елисеев Э.Н. О составе и кристаллической структуре пентландита. - Зап. ВМО, 1955, ч. 84, № 1, с. 53-62.

Елисеев Э.Н. Минералогия и геохимия сульфидных медно-никелевых месторождений. - Вест. ЛГУ, Сер. геол. и геогр., 1958, вып. 4, № 24, с. 17-25.

Елисеев Э.Н., Денисов А.П. Рентгенометрическое исследование пирротинов. - Вест. ЛГУ. Сер. геол. геогр., 1957, вып. 3, № 18, с. 68-78.

Елисеев Э.Н., Кавардин Г.И., Юдин Б.А. Оливин в ультраосновных породах Кольского полуострова. - Вест. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1960, вып. 2, № 12, с. 5-14.

Елисеев Э.Н., Смирнова С.И. Железисто-магнийный ретгерсит. - Зап. ВМО, 1958, ч. 87, № 1, с. 1-13.

Ершова З.П. Термическое исследование минералов ряда куммингтонит-грюнерит. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 8, с. 80-91.

Ефимов М.М., Богданова М.Н., Радченко М.К. Роговообманковые перидотиты Каядалакшско-Колвицкой структурно-фациальной зоны. - В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1975, с. 48-63.

Жангуров А.А., Петров В.П., Смолькин В.Ф., Волошина З.М., Смирнова Т.Н. Пироксены дифференцированных интрузивов Печенги. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 10. Л., "Наука", 1974, с. 52-61.

Жангуров А.А., Предовский А.А. Химизм пород и природа первичной магмы никеленосных интрузий Печенги. - В кн.: Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1974, с. 72-83.

Жангуров А.А., Федотов Ж.А., Предовский А.А., Шолохнев В.В., Шляхова Х.Т., Шляхов В.И. Интрузивные базит-гипербазиты печенгского формационного типа в Мончегорском районе. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1978, с. 44-75.

Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л., "Наука", 1964, 208 с.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Принципы и главные черты тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита. - В кн.: Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, Изд-во КФ АН СССР, 1978, с. 3-12.

Зак С.И. Нижнепротерозойская гипербазитовая формация Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы докембрия Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1974, с. 69–81.

Зак С.И., Кочнев-Первухов В.И., Проскуряков В.В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск, Изд-во „Карелия“, 1972. 129 с.

Закруткин В.В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. — Зап. ВМО, 1968, вып. 1, ч. 97, с. 13–23.

Зеленская Л.В., Волохонский А.Н., Качурова И.М., Макаров В.Н., Траубе Ю.А. Поведение моноклинного и гексагонального пирротинов в процессе флотации медно-никелевых сульфидных руд. — Изв. вузов, Цветная металлургия, 1978, № 3, с. 11–15.

Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Гранат-биотит-рогово-обманковые метасоматиты Аллареченского месторождения. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, „Наука“, 1972, т. 7, с. 104–116.

Золотухин В.В., Фрябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А., Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной траптовой интрузии. Новосибирск, „Наука“, 1975. 436 с.

Иванова В.П., Корнилов Н.А. Асбестовидный (поперечно-волоконистый) хлорит из медно-никелевого месторождения. — ДАН СССР, 1958, т. 119, № 1, с. 154–157.

Кавардин Г.И. Керсутит из ультраосновных пород некоторых массивов Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. Л., „Наука“, 1959а, с. 55–61.

Кавардин Г.И. О некоторых особенностях химизма породообразующих минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. — Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959б, № 2, с. 16–24.

Карпенков А.М., Рудашевский Н.С. Никелистые разновидности халькопирита. — ДАН СССР, 1973, т. 211, № 5, с. 1172–1175.

Карпенков А.М., Митенков Г.А., Михайлова В.А., Рудашевский Н.С., Сидоров А.Ф., Шишкин Н.Н. О находке серебросодержащего пентландита в рудах Садбери. — Зап. ВМО, 1973, ч. 102, вып. 3, с. 339–342.

Карпенков А.М., Митенков Г.А., Рудашевский Н.С., Соколова Н.Г., Шишкин Н.Н. Обогащенная железом разновидность халькопирита. — Зап. ВМО, 1974, ч. 103, № 5, с. 601–605.

Кацпов Р.В. Пегматиты основных пород Мончегуудры и связанное с ними сульфидное оруденение. — Геол. рудн. месторожд., 1959, № 5, с. 74–90.

Коваленкер В.А. Минералогия и геохимия селена и теллура. М., „Наука“, 1977. 136 с.

Козлов Е.К. Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Кольского полуострова. — В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, с. 142–149.

Козлов Е.К. Типы медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 3. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1972, с. 54–72.

Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. На примере Кольского полуострова. Л., „Наука“, 1973. 288 с.

Козлов Е.К. Основные породы района Ловноозера и их рудоносность. — В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1975, с. 15-22.

Козлов Е.К., Горбунов Г.И. Медно-никелевые месторождения Кольского полуострова. — В кн.: Богатства недр Кольского полуострова. Мурманск. кн. изд., 1957, с. 36-66.

Козлов Е.К., Шолохнев В.В., Егоров А.А. „Приозерное“ — новый тип сульфидного медно-никелевого оруденения в Мончегорском районе. — В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1975, с. 126-143.

Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С. Основной и ультраосновной комплекс Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Л., „Наука“, 1967. 166 с.

Козлов М.Т., Латышев Л.Н., Докучаева В.С., Бартнев И.С., Шляхова Х.Т., Костин С.М., Пахомовский Я.А. Новый тип хромитового оруденения в кварцевых габбро-норитах Мончегорского рудного района. — В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1975, с. 108-125.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335-456.

Корнилов Н.А. Колломорфные нерудные минералы печенгских сульфидных медно-никелевых месторождений и их отношение к процессу кристаллизации руд. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. Л., „Наука“, 1959а, с. 30-38.

Корнилов Н.А. Об аномальных оптических свойствах некоторых асбестовидных гидросиликатов. — Зап. ВМО, 1959б, ч. 88, № 2, с. 115-125.

Корнилов Н.А. Хлориты из медно-никелевого месторождения в Печенгском районе. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. Л., „Наука“, 1959в, с. 39-48.

Корнилов Н.А. Ярозит с Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. Л., „Наука“, 1959г, с. 121-126.

Корнилов Н.А. Железистые серпентины печенгских сульфидных медно-никелевых месторождений. — ДАН СССР, 1960, т. 130, № 6, с. 1325-1328.

Корнилов Н.А. К минералогии серпентинов. — Зап. ВМО, 1961, ч. 90, вып. 5, с. 535-538.

Корнилов Н.А. О кварце из сульфидных медно-никелевых руд Печенги. — Геол. рудн. месторожд., 1962а, № 4, с. 123-126.

Корнилов Н.А. О сульфидных оливинитах и гарцбургитах Аллареченского никеленосного интрузива (Кольский полуостров). — ДАН СССР 1962б, т. 146, № 1, с. 199-202.

Корнилов Н.А., Денисов А.П. О составе и условиях образования пирротина и троилита печенгских медно-никелевых месторождений. — Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1959, № 4, с. 24-33.

- Костов И. Минералогия. М., „Мир“, 1971. 584 с.
- Костюк Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. Вып. 90. М., „Наука“, 1970. 312 с.
- Кочнев-Первых В.И. Ультраосновные интрузии Алларенченского района (Геология, петрография, химизм). — Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, Петрозаводск, вып. 1, 1968, с. 181-199.
- Кравцова Л.И., Спирidonова Г.В., Якшин Г.Я. Критерии прогнозирования медно-никелевых руд на основе распределения никеля и кобальта в пирротинах месторождения „Спутник“. — В кн.: Петрологические основы формирования сульфидных медно-никелевых месторождений и критерии их прогноза. Петрозаводск, 1978, с. 134-136.
- Крайг Ю.Р. Образование фаз в процессе остывания медно-никелевых руд, обогащенных пирротинном. — В кн.: Труды геофизической лаборатории института Карнеги в Вашингтоне. Вып. 63-65 (1963-1965 гг.). — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., „Недра“, 1971, с. 278-280.
- Лазаренко Е.К. Курс минералогии. М., Высшая школа, 1963. 545 с.
- Лебедева С.И. Микротвердость минералов. М., „Наука“, 1977. 118 с.
- Леонченкова Е.Т. Взаимосвязь состава, структуры и химических свойств пирротинов медно-никелевых руд. — Тр. Всес. науч.-исслед. и проектн. ин-та механ. обработки полезн. ископаемых, 1964, вып. 134, с. 69-73.
- Лик Б.Э. Соотношения между составом известковых амфиболов и степенью метаморфизма. — В кн.: Природа метаморфизма. М., „Мир“, 1967, с. 311-330.
- Лимберис Ю.Г., Чемисов К.Г., Смирнов Ю.П., Константинов В.В. Новые массивы рудоносных основных-ультраосновных пород на Кольском полуострове. — В кн.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л., „Наука“, 1970, с. 56-62.
- Лихачев А.П. Экспериментальное исследование парагенезисов системы  $Su-Fe-S$ . — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений. Л., „Наука“, 1973, с. 3-31.
- Лихачев А.П., Кукоев В.А. О плавлении и фазовых отношениях в сульфидных, силикатных и сульфидно-силикатных системах. — Геол. рудн. месторожд., 1973, № 5, с. 32-45.
- Ляницкая И.В. Вертикальная зональность в медно-никелевых сульфидных месторождениях Печенги (Кольский полуостров). — Тр. ВСЕГЕИ, 1973, вып. 185, с. 123-133.
- Макаров В.Н. К минералогии биотитов из пегматитовых и рудных жил Мончи. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 6. Л., „Наука“, 1968, с. 10-14.
- Макаров В.Н. К минералогии карбонатов медно-никелевых месторождений восточного фланга Печенгского рудного поля. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 7. Л., „Наука“, 1969, с. 161-166.
- Макаров В.Н. Вторичный диопсид из рудоносных ультраосновных пород восточного фланга Печенгского рудного поля. — В кн.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л., „Наука“, 1970, с. 86-94.
- Макаров В.Н. Авгиты дифференцированных основных-ультраоснов-

ных интрузий восточного фланга Печенги. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 8. Л., „Наука“, 1971а, с. 83–93.

Макаров В.Н. Кальцийсодержащий хлорит из основных пород никеленосных интрузивов Печенги. — ДАН СССР, 1971б, т. 201, № 3, с. 690–692.

Макаров В.Н. К минералогии пегматитовых и гидротермальных жил из основных–ультраосновных пород массива Пильгуйярви. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 2. Л., „Наука“, 1972, с. 157–159.

Макаров В.Н., Волохонский А.Н., Полежаева Л.И. Некоторые особенности пентландитов одного из медно–никелевых месторождений Печенгского рудного поля. — В кн.: Конституция и свойства минералов. Вып. 11. Киев, 1977, с. 93–99.

Макаров В.Н., Гончаров Ю.В. К минералогии биотитов Аллареченского месторождения. — В кн.: Геология и минералогия сульфидных медно–никелевых месторождений Кольского полуострова. Л., „Наука“, 1970, с. 77–86.

Макаров В.Н., Макарова Э.И. К минералогии стильпно–меланов из пород Печенгского рудного поля. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, № 10. Л., „Наука“, 1974, с. 66–70.

Макаров В.Н., Сердюченко Д.П. Наследование структурой хлорита тетраэдрического титана из биотитов. — В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев, 1974, вып. 8, с. 16–21.

Макаров В.Н., Смолькин В.Ф., Михайлюк Б.З. Закономерности изменения состава оливинов в никеленосных основных–ультраосновных интрузиях Печенги. — В кн.: Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1974, с. 159–164.

Макеевский С.И. Геология метаморфических толщ северо–запада Кольского полуострова. Л., „Наука“, 1973. 150 с.

Медно–никелевые руды в гранулитовом комплексе (на примере западной части Кольского полуострова). Л., „Наука“, 1979. 208 с. Авт. Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Балаболин Н.Л., Орсов Д.А.

Меренков Б.Я., Токмаков П.П. Некоторые особенности хризотил–асбестовой минерализации Печенго–Никелевского района. — Тр. ИГЕМ, 1960, вып. 47, с. 53–60.

Минералы. Справочник. Т.т. 1–II. М., „Наука“, 1960–1967.

Митенков Г.А., Шишкин Н.Н., Михайлова В.А., Карпенков А.М., Сидоров А.Ф., Рудашевский Н.С. Новые данные о пентландите. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений. Л., „Наука“, 1973, с. 19–31.

Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957. 867 с.

Нерадовский Ю.Н. Минералогия вкрапленных сульфидных медно–никелевых руд в серпентинитах Печенгского рудного поля (на примере западного фланга). — Автореф. канд. дис., Л., 1976. 21 с.

Нерадовский Ю.Н. Парагенезис минералов мышьяка и сурьмы в рудах месторождений Печенги. — В кн.: Новые данные по минералогии медно–никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1979, с. 51–62.

Нерадовский Ю.Н., Богданова А.Н., Нерадовская Г.М., Попова Р.А. Сульфат из группы галотрихита–ликкерингита в зоне окисления медно–никелевых месторождений Печенги. — Зал. ВМО, 1979а, ч. 108, вып. 3, с. 343–345.

Нерадовский Ю.Н., Попова Р.А., Богданова А.Н., Нерадовская Г.М. Эпсомит и пентагидрит в зоне окисления медно-никелевых руд Печенги. — В кн.: Новые данные по минералогии медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1979б, с. 97-102.

Нерадовский Ю.Н., Смолькин В.Ф. Необычные титан-хромовые шпинели в породах никеленосных массивов Печенги. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1977, с. 125-135.

Нерадовский Ю.Н., Яковлев Ю.Н., Пахомовский Я.А. О никеленосности пирротина в породах и медно-никелевых рудах. — В кн.: Условия образования медно-никелевых руд. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1978, с. 11-19.

Нерадовский Ю.Н., Яковлева А.К., Романова Т.С. Стильномелан в туфогенно-осадочных породах Печенги. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических пород. Л., „Наука“, 1975, с. 104-106.

Новгородова М.И. Анизотропия микротвердости халькопирита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 4, с. 111-115.

Одинец А.Ю. Особенности кристаллизации пород Панского массива. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., „Наука“, 1971, с. 158-162.

Определение рудных минералов в полированных шлифах по степени отражения и твердости. М., „Недра“, 1973. 224 с. Авт.: М.С. Безсмертная, Т.Н. Чвилева, Л.С. Агроскин и др.

Оптимизация планирования работы медно-никелевых горно-обогатительных предприятий. М., „Недра“, 1973. 160 с. Авт.: Р.М. Гамберг, В.Н. Макаров, Э.И. Макарова, Ю.А. Траубе.

Осокин А.С. Минеральный состав сульфидного оруденения в гипербазитах северного обрамления Печенгского синклиория. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1977, с. 98-111.

Осокин А.С. Об акцессорных цинксодержащих хромитах. — В кн.: Новые данные по минералогии медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1979а, с. 89-95.

Осокин А.С. Типоморфизм пироксенов из гипербазитов северо-восточного обрамления Печенги. — В кн.: Новые данные по минералогии медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1979б, с. 15-25.

Павлов Н.В., Чупрыгина И.И. Состав хромшпинелидов и генетические типы хромитового оруденения Кемпирсайского плутона. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 2, с. 79-92.

Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., „Наука“, 1970, 391 с.

Петров В.П., Волошина З.М. К характеристике метаморфизма основных-ультраосновных интрузий юго-восточного фланга Печенги. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 3. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1972, с. 156-161.

Петров В.П., Волошина З.М. Акцессорный датолит в дифференцированных ультраосновных интрузиях Печенги. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 9. Л., „Наука“, 1972, с. 112-114.

Полушкина А.П., Сидоренко Г.А. Мельниковит должен считаться определенным минеральным видом. — Зап. ВМО, 1968, ч. 97, № 3, с. 321–324.

Полферов Д.В. О метаморфизме эпигенетических сульфидных медно-никелевых руд. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 3, с. 70–73.

Полферов Д.В. Геология, геохимия и генезис месторождений медно-никелевых руд. Л., „Недра“, 1979. 294 с.

Породообразующие пироксены. М., „Наука“, 1971. 454 с. Авт.: Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Куталин В.А.

Предовский А.А., Жангуров А.А. Микрокаверны в оливиновых породах Печенгского района. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 6, Л., „Наука“, 1968, с. 39–44.

Радченко М.К. Ромбический пироксен из пород с медно-никелевым оруденением из массива Федоровой тундры. — В кн.: Новые данные по минералогии медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1979, с. 31–36.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962. 1132 с.

Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов М., „Мир“, 1965. 599 с.

Рудашевский Н.С. О закономерных связях элементов триады железо-кобальт-никель с серой, мышьяком и медью в некоторых арсенидах и сульфидах. — В кн.: Проблемы современной кристаллохимии и их решение в целях геолого-минералогических наук. Л., Изд-во ЛГУ, 1976, с. 43–44.

Рудашевский Н.С., Кондратьев А.В., Болдырева М.М., Сидоров А.Ф., Спиридонов Г.В. Пирит, содержащий медь, кобальт, цинк и Со-пирит из колчеданных руд Летнего месторождения (Южный Урал). — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Л., „Наука“, 1974, с. 13–19.

Рудашевский Н.С., Митенков Г.А., Карпенков А.М., Шишкин Н.Н. Серебросодержащий пентландит  $Ag(Fe,Ni)_8S_8$  — самостоятельный минеральный вид аргентопентландит. — Зап. ВМО, 1977, ч. 106, вып. 6, с. 688–691.

Рыбин В.К. Пирротин из медно-никелевых руд района Федоровой тундры. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1977, с. 112–117.

Сахаров А.С. Ультраосновной массив Застейд-II. В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960, с. 91–117.

Сердюченко Д.П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. — Тр. ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 140, № 14, 338 с.

Сердюченко Д.П., Макаров В.Н. Новые данные о магнетитово-железистых аксинитах Печенги и о химической конституции аксинитов вообще. — ДАН СССР, 1971, т. 197, № 4, с. 908–911.

Сергеев Е.А., Марголин Л.С., Степанов П.А., Белобрагина М.В. Высокочувствительный спектральный анализ металломатрических проб на халькофильные элементы. — В кн.: Обмен опытом, № 13. Л., Изд-во ВИТР, 1959, с. 3–9.

Сергеева Н.Е. Пириты колчеданных месторождений Карелии. — Вест. МГУ, Геология, 1973, № 5, с. 100–105.

Сидоренко А.В. Вступительное слово на съезде Всесоюзного минералогического общества 18 октября 1976 г. — Зап. ВМО, 1977, ч. 106, вып. 2, с. 129–134.

- Сидоренко А.В., Лазаренко Е.К. Состояние и задачи современной минералогии. — Зап. ВМО, 1972, ч. 101, № 2, с. 176–189.
- Смолькин В.Ф. Петрология Пильгуярвинского рудоносного интрузива (Печенга). Апатиты, ВИНТИ, 1977, 261 с.
- Смолькин В.Ф. Оливин и клинопироксен Пильгуярвинского габбро-верлитового интрузива (Печенга). — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., „Наука“, 1978, с. 55–71.
- Смолькин В.Ф. Об упорядочении номенклатуры шпинелидов на основе диаграммы состава. — В кн.: Новые данные о минералах Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1979, с. 25–33.
- Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М., „Наука“, 1964. 218 с.
- Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распределения. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 97, № 12, 128 с.
- Соколова В.Н. Оценка потенциальной никеленосности массива Федоровой-Панских тундр на основе сопоставления их с никеленосным массивом Мончетундры. — В кн.: Петрологические основы формирования сульфидных медно-никелевых месторождений и критерии их прогноза (тезисы докладов). Петрозаводск, Изд. Карельск. филиала АН СССР, 1978, с. 193–196.
- Спирidonov Г.В. Серебросодержащий пентландит из медно-никелевых руд месторождения „Спутник“ (Печенгское рудное поле). — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., „Наука“, 1978, с. 148–149.
- Спиров В.Н. Базиты-гипербазиты района гранулитовой серии и их металлогенность. — В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1975, с. 23–39.
- Средние содержания элементов-примесей в минералах. М., „Недра“, 1973, 208 с. Авт.: Иванов В.В., Белевитин В.В., Борисенко Л.Ф. и др.
- Старицына Г.Н. Массив основных и ультраосновных пород Федоровой тундры. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 3. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1960, с. 50–91.
- Структуры медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова. Л., „Наука“, 1978. 160 с. Авт.: Г.И. Горбунов, Ю.А. Астафьев, Ю.В. Гончаров, Ю.Н. Яковлев, И.С. Бартев.
- Талдыкина К.С. Кварцево-аксинитовые жилы из основных пород Печенгского района. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. Л., „Наука“, 1959, с. 25–29.
- Татаринov П.М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. 2-е изд-е М., Госгеолтехиздат, 1963. 280 с.
- Тектоника восточной части Балтийского щита. Л., „Недра“, 1974. 288 с. Авт.: В.А. Перевозчикова, К.Д. Беляев и др.
- Термический анализ минералов и горных пород. Л., „Недра“, 1974. 399 с. Авт.: В.П. Иванова, Б.К. Касатов, Т.Н. Красавина, Е.Л. Розина.
- Треггер В.Е. Таблицы для определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958. 185 с.
- Ультраосновные и основные интрузии Печенги. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 10, М.—Л., 1961, 357 с. Авт.: Н.А. Елисейев, Г.И. Горбунов, Э.Н. Елисейев, В.А. Маслеников, К.Н. Уткин.

Ультрасосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М., -Л., Изд-во АН СССР, 1953, 181 с. Авт.: Н.А. Елисейев, Э.Н. Елисейев, Т.Н. Иванова, Е.К. Козлов, В.А. Маслеников, З.А. Образцова.

Федотова М.Г. Реттерсит Аллареченского месторождения. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 5. Л., „Наука“, 1967, с. 70-73.

Федотова М.Г. К минералогии зоны окисления сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 6. Л., „Наука“, 1968, с. 45-49.

Федотов Ж.А., Бакушкин Е.М., Федотова М.Г. Основная и ультраосновная магматизм северного обрамления Печенгского синклиория. - В кн.: Петрология, минералогия и геохимия, Вып. 5. Апатиты, Изд-во Кольск. филиала АН СССР, 1974, с. 3-18.

Физика минералов. М., „Мир“, 1964. 435 с.

Филимонова А.А., Муравьева И.В., Евстигнеева Т.Л. Минералы группы халькопирита в медно-никелевых рудах Норильских месторождений. - Геол. рудн. месторожд., 1974, № 5, с. 35-45.

Хансон М., Андерко К. Структуры двойных сплавов. Т. 2. М., Металлургиздат, 1962, с. 609-1488.

Химические анализы минералов Кольского полуострова. Отв. ред. И.Д. Борнеман-Старынкевич. Апатиты, 1970. 510 с.

Цветков А.И., Вальяшихина Е.П. Термоаналитические характеристики сульфатных минералов. - В кн.: Материалы по термическому исследованию минералов. - Тр. ин-та геолог. наук АН СССР, М., 1955, вып. 157, № 11, с. 30-111.

Чирков И.Н. Минералогия Монче-тундры. - ДАН СССР, 1939, т. 25, № 2, с. 127-130.

Чирков И.Н. Пентландит из медно-никелевых месторождений Монче-тундры. - ДАН СССР, 1940, т. 29, № 8-9, с. 600-602.

Чухров Ф.В. Типоморфизм - важнейшая проблема современной минералогии. - В кн.: Типоморфизм минералов. М., „Наука“, 1969, с. 3-14.

Шишкин Н.Н. О никеленосной разновидности кобальтина. - ДАН СССР, 1957, т. 114, № 2, с. 414-415.

Шишкин Н.Н., Карпенков А.М., Кулагов Э.А., Митенков Г.А. О классификации минералов группы пентландита. - ДАН СССР, 1974, т. 217, № 1, с. 194-198.

Шишкин Н.Н., Митенков Г.А., Михайлова В.А., Рудашевский Н.С., Сидоров А.Ф., Карпенков А.М., Кондратьев А.В., Будько И.А. Богатая серебром разновидность пентландита. - Зал. ВМО, 1971, ч. 100, № 2, с. 184-191.

Шнайдер М.С., Безродных Ю.П., Трубачев А.И., Шнайдер А.А., Владимирова Н.И. О связи некоторых свойств пиритов с условиями их образования. - В кн.: Геология, геохимия и прогнозная оценка рудных районов и месторождений Забайкалья. Иркутск, 1973, Изд-во Иркутского гос. ун-та им. А.А. Жданова, с. 145-149.

Шумская Н.И., Александрова Н.П., Кузнецова Н.В. Определение полициальных модификаций молибденита по спектральной кривой отражения. - Зал. ВМО, 1974, ч. 105, № 6, с. 733-734.

Шурупова Р.И. Петрографо-минералогические критерии оценки рудоносности интрузий Печенгского рудного поля. - В кн.: Петрологические основы формирования сульфидных медно-никелевых месторождений и критерий их прогноза. (Тезисы докл.) Петрозаводск. 1978, с. 47-49.

- Юшко-Захарова О.Е. Геохимия и минералогия селена и теллура в медно-никелевых месторождениях. М., „Недра“, 1964а, 112 с.
- Юшко-Захарова О.Е. Новый минерал – теллурид никеля. – ДАН СССР, 1964б, т. 154, № 3, с. 613–614.
- Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Разина И.С., Черняев Л.А. Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины. М., „Недра“, 1970. 200 с.
- Юшко-Захарова О.Е., Черняев Л.А. О составе и свойствах ниггелита из медно-никелевых руд Мончегорского месторождения. – ДАН СССР, 1966а, т. 170, № 5, с. 1164–1166.
- Юшко-Захарова О.Е., Черняев Л.А. Висмутид палладия из мончегорских руд. – ДАН СССР, 1966б, т. 170, № 1, с. 183–185.
- Юшко С.А., Юшко-Захарова О.Е., Лебедева С.И., Максимиук И.Е. Диагностические свойства рудных минералов. М., „Недра“, 1975, 285 с.
- Яковлев И.А. Новый тип медно-никелевого оруденения в основных породах массива Луостари. – Разведка и охрана недр, 1971, № 11, с. 1–4.
- 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, с. 63–77.
- Яковлев Ю.Н., Орсов Д.А. Минералогия и химизм арсенидно-сульфидного оруденения Ловноозерского месторождения. – В кн.: Новые данные по минералогии медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты, Изд. Кольского филиала АН СССР, 1979, с. 63–78.
- Яковлев Ю.Н., Пахомовский Я.А. Изменение состава и структуры пентландита в процессе рудообразования. – В кн.: Условия образования медно-никелевых руд. Апатиты, 1978, с. 3–10.
- Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К. Минеральный состав руд и околорудных пород восточного фланга Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения (Мурманская область). – В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 5, Л., „Наука“, 1967, с. 16–63.
- Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К. Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд. Л., „Наука“, 1974. 330 с.
- Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н., Осокин А.С., Балабонин Н.Л., Орсов Д.А. Основные закономерности изменения вещественного состава метаморфизованных вкрапленных медно-никелевых руд Кольского полуострова. – В кн.: Минеральные комплексы и минералы Кольского полуострова. Апатиты, Изд. Кольск. филиала АН СССР, 1980, с. 55–63.
- Яковлева А.К. Марганцовый грюнерит пирротиновых руд. – В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 6, Л., „Наука“, 1968, с. 26–28.
- Яковлева А.К. Некоторые особенности оливина ультраосновных пород Аллареченского района. – В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 9, Л., „Наука“, 1972а, с. 100–107.
- Яковлева А.К. Типоморфные особенности слюд Аллареченского района. – Зап. ВМО, II серия, с. 101, 1972б, с. 361–369.
- Яковлева А.К. К характеристике оливина Ловноозерского района. – В кн.: Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты, Изд. Кольского филиала АН СССР, 1977, с. 11–18.

Яковлева А.К. Амфиболы сульфидных руд в гранулитовом комплексе. - В кн.: Минералы метаморфических пород Кольского полуострова, Апатиты, 1979, с. 69-81.

Яковлева А.К., Егорова Л.Н., Литвин А.Л. Магнезиальный куммингтонит с примитивной ячейкой  $P2_1/m$ . - Зап. Всес. минер. общ-ва, 1977, № 3, с. 357-362.

Яковлева А.К., Колесникова В.В. Особенности выскомагнезиального куммингтонита из ультраосновных пород. - Зап. ВМО, 1967, ч. 96, № 6, с. 662-670.

Яковлева А.К., Орсоев Д.А. О типоморфизме ортопироксенов основных пород Ловноозерского месторождения. - В кн.: Новые данные по минералогии медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты, 1979, с. 3-15.

Яковлева А.К., Осокин А.С. Хлорит из "серых" руд Аллареченского месторождения. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 10, Л., "Наука", 1974, с. 28-31.

Яковлева А.К., Яковлев Ю.Н. Особенности состава и генезиса магнезиально-железистых амфиболов. - В кн.: Петрология, минералогия и геохимия. Вып. 5, ч. 2. Апатиты, 1974, с. 143-158.

Яковлева А.К., Яковлев Ю.Н. Типоморфизм кальциевых амфиболов метаморфизованных гипербазитов. - В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических горных пород. Л., "Наука", 1975, с. 54-64.

Яковлева А.К., Яковлев Ю.Н. Амфиболы сульфидных медно-никелевых руд (на примере северо-запада Кольского полуострова). - В кн.: XI съезд ММА, т. 1. Новосибирск, 1978а, с. 47-48.

Яковлева А.К., Яковлев Ю.Н. Акцессорная минерализация в гранитных пегматитах Ловноозерского района. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, Изд. КФАН СССР, 1978б, с. 137-140.

Янг Б., Миллман А. Твердость по микровдавливанию и свойства деформации рудных минералов. - В кн.: Новое в зарубежных исследованиях по рудной микроскопии. Вып. 2. М., ИМГРЭ, 1968, с. 14-47.

А n a n d a D.M. Study of copper iron sulphide mineral ( $Cu_{0.13}Fe_{0.92}S_{1.0}$ ) from the sulphide ores of Kolihan section Khetri copper belt, Rajasthan. - J. Geol. Soc. India, 1972, vol. 13, N 2, p. 185-189.

A r n o l d R.G. Range in composition and structure of 82 natural terrestrial. - Canad. Miner., 1967, vol. 9, p. 31-50.

A S T M. Diffraction data cards and alphabetical and grouped memorized index of x-ray diffraction data. Philadelphia (1946-1969).

B h a t t a c h a r y a C. An evaluation of the chemical distinction between igneous and metamorphic orthopyroxenes. - Amer. Miner., 1971, vol. 56, N 3-4, p. 499-506.

B l i s s N.W., M a c L e a n W.N. The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. - Geoch. et Cosmochim. Acta, 1975, vol. 39, p. 973-990.

C a b r i L.J. A new copper - iron sulphide. - Econ. Geol., 1967, vol. 62, N 7, p. 910-925.

C a b r i L, J., New data on phase relations in the Cu-Fe-S system. - Econ. Geol., 1973, vol. 68, N 4, p. 443-454.

C a b r i L, J., H a r r i s D, C., New compositional data for talnakhite  $Cu_{18}(Fe, Ni)_{16}S_{32}$  - Econ. Geol., 1971, vol. 66, N 4, p. 673-675.

C a b r i L, J., L a f l a m m e J, H., The mineralogy the platinum - group elements from some copper - nickel deposits of the Sudbury area, Ontario. - Econ. Geol., 1976, vol. 71, N 7, p. 1159-1195.

C a r p e n t e r R, H., B a i l e y A, C., Application of Ro and Ar measurements to the study of pyrrhotite and troilite. - Amer. Miner., 1973, vol. 58, N 5-6, p. 440-443.

C h i l d s J, D., H a l l S, R., The crystal structure of michenerite,  $PdBiTe$ . - Canad. Miner., 1973, vol. 12, N 1, p. 61-65.

D o n n a y G., K u l l e r u d G., High-temperature chalcopyrite. - Carnegie Inst. Wash. Year Book 57, 1958, 246 p.

E g g l e t o n R, A., The crystal structure of stilpnomelane Part II. The full cell. - Miner. Mag., 1972, vol. 38, N 298, p. 693-711.

E r n s t W, G., Minerals, rocks and inorganic materials, Amphiboles. N.-Y., 1968, vol. 1, 125 p.

H a l l S, R., G a b e E, L., The crystal structure of talnakhite -  $Cu_{18}Fe_{16}S_{32}$ . - Amer. Miner., 1972, vol. 57, p. 368-380.

H a r r i s D, S., N i c k e l E, N., Pentlandite composition and association in some mineral deposits. - Canad. Miner., 1972, vol. 11, p. 861-878.

H e i n r i c h E, W., Studies in mica group; the biotite-phlogopite series. - Amer. J. Sci., 1946, vol. 244, N 12, p. 836-848.

H i l l e r J, E., P r o b s t h a i n K., Thermische und röntganographische Untersuchungen am Kupferkies. Z. Kristallogr., 1956, Bd 108, N 1-2, p. 108-129.

H u k l i g e r F., New compounds with cobaltite structure. Nature (Engl.), 1963, vol. 198, N 4878, p. 382-383.

K i s c h H, J., Magnesian-cummingtonite -  $P2_1/m$ : A Ca and Mn-poor clinoamphibole from New South Wales. - Contrib. Miner. a. Petrol., 1969, vol. 21, (4), p. 319-331.

K o u v o O., V u o r e l a i n e n Y., L o n g I, A., tetragonal iron sulphide. - Amer. Miner., 1963, vol. 48, N 5-6, p. 511-524.

K n o p O., I b r a h i m M, A., Chalcogenides of the transition elements. 11. Existence of  $\pi$ -phase in the  $Me_9S_8$  of system Fe-Co-Ni. - Canad. J. Chem., 1961, vol. 39, N 2, p. 297-317.

L a u t o n W., P h i l l i p s R., The cummingtonite problem. - Miner. Mag., 1960, vol. 32, december, p. 659-663.

L e a k e B.E. A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. - Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, 1968, N 98, 210 p.

L e a k e B.E. Nomenclature of amphiboles. - Canad. Miner., 1978, vol. 16, N 4, p. 501-520.

L i n d a h l I. Cobalt pentlandite from kongsfjell, Nordland and Britavarre, Northern Troms. - Norg. geol. unders, 1973, N 294, p. 9-19.

L u n d q v i s t D. X-ray studies on the ternary system Fe-Ni-S. - Arkiv., Kemi, Mineral. Geol., 1947, 24 A, N 22, 12, p. 1-12.

M i s r a K.C., F l e e t M.E. Chemical composition and stability of violarite. - Econ. Geol., 1974, vol. 69, p. 391-403

M o r i m o t o M., G y o b y A., T s u k u m a K., K o t o K. Superstructure and nonstoichiometry of intermediate pyrrhotite. - Amer. Miner., 1975, vol. 60, N 3-4, p. 240-248.

N a l d r e t t A.J. A portion of system Fe-S-O between 900 and 108° C and its application to sulphide ore magmas. - J. Petrol., 1969, N 10, p. 171-201.

O e n J.S., B u r k e E.A.J., K i e f t C., W e s t e r h o f A.B. Ni-arsenides, Ni-rich loellingite and (Fe, Co)-rich gersdorffite in Cr-Ni-ores from Malaga Province, Spain. Neues Jahr. für Miner., 1971, Bd 115, Hf 3, p. 123-129.

P a p a d a k i s A. Eine bemerkenswerte Titanomagnetit-Chromit-Zonierung von Petsamo. - Neues Jahr. Miner. Monatsch. 1972, Hf 7, p. 316-319.

P a p u n e n H. Sulphide mineralogy of the Kotalahti and Hintura nickel-copper ores, Finland-Suomalais, tiedekat-toimituks, 1970, ser. A, III, N 109, 80 p.

P e t r u k W., H a r r i s D.C., S t e w a r t I.M. Langisite, a new mineral, and the rare minerals cobalt pentlandite, singenite, parkerite and from the Langis Mine Cobalt-Gowganda Area, Ontario. - Canad. Miner., 1969, vol. 9, pt. 5, p. 597-616.

P u t n i s A., M c C o n n e l l J.D.C. The transformation behavior of Metall-Enriched chalcopyrite. - Contrib. Miner. Petrol., 1976, vol. 58, N 2, p. 127-136.

R a j a m a n i V., P r e w i t t C.T. Crystal chemistry of natural Pentlandites. - Canad. Miner., 1973, vol. 12, N 3, p. 178-187.

R a m s d e n A.R. Compositions of coexisting pyrrhotites, pentlandites and pyrites at Spargoville Western Australia. - Canad. Miner., 1975, vol. 13, N 2, p. 133-137.

S a r k e r S.C. Mackinawite from sulphide ores of Singhbhum, copper belt, India. - Amer. Miner., 1971, vol. 46, N 7-8, p. 1312-1318.

S c h o t E.H., O t t e m a n J., O m e n e t t o P.  
Some new observation on mackinawite and valleriite. - Rend.  
Soc. Ital. miner. e petrol., 1972, vol. 28, N 1, p. 241-295.

S i m o n e n A., W i l k N.B. The axinites from Jokioi-  
nen and Petsamo. - Bull. Com. Geol., Finl., 1952, N 157, p. 1-5.

V a y r y n e n H. Petrologie des Nicelerzfeldes Kaulatun-  
turi-Kammikivitunguri in Petsamo. - Bull. Comm. Geol. Finland,  
1938, N 116, p. 198.

Y u n d R., K u l l e r u d G. Thermal stability of assem-  
blages in the Cu-Fe-S system. - J. Petrol., 1966, vol. 7, N3,  
p.454-486.

J u n d R.A., H a l l H.T. Hexagonal and monoclinic  
pyrrhotites. - Econ. Geol., 1969, vol. 64, N 4, p. 420-423.

- |                                   |  |
|-----------------------------------|--|
| Авгиты 70                         | Гематит 268  |
| Азурит 174                        | Герсдорфит 278                                     |
| Аксинит 184                       | Герсдорфит и кобальтин с платиновыми металлами 281 |
| Актинолит 99                      | Гессит 294   |
| Алтаит 294                        | Гетит 313  |
| Альмандин 165                     | Гиалосидерит 43                                    |
| Амфиболы 96                       | Гидроофит (девейлит) 143                           |
| Амфиболы кальциевые 99            | Гиперстен 49                                       |
| Амфиболы железо-магнезиальные 119 | Гранаты 165  |
| Андрадит 165                      | Графит 271   |
| Анкерит 171-?                     | Гроссуляр 165                                      |
| Антигорит 143                     | Грюнериты 125                                      |
| Антофиллит 119                    |  |
| Апатит 178                        |  |
| Аргентопентландит 286             | Датолит 184  |
| Атокин 297                        | Дигенит 311  |
|                                   | Диопсид 70   |
|                                   | Доломит 171  |
| Биотит 127                        |  |
| Борнит 271                        | Жедрит 121   |
| Бравойт 292                       | Зигенит 292  |
| Брейтгауптит 281                  | Золото 288   |
| Бронзит 49                        |  |
| Брошантит 187                     |  |
|                                   | Ильваит 179  |
| Валлерит 312                      | Ильменит 258                                       |
| Везувиан 186                      | Ирарсит 307  |
| Виоларит 265                      |  |
| Висмут 288                        |  |
| Виттихенит 290                    |  |
|                                   | Калаверит 295                                      |
| Галенит 274                       | Кальцит 171  |
| Галотрихит 188                    | Карбонаты 170                                      |
|                                   | Кварц 161  |

Керсутит 99  
Клинохлор 153  
Кобальтин 276  
Ковеллин 311  
Котульскит 298  
Кубанит 261  
Куммингтониты 119

Лейкоксен 181  
Лепидокрокит 313  
Лизардит 143  
Лимонит 313

Магнезит 171  
Магнетит 255  
Маккинавит 263  
Малахит 174  
Марказит 309  
Маухерит 278  
Майченерит 301  
Медь 288  
Мелонит 295

Мельниковит 309  
Меренскиит 301  
Микроклин 94  
Миллерит 271

Минералы состава:

$Ag_4Pd_3Te_4$  302  
 $(Fe, Pt)(As, S)_2$  307  
 $OsAs_2$  303  
 $PdBi_2$  302  
 $PdBiTe_2$  302  
 $RuAsTe$  305  
 $(Ru, Os)(As, Te, S)_2$  306  
Молибденит 274  
Монацит 175  
Мончеит 300  
Мусковит 127

Неопределенные (5) 313  
Нигглиит 297  
Никелин 278

Оливин 37  
Опал 161

Ортит 175  
Ортоклаз 94  
Осарсит 307  
Осмирид 297  
Офит 143

Паркерит 290  
Пеннин 153  
Пентагидрит 189  
Пентландит 214  
Пирит 234  
Пироксены ромбические 49  
Пироксены моноклинные 70  
Пироп 165  
Пирротин гексагональный 191  
Пирротин моноклинный 191  
Полевые шпаты 88  
Плагиоклазы 89  
Пренит 182  
Прохлорит 153

Ретгерсит 187  
Роговые обманки 99  
Рутил 268

Салит 70  
Серицит 127  
Серпентины 143  
Сидерит 171  
Сильванит 295  
Скаполит 175  
Слюды 127  
Спессартин 165  
Сперрилит 303  
Станнопалладинит 298  
Стильпномелан 182  
Сульфаты 187  
Сфалерит 274  
Сфен 181

Талнахит 284  
Тальк 158  
Теллуровисмутит 295

Титаномагнетит 252  
Тремолит 99  
Троилит 191  
Турмалин 186

Ферро-гилерстен 49  
Флогопит 127  
Форстерит 43

Халцедон 161  
Халькозин 311  
Халькопирит 227  
Хлориты 153  
Холлингвортит 307  
Хризолит 43

Хризотил 143  
Хризотил-асбест 143  
Хромшпинелиды 246

Циркон 175  
Цоизит 174

Шпинель 268

Энстатит 49  
Эпидот 174  
Эпсомит 189

Ярозит 187

# О Г Л А В Л Е Н И Е

В в е д е н и е .....	3
Ча с т ь п е р в а я. Основные черты геологии сульфидных медно-никелевых месторождений и рудопроявлений .....	8
Г л а в а I. Вещественный состав руд .....	11
Природные типы руд и условия их локализации .....	11
Особенности минерального и химического состава руд .....	14
Зависимость вещественного состава руд от структурных факторов .....	16
Г л а в а II. Краткая геологическая характеристика никеленосных районов .....	18
Печенгский район .....	18
Аллареченский район .....	20
Ловноозерский район .....	23
Северо-восточное обрамление Печенгского синклинория .....	24
Мончегорский район .....	26
Имандра-Варзугский район .....	29
Прочие районы .....	31
Ча с т ь в т о р а я. Минералогия руд .....	33
Г л а в а III. Главные нерудные минералы .....	37
Оливин (А.К. Яковлева, В.С. Докучаева) .....	37
Широксены (А.К. Яковлева, В.С. Докучаева) .....	49
Ромбические пироксены .....	49
Моноклинные пироксены .....	70
Полевые шпаты (В.С. Докучаева, Д.А. Орсоев, А.К. Яковлева, А.С. Осокин) .....	88
Плаггиоклазы .....	89
Калиевый полевой шпат .....	94
Амфиболы (А.К. Яковлева) .....	96
Кальциевые амфиболы .....	99
Железо-магнезиальные амфиболы .....	119
Слюда (А.К. Яковлева, А.С. Осокин) .....	127
Серпентины (А.С. Осокин) .....	143
Хлориты (А.С. Осокин) .....	153
Тальк (А.С. Осокин) .....	158
Кварц, халцедон, опал (Ю.Н. Нерадовский) .....	161
Г л а в а IV. Второстепенные нерудные минералы .....	165
Гранаты (А.К. Яковлева) .....	165
Карбонаты (А.С. Осокин) .....	170
Эпидот, цоизит (А.К. Яковлева) .....	174

Апатит (А.К. Яковлева) .....	175
Скаполит (Д.А. Орсов) .....	177
Циркон, ортит, монацит (А.К. Яковлева) .....	177
Ильваит (Ю.Н. Яковлев, А.С. Осокин) .....	179
Лейкоксен, сфен (Ю.Н. Нерадовский) .....	181
Стильпномелан, пренит (Ю.Н. Нерадовский, А.К. Яковлева) .....	182
Аксинит, датолит (А.С. Осокин, А.К. Яковлева) .....	184
Турмалин, везувиан (А.К. Яковлева, А.С. Осокин) .....	186
Сульфаты (Ю.Н. Нерадовский) .....	187
<b>Г л а в а У. Главные рудные минералы</b> .....	<b>191</b>
Пирротин, троилит (Н.Л. Балабонин) .....	191
Пентландит (Ю.Н. Яковлев, Ю.Н. Нерадовский) .....	214
Халькопирит (Ю.Н. Нерадовский) .....	227
Пирит (Н.Л. Балабонин, Ю.Н. Яковлев) .....	234
Хромшпинелиды (Ю.Н. Нерадовский) .....	246
Титаномагнетит (Ю.Н. Нерадовский) .....	252
Магнетит (Ю.Н. Нерадовский, Ю.Н. Яковлев) .....	255
Ильменит (Ю.Н. Нерадовский) .....	258
Кубанит (Ю.Н. Яковлев, Ю.Н. Нерадовский) .....	261
Маккинавит (Ю.Н. Нерадовский, Ю.Н. Яковлев) .....	263
Виоларит (Ю.Н. Нерадовский, Ю.Н. Яковлев) .....	265
<b>Г л а в а У1. Второстепенные рудные минералы</b> .....	<b>268</b>
Шпинель, рутил, гематит (Д.А. Орсов) .....	268
Графит (Д.А. Орсов) .....	271
Борнит, миллерит (Ю.Н. Яковлев, Ю.Н. Нерадовский) .....	271
Галенит, сфалерит, молибденит (Ю.Н. Нерадовский) .....	274
Минералы мышьяка и сурьмы (Ю.Н. Нерадовский) .....	276
Сульфоарсениды никеля и кобальта, содержащие платиновые ме- таллы (В.В. Дистлер) .....	281
Талнахит (А.А. Филимонова) .....	284
Аргентопентландит (Ю.Н. Нерадовский, Ю.Н. Яковлев) .....	286
Самородные золото, медь, висмут (Ю.Н. Нерадовский, Ю.Н. Яков- лев) .....	288
Паркерит, виттихенит (Ю.Н. Яковлев) .....	290
Бравоит, зигенит (Ю.Н. Яковлев, Ю.Н. Нерадовский) .....	292
Теллуриды свинца, никеля, серебра, золота и висмута (Д.А. Орсов) .....	293
Минералы платиновых металлов (В.В. Дистлер, Д.А. Орсов, Ю.Н. Яковлев) .....	296
Марказит, мельниковит (Н.Л. Балабонин) .....	309
Халькозин, дигенит, ковеллин (Ю.Н. Яковлев) .....	311
Валлерит (Ю.Н. Нерадовский) .....	312
Гидроокислы железа (Д.А. Орсов) .....	313
Неопределенные минералы (Ю.Н. Яковлев) .....	313
<b>Заключение</b> .....	<b>316</b>
<b>Литература</b> .....	<b>325</b>
<b>Указатель минералов</b> .....	<b>343</b>

# C O N T E N T S

Introduction .....	4
<b>Part I, Main features of the geology of copper-nickel ore deposits and ores manifestations .....</b>	<b>8</b>
<b>Chapter I, Substantial composition of ores .....</b>	<b>11</b>
Natural types of ores and their localization conditions .....	11
The peculiarities of mineral and chemical composition of ores .....	14
The dependence of ore substantial composition on structural factors .....	16
<b>Chapter II, Brief geological characteristics of nickel-bearing areas .....</b>	<b>18</b>
The Pechenga area .....	18
The Allarechka area .....	20
The Lovnoozero area .....	23
Section to NE of Pechenga .....	24
The Monchegorsk area .....	26
The Imandra-Varzuga area .....	29
Other areas .....	31
<b>Part II, Ore mineralogy .....</b>	<b>33</b>
<b>Chapter III, Main non-metalliferous minerals .....</b>	<b>37</b>
Olivine (A.K. Yakovleva, V.S. Dokuchaeva) .....	37
Pyroxenes (A.K. Yakovleva, V.S. Dokuchaeva) .....	49
Rhombic pyroxenes .....	49
Monoclinic pyroxenes .....	70
Feldspars (V.S. Dokuchaeva, D.A. Orsoev, A.K. Yakovleva, A.S. Osokin) .....	88
Plagioclase .....	89
K-feldspar .....	94
Amphiboles (A.K. Yakovleva) .....	96
Calcic amphiboles .....	99
Iron-magnesium amphiboles .....	119
Micas (A.K. Yakovleva, A.S. Osokin) .....	127
Serpentines (A.S. Osokin) .....	143
Chlorites (A.S. Osokin) .....	153
Talc (A.S. Osokin) .....	158
Quartz, chalcedony, opal (Yu.N. Neradovsky) .....	161
<b>Chapter IV, Minor non-metalliferous minerals .....</b>	<b>165</b>
Garnets (A.K. Yakovleva) .....	165

Carbonates (A.S. Osokin) .....	170
Epidote, zoisite (A.K. Yakovleva) .....	174
Apatite (A.K. Yakovleva) .....	175
Scapolite (D.A. Orsoev) .....	177
Zircon, orthite, monozite (A.K. Yakovleva) .....	177
Iivaita (Yu.N. Yakovlev, A.S. Osokin) .....	179
Sphene, leucoxene (Yu.N. Neradovsky) .....	181
Stilpnomelane, prehnite (Yu.N. Neradovsky A.K. Yakovleva) .....	182
Axinite, datolite (A.S. Osokin, A.K. Yakovleva) .....	184
Turmaline, vesuvianite (A.K. Yakovleva, A.S. Osokin) .....	186
Sulphates (Yu.N. Neradovsky) .....	187
<b>C h a p t e r V. Main ore minerals</b> .....	191
Pyrrhotite, troilite (N.L. Balabonin) .....	191
Pentlandite (Yu.N. Yakovlev, Yu.N. Neradovsky) .....	214
Chalcopyrite (Yu.N. Neradovsky) .....	227
Pyrite (N.L. Balabonin, Yu.N. Yakovlev) .....	234
Chromspinellide (Yu.N. Neradovsky) .....	246
Titanomagnetite (Yu.N. Neradovsky) .....	252
Magnetite (Yu.N. Neradovsky, Yu.N. Yakovlev) .....	255
Ilmenite (Yu.N. Neradovsky) .....	258
Cubanite (Yu.N. Yakovlev, Yu.N. Neradovsky) .....	261
Mackinawite (Yu.N. Neradovsky, Yu.N. Yakovlev) .....	263
Violarite (Yu.N. Neradovsky, Yu.N. Yakovlev) .....	265
<b>C h a p t e r VI. Minor ore minerals</b> .....	268
Spinel, rutile, hematite (D.A. Orsoev) .....	268
Graphite (D.A. Orsoev) .....	271
Bornite, millerite (Yu.N. Yakovlev, Yu.N. Neradovsky) .....	271
Galenite, sphalerite, molybdenite (Yu.N. Neradovsky) .....	274
Minerals of arsenic and antimony (Yu.N. Neradovsky) .....	276
Sulphoarsenide of nickel and cobalt with content of platinum metals (V.V. Distler) .....	281
Talnakhite (A.A. Filimonova) .....	284
Argentopentlandite (Yu.N. Neradovsky, Yu.N. Yakovlev) .....	286
Native Au, Cu, Bi (Yu.N. Neradovsky, Yu.N. Yakovlev) .....	288
Parkerite, wittichenite (Yu.N. Yakovlev) .....	290
Bravoite, siegenite (Yu.N. Yakovlev, Yu.N. Neradovsky) .....	292
Tellurides of Pb, Ni, Ag, Au and Bi (D.A. Orsoev) .....	293
Minerals of platinum metals (V.V. Distler, D.A. Orsoev, Yu.N. Yakovlev) .....	296
Marcasite, melnikovite (N.L. Balabonin) .....	309
Chalcocite, digenite, covellite (Yu.N. Yakovlev) .....	311
Valleriite (Yu.N. Neradovsky) .....	312
Iron hydroxides (D.A. Orsoev) .....	313
Indefinite minerals (Yu.N. Yakovlev) .....	313
<b>C o n c l u s i o n</b> .....	316
<b>R e f e r e n c e s</b> .....	325
<b>I n d e x</b> .....	343

МИНЕРАЛОГИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Утверждено к печати

Геологическим институтом Ордена Ленина Кольского филиала  
им. С.М. Кирова АН СССР

Редактор издательства Т.П. Жукова

Художник Д.С. Данилов

Технический редактор Е.В. Поликтова

Корректоры Г.Д. Забирохина и Г.А. Мошкина

ИБ № 20070

Подписано к печати 18.03.81. М.-29778. Формат 60 x 90 1/16. Бумага  
офсетная №1. Печать офсетная. Печ. л. 22=22 усл. печ. л. Уч.-изд. л.  
22.87. Тираж 600. Изд. № 7854. Тип. зак. № 1965. Цена 3 р. 80 к.

Издательство „Наука“, Ленинградское отделение  
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

---

Типография № 4 издательства „Наука“  
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА „НАУКА“  
МОЖНО ПРЕДВАРИТЕЛЬНО ЗАКАЗАТЬ  
В МАГАЗИНАХ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА“.

Для получения книг почтой  
просим заказы направлять по адресу:

- 117192 Москва, В-192, Мичуринский пр., 12,  
магазин „Книга-почтой“ Центральной конторы „Академкнига“;  
197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7,  
магазин „Книга-почтой“ Северо-Западной конторы „Академкнига“  
или в ближайший магазин „Академкнига“, имеющий отдел „Книга-  
почтой“:
- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 („Книга-почтой“);  
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;  
320005 Днепропетровск, пр. Гагарина, 24 („Книга-почтой“);  
335009 Ереван, ул. Туманяна, 31;  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;  
252030 Киев, ул. Ленина, 42;  
252030 Киев, ул. Пирогова, 2;  
252142 Киев, пр. Вернадского, 79;  
252030 Киев, ул. Пирогова, 4 („Книга-почтой“);  
277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28 („Книга-почтой“);  
343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1;  
660049 Красноярск, пр. Мира, 84;  
443002 Куйбышев, пр. Ленина, 2 („Книга-почтой“);  
192104 Ленинград, Литейный пр., 57;  
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;  
199034 Ленинград, 9 линия, 16;  
220012 Минск, Ленинский пр., 72 („Книга-почтой“);  
103009 Москва, ул. Горького, 8;  
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;  
630076 Новосибирск, Красный пр., 51;  
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр., 22 („Книга-  
почтой“);

- 142292 Пушкино Московской обл., МР „В“, 1;  
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 („Книга-почтой“);  
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;  
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;  
700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 („Книга-почтой“);  
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;  
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 („Книга-почтой“);  
450025 Уфа, Коммунистическая ул., 49;  
720001 Фрунзе, бульв. Дзержинского, 42 („Книга-почтой“);  
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 („Книга-почтой“).