

С. И. ЗАК, В. И. КОЧНЕВ-ПЕРВУХОВ, В. В. ПРОСКУРЯКОВ

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ АЛЛАРЕЧЕНСКОГО РАЙОНА, ИХ МЕТАМОРФИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ

С. И. ЗАК, В. И. КОЧНЕВ-ПЕРВУХОВ, В. В. ПРОСКУРЯКОВ

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ АЛЛАРЕЧЕНСКОГО РАЙОНА, ИХ МЕТАМОРФИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ

1973 г.

УДК 552.3+553.2+553.43+553.48

Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Зах С. И., Кочнев-Первухов В. И., Проскурятков В. В., 1972, Изд-во «Карелия», Петрозаводск. 1—129.

Монография посвящена детальной геологической характеристике гипербазитов Аллареченского рудного района и связанного с ними сульфидного медно-никелевого оруденения. Своеобразие рудопроявлений и месторождений района заключается в том, что они залегают среди пород архейского основания, связаны с очень мелкими телами ультраосновного состава без основных дифференциатов и отличаются необычно высокими содержаниями никеля. На обширном материале рассматриваются вопросы взаимосвязи изменений гипербазитов и рудообразования. Авторы приходят к выводу о биметасоматическом характере большинства процессов изменений гипербазитов района. Серпентинизация, актинолитизация и флогопитизация рассматриваются как одновременный процесс формирования единой метасоматической колонки. Сделан вывод о мобилизации силикатного никеля в процессе этих изменений — в зонах развития актинолита и флогопита. Оруденение, пространственно связанное с гипербазитами, рассматривается как эпигенетическое метаморфогенное. Источником никеля послужили сами гипербазиты — силикаты, в меньшей степени первично-магматические сульфиды, источник серы находился за пределами интрузивов. Доказывается тесная связь между процессами метасоматических изменений гипербазитов и рудогенезом. В соответствии с выдвигаемой концепцией генезиса руд рассматриваются основные геологические предпосылки дальнейших поисков и перспективы района, которые оцениваются авторами как положительные.

Табл.— 18, илл.— 58, библи.— 128 назв.

Редакционная коллегия:

В. А. Соколов (председатель), Б. Я. Алексеев, Г. С. Бискэ,
А. И. Богачев, А. С. Пекки, В. И. Робонен, М. А. Елисеев (секретарь).

Научный редактор
профессор А. Е. Карякин

БИБЛИОТЕКА
Карельского филиала
Академии наук СССР

ВВЕДЕНИЕ

Интенсивные поиски сульфидных медно-никелевых руд, являющихся важным сырьем металлургической промышленности, привели к открытию различных по масштабу месторождений в Сибири, на Кольском полуострове и в других районах Советского Союза. Изучение новых месторождений заставило пересмотреть многие, сложившиеся ранее, представления о их происхождении и поисковых признаках, показало многообразие путей формирования руд — от магматических до гидротермальных и метаморфогенных.

Месторождения медно-никелевых руд, открытые в Аллареченском районе, характеризуются своеобразием и оригинальностью геологического строения, структуры и состава. Приуроченность оруденения к очень небольшим, сильно метаморфизованным телам гипербазитов, залегающим в докембрийских гнейсах, и необычно высокое содержание никеля в рудах коренным образом отличают их от сульфидных медно-никелевых месторождений СССР и большинства районов мира. Выявление месторождений подобного типа дало основание развернуть поисковые работы на площадях, которые до этого считались потенциально безрудными. Долголетние исследования их раскрыли новые особенности генезиса сульфидных медно-никелевых руд, ранее не принимавшиеся во внимание. Материалы, помещенные в настоящей монографии и ряде публикаций, говорят о решающей роли метаморфогенных процессов в образовании эпигенетических сплошных и богатых вкрапленных руд района.

Аллареченский район расположен в северо-западной части Кольского полуострова к югу от известных Печенгских месторождений сульфидных медно-никелевых руд. Площадь его около 2200 кв. км. Район характеризуется крайне плохой обнаженностью, поэтому изучение его велось главным образом с помощью геофизических методов и бурения скважин, что в значительной мере затрудняет интерпретацию полученных данных.

Систематическое изучение ультраосновных пород и сульфидных медно-никелевых руд района началось в 1957 г. после обнаружения К. Д. Беляевым выходов рудного гипербазита вблизи оз. Аллааккаярви. До 1957 г. работами ряда исследователей здесь было установлено господствующее развитие архейских гнейсов, полевошпатовых амфиболитов и гранитоидов, среди которых залегают мелкие интрузии гипербазитов (Геология СССР, 1958). Позднее К. Д. Беляев, а затем Г. И. Горбунов (1968) выделили две группы гипербазитов: древние, сильно измененные никеленосные гипербазиты, прорываемые жилами гранитов, и более молодые слабо метаморфизованные никеленосные.

Наиболее заметный вклад в изучение Аллареченского района внесли геологи Северо-Западного территориального геологического управления (СЗТГУ) А. И. Богачев, В. А. Горелов, Я. Х. Еселев, Л. С. Динкевич,

Е. П. Беляев и другие, проводившие в 1958—1964 гг. разведку и поиски медно-никелевых месторождений в пределах всего района. Результатом проведенных исследований явилось открытие двух месторождений богатых медно-никелевых руд (Аллареченское и Восток) и целого ряда рудопроявлений (Акким, Хихнаярви, Аннама, г. Широкая). Полученные геологические материалы обобщены в ряде печатных публикаций (Богачев и др., 1964, 1966, 1969; Богачев, Горелов, 1968; Богачев, Кочнев-Первухов, 1965; Кочнев-Первухов, 1968а, б; Кочнев-Первухов, Горелов, 1968 и др.).

По данным этих исследований, все ультраосновные интрузии района отнесены к нижнему протерозою и рассматриваются как бескорневые синорогенные тела, согласные со складчатостью. Интрузивы разделены на два металлогенических типа: аллареченский — никеленосный и коповский — неникеленосный. Для отнесения интрузивов к тому или иному типу предложен ряд петрохимических критериев, согласно которым вторичные изменения ультраосновных пород связываются как с автометаморфическими процессами, так и с процессом гранитизации. Руды месторождений разделены на две генетические группы: бедно- и густо-вкрапленные сингенетические и сплошные эпигенетические. Образование последних обусловлено переотложением первичных сульфидов вследствие воздействия гранитов.

Е. К. Козлов (1960, 1961), впервые выдвинувший представление о метаморфогенном происхождении сульфидных медно-никелевых руд Кольского полуострова, считает, что формирование эпигенетических руд связано с процессами регионального метаморфизма, приведшего к переотложению и мобилизации первичной сингенетической сульфидной вкрапленности. По его представлениям, интрузии гипербазитов внедрялись в архейские консолидированные породы и совместно с ними участвовали в пластических деформациях протерозойской эпохи.

Н. А. Корнилов (1962, 1963, 1966), изучавший минералогию и химизм руд Аллареченского месторождения, выделяет три стадии изменения гипербазитов: автометаморфическую серпентинитовую, околотрещинную биотит-амфиболовую, заключительную гидротермальную, проявившуюся в отальковании, хлоритизации и карбонатизации. Большую часть руд он относит к магматическим образованиям, не отрицая возможности их переотложения в период рассланцевания и околотрещинного метасоматоза.

Г. И. Горбунов (1968), относящий гипербазиты к протерозойскому магматизму, считает, что их изменения обусловлены процессами автометаморфизма, происходившими в такой последовательности: серпентинизация, оталькование и хлоритизация, амфиболизация. В более поздней работе (Горбунов и др., 1968) он указывает на подчиненное развитие процессов автометаморфизма гипербазитов, к которым причисляются лишь явления серпентинизации и оталькования; отмечает также интенсивный метаморфизм ультраосновных пород, несущих сульфидное оруденение.

Образование богатых руд Аллареченского месторождения Г. И. Горбунов объясняет ликвационными явлениями в первичных магмах с отжатием сульфидного расплава в тектоническую зону с пониженным давлением, проходящую вдоль западного контакта Аллареченского интрузива.

В 1964—1966 гг. Ю. В. Гончаровым, проводившим изучение Аллареченского карьера, было показано, что главной рудоконтролирующей структурой является зона смятия, проходящая вдоль западного контакта интрузива.

Ю. Н. Яковлев и А. К. Яковлева (1967), изучавшие минеральный состав руд и окорудных пород Аллареченского месторождения, подчеркивают интенсивный метаморфизм рудоносных гипербазитов, выделяя четыре стадии их изменения: серпентиновую, амфибол-биотитовую, куммингтонитовую и тальк-хлорит-карбонатную. Промышленное оруденение, по их мнению, ассоциируется со стадией амфиболизации ультраосновных пород.

В. И. Кочнев-Первухов и С. И. Зак (1971) показали биметасоматический характер контактовых преобразований гипербазитов.

В отношении генезиса богатых сульфидных руд месторождений В. В. Проскуряковым, С. И. Заком (1969) и В. И. Кочневым-Первуховым (1970, 1971б) обосновывается метаморфогенная гипотеза их образования. При этом С. И. Зак и В. В. Проскуряков решающую роль отводят процессам мобилизации силикатного никеля гипербазитов, лишенных первичной сульфидной вкрапленности, а В. И. Кочнев-Первухов, наряду с извлечением никеля из силикатов, существенное значение придает и переотложению первично-магматической сульфидной вкрапленности.

Л. Н. Гриненко исследован изотопный состав серы месторождений, а А. Е. Алешуниной — вещественный состав руд.

Ввиду небольшого объема книги авторами не затрагиваются работы, посвященные происхождению медно-никелевых руд Кольского региона в целом (Д. Ф. Мурашев, Н. А. Елисеев, И. В. Барканов, Г. В. Холмов, Д. Ф. Полферов), а также исследования по общей геологии и структуре региона (Л. И. Увадьев, В. Ф. Ступицкий, С. И. Макиевский, М. А. Гилярова, Э. А. Поляк).

Настоящая монография написана коллективно сотрудниками трех учреждений: Института геологии Карельского филиала АН СССР (В. И. Кочнев-Первухов), Геологического института Кольского филиала АН СССР (С. И. Зак), Мурманской геологоразведочной экспедиции Северо-Западного территориального геологического управления Министерства геологии СССР (В. В. Проскуряков).

Все виды анализов, оптические определения, статистические расчеты и фотоработы выполнены в лабораториях Карельского и Кольского филиалов АН СССР и Северо-Западного территориального геологического управления.

Неоценимую помощь в работе и подготовке рукописи к печати оказали А. М. Оболенский и М. Л. Кочнева, которым мы, пользуясь случаем, выражаем искреннюю признательность.

Авторы считают своим приятным долгом поблагодарить кандидата геолого-минералогических наук А. И. Богачева за постоянную помощь и советы, которые содействовали скорейшему завершению работы, доктора геолого-минералогических наук М. Н. Годлевского за просмотр и критику рукописи, профессора А. Е. Карякина за нелегкий труд научного редактирования монографии.

Глава I

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ РАЙОНА

Исследованный район расположен в области северного замыкания Нотозерского антиклинория у границ его с Печенгской синклинойной структурой (Геология СССР, 1958). Более 90% территории района занято гнейсами, полевошпатовыми амфиболитами и гранитоидами предположительно архейского возраста. С севера кристаллические образования архея граничат со сланцеватыми амфиболитами, кварцево-серицитовыми и зелеными сланцами нижнепротерозойского возраста, на востоке и юге — с образованиями габбро-диоритового комплекса.

В настоящей работе в основу стратиграфического деления положена схема, принятая большинством исследователей Кольского полуострова (Кратц, Шуркин, 1960). В соответствии с указанной схемой (табл. 1, рис. 1) в районе распространены докембрийские породы, сформировавшиеся в продолжение трех тектоно-магматических циклов. К наиболее древнему тектоно-магматическому циклу принадлежат архейские биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, полевошпатовые амфиболиты кольской серии, плагиограниты и мигматиты. Гнейсы, полевошпатовые амфиболиты и плагиограниты развиты в пределах двух блоков — Аллареченского и Хихнаярвинского. Блоки разделены Вешъяурской зоной смятия. Биотитовые гнейсы представляют собой лейкократовые мелко- и среднезернистые породы с гранобластовой структурой и гнейсовидной текстурой. В их состав входит альбит-олигоклаз — 60—80%, кварц — 20—30%, биотит — 5—20%, в качестве акцессорных отмечаются апатит, циркон, ортит, сфен. Биотит-амфиболовые гнейсы отличаются лишь появлением роговой обманки в количестве 5—25%. Полевошпатовые амфиболиты обладают массивной или гнейсовидной текстурой и гранобластовой структурой. Они состоят из обыкновенной роговой обманки (50—70%), полевого шпата (30—50%), в небольшом количестве иногда присутствуют кварц, сфен, апатит и другие акцессории.

Взаимоотношения гнейсов и полевошпатовых амфиболитов характеризуются взаимным переслаиванием, нередко постепенные переходы между ними. Чрезвычайно широко развита интенсивная мигматизация, обусловленная привнесением плагиогранитного материала. Отдельные тела плагиогранитов часто огнейсованы и связаны с биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами постепенными переходами. По существу, между ними нигде не установлены резкие контакты.

Среди архейских образований встречаются мигматиты плагио-микроклиновых гранитов и их обособленные тела. Характерной особенностью состава как мигматитов, так и гранитов является присутствие микроклина в количестве 5—30%.

Таблица 1

Стратиграфическая схема докембрийских образований Аллареченского района

группа	Возраст		Тип образований	Разновидности пород
	под-группа	серия		
Протерозой	верх-ний			дайки габбро-диабазов
	средний		интрузивные породы	плагиио- и плагиио-микроклиновые граниты, амфиболовые гранодиориты и диориты, габбро-диабазы, порфириды, никеленосные основные и ультраосновные породы
		печенг-ская	осадочно-вулканогенные породы	конгломераты, кварциты, песчаники, доломиты, туфы, филлиты, туфогенные сланцы, метадиабазы
	нижний		интрузивные породы	плагиио-микроклиновые граниты, гранодиориты, анортозиты, габбро-амфиболиты, никеленосные ультраосновные породы
		тундровая	осадочно-вулканогенные породы	метадиабазы, зеленые сланцы, филлиты, кварцито-песчаники, сланцеватые амфиболиты, слюдисто-кварцевые сланцы, двуслюдяные гнейсы
Архей			интрузивные породы	плагииограниты, породы габбро-диоритового комплекса
		кольская	осадочно-вулканогенные породы	биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, частью с гранатом, силлиманитом и кордиеритом, полевошпатовые амфиболиты, мигматиты

Общий план строения Аллареченского и Хихнаярвинского блоков определяется шахматным расположением крупных куполовидных структур. В пределах Аллареченского блока выделяются три подобные структуры: Аллареченская, Копосовская и Аннамская. Размеры их варьируют от 14 до 20 км в длину при ширине 11—13 км. Ядра структур характеризуются максимальной степенью гранитизации и пологими падениями гнейсовидности от центра под углами 5—20°. По периферии куполов прослеживаются прерывистые, но в целом достаточно выдержанные горизонты в различной степени мигматизированных амфиболитов. Мощность горизонтов составляет 0,2—1,0 км, углы падения гнейсовидности и полосчатости становятся круче (25—75°). Количество горизонтов амфиболитов, обрамляющих куполовидные поднятия, не превышает трех. Узкие межкупольные пространства занимают сравнительно небольшие площади. Для них типичны непостоянные углы падения гнейсовидности и полосчатости. Аналогичные куполовидные структуры закартированы в последние годы и в пределах Хихнаярвинского блока.

Относительно природы гнейсов среди исследователей района единодушного мнения не существует. С. И. Макиевский, а затем и Г. И. Горбунов (1968) рассматривают их как песчано-глинистые отложения, претерпевшие метаморфизм амфиболитовой фации и гранитизацию. В. И. Кочнев-Первухов и В. А. Горелов (1968) считают, что осадочные отложе-

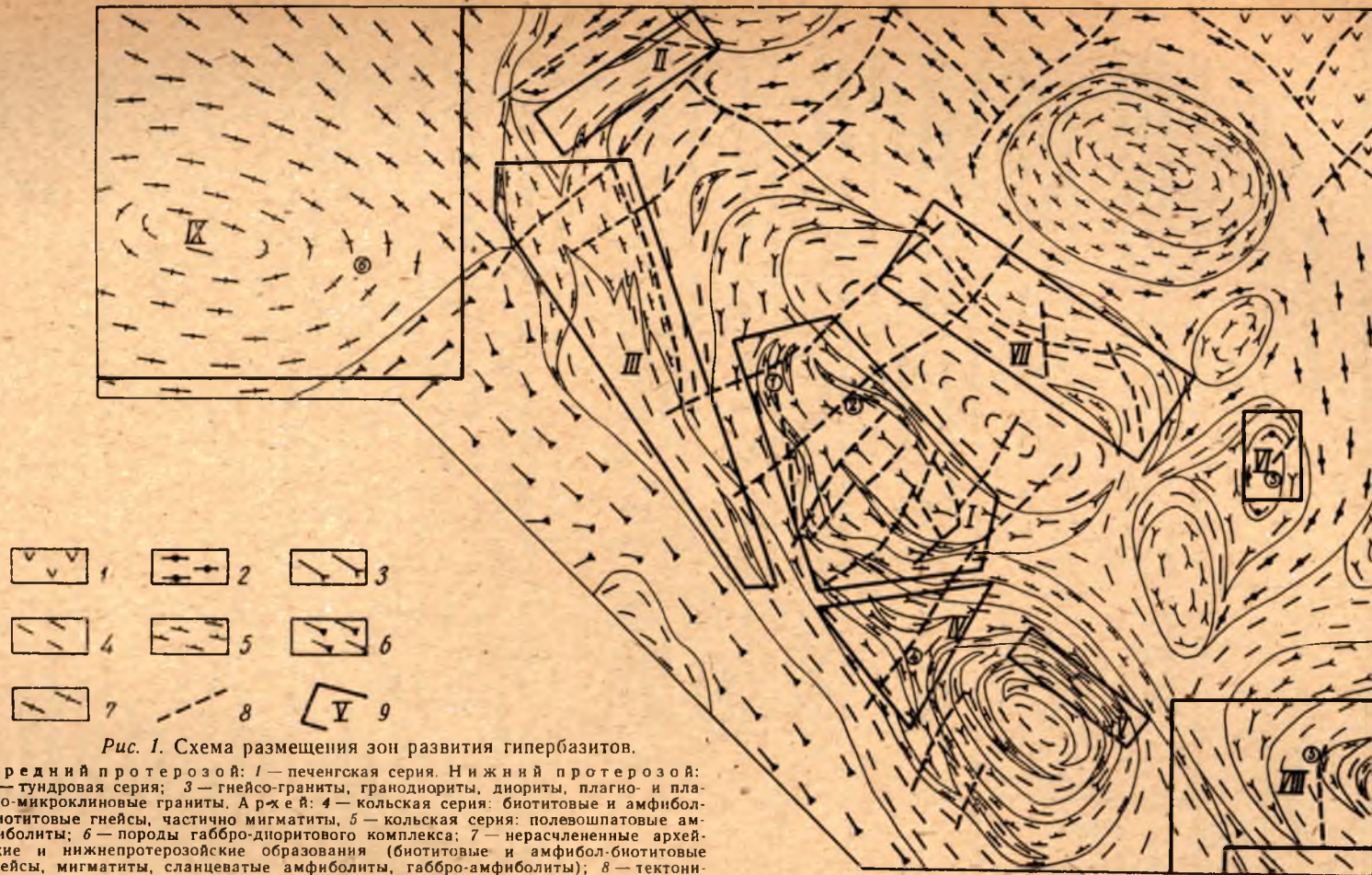


Рис. 1. Схема размещения зон развития гипербазитов.

Средний протерозой: 1 — печенгская серия. Нижний протерозой: 2 — тундровая серия; 3 — гнейсо-граниты, гранодиориты, диориты, плагио- и плагио-микроклиновые граниты. Архей: 4 — кольская серия: биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, частично мигматиты, 5 — кольская серия: полевोшпатовые амфиболиты; 6 — породы габбро-диоритового комплекса; 7 — нерасчлененные архейские и нижнепротерозойские образования (биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, мигматиты, сланцеватые амфиболиты, габбро-амфиболиты); 8 — тектонические нарушения; 9 — границы зон развития гипербазитов.

Месторождения сульфидных медно-никелевых руд (цифры в кружках): 1 — Аллареченское, 2 — Восток, 3 — г. Широкая, 4 — Акким, 5 — Аннама, 6 — Хихна.

Зоны гипербазитов: I — Аллареченская, II — Кнедгская, III — Вешъяурская, IV — Хутоярвинская, V — Колосовская, VI — г. Широкая, VII — Алксайская, VIII — Аннамская, IX — Хихнаярвинская.

ния в разрезе первичных толщ пользовались весьма ограниченным развитием и гнейсы возникли в результате гранитизации основных эффузивных и субвулканических образований. Гранитоиды района, по данным большинства исследователей, являются анатектическими.

Формирование куполовидных структур связывается с пластичным течением гранитизированного вещества в условиях повышенных давлений и температур и уподобляется по своему механизму процессу образования диапировых складок (Богачев, Горелов, Кочнев-Первухов, 1964).

С запада и юго-запада кольская толща граничит с породами габбро-диоритового комплекса. По контакту между ними проходит зона интенсивных тектонических нарушений. В зоне нарушения и смятия габбро-диориты интенсивно амфиболизированы и преобразованы в габбро-амфиболиты и полевошпат-роговообманковые сланцы. Ширина зон смятия колеблется в пределах 1—3 км. Переходы кольских образований в габбро-амфиболиты постепенные, видимо, вследствие наложенных тектонических процессов. Большинство исследователей считает, что породы габбро-диоритового комплекса залегают в синклиналиях, а кольские гнейсовые толщи слагают антиклинории (Геология СССР, 1958). По В. В. Жданову (1966), габбро-диориты образуют приподнятый тектонический блок, сложенный породами гранулитово-базитового слоя мантии.

С севера толщи архея обрамляются осадочно-вулканогенными образованиями тундровой серии нижнепротерозойского возраста (второй тектоно-магматический цикл). Толщи нижнего протерозоя сложены метадиабазами, зелеными сланцами, филлитами, кварцито-песчаниками, сланцеватыми амфиболитами, слюдисто-кварцевыми сланцами и двуслюдяными гнейсами. Характерной особенностью этих образований являются низкая степень гранитизации, изоклиная складчатость, повсеместное развитие сланцеватых текстур, крутые углы падения. В нижнепротерозойских породах довольно отчетливо устанавливается их первичная природа: часто наблюдаются реликты офитовых структур в метадиабазах и псаммитовые структуры в слюдисто-кварцевых сланцах. Граниты, прорывающие тундровую серию, имеют плагио-микроклиновый состав, нередко магматические структуры и резкие контакты с вмещающими породами. Иногда отмечаются мигматиты гранитов по образованиям тундровой серии.

К нижнепротерозойскому периоду подавляющее большинство исследователей относит внедрение гипербазитовых интрузий, изучение которых являлось целью наших исследований. Гипербазитовые интрузивы залегают, как правило, в архейских гнейсах и полевошпатовых амфиболитах и пересекаются жилами более поздних гранитов. На участке г. Широкой вмещающими для них породами служат нижнепротерозойские гнейсо-песчаники.

К образованиям третьего тектоно-магматического цикла принадлежат осадочно-вулканогенные толщи Печенгского синклинория. Они слагают асимметрично построенную структуру с преобладающим падением осадочных горизонтов и метадиабазов на юг под углами 30—50°. С севера среднепротерозойские толщи со стратиграфическим и угловым несогласием налегают на архейский фундамент, на юге через мощную зону смятия граничат с нижнепротерозойскими образованиями. В разрезе образований Печенгского синклинория выделено несколько покровов эффузивов и осадочных горизонтов. К четвертому осадочному горизонту приурочены дифференцированные основные и ультраосновные

интрузии, с которыми связаны крупные месторождения сульфидных медно-никелевых руд.

Для среднепротерозойских образований типичны сравнительно слабый метаморфизм в фации зеленых сланцев и хорошая сохранность первичных структур и текстур как магматических, так и осадочных пород.

Помимо мощных тектонических зон, разделяющих архейские, нижнепротерозойские и среднепротерозойские образования, в районе широко распространены тектонические нарушения северо-восточного, северо-западного и близмеридионального простирания. Вдоль этих разломов не устанавливается ни значительных смещений, ни строгой приуроченности к ним магматических пород.

В свете принятой в настоящей работе стратиграфической схемы истории геологического развития района представляется следующей.

В архейскую эпоху территория района представляла собой часть обширного подвижного пояса, в котором происходило интенсивное формирование осадочно-вулканогенных толщ. Впоследствии осадочно-вулканогенные образования претерпели глубокий метаморфизм, складчатость и интенсивную гранитизацию вплоть до выплавления анатектических гранитов.

На архейском фундаменте после консолидации подвижного пояса закладывались узкие трогии нижнепротерозойской геосинклинали, в которых накапливались осадочно-вулканогенные толщи, испытывавшие складчатость и метаморфизм в период поднятий. На заключительных этапах орогении произошло внедрение плагио-микроклиновых гранитов. Ультраосновной магматизм имел место до внедрения гранитоидов. Ультраосновные магмы проникали по зонам отслоения и тектоническим нарушениям как в архейский фундамент, так и в образования нижнего протерозоя.

В среднепротерозойскую эпоху формировались субгеосинклинальные прогибы, в которых накапливались осадочно-вулканогенные толщи третьего тектоно-магматического цикла. Одновременно со складчатостью происходило внедрение дифференцированных основных и ультраосновных интрузивов. Среднепротерозойская складчатость сопровождалась структурной перестройкой архейского и нижнепротерозойского фундамента.

Верхнепротерозойская эпоха характеризовалась преобразованием области развития докембрийских пород в платформу и проявлениями дайкового основного магматизма.

В палеозое имели место крупные поднятия платформы и глубокая эрозия складчатых сооружений, вскрывшая нижние части докембрийских подвижных зон.

Изложенные выше представления о стратиграфии и истории геологического развития района поддерживаются не всеми исследователями. По мнению М. А. Гиляровой (1967), гнейсы кольской серии связаны постепенными переходами с нижнепротерозойскими толщами и относятся к стратиграфически одновозрастным образованиям. В. А. Масленников (1969) считает, что супракрустальные толщи, относимые к среднепротерозойскому, нижнепротерозойскому и архейскому возрастам, должны рассматриваться как синхронные образования, развитые в смежных структурно-фациальных зонах на границах континента с подвижным поясом. Несколько ранее близкие к этому представления выдвигались С. И. Заком и В. В. Яковлевой (1966).

Глава II

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ ГИПЕРБАЗИТОВ *

В Аллареченском районе известны 233 тела гипербазитов, залегающих в архейских и нижнепротерозойских образованиях. Вмещающими породами служат биотитовые гнейсы, гнейсо-граниты, мигматиты, полевошпатовые амфиболиты, гнейсо-сланцы, гнейсо-песчаники и сланцеватые амфиболиты. Большинство тел прорывается жилами гранитоидов нижнепротерозойского возраста. После внедрения интрузивы гипербазитов испытали деформации более позднего периода, подверглись будинажу и метаморфизму. Интенсивный метаморфизм мелких тел часто затрудняет или делает невозможным расчленение их по первичному составу.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ И МОРФОЛОГИИ ТЕЛ ГИПЕРБАЗИТОВ

Локализация интрузий гипербазитов контролируется двумя структурными факторами: а) гипербазитовые тела концентрируются в зонах крупных тектонических нарушений, проходящих вдоль контактов кольцевой серии с габбро-диоритовым комплексом или с тундровой серией; б) размещение гипербазитовых тел увязывается с планом строения куполовидных структур: в ядрах куполов гипербазитовые тела практически не встречаются, подавляющее большинство тел приурочено к прерывистым горизонтам полевошпатовых амфиболитов, которые облекают куполовидные поднятия.

В пределах исследованного района выделяется девять зон распространения гипербазитовых тел, отличающихся друг от друга геологической обстановкой, положением в структуре, размерами и степенью метаморфизма ультраосновных пород: Аллареченская, Киедгская,

* По вопросу классификации гипербазитов района в отношении их металлогенической специализации и формационного расчленения у авторов единого мнения нет: В. И. Кочнев-Первухов полагает, что в районе развиты две группы гипербазитов с различной металлогенической специализацией, специфичным химическим и вещественным составом; С. И. Зак и В. В. Проскуряков объединяют гипербазиты в единую группу, считая, что различия в их составе обусловлены процессами метаморфизма. Поскольку первая точка зрения детально изложена ранее в ряде статей (Богачев, Кочнев-Первухов, 1965; Богачев и др., 1969; Кочнев-Первухов, 1968 а, б; Кочнев-Первухов, 1971а) и поскольку основной целью настоящей работы является характеристика процессов метаморфических изменений ультраосновных пород и связи этих процессов с образованием эпигенетических медно-никелевых руд, авторы сочли возможным вести изложение материала в соответствии со второй точкой зрения.

Обобщенные данные о размерах и условиях залегания тел гипербазитов района

Зоны развития гипербазитов	Количество массивов		Вмещающие породы				Массивы с «прослоями» вмещающих пород	Массивы с секущими жилами гранитоидов	Мощность тел, м							Протяженность тел по простиранию, м							Вскрытая длина тел по падению, м					Угол падения тел, градусы			
	общее	в т. ч. слепые тела	амфиболиты	амфиболиты, гнейсы, граниты	гнейсо-граниты	0—5			6—10	11—20	21—50	51—100	101—200	не установлена	0—50	51—100	101—200	201—500	501—1000	1001—1500	не установлена	0—50	51—100	101—300	301—500	не оконтурены	менее 30	30—70	более 70	не установлен	
Аллареченская	76	41	14	53	9	7	14	26	25	11	4	—	—	10	—	4	7	7	2	—	56	20	6	10	4	36	40	28	—	8	
Киедгская	14	1	6	3	5	4	9	4	5	2	1	—	1	1	1	—	1	3	1	1	7	1	1	4	1	7	—	9	4	1	
Вешъяурская	34	4	22	6	6	7	9	16	4	7	5	1	—	1	—	—	10	8	5	—	11	11	8	4	1	10	1	13	17	3	
Хутоярвинская	30	2	4	25	1	5	11	4	6	6	8	2	2	2	—	1	12	11	3	—	3	1	6	14	4	5	3	23	2	2	
Копосовская	7	3	3	3	1	2	3	2	—	—	1	—	3	1	—	—	—	1	3	—	3	—	—	2	2	3	1	4	—	2	
г. Широкая	12	—	—	12	—	—	1	—	1	2	1	—	—	8	—	3	5	2	—	—	2	2	—	2	—	8	—	5	4	3	
Алксоайвская	14	3	4	6	4	3	1	2	4	—	3	—	—	5	—	—	1	6	—	1	6	1	3	2	—	8	—	2	7	5	
Аннамская	5	—	3	1	1	—	—	—	—	2	1	—	—	2	—	—	1	2	2	—	—	—	—	1	—	4	—	2	2	1	
Хихнаярвинская	41	14	9	22	10	4	10	3	3	3	18	6	3	5	—	1	6	20	8	—	6	9	7	6	3	16	16	21	1	3	
По району в целом	233	68	65	131	37	32	58	57	48	33	42	9	9	35	1	9	43	60	24	2	94	45	31	45	15	97	61	107	37	28	

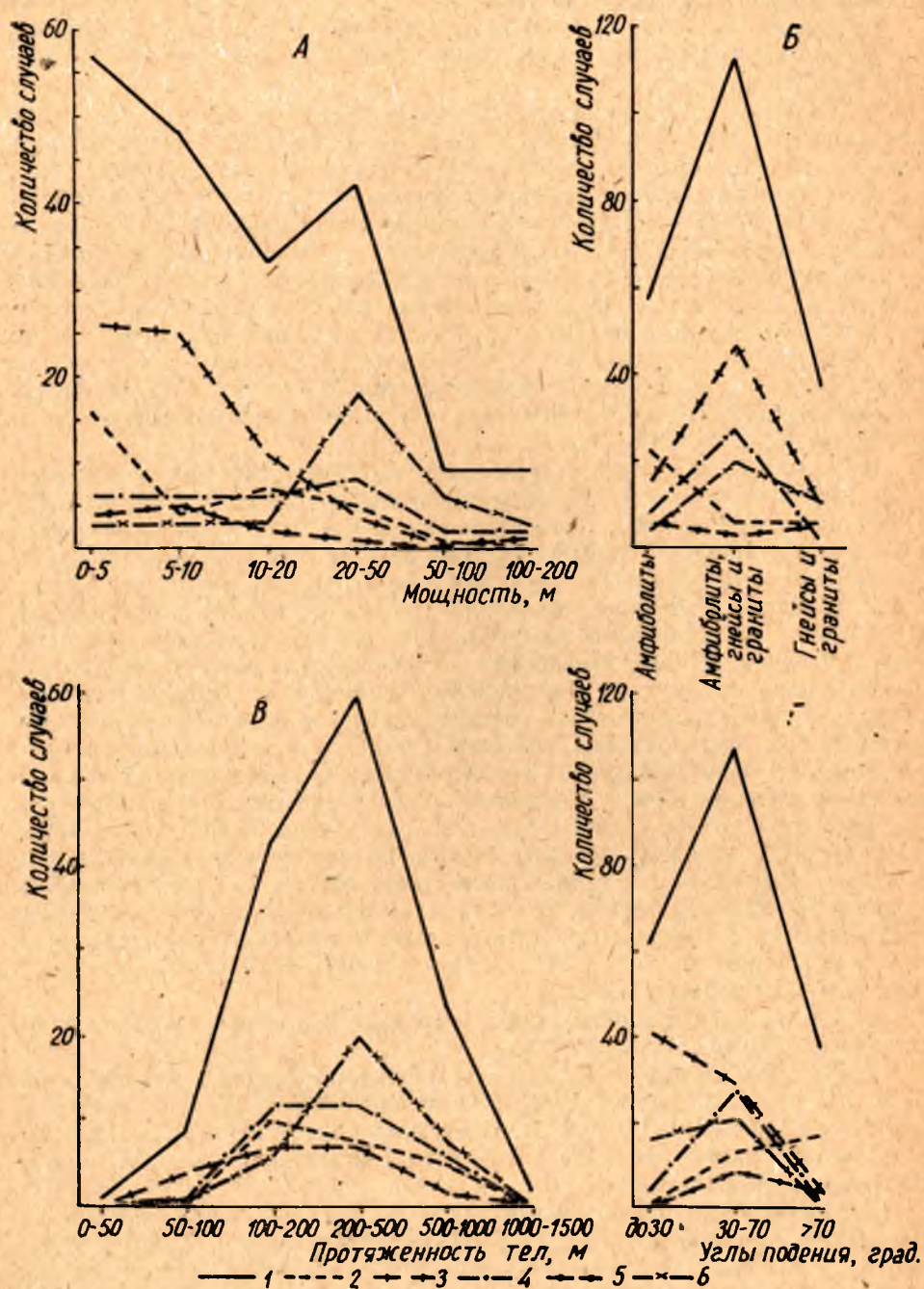


Рис. 2. Графики распределения гипербазитовых тел: по мощности (А), по составу вмещающих пород (Б), по протяженности (В), по углу падения (Г).

1 — в целом по району; 2 — Вешъяурская зона; 3 — Аллареченская зона; 4 — Копосовская и Хуторявинская зоны; 5 — Кнедгская зона; 6 — Хижнаярвинская зона.

Алксоайвская, г. Широкая, Вешъяурская, Хутоярвинская, Копосовская, Аннамская и Хихнаярвинская (см. рис. 1).

Сводные данные по мощности, протяженности, условиям залегания, вмещающим породам и другие для гипербазитовых тел приведены в таблице 2 и на рисунке 2.

В Киедгской, Алксоайвской, Вешъяурской зонах и на г. Широкой тела гипербазитов приурочены к линейно вытянутым тектоническим поясам, проходящим по контактам разновозрастных комплексов. В пределах тектонических поясов кристаллические породы в различной степени рассланцованы, милонитизированы, смяты в микроскладки, иногда скарнированы. Характерно в целом крутое падение сланцеватости и гнейсовидности. Гипербазитовые тела сравнительно равномерно распределены по площади, лишь в отдельных случаях наблюдаются скопления по 6—8 тел на ограниченных участках. Удлинение линзообразных тел, как правило, согласно с простираем поясов. Для них, как и для вмещающих пород, типичны крутые падения — от 60—70° до вертикальных. Подавляющее большинство тел имеет мощность менее 10 м при протяженности 200—500 м.

В Аллареченской, Хихнаярвинской, Копосовской, Хутоярвинской и Аннамской зонах план размещения гипербазитовых тел увязывается с планом строения куполовидных структур. Как и для вмещающих пород, для них типичны пологие падения от ядер куполов (от 5 до 40°). Простираем гипербазитовых тел согласно с простираем вмещающих пород и следует изгибам горизонтов полевошпатовых амфиболитов, облекающих куполовидные поднятия. Тяготее пространственно к горизонтам полевошпатовых амфиболитов, гипербазиты могут залегать как в самих амфиболитах, так и в гнейсах и мигматитах. Наибольшая концентрация гипербазитовых тел устанавливается в перегибах горизонтов амфиболитов, маркирующих положение осей поперечных складок второго порядка. Типичной чертой является наличие скоплений тел на ограниченной площади. Так, в собственно Аллареченском скоплении на площади около 7 кв. км сосредоточено 27 тел, в 4 км южнее на площади 5 кв. км — 37 тел. Аналогичные скопления выявлены в районе месторождения Восток и в Хутоярвинской зоне. Между скоплениями обнаруживаются лишь единичные разрозненные тела. В куполовидных структурах преимущественным распространением пользуются гипербазитовые тела мощностью более 20 м. Практически только здесь отмечаются тела мощностью свыше 100 м.

Обобщая данные, приведенные в таблице 2 и на рисунке 2, необходимо подчеркнуть следующее.

1. Гипербазитовые тела залегают в равной степени в амфиболитах, гнейсах и гранитоидах, т. е. строгого литологического контроля локализации их не устанавливается. В то же время, залегая в различных породах, гипербазиты тяготеют к участкам, насыщенным телами полевошпатовых амфиболитов.

2. Наибольшим распространением пользуются тела протяженностью 200—500 м при мощности до 10 м. Примечательно, что около 30% тел имеют мощность до 5 м, нередко 2—3 м. Лишь 9 тел из 233 имеют мощность 100—200 м. Более крупные массивы не встречены.

3. 29% тел гипербазитов являются слепыми. Они случайно вскрыты скважинами, задававшимися с другими целями, что говорит о значительно более широком развитии тел, не выходящих на поверхность. Слепые тела гипербазитов встречаются до глубины 600—800 м, и зона их распространения по падению нигде не оконтурена.

4. Для подавляющего большинства тел длина их по падению не установлена. Многие из них являются бескорневыми с протяженностью по падению 50—100 м. Некоторые обладают вскрытой протяженностью по падению до 300—500 м, причем выклинивание их не выявлено.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ТЕЛ ГИПЕРБАЗИТОВ С ОКРУЖАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

Взаимоотношения с вмещающими породами. Выше отмечалось, что тела гипербазитов залегают как в нижнепротерозойских гнейсо-сланцах и кварцито-песчаниках, так и в архейских полевошпатовых амфиболитах, биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсах, мигматитах и гнейсо-гранитах.

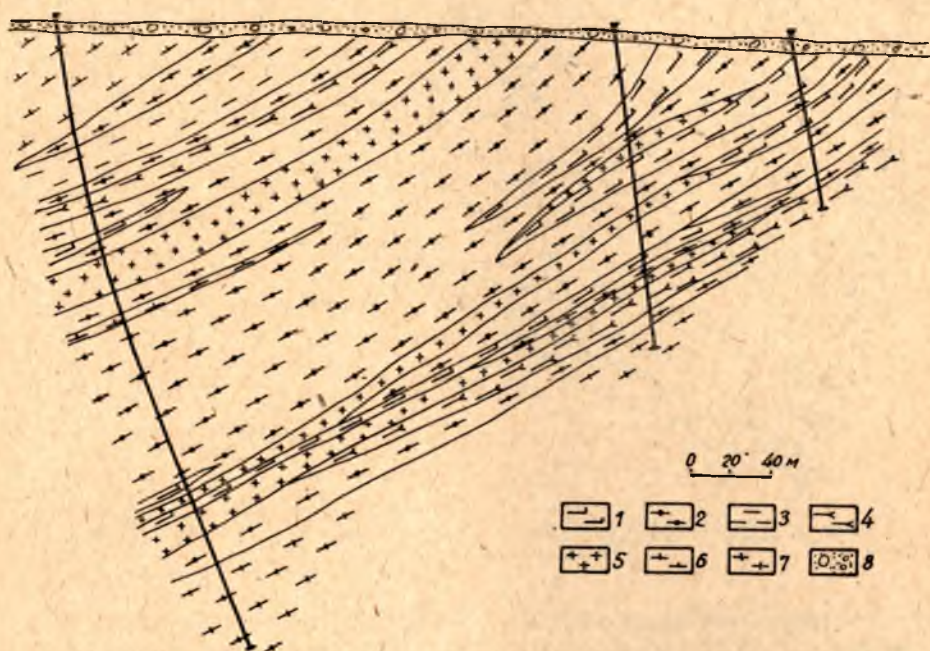


Рис. 3. Геологический разрез через тела гипербазитов участка Акким I.

1 — измененные ультраосновные породы; 2 — полевошпатовый амфиболит; 3 — биотитовый гнейс; 4 — плагио-микроклиновый гранито-гнейс; 5 — плагио-микроклиновый гранит; 6 — амфибол-биотитовый гнейс; 7 — мигматит по полевошпатовому амфиболиту; 8 — четвертичные отложения.

Нередко тела гипербазитов приурочены к контактам полевошпатовых амфиболитов с гнейсами различного состава или с огнейсованными плагиогранитами. Указанные породы могут залежать в подошве и в кровле гипербазитовых тел без какой-либо закономерности.

Там, где одни и те же тела вскрыты серией скважин, в одном или нескольких сечениях, часто устанавливается их залегание в различных по составу породах. В разных сечениях вмещающими породами служат то полевошпатовые амфиболиты, то гранитоиды или гнейсы (рис. 3, 4, 41). На участке Акким I северо-западная часть тела гипербазитов залегает в гранитоидах, а юго-восточная на расстоянии 200 м в полевошпатовых амфиболитах и мигматитах по ним. Интрузив оз. Копос на юго-

востоке контактирует с полевошпатовыми амфиболитами, а на северо-востоке и юго-западе — с гранитоидами. Вскрытое карьером Аллареченское тело гипербазитов на севере окружено амфиболитами, на юге — гнейсами и мигматитами по полевошпатовым амфиболитам (рис. 41). Аналогичные взаимоотношения наблюдаются и по падению массива. Таким образом, залегание одного и того же тела гипербазитов в различных по составу породах является типичным для Аллареченского района и свидетельствует о секущем положении массивов ультраосновных пород.

В гипербазитах отмечаются «прослои» вмещающих пород. Часто наблюдается неоднократное чередование вмещающих и гипербазитов. В Алксоайвской зоне в теле общей мощностью 25 м перемежаются четыре

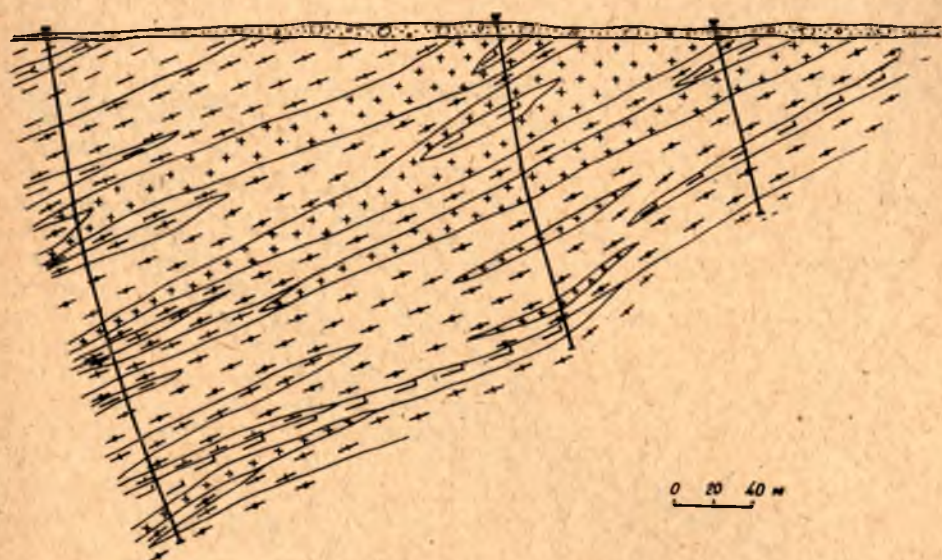


Рис. 4. Геологический разрез через тела гипербазитов участка Акким I. Обозначения см. на рис. 3.

«пласта» гипербазитов мощностью 2—4 м с биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами мощностью до 6 м. В районе месторождения Восток в теле суммарной мощностью 20 м залегает 11 «прослоев» полосчатых амфиболовых гнейсов мощностью от 0,15 до 4,5 м. Южнее Аллареченского месторождения в одном из тел мощностью 50 м наблюдались «прослои» различных пород (полевошпатовых амфиболитов, мигматитов по ним и биотитовых гнейсов) мощностью до 4—6 м (рис. 5). Перемежаемость гипербазитов с полевошпатовыми амфиболитами и гнейсами установлена в 18 телах. Иногда суммарная мощность подобных «прослоев» вмещающих пород может превышать общую («спрессованную») мощность гипербазитового тела. В телах гипербазитов мощностью более 100 м «прослои» вмещающих пород, как правило, не встречаются.

Гнейсовидность, полосчатость и сланцеватость во вмещающих породах постоянно ориентированы параллельно контактам гипербазитовых тел. В эндоконтактах тел гипербазитов и в экзоконтактовых вмещающих породах, а также у границ «прослоев» вмещающих пород повсеместно наблюдаются зоны расланцевания. Мощность их непостоянна и меняется от 3—7 см до 5—7 м.

В качестве примера приводим описание трех разрезов.

1. Массив оз. Копос, скв. 336.

Интервал 21, 2—24,1 м. В начале интервала слабо мигматизированный биотитовый гнейс с отчетливой гнейсовидностью, ориентированный под углом 45° к оси керна.

Гнейс состоит на 7—15% из биотита, 15—20% из кварца, 65—70% из плагиоклаза. По мере движения вниз, к контакту гипербазита, содержание биотита возрастает до 30%, появляется обыкновенная роговая обманка.

Непосредственно к гипербазиту примыкает рассланцованная рогово-обманково - плагиоклазовая порода. Мощность ее по керну 10—15 см. Порода сильно раздроблена. Сланцеватость и линия контакта ориентированы под углом $80-90^\circ$ к оси керна.

Интервал 24,1—25,0 м. Крупночешуйчатый биотитовый сланец, содержащий до 5% рассеянных неправильных зерен плагиоклаза. Сланцеватость ориентирована под углом $75-80^\circ$ к оси керна.

Интервал 25,0—25,2 м. Актинолит-биотитовый сланец по гипербазиту, состоящий на 80% из актинолита и 20% из биотита. Сланцеватость ориентирована под углом $70-80^\circ$ к оси керна. Порода сменяется массивными актинолитизированными гипербазитами.

2. Массив г. Алксоайв, скв. 577.

Интервал 98,9—100,5 м. Мелкозернистый полевошпатовый амфиболит, состоящий из обыкновенной роговой обманки (65—70%) и плагиоклаза (30—35%). Степень рассланцевания увеличивается по мере приближения к контакту тела гипербазитов, одновременно убывает количество полевого шпата.

Интервал 100,5—101,3 м. Актинолит-биотитовый сланец листоватой текстуры.

Интервал 101,3—102,8 м. Сильно измененный гипербазит с реликтами оливина и серпентина.



Рис. 5. Характер «переслаивания» гипербазитов и вмещающих пород в скв. 697 (А) и скв. 237 (Б).

1 — плагиоклазовый гранито-гнейс; 2 — плагиоклазовый гранит.

Остальные обозначения см. на рис. 3.

Интервал 102,8—104,4 м. Актинолит-биотитовый сланец. Содержание биотита увеличивается с глубиной. У контакта с нижележащим полевошпатовым амфиболитом количество биотита составляет 70%, степень рассланцевания максимальная.

Интервал 104,4—107,9 м. Полевошпатовый амфиболит, аналогичный описанному в интервале 98,9—100,5 м. У контакта с гипербазитом сильно рассланцован.

3. Массив Аллареченского месторождения, восточный борт карьера рудника.

В 3,5 м от контакта тела гипербазитов вмещающие породы представлены мигматитами по полевошпатовым амфиболитам. В мигматите обособления крупночешуйчатого слюдита. Местами отмечаются прожилковые пегматоидные выделения. Непосредственно с гипербазитом контактирует неяснополосчатая существенно полевошпатовая порода с редкими, ориентированными по полосчатости, чешуйками биотита, с которыми ассоциируют единичные зерна сульфидов. У самого контакта наблюдаются линзовидные скопления биотита и роговой обманки и единичные зерна розового граната. Контакт волнистый, резкий.

Далее прослеживается следующая зональность:

3 см — прерывистая полоска гранат-биотитовой и гранат-актинолитовой породы;

7 см — неясно рассланцованный актинолитит;

100 см — актинолит-биотитовый сланец с линзовидными выделениями сульфидов по сланцеватости, контакт с нижележащим массивным актинолитизированным гипербазитом резкий.

Подавляющее большинство гипербазитовых тел в районе вскрыто только скважинами, поэтому данные о их морфологии и условиях залегания базируются главным образом на увязке разрезов между скважинами и на данных магнитометрических съемок. Прямые наблюдения имеются лишь для массивов гипербазитов Аллареченского месторождения, вскрытых карьером. Анализ полученного материала приводит к выводу о том, что отдельные тела гипербазитов представляют собой изолированные блоки, окруженные гнейсами и полевошпатовыми амфиболитами (рис. 41). Протяженность блока на профиле X составляет 120 м при ширине 20 м и длине по падению 200 м; на профиле XII — 190 м при ширине 10 м и длине по падению 60 м. Блоки гипербазитов в восточной части карьера располагаются на расстоянии 40—130 м друг от друга и падают на запад под углом 25—30°. Длинные оси их вытянуты в направлении СЗ 330—350°. Иногда наблюдаются мелкие будины размером 5×2 м (см. рис. 6). Форма блоков овальная или параллелепипедальная. Расчленение на относительно мелкие блоки типично для гипербазитов, окруженных биотитовыми гнейсами. Блоки гипербазитов, залегающие в амфиболитах, характеризуются более крупными размерами.

В карьере повсеместно устанавливается обтекание контуров гипербазитовых блоков гнейсовидностью и полосчатостью вмещающих пород, что создает ложное впечатление их согласного залегания (Гончаров, 1970; Горбунов, 1968). Так, вблизи блоков наблюдается изгибание полосчатости и гнейсовидности в гнейсах и мигматитах (рис. 6, 7) и образование плек и микроскладок. В полевошпатовых амфиболитах у границ блоков иногда наблюдается милонитизация. Вдали от блоков гнейсы и полевошпатовые амфиболиты имеют монотонное падение на запад. Мощность зоны с развитием микроскладчатости и плейчатости, обусловленных присутствием блоков гипербазитов, достигает 200 м. Ширина ее определяется размерами блока гипербазитов. Характер перехода от

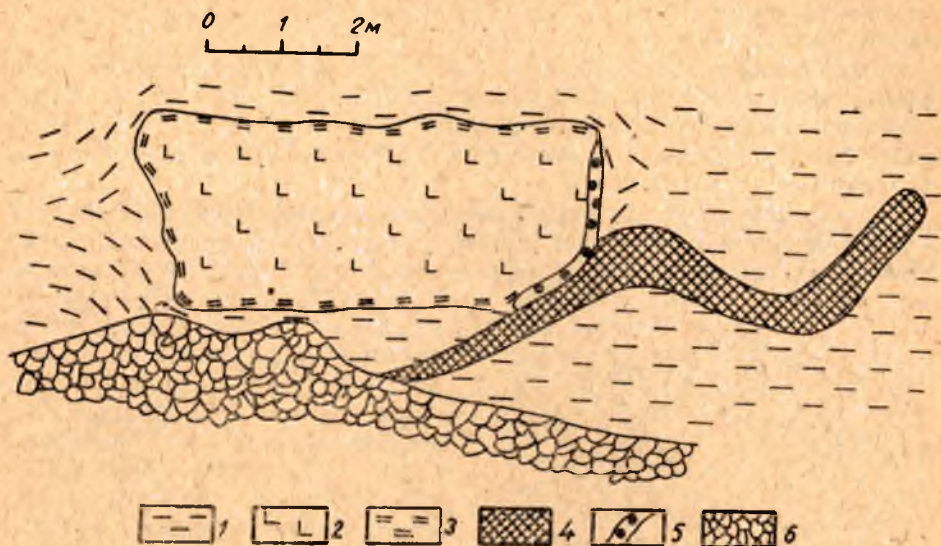


Рис. 6. Будина гипербазитов в мигматитах по гнейсам (юго-западная часть Аллареченского карьера).

1 — мигматит по гнейсу; 2 — гипербазит; 3 — зоны расщепления; 4 — сплошная сульфидная руда; 5 — гранат-биотитовая порода; 6 — осыпь.



Рис. 7. Изгибание полосчатости вмещающих пород у границ блока гипербазитов в Аллареченском карьере.

интенсивной плейчатости к нормальному залеганию показан на рисунке 8.

О направлении перемещения блоков гипербазитов имеются лишь отрывочные данные. Судя по ориентировке длинных осей тел, их форме и положению линейности во вмещающих породах (рис. 41), преобладающими были движения в направлении СЗ $330-350^\circ$, т. е. послойно ориентированные дислокации.

Вывод о широком развитии явлений будинажа гипербазитовых тел на месторождении Восток был сделан ранее В. А. Гореловым и В. И. Кочневым-Первуховым - на основании анализа разведочных данных.



Рис. 8. Характер перехода от плейчатости к нормальному залеганию в гнейсах вблизи контактов рудного тела (Аллареченский карьер).

Интерпретация структуры месторождения Восток приводится на рисунке 9. Оруденелые и безрудные гипербазиты образуют здесь уплощенные линзы-будины мощностью до 5—15 м, протяженность их достигает 800—900 м при длине по падению 150—450 м. В зоне будинажа развиты процессы милонитизации в гнейсах и полевошпатовых амфиболитах. К северу от месторождения располагаются более крупные пластовые тела мощностью до 25 м.

Будинированные тела гипербазитов обнаружены и на относительно хорошо обнаженном участке г. Широкой. Размеры тел в плане 60×8 м или 100×200 м. Форма неправильная. Иногда тела тупо обрываются, не прослеживаясь по простиранию.

Взаимоотношения с поздними жилами. Жилы кислых пород встречены в 62 телах гипербазитов. Они представлены гранодиоритами, плагиоклазитами, плагиогранитами, плагиопегматитами, плагио-микроклиновыми гранитами. Значительно реже

встречаются кварцевые прожилки и жилы. Видимая мощность жильных образований в кернах скважин непостоянная и варьирует от 3—5 см до 9 м, в исключительных случаях достигая 20 м (рис. 11). Данные об истинных мощностях жил в таких телах отсутствуют, так как их контакты с гипербазитами обычно разбурены и ориентировка жил относительно ствола скважины неясна. В карьере Аллареченского рудника мощность жил составляет 0,1—1,5 м.

Нередко в одном теле гипербазита отмечаются серии из 4—7 жил. Жилы обычно десилицированы. Для них характерны пегматоидный облик, неравномерная зернистость и гнездовое распределение биотита. В экзоконтактах жил гипербазиты рассланцованы и изменены. Залегание сланцеватости, по данным редких наблюдений, согласно с ориентировкой контактовых плоскостей жил.

КЛАССИФИКАЦИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ ПО ПЕРВИЧНОМУ СОСТАВУ

Изучение слабоизмененных (не более 15—20% серпентина, актинолита, хлорита, талька) разностей гипербазитов показывает, что главнейшими первичными минералами в них являются оливин и ортопироксен. В резко подчиненных количествах отмечаются магнетит и титаномagnetит (1—5%), зеленая шпинель и хромит (2—4%), сульфиды (до 0,5%).

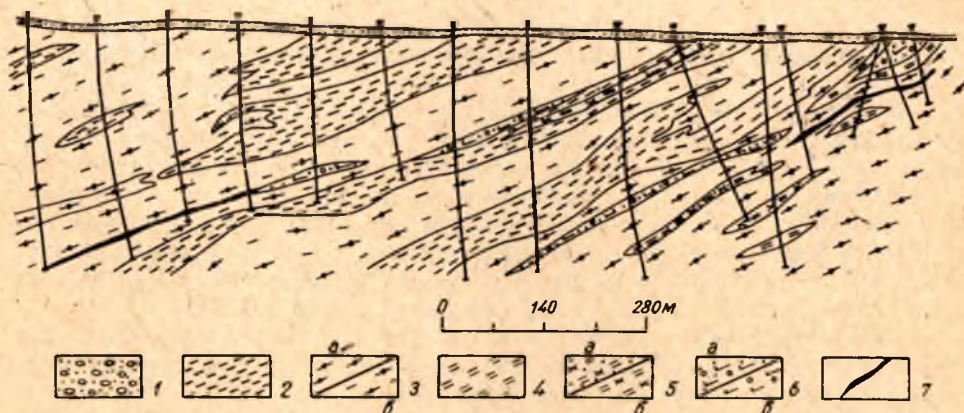


Рис. 9. Геологический разрез через месторождение Восток.

1 — четвертичные отложения; 2 — гнейсы и гранито-гнейсы; 3 — амфиболиты полевошпатовые (а) и мигматиты по амфиболитам (б); 4 — актинолит-биотитовые сланцы; 5 — актинолит-флогопитовые сланцы с сульфидным оруденением (а), без оруденения (б); 6 — актинолитизированные гипербазиты с сульфидным оруденением (а), без оруденения (б); 7 — жильные сульфидные руды.

По количественным соотношениям оливина и ортопироксена среди гипербазитов района выделены следующие разновидности: оливинит, гарцбургит, существенно пироксеновый гарцбургит, пироксенит (табл. 3).

Таблица 3

Вещественный состав основных петрографических разновидностей гипербазитов района

Название породы	Содержание главных минералов, %		
	оливин	ортопироксен	вторичные минералы
Оливинит	≥ 70—90	< 10	< 15—20
Гарцбургит	50—90	10—50	< 15—20
Существенно пироксеновый гарцбургит	20—50	50—80	< 15—20
Пироксенит	< 10	≥ 70—90	< 15—20

Отнесение тел гипербазитов к той или иной петрографической группе производится по преобладающему развитию в разрезе каждого конкретного тела той или иной разновидности ультраосновных пород. Из 31 тела, в которых первичный состав можно было установить с достаточной уверенностью, 8 сложено оливинитами, 18 — гарцбургитами, 5 — пироксенитами. Для остальных тел расчленение по первичному составу произвести не удалось из-за интенсивного метаморфизма пород. Однако нали-

чие в них реликтов оливина, ортопироксена и отсутствие полевых шпатов позволяют достоверно относить даже наиболее интенсивно измененные тела к гипербазитам.

Наибольшее распространение слабоизмененных гипербазитов установлено в Копосовской, Хуторярвинской и Хихнаярвинской зонах. Как правило, к слабоизмененным гипербазитам относятся тела мощностью более 20 м, в том числе все известные в районе массивы мощностью более 100 м.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ТЕЛ СЛАБОИЗМЕНЕННЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

На примере тел слабоизмененных и серпентинизированных гипербазитов удается выявить некоторые важные особенности строения массивов и закономерности изменения состава породообразующих минералов.

Оливиниты. Как уже упоминалось, оливиниты преобладают в восьми телах. Шесть тел мощностью от 23 до 110 м находятся в Хихнаярвинской зоне, одно тело мощностью 120 м в Копосовской и одно мощностью 20 м в Хуторярвинской. В каждом теле наблюдается незначительное количество слоев гарцбургитового состава мощностью 0,6—2,5 м.

Обычно оливиниты состоят на 93—97% из оливина, 1—3% составляют магнетит и хромит. Даже в наименее измененных разностях присутствуют 5—10% серпентина, редко актинолита.

Характеристика оливинитов дается на примере разреза скважины 821, пробуренной в Копосовской зоне гипербазитов (рис. 10). Тело приурочено к контакту полевошпатовых амфиболитов и биотитовых гнейсов. Вмещающие породы подвергаются вблизи контактов с гипербазитами рассланцеванию. С приближением к контактам амфиболиты становятся все более меланократовыми, в гнейсах уменьшается содержание кварца (с 25—30% до 5—8%). Гипербазиты около контактов также рассланцованы.

Слабоизмененные оливиниты слагают центральную часть тела и состоят на 80—90% из оливина с переменным количеством серпентина (3—10%) и актинолита (2—10%), постоянно присутствует магнетит в количестве 1—3%. Ромбический пироксен редок.

Оливин отвечает по составу хризолиту ($Ng=1,699-1,708$, $Np=1,661-1,669$), развит в виде изометричных зерен размером 2—4 мм, замещается серпентином и бруситом, которые образуют волосовидные прожилки, пронизывающие всю массу породы.

Ромбический пироксен образует редкие интерстициальные выделения неправильной формы. В межзерновых пространствах развиваются также актинолит и флогопит.

Магнетит образует равномерную вкрапленность изометричных зерен с квадратным сечением. Размеры зерен 0,1—0,3 мм.

Гарцбургиты и пироксениты для данного разреза не характерны: гарцбургит встречен только в интервале 392,2—394,7 м, а пироксенит вблизи нижнего контакта массива (интервал 408—411,1 м).

В краевых частях массива развиты серпентиниты. Мощность серпентинизированных пород в кровле массива составляет 2,1 м, в подошве — 41,5 м. Кроме основных минералов — серпентина и магнетита II, в небольшом количестве присутствуют актинолит, хлорит, брусит, кальцит и реликты оливина. Отчетливо виден избирательный характер развития вторичных минералов — серпентина и брусита по оливину, актинолита по ортопироксену. Магнетит, в отличие от изометричных зерен в слабоизмененных оливинитах, образует пылевидную сыпь, микропрожилки, неправильные скопления.

В непосредственных контактах с вмещающими породами и около жил плагиоклазитов (интервалы 290,5—298 и 360,4—361,6 м) оливиниты интенсивно актинолитизированы. Содержание актинолита достигает 80%.

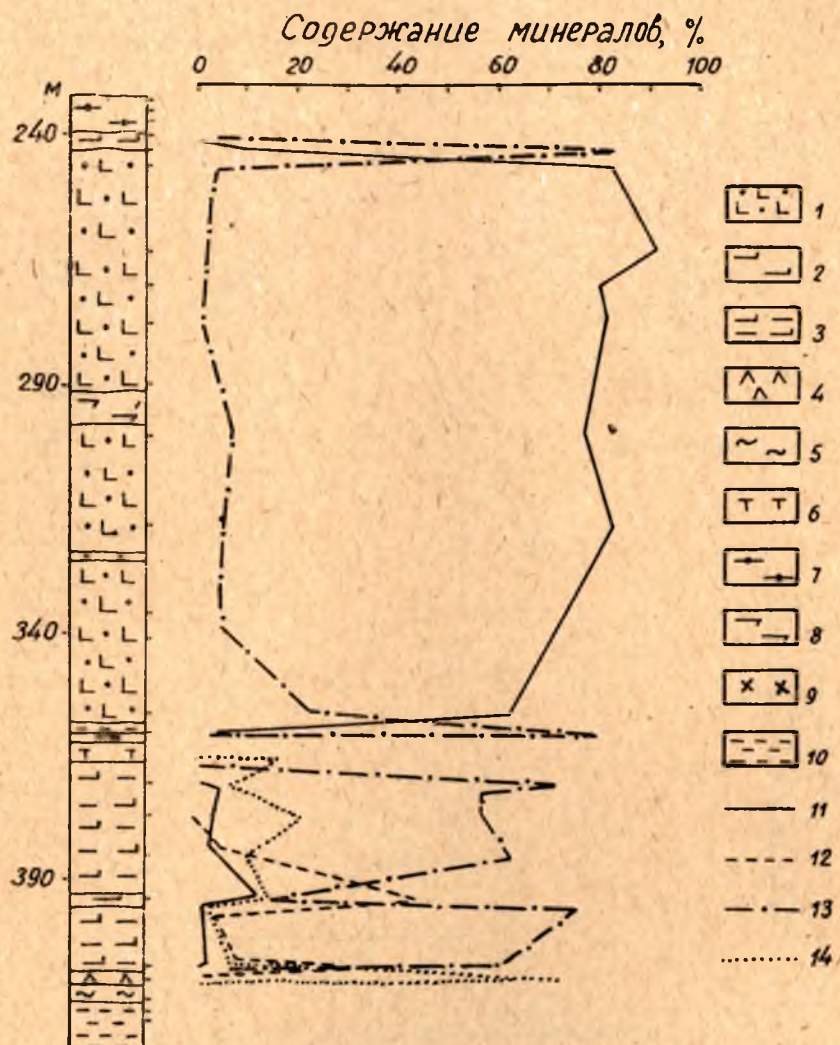


Рис. 10. Разрез через тело оливинитов (скв. 821).

1 — оливинит с раннемагматическим магнетитом; 2 — серпентинизированный гиперба-
зит; 3 — сильно серпентинизированный гипербазит; 4 — сильно амфиболизированный
гипербазит; 5 — амфибол-биотитовая порода; 6 — актинолитовая порода; 7 — полево-
шпатовый амфиболит; 8 — плагиоклазит; 9 — кварцевый диорит; 10 — биотитовый
гнейс; 11 — оливин; 12 — ортопироксен; 13 — серпентин; 14 — актинолит.

Средний химический состав оливинитов приведен в таблице 5.

Гарцбургиты. Гарцбургиты преобладают в 18 телах. Восемь тел находятся в Хутоярвинской зоне, четыре — в Хихнаярвинской, два — в Копосовской, одно — в Вешъяурской и три — в Аллареченской. В Аллареченской зоне тела гарцбургитов располагаются в ее южной части у смыкания с Хутоярвинской зоной. Как правило, мощность гарцбургитовых тел превышает 50 м и лишь в редких случаях составляет менее 20 м.

Средний химический состав гарцбургитов приведен в таблице 5.

Неизменные гарцбургиты состоят из оливина, ортопироксена, магнетита, шпинели. Отмечаются единичные вкрапленники сульфидов. Количественные соотношения между главными породообразующими минералами — оливином и ортопироксеном — непостоянны. В пределах одного и того же тела содержание оливина может колебаться от 10 до 90%,

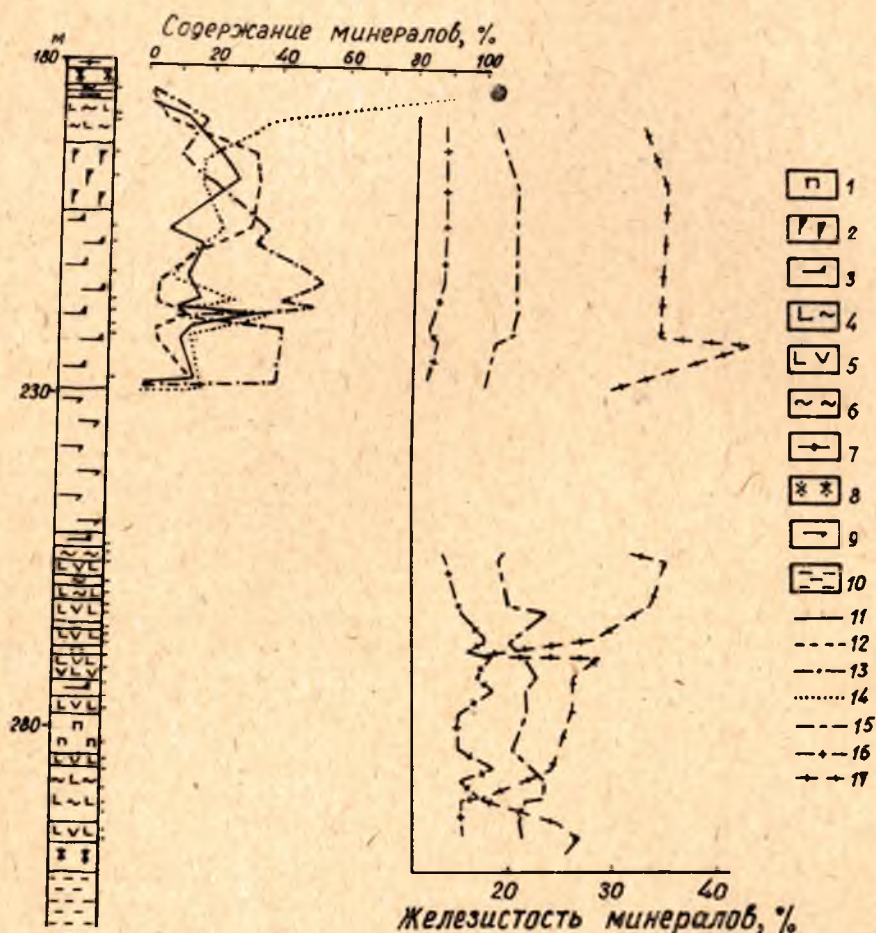


Рис. 11. Разрез через тело гарцбургитов (скв. 560).

1 — пироксеновый гарцбургит; 2 — слабо серпентинизированный гипербазит; 3 — серпентинизированный гипербазит; 4 — амфиболизированный гипербазит с серпентином; 5 — амфиболизированный гипербазит; 6 — амфибол-биотитовая порода; 7 — полевошпатовый амфиболит; 8 — кварц-полевошпатовая порода; 9 — плагиоклазит; 10 — биотитовый гнейс; 11 — оливин; 12 — ортопироксен; 13 — серпентин; 14 — актинолит; 15 — железистость оливина; 16 — железистость ортопироксена; 17 — железистость актинолита.

ортопироксена от 1 до 50%, содержание магнетита не превышает 2—5%. Единой закономерности в распределении оливина и ортопироксена по разрезу гипербазитовых тел установить не удалось.

В Копосовской зоне отмечается повышенное содержание ортопироксена—до 25—35% в краевых частях при содержании его в центральных частях тел до 5—15%. Соответственно содержание оливина в краевых частях составляет 10—15%, а в центральных поднимается до 50—55%.

В Хуторявинской зоне ряд тел характеризуется сравнительно равномерным распределением породообразующих минералов по всему разре-

зу массивов: оливина 25—35%, ортопироксена 40—45%. Тут же встречаются тела, в краевых частях которых наблюдается некоторое обогащение оливином, а во внутренних — чередование слоев мощностью 0,5—5 м с содержанием ортопироксена от 1 до 30%, оливина от 10 до 60%. В некоторых массивах устанавливается переслаивание оливинитов и гарцбургитов по всему разрезу при колебаниях содержаний пироксена от 0 до 30%, а оливина от 10 до 90%. У нижних контактов появляются прослои, содержащие до 40% ортопироксена.

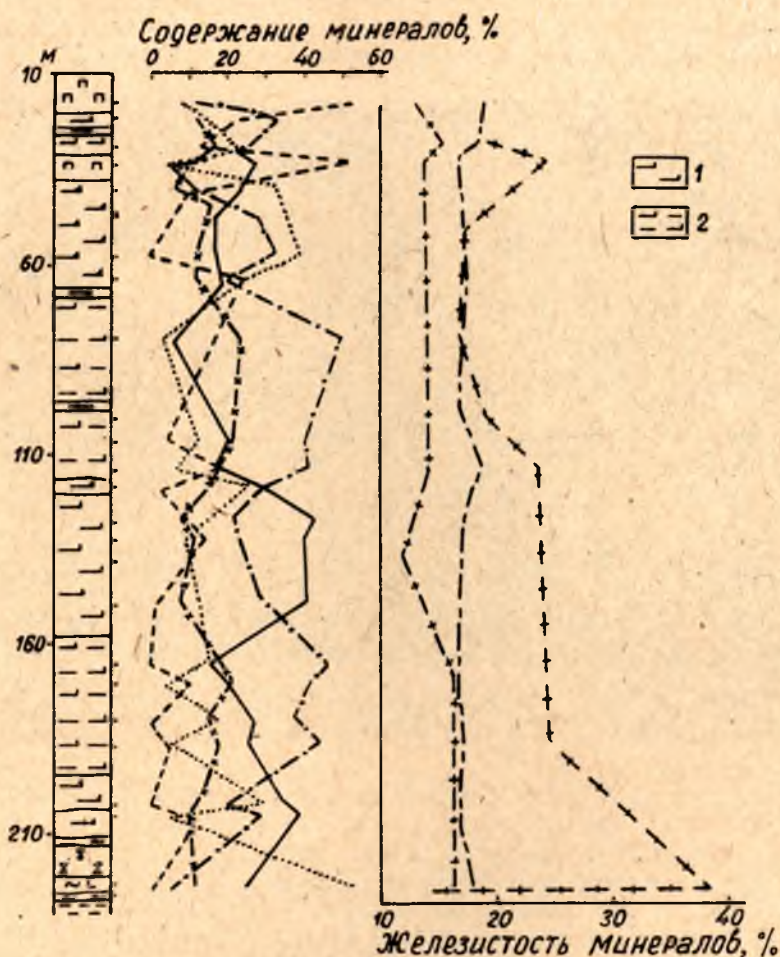


Рис. 12. Разрез через тело гарцбургитов (сква. 345).

1 — серпентинизированный гипербазит; 2 — сильно серпентинизированный гипербазит. Остальные обозначения см. на рис. 11.

На рисунке 11 приведена колонка скважины 560, пересекающей тело гарцбургитов. Несмотря на относительно высокий метаморфизм ультраосновных пород отчетливо видно колебание содержаний ортопироксена и оливина. В разрезе можно выделить до 14 чередующихся прослоев, обогащенных то пироксеном, то оливином. Мощность их варьирует в пределах 0,5—20 м. Переходы между прослоями как постепенные на расстоянии до 1 м, так и резкие. Последние наблюдаются относительно редко.

Детальная характеристика гарцбургитов дается на примере разреза одного из тел Копосовской зоны (сква. 345, рис. 12).

Массив залегает среди биотитовых гнейсов, которые около его контактов подвергаются десиликации: содержание кварца снижается вблизи тела гипербазитов с 30 до 5—7%. Ультраосновные породы у контактов с гнейсами превращены во флогопит-актинолитовые сланцы. Мощность сланцев 0,3—0,5 м.

В разрезе преобладают в различной степени серпентинизированные гарцбургиты, в меньшей мере развиты амфиболизированные разновидности. Единственным исключением является интервал 10,4—37,8 м, в котором преобладают свежие существенно пироксеновые гарцбургиты. Особенность разреза — резкая изменчивость количественных соотношений между оливином и ортопироксеном.

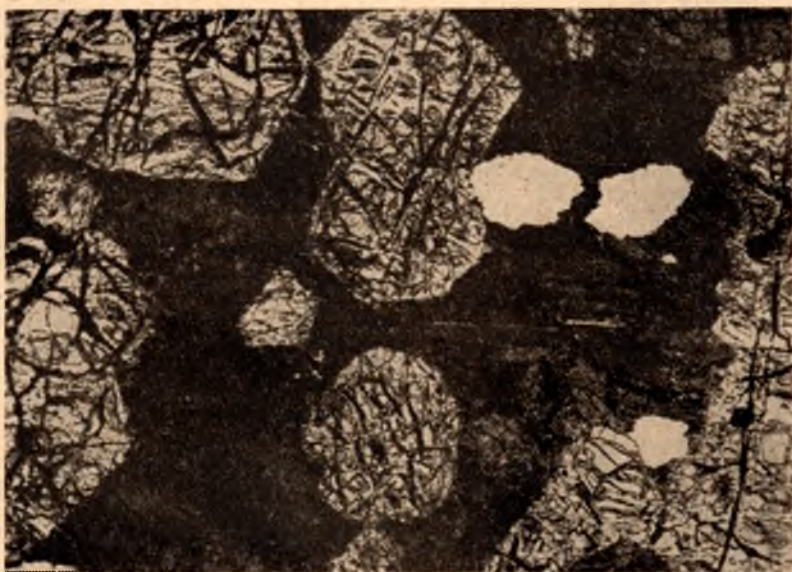


Рис. 13. Пойкилитовая структура гарцбургита. Увеличение 25, без анализатора.

Основная масса породы состоит из короткостолбчатых, реже овальных кристаллов ортопироксена, длина которых достигает 5—8 мм. Оливин встречается как в виде мелких пойкилитовых включений диаметром 0,3—0,5 мм в пироксене (рис. 13), так и в виде крупных изометричных зерен. В тех слоях, где количество ортопироксена падает до 10—20%, отчетливо видна его приуроченность к интерстициям: он как бы слагает прокладки между зернами оливина, повторяя их очертания (рис. 14). Пойкилитовые структуры и приуроченность пироксена к межзерновым пространствам говорят о более ранней кристаллизации оливина.

Магнетит представлен двумя генерациями. К первой относятся изометричные кристаллы магнетита, сравнительно равномерно распределенные в породе. Ко второй — прожилкообразные выделения магнетита, ассоциирующие с серпентином, замещающим оливин.

Актинолит развивается только по ортопироксену.

Серпентин замещает как оливин, так и пироксен. Часто одна и та же жилка серпентина пересекает одновременно кристаллы оливина и ортопироксена. Оливин, однако, серпентинизируется интенсивнее, нежели пироксен; местами устанавливается полное замещение зерен оли-

вина серпентином, тогда как прилегающие кристаллы пироксена остаются практически свежими. Магнетит II выделяется только при серпентинизации оливина; серпентиновые прожилки, пересекающие пироксен, магнетита не содержат. Судя по последовательности минералообразования, можно выделить две генерации серпентина. Серпентин I слагает прожилки петельчатых структур и ассоциирует с бруситом. Прожилки этого серпентина упираются в кристаллы актинолита и как бы срезаются ими. Серпентин II пересекает не только кристаллы ортосиликатов, но и призмы актинолита.

Серпентинизацией захвачен весь массив, лишь в краевых частях серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты сменяются актинолитовыми серпентинитами.

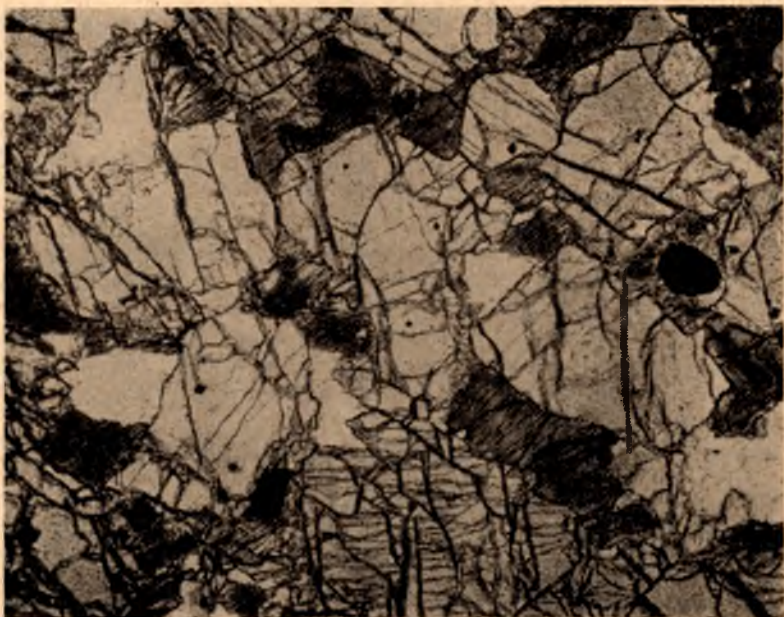


Рис. 14. Ортопироксен в интерстициях оливина. Увеличение 25, без анализатора

Гипербазиты пересечены серией жил плагиоклазитов и биотит-плагиоклазовых пород (интервалы 24,6—25,2; 26,4—26,8; 35,4—35,8; 66,6—67,4; 212,9—220,5 м), сложенных крупными кристаллами серицитизированного и пелитизированного плагиоклаза с гнездовыми скоплениями пластинок биотита (до 30%). У контактов жил наблюдается четкая зональность. Непосредственно к жиле прилегает зона биотитового слюдита. Далее идет актинолит-биотитовая зона, которая сменяется хлорит-биотитовой зоной, а эта последняя — серпентинизированными гарцбургитами. Контакты между зонами резкие.

Пироксениты. В районе известно всего 5 тел пироксенитов, мощность которых колеблется от 7 до 40 м. Все тела пироксенитов сконцентрированы на сравнительно небольшой площади: 3 тела расположены в Хутоярвинской зоне, 2 — в южной части Аллареченской зоны у ее смыкания с Хутоярвинской. Пироксениты, как правило, сильно актинолитизированы и оталькованы, и об их первичном составе можно судить лишь по единичным шлифам, характеризующим центральные части тел. Наименее измененные разности содержат 85—90% ромбического

пироксена, 2—5% оливина, 2—4% магнетита. В отдельных маломощных слоях содержание оливина возрастает до 15—30%.

Характеристика пироксенитов дается на примере наименее метаморфизованного тела, вскрытого скважиной 783.

В разрезе выделяются три «прослая» гипербазитов (150,1—156,7; 168,4—171,0; 175,7—186,8 м), разделенных вмещающими породами — мигматитами, полевошпатовыми амфиболитами и гранитами.

Как вмещающие породы, так и гипербазиты в контактах друг с другом рассланцованы и изменены: вмещающие породы десилицированы и превращены в биотит-плагиоклаз-роговообманковые породы (мощность 0,4—1,4 м), а гипербазиты изменены до актинолит-биотит-куммингтонитовых, актинолит-флогопитовых или актинолитовых пород (мощность 0,4—3,1 м).

В центральных частях тел сохраняются существенно пироксеновые породы (интервалы 152,0—154,3 и 178,8—183,4 м), состоящие из ортопироксена (35—50%), талька (5—40%), актинолита (10—40%), флогопита (0—15%), магнетита (5—10%) и единичных зерен оливина и сульфидов.

Ортопироксен встречается или в виде изометрических зерен размером до 0,5 мм среди тальк-актинолитовой основной массы, или в виде крупных зерен с изъеденными краями. В последнем случае он содержит обильные мелкие включения актинолита, флогопита и хлорита. Замещается актинолитом и тальком. Последний образует волосовидные жилки в трещинах пироксена и сплошные массы.

Между актинолит-флогопитовыми породами краевых и пироксенитами центральных частей тел в отдельных случаях устанавливается зона актинолит-флогопит-тальковых или существенно тальковых пород (интервалы 151,0—152,0 и 183,4—185,7 м).

Суммируя приведенный материал, необходимо подчеркнуть следующее.

Состав гипербазитов меняется от оливинитов до пироксенитов. Главными породообразующими минералами гипербазитов являются оливин и ортопироксен. В телах гипербазитов устанавливается перемежаемость слоев непостоянной мощности с различными количественными соотношениями первичных минералов. Переходы между слоями обычно постепенные. Распределение минералов по разрезу конкретных тел незакономерное: в одних телах оливин концентрируется в висячем боку, в других — в лежащем, в третьих — в центре. То же самое относится и к ромбическому пироксену.

Для гарцбургитов типична пойкилитовая структура. Пойкилитовые вроски, иногда хорошо ограненные, состоят из оливина, заключенного в крупных кристаллах ортопироксена. В породах с незначительным содержанием пироксена он располагается в межзерновых пространствах. Четких признаков растворения оливина не обнаружено.

СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Систематическое изучение железистости* оливинов и ортопироксенов производилось с целью расчленения гипербазитов по составу, для определения закономерностей изменения железистости минералов в разрезах отдельных тел, для исследования Fe/Mg соотношения в соответ-

* Под железистостью здесь и ниже подразумевается содержание фаялитовой или ферросилитовой молекулы в оливинах и пироксенах, определенное по оптическим свойствам.

ствующих оливинах и пироксенах. Определение железистости проводилось путем измерения показателей преломления минералов в иммерсионных жидкостях. Результаты определений сведены на рисунке 15.

Химические анализы оливина и ортопироксена представлены в таблице 4. Химический состав достаточно хорошо согласуется с оптическими определениями.

Оливины и пироксены гипербазитов Аллареченского района относительно магнезиальны и характеризуются узким диапазоном изменения состава. По данным определений в 53 образцах, состав оливина отвечает хризолиту, содержание фаялитовой молекулы в нем изменяется от 14 до 30%. Ортопироксен, по 42 измерениям, относится к бронзиту, содержание ферросилитовой молекулы колеблется от 9 до 23%.

Отчетливо устанавливается закономерное изменение железистости породообразующих минералов в пробах, отобранных в различных по составу телах (рис. 15): наименьшее содержание фаялитовой молекулы (14—15%) характерно для оливинитов (скв. 821), оливин гарцбургитов (скв. 345) обладает несколько повышенной железистостью (16—19%), в слабо амфиболизированных гипербазитах с бедным сульфидным оруденением (скв. 560) железистость оливина колеблется в пределах 17—23%, а в амфиболизированных гипербазитах Аллареченского месторождения возрастает до 27—30% (скв. 121). Подобным же образом изменяется железистость ортопироксена — от 12—16% в гарцбургитах (скв. 345) до 18—21% в амфиболизированных гипербазитах

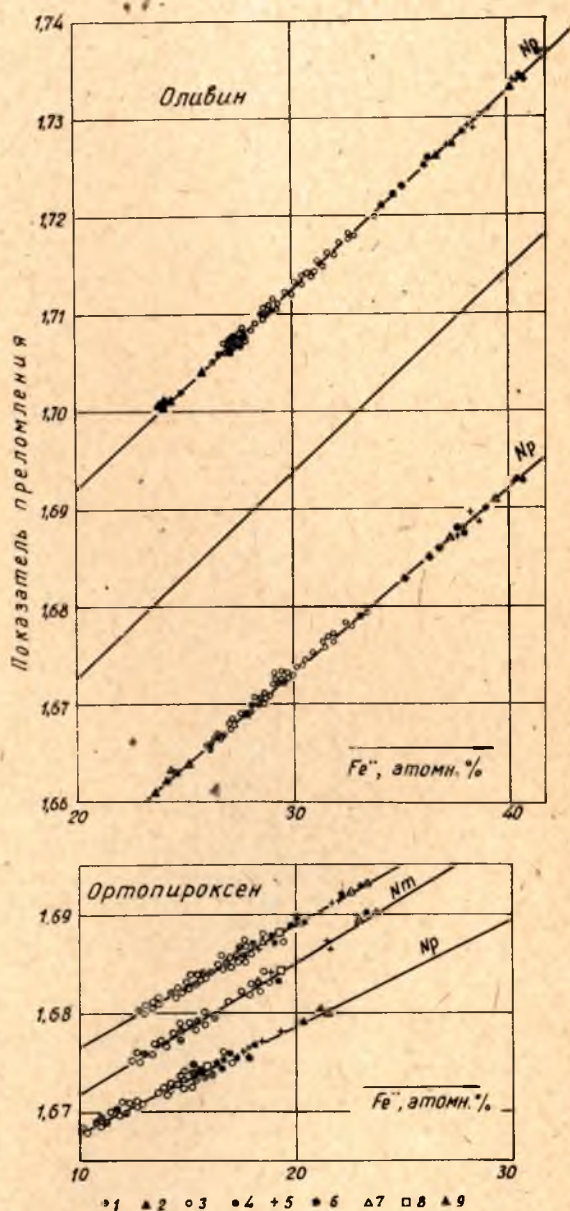


Рис. 15. Составы оливинов и ортопироксенов, определенные по оптическим свойствам (Трегер, 1968).

1 — скв. 345; 2 — скв. 821; 3 — скв. 560; 4 — скв. 549; 5 — скв. 121; 6 — скв. 104; 7 — скв. 452; 8 — скв. 215; 9 — обн. 61.

Таблица 4

Химические составы оливинов и ромбических пироксенов

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	38,60	40,09	54,11	54,70
TiO ₂	0,10	0,05	0,21	0,07
Al ₂ O ₃	1,22	1,04	2,20	0,92
Fe ₂ O ₃	10,00	0,81	Не обн.	0,54
FeO		13,00	10,80	13,87
MnO		0,19	1,22	0,36
MgO	41,60	44,05	30,48	28,53
CaO	0,26	0,11	1,20	0,50
Na ₂ O	Не опр.	0,07	Не опр.	0,09
K ₂ O	"	0,08	"	Не обн.
H ₂ O ⁻	"	0,28	"	0,02
H ₂ O ⁺	"	Не опр.	"	0,49
P ₂ O ₅	"	0,21	"	Не опр.
Cr ₂ O ₃	"	0,01	"	Не обн.
V ₂ O ₅	"	0,024	"	Не опр.
NiO	0,39	0,23	0,045	"
CuO	0,001	0,002	Не опр.	"
CoO	0,013	0,024	"	"
S _{общ}	Не опр.	0,01	"	"
Сумма	—	100,28	100,26	100,09
Fe ^{II} : (Fe ^{II} + Mg), %	15,0	15,8	17,8	22,4
Ng	1,702	1,705	1,686	1,687

Примечание: 1 — оливин из оливинита участка Копос, скв. 336, гл. 102,9 м, спектральный количественный метод, ХЛ Кольского ФАН СССР, аналитики В. В. Ильичева и М. Ф. Лялина; 2 — оливин из гарцбургита участка Копос, скв. 410, гл. 175 м, ХЛ Карельского ФАН СССР, аналитик В. А. Доильнищина; 3 — бронзит из пироксенита участка Копос, скв. 345, гл. 10,2 м, ХЛ Карельского ФАН СССР, аналитик В. А. Доильнищина; 4 — бронзит, месторождение Восток, скв. 221, гл. 13,6 м (Яковлев, Яковлева, 1967).

Аллареченского месторождения (скв. 121).

Как будет показано в дальнейшем, железистость оливинов и пироксенов зависит от степени характера метаморфизма гипербазитов, поэтому для оценки первоначального состава этих минералов использованы только данные по неизменным или слабо измененным ультраосновным породам (скв. 821, 345, отчасти 560). Содержание фаялитовой молекулы в оливине слабо измененных разновидностей меняется от 12 до 19%, ферросилитовой в ортопироксене — от 12 до 17%. Несмотря на узкий диапазон изменения составов следует отметить повышенную железистость оливинов гарцбургитов по сравнению с оливинами оливинитов, свидетельствующую о наличии слабой, хотя и неясно выраженной, дифференциации. Отличия между ними выходят за пределы ошибок измерений.

Характер изменчивости железистости оливинов и пироксенов по разрезам отдельных тел изучался в трех массивах. В оливинитах скважины 821 выполнено пять замеров в неизмененных породах, железистость оливина составляет 14—15%, колебания укладываются в ошибку измерений. В гарцбургитах скважины 345 выполнено 14 замеров железистости оливина и 10 ортопироксена (см. рис. 12), железистость оливина меняется в пределах 16—19% с некоторым увеличением ее в краевых частях, железистость ортопироксена составляет 12—16%, также с тенденцией ее повышения в краевых частях. В другом гарцбургитовом теле (скв. 560, рис. 11) произведено по 24 определения железистости оливина и пироксена: железистость оливина меняется от 17 до 23%, пироксена от 11 до 18%. Так же, как и в предыдущих случаях, намечается тенденция повышения железистости минералов в краевых частях массива.

Таким образом, даже в наиболее мощных телах гипербазитов района четкой направленности изменения железистости минералов по разрезу не устанавливается. Диапазон колебаний в содержаниях фаялитовой молекулы в оливине не превышает 6%, ферросилитовой в пироксене — 7%. Заслуживает упоминания лишь повышение железистости обоих минералов в краевых частях гипербазитовых тел. Постоянство составов породообразующих минералов внутри отдельных тел и заметные различия в железистости минералов между телами могут быть истолкованы как доказательство слабо выраженной дифференциации в крупных интрузивах, подвергшихся впоследствии будинированию.

Исследование Fe/Mg соотношения в сосуществующих оливинах и ортопироксенах проведено для 37 образцов, отобранных в трех телах. Размер образцов, из которых выделялись для исследования оливин и пироксен, не превышал 3×3×3 см. Состав минералов определялся по данным измерения показателей преломления. Результаты приведены на рисунке 16.

Повышение железистости оливина сопровождается увеличением железистости пироксена. Константа распределения магния и железа между минералами вычислялась по формуле

$$K = \frac{X_p}{1 - X_p} \cdot \frac{1 - X_o}{X_o},$$

где X_p и X_o — молекулярные доли магнезиально-силикатной

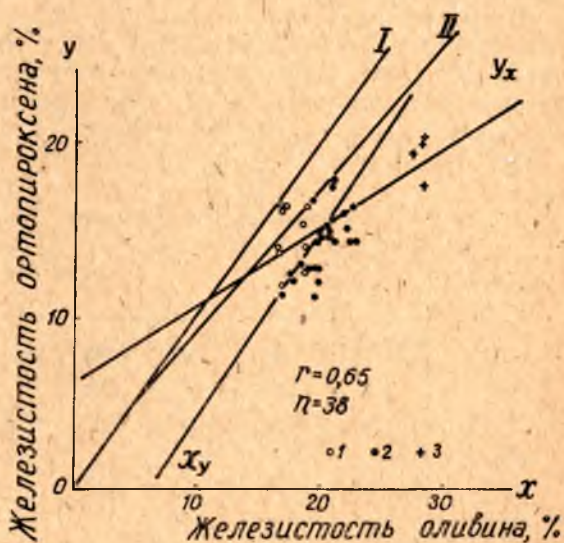


Рис. 16. График зависимости железистости оливина от железистости ортопироксена с кривыми идеального распределения (I) и распределения по А. А. Маракушеву, 1965 (II).

1 — массив оз. Копос; 2 — массив Акким; 3 — месторождение Аллареченское.
n — число наблюдений, r — коэффициент парной корреляции.

составляющей соответственно в ортопироксене и оливине. Константа распределения для слабоизмененных гипербазитов колеблется в пределах 1,01—1,58.

Сопряженность изменения железистости оливина и пироксена в гипербазитах района подтверждается данными корреляции между величинами содержаний железистых молекул в минералах ($r = +0,64$).

Закономерное изменение составов сосуществующих оливинов и ортопироксенов свидетельствует об их образовании в условиях, близких к равновесным.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ГИПЕРБАЗИТОВ

Данные о среднем химическом составе оливинитов и гарцбургитов Аллареченского района приведены в таблице 5. Там же помещены заимствованные из литературы сведения о среднем химическом составе среднемирового дунита (Виноградов, 1962), уральских дунитов и гарцбургитов (Малахов, 1969), дунитов и перидотитов альпинотипных гипербазитов и габбро-дунит-пироксенитовой формации (Велинский и др., 1970). Фигуративные точки составов пород нанесены на диаграмму $\text{FeO}—\text{MgO}—\text{SiO}_2$ (рис. 17).

Таблица 5

Средний химический состав гипербазитов, вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	39,70	41,60	39,60	40,99	40,67	41,03	43,50	44,10	45,01
TiO_2	0,20	0,03	0,16	0,01	0,05	0,47	0,04	0,45	0,01
Al_2O_3	1,66	0,98	1,55	0,76	0,85	1,94	1,60	3,82	2,08
Fe_2O_3	3,31	3,28	4,22	—	—	3,97	3,10	5,03	—
FeO	11,43	5,75	8,90	8,53	12,67	12,10	5,44	8,40	8,00
MnO	0,20	0,13	0,18	0,15	0,19	0,25	0,12	0,19	0,11
MgO	39,80	48,10	43,60	48,67	42,53	36,80	44,50	32,20	43,74
CaO	2,12	0,32	0,73	0,20	0,97	1,84	1,06	5,17	0,34
Na_2O	0,23	0,05	0,11	0,031	0,77	0,31	0,08	0,34	0,06
K_2O	0,12	0,03	0,03	0,003	0,036	0,40	0,03	0,07	0,007
Cr_2O_3	0,88	0,41	0,30	0,32	0,29	0,63	0,35	0,05	0,37
NiO	0,33	0,23	0,24	0,31	0,25	0,25	0,18	0,03	0,26
П.п.п.*	1,64	6,79	5,23	—	—	2,05	6,98	5,58	—
ΣFeO	14,44	8,73	12,74	8,53	12,67	15,71	8,26	12,96	8,00
f	25,7	15,4	23,6	14,9	23,0	29,9	15,6	27,7	15,5
m	4,4	10,0	6,4	10,1	6,0	4,1	9,9	4,7	9,8

Примечание: 1 — оливинит Аллареченского района, 2 — дунит формации альпинотипных гипербазитов, 3 — дунит габбро-пироксенит-дунитовой формации, 4 — уральский дунит, 5 — мировой дунит, 6 — гарцбургит Аллареченского района, 7 — перидотит формации альпинотипных гипербазитов, 8 — перидотит габбро-пироксенит-дунитовой формации, 9 — уральский гарцбургит. 2, 3, 7, 8 — по В. В. Велинскому и др., 1970; 4, 9 — по Н. А. Малахову, 1969; 5 — по А. П. Виноградову, 1962.

* В сумму не включено.

Сравнение составов оливинитов и гарцбургитов Аллареченского района говорит об обогащении последних кремнекислотой, титаном,

алюминием, железом, щелочами и обеднении магнием, никелем, и хромом, т. е. об обычной эволюции магмы в процессе дифференциации.

Прежде чем обратиться к сопоставлению химического состава гипербазитов Аллареченского района с гипербазитами других магматических формаций и комплексов, необходимо сделать следующие оговорки.

1. Проанализированные образцы гипербазитов Аллареченского района содержат до 5—10% актинолита и флогопита, чем отчасти и объясняется несколько повышенное содержание в них алюминия, кальция и щелочей.

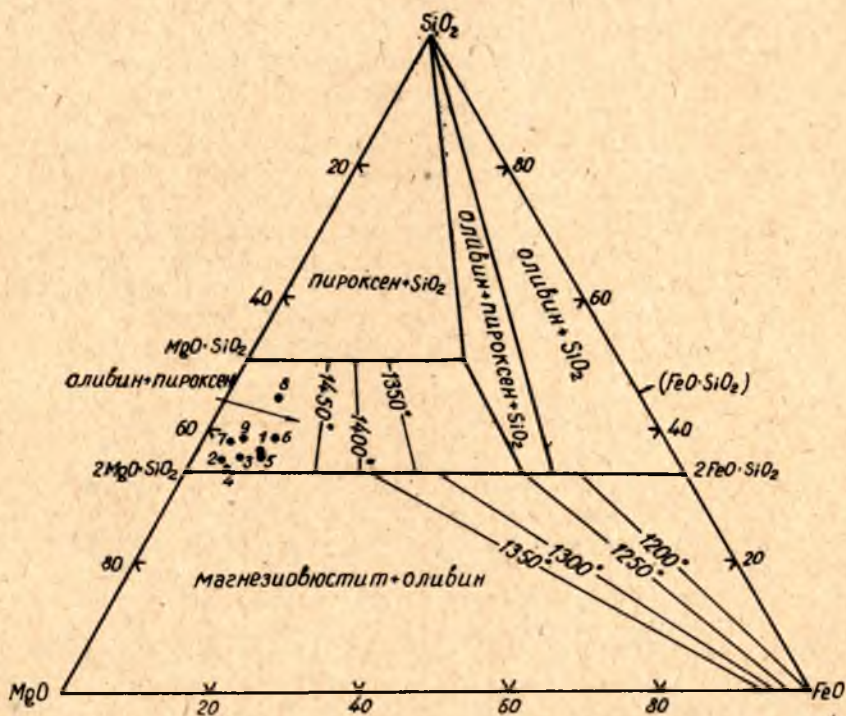


Рис. 17. Диаграмма плавкости системы $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{SiO}_2$ (Nalziger, 1967), мол. %.

Обозначения см. в примечании к табл. 5.

2. В. В. Велинский с соавторами (1970) при расчетах средних составов гипербазитов различных формаций использует породы с содержанием серпентина до 70% при среднем количестве потерь при прокаливании 5—7%. И. А. Малахов (1969) пересчитывает анализы гипербазитов на безводный состав, исходя из представлений об изохимической серпентинизации. Химические анализы гипербазитов Аллареченского района представлены наименее измененными разновидностями, содержащими в среднем не более 5—10% серпентина. Следовательно, материалы, используемые для сравнительной характеристики химического состава гипербазитов, несколько разнородны. С целью приведения их к единому виду, все анализы гипербазитов Аллареченского района и данные В. В. Велинского пересчитаны на сухое вещество, хотя гипотеза об изохимическом замещении при серпентинизации представляется нам спорной.

При сопоставлении средних составов довольно определенно устанавливаются некоторые специфические особенности химического состава гипербазитов Аллареченского района. По сравнению с дунитами формации альпинотипных гипербазитов и уральскими дунитами, оливиниты Аллареченского района отчетливо обеднены магнием и обогащены титаном, железом и хромом. Сравнительно с дунитами габбро-пироксенит-дунитовой формации, они незначительно обеднены магнием, обогащены хромом и практически не отличаются по содержанию железа и титана. По содержанию кремнекислоты аллареченские оливиниты сопоставимы с уральскими дунитами и дунитами габбро-пироксенит-дунитовой формации и незначительно отличаются от дунитов альпинотипных гипербазитов. По количеству никеля они тождественны уральским дунитам. В дунитах формации альпинотипных гипербазитов и габбро-пироксенит-дунитовой формации содержания никеля существенно ниже. Общая железистость (f) оливинитов Аллареченского района значительно выше железистости дунитов формации альпинотипных гипербазитов и уральских и близка к железистости дунитов габбро-пироксенит-дунитовой формации. Кроме того, по железистости они близки к среднемировому дуниту. Повышенная железистость оливинитов Аллареченского района отчетливо устанавливается и по расположению фигуративных точек на рисунке 17. Величина критерия Хесса (m) для оливинитов Аллареченского района заметно ниже значений, присущих как альпинотипным дунитам, так и дунитам габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Гарцбургиты Аллареченского района, по сравнению с гарцбургитами Урала и альпинотипными перидотитами, существенно обогащены железом, хромом, титаном и обеднены магнием. Сравнительно с перидотитами габбро-пироксенит-дунитовой формации они незначительно обогащены железом, магнием и хромом и не отличимы по содержанию титана. Содержание кремнезема в них ниже, чем во всех остальных типах перидотитов. Напротив, по содержанию никеля они сходны с уральскими гарцбургитами и гораздо богаче альпинотипных перидотитов и перидотитов габбро-пироксенит-дунитовой формации. По общей железистости гарцбургиты района существенно превосходят альпинотипные перидотиты и уральские гарцбургиты, будучи близкими к перидотитам габбро-пироксенит-дунитовой формации. Различия в соотношениях главных компонентов — магния, железа и кремния — в перидотитах разных районов и формационных типов видны на рисунке 17.

По величине критерия Хесса гарцбургиты Аллареченского района соответствуют перидотитам габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Судя по данным таблицы 5, оливиниты и гарцбургиты района заметно обогащены кальцием и щелочами по сравнению с гипербазитами Урала и альпинотипными гипербазитами. Как указывалось выше, это отчасти обусловлено наличием в проанализированных образцах примесей актинолита и флогопита. Данный вывод подтверждается результатами анализов мономинеральных фракций оливинов и ортопироксенов (см. табл. 4), в которых количество кальция и щелочей незначительно.

Вследствие загрязненности проб вторичными минералами недостаточно достоверными являются и сопоставления по содержанию алюминия. Все же следует указать на близость по содержанию алюминия оливинитов Аллареченского района к дунитам габбро-пироксенит-дунитовой формации, а гарцбургитов — к гарцбургитам Урала и альпинотипным перидотитам.

Суммируя обсуждение химизма гипербазитов Аллареченского района, можно заключить, что по особенностям химического состава они за-

нимают промежуточное положение между альпинотипными и габбро-пироксенит-дунитовыми гипербазитами и им присущи как сходство с породами обеих упомянутых формаций, так и различия.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ ГИПЕРБАЗИТОВ РАЙОНА

О возрасте гипербазитов. Наличие гипербазитовых тел в отложениях тундровой серии устанавливает для ультраосновных пород нижнюю возрастную границу. Пересечение гипербазитов жилами нижнепротерозойских плагио-микроклиновых гранитов и отсутствие недифференцированных массивов гипербазитов, состоящих из оливина и ортопироксена, в среднепротерозойских образованиях определяют верхний возрастной предел ультраосновного магматизма.

По отношению к архейскому фундаменту, консолидировавшемуся в предпротерозойское время, интрузии гипербазитов являются постоянными. Несмотря на широкое развитие явлений будинажа, в отдельных случаях наблюдается косесекущее положение тел гипербазитов относительно стратификации гнейсов и полевошпатовых амфиболитов (месторождение Восток и Аллареченское). Залегание одного и того же тела гипербазитов в различных по составу породах, о чем говорилось выше, также свидетельствует о секущем положении интрузивов. О позднем внедрении гипербазитов можно судить по несоответствию степени метаморфизма гипербазитов и вмещающих их пород: нередко гипербазитовые тела, сложенные слабо измененными оливинитами и гарцбургитами, окружены гнейсами и полевошпатовыми амфиболитами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации.

Место ультраосновного магматизма в нижнепротерозойском тектоно-магматическом цикле не совсем ясно. Судя по согласному положению интрузивов в осадочно-вулканогенной толще тундровой серии и секущим их гранитным жилам, внедрение гипербазитов следует относить к ранним этапам развития нижнепротерозойского подвижного пояса.

О структурном и литологическом контроле локализации гипербазитовых интрузий. Ультраосновные тела приурочены либо к линейно-вытянутым тектоническим поясам, проходящим по контактам кольских образований с тундровой серией и габбро-диоритовым комплексом (Жиедгская, Алксоайвская, Вешъяурская зоны), либо их размещение сопряжено с планом строения архейских куполовидных поднятий (Копосовская, Хутоярвинская, Хихнаярвинская зоны). В тектонических поясах для тел гипербазитов типично падение, близкое к вертикальному, в куполовидных структурах — пологое под углами от 5 до 40°. В куполовидных структурах тела гипербазитов пространственно тяготеют к горизонтам амфиболитов, концентрируясь часто в замковых частях поперечных складок. Однако непосредственно вмещающими их породами могут служить как амфиболиты, так и гнейсы, мигматиты и гранитоиды. В тектонических поясах пространственная связь с амфиболитами не выявляется.

По морфологии, составу и внутреннему строению тела, приуроченные к линейным разломам, ничем не отличаются от тел, приуроченных к куполовидным структурам. Никаких данных, за исключением различной структурной позиции, для разделения их на разновозрастные группы не имеется.

Ряд исследователей, основываясь на сопряженности размещения гипербазитовых тел с планом строения куполов и их согласном залегании с вмещающими породами, высказывал мнение о внедрении

гипербазитов в период архейского куполообразования. Нижнепротерозойский возраст интрузивов, приуроченность части тел к линейным тектоническим поясам, отдельные случаи секущего положения массивов противоречат такому выводу. Вероятнее всего, подводящими каналами для ультраосновных магм служили нижнепротерозойские глубинные разломы, проходящие вдоль границ различных по возрасту и составу комплексов. Пологолежащие тела гипербазитов Аллареченской, Копосовской и других зон формировались, видимо, в результате проникновения магм, поступавших по крутым разломам, в полости отслоения куполовидных структур. Согласно залегание гипербазитовых тел обусловлено в значительной степени широким развитием более поздних явлений будинажа. Преимущественную локализацию гипербазитовых тел в участках, насыщенных телами полевошпатовых амфиболитов, следует, вероятно, объяснять различием физических свойств пород. Более хрупкие, сравнительно с гнейсами, полевошпатовые амфиболиты легче поддаются раскалывающим деформациям, вследствие чего создаются благоприятные условия для внедрения в них ультраосновных магм.

О будинировании интрузивов гипербазитов. Накопленный фактический материал позволяет считать большинство мелких тел гипербазитов тектонически перемещенными блоками некогда более крупных ультраосновных интрузий. Везде, где можно изучать тела гипербазитов в горных выработках или обнажениях, этот вывод сомнений не вызывает (Аллареченский карьер, месторождение Восток, г. Широкая). Предполагать, что за пределами детально исследованных участков идентичные по размерам и составу тела гипербазитов являются ненарушенными интрузивами, нет оснований.

В пользу представлений о повсеместном будинировании интрузий гипербазитов свидетельствует следующее:

- размещение гипербазитовых тел в виде скоплений на ограниченных участках;

- наличие в эндо- и экзоконтактах гипербазитовых тел зон расщеливания;

- одновременное залегание одного и того же тела гипербазитов в различных по составу породах, т. е. его как будто бы секущий характер, и вместе с тем согласное положение его контактовых плоскостей относительно гнейсовидности и полосчатости гнейсов и амфиболитов в непосредственной близости к массиву;

- исключительно широкое развитие в районе крайне маломощных тел: тела мощностью менее 5 м составляют 30% от общего количества, менее 10 м — 54%;

- частая перемежаемость тонких «прослоев» гипербазита мощностью 1—3 м с маломощными пачками вмещающих пород при наличии в их контактах зон расщеливания.

В Аллареченском районе лишь крупные тела слабо метаморфизованных гипербазитов мощностью свыше 100 м можно, видимо, считать небудинированными интрузивами или затронутыми процессами будинажа в незначительной степени.

Вопросы, касающиеся амплитуды смещений отдельных будин и соотношения направлений тектонических движений с первичным залеганием интрузивов, нами не изучались. Следует, однако, подчеркнуть, что в пологопадающей Аллареченской зоне, судя по скоплениям тел гипербазитов на небольшой площади, амплитуды перемещения, по видимому, не превышали 100—150 м. Пластинчатые формы тел с соотношением длины к мощности от 50:1 до 100:1 при протяженности по падению до 200 м говорят скорее всего о послойных дислокациях, согласных или ко-

сосекущих относительно первоначального положения гипербазитовых интрузивов. В крутопадающих тектонических поясах (Вешъяурская, Киедгская и другие зоны) перемещения, видимо, были более значительными. Комплекс вопросов, связанных с механизмом явлений будинажа и его масштабами, заслуживает специального исследования.

Для наиболее «густых» скоплений тел гипербазитов Аллареченского и Акким I нами была предпринята попытка рассчитать первоначальные размеры интрузивов. В основу расчета положены следующие условия. Протяженность интрузивов определялась по длине участка скопления гипербазитов с сокращением ее на 100—200 м в обе стороны с целью компенсации ориентировочных амплитуд продольных подвижек. Мощность в современном эрозионном срезе вычислялась в поперечных разрезах через весь участок как сумма мощностей выходящих на поверхность будин. Протяженность по падению вычислялась лишь до глубины, где имеют широкое распространение слепые тела. Отдельные подсечения единичными скважинами на больших глубинах не учитывались. При этом имелось в виду, что цифры протяженности по падению не говорят о выклинивании интрузива, так как для решения этого вопроса нет достаточных данных.

Для Аллареченского скопления в расчет включено 27 гипербазитовых тел, в том числе 18 слепых. Согласно расчету, длина интрузива до будинирования составляла 2600 м, мощность 50 м, протяженность по падению 600 м. На участке Акким I учтено 37 тел, в том числе 22 слепых. Протяженность интрузива около 4000 м, мощность 60 м, протяженность по падению без выклинивания 400 м. Для других массивов подобные расчеты не производились, так как в Киедгской, Алксойвской, Вешъяурской и прочих зонах отчетливой концентрации гипербазитовых тел в пределах небольших площадей не установлено. В Вешъяурской и Хихнаярвинской зонах в отдельных скоплениях находится по 4—7 тел. В Киедгской и Алксойвской зонах тела сравнительно равномерно распределены вдоль линейных тектонических поясов. Однако малые мощности тел, явления рассланцевания у контактов и частое «переслаивание» с вмещающими породами позволяют предполагать, что и эти тела являются будинами некогда более крупных интрузивов гипербазитов, истинные размеры которых в настоящее время установить затруднительно.

В свете выдвигаемых представлений о расчленении крупных массивов на мелкие будины и блоки следует рассмотреть вопрос о распространении в районе бескорневых интрузий. Отдельные тела-будины гипербазитов действительно имеют протяженность по падению 50—200 м и являются бескорневыми. Такие будины встречаются в виде слепых тел даже в наиболее глубоких скважинах. Так, в пределах Аллареченского скопления отдельные тела мощностью до 10 м пересечены скважинами на глубинах 450—550 м. На месторождении Восток некоторые будины вскрыты на глубинах 750—800 м.

Вместе с тем в районе известны тела, обладающие значительной протяженностью по падению без разрыва сплошности. В Хутоярвинской зоне одно из тел прослежено скважинами по падению на 550 м без выклинивания (рис. 18). Более того, мощность его на глубине 400 м увеличивается до 110 м при мощности близ поверхности 40 м.

По нашему мнению, вывод об отнесении гипербазитовых интрузивов Аллареченского района к бескорневым уже не согласуется с фактическим материалом. Ультраосновные массивы до будинирования имели, вероятно, протяженность по падению до 1000 м и более или уходили на весьма значительные глубины, имея «корни». Представление о широком

распространении в районе самостоятельных (ненарушенных) мелких интрузивов гипербазитов нуждается, на наш взгляд, в пересмотре.

Зоны широкого распространения будинированных гипербазитовых тел не только в крутопадающих тектонических поясах, но и в пределах куполов следует рассматривать как макробрекчии, маркирующие положение разломов.

Время будинирования можно датировать только условно. Поскольку будинаж испытали интрузивы, залегающие и в нижнепротерозойских отложениях, период деформации может быть отнесен к концу нижнепротерозойской эпохи, предшествовавшей преобразованию территории

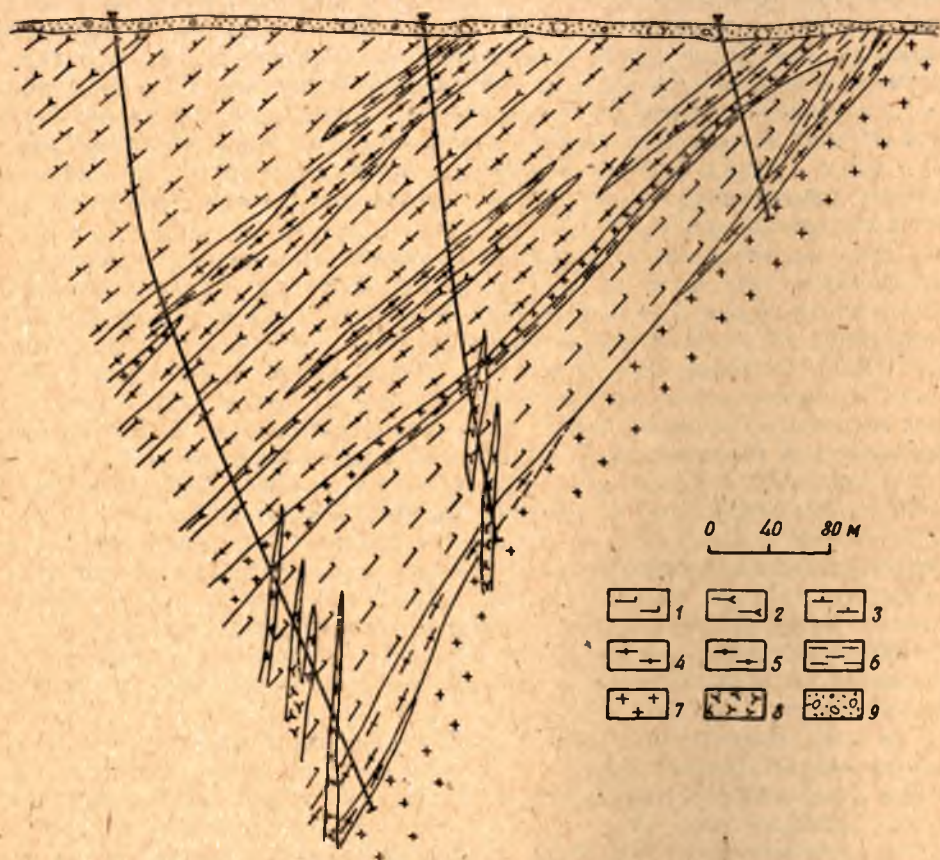


Рис. 18. Геологический разрез через массив Аким.

1 — измененная ультраосновная порода; 2 — плагио-микроклиновый гранито-гнейс; 3 — амфибол-биотитовый гнейс; 4 — мигматит по полевошпатовому амфиболиту; 5 — полевошпатовый амфиболит; 6 — биотитовый гнейс; 7 — плагио-микроклиновый гранит; 8 — плагио-микроклиновый пегматит; 9 — четвертичные отложения.

в платформу. Дислокации сопровождались структурной перестройкой архейских и нижнепротерозойских образований и могли неоднократно проявляться в течение длительного времени в результате многократного возобновления движений по ранее заложенным разломам.

Следовательно, в истории становления гипербазитов Аллареченского района можно выделить два этапа. Первый этап, ознаменовавшийся внедрением ультраосновных магм и их кристаллизацией, отвечает доорогенному или синорогенному периоду эволюции нижнепротерозойско-

го подвижного пояса. На втором этапе консолидированные гипербазиты подверглись будинированию, расчленению на блоки, рассланцеванию у контактов и метаморфическим изменениям.

О происхождении гипербазитов. Вопрос о природе гипербазитов до сих пор оживленно дискутируется в литературе. Большинство исследователей считает их дериватами ультраосновной магмы (Кузнецов, 1964; Пинус, Колесник, 1966). Некоторые из них отстаивают точку зрения о перемещении блоков мантийного вещества в твердом состоянии в верхние структурные ярусы (Бойд, Мак-Грегор, 1968; Тех, 1969).

Полученные материалы склоняют нас к поддержке гипотезы о кристаллизации ультраосновных пород из расплава, в пользу которой говорит следующее:

— изменение состава отдельных тел от оливинитов через гарцбургиты до пироксенитов, свидетельствующее о дифференциации интрузий с накоплением кремнезема в период, предшествующий будинированию;

— неравномерность распределения оливина и ортопироксена по разрезу тел, наличие чередующихся прослоев с резко колеблющимся соотношением породообразующих минералов, иногда полос с резкими границами;

— широкое распространение пойкилитовых структур, где оливин отмечается в виде включений в ортопироксене; нередко пойкилитовые вроски оливина имеют четкую огранку, свидетельствующую о кристаллизации из жидкости, пироксен повсеместно выделяется позже, занимая интерстиции между зернами оливина;

— несколько повышенная магнезиальность оливинитов по сравнению с гарцбургитами;

— закономерное и сопряженное изменение железистости оливинов и ортопироксенов;

— приуроченность части интрузивов к линейно-вытянутым долгоживущим тектоническим поясам, служащим ослабленными зонами, благоприятными для поступления магм.

Хотя ни один из перечисленных фактов сам по себе не может служить решающим доказательством внедрения расплавов, совокупность их делает эту гипотезу наиболее вероятной.

Согласно экспериментальным данным (Bowen, Shairer, 1935), температуры кристаллизации ультраосновных пород чрезвычайно высоки. Так, температура кристаллизации форстерита составляет 1890° , протоэнстатита — 1560° . Оливин, содержащий до 20% фаялитовой молекулы, т. е. отвечающий по составу оливинам рассматриваемых гипербазитов, плавится при 1800° . По данным опытов плавления, температура

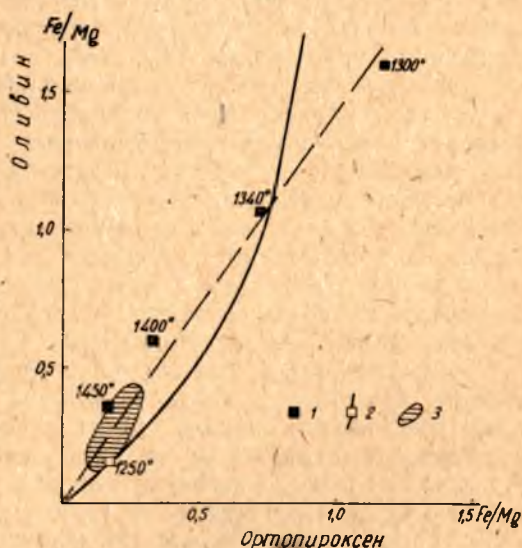


Рис. 19. Диаграмма корреляции соотношения Fe/Mg в оливине и ортопироксене по экспериментальным данным.

1 — данные по Р. Д. Бернсу и В. С. Файфу (1965);
2 — данные по Грину и Рингвуду (Маракушев, 1969);
3 — область Fe/Mg соотношений сосуществующих оливинов и ортопироксенов в гипербазитах района.

кристаллизации дунитов 1650—1700°, гарцбургитов — 1300—1500° (Базилевский, Уханов, 1967). При повышении давления воды до 10 кбар температуры плавления меняются незначительно, оставаясь в пределах 1200—1500° (Йодер, Тилли, 1965; Геншафт, Наседкин, 1968). Нанесение фигуративных точек аллареченских оливинитов и гарцбургитов на диаграмму плавкости $MgO-FeO-SiO_2$ (см. рис. 17) подтверждает вывод о температурах кристаллизации их в пределах 1300—1500°. Аналогичные температуры кристаллизации устанавливаются по Fe/Mg соотношениям в сосуществующих оливинах и ортопироксенах (рис. 19). Однако, как показал А. А. Маракушев (1969 а), оценка температур консолидации глубинных магматических пород по оливин-ортопироксеновому термометру недостоверна из-за неидеальности твердых растворов. По данным Медарис (Medaris, 1969), основанным на экспериментальных исследованиях синтетических минералов, распределение Fe^{2+} и Mg^{2+} между оливином и ортопироксеном практически не зависит от температуры в интервале 900—1300°. В любом случае состав исследованных пород и минералов не оставляет сомнений в том, что температуры их образования превышали 1200—1400°.

Противоречие между установленными экспериментально температурами кристаллизации ультраосновных магм, с одной стороны, и отсутствие у контактов гипербазитовых интрузивов высокотемпературных изменений, с другой, послужило основанием Н. Л. Боуэну и И. Ф. Шереру (Bowen, Shairer, 1935) выдвинуть гипотезу о поступлении ультраосновных магм в верхние структурные ярусы в виде значительно растратившей свои тепловые ресурсы «каши» из кристаллов оливина и пироксена с жидкой межзерновой смазкой. По их мнению, кристаллизация и дифференциация ультраосновных расплавов началась на глубинах, значительно превышающих уровень их консолидации.

В Аллареченском районе тела гипербазитов будинированы и перемещены, контакты их тектонизированы и переработаны метасоматическими процессами, поэтому судить о температурном воздействии магм на вмещающие породы не представляется возможным. Вероятно, крайне незначительные изменения составов оливинов и пироксенов могут косвенно свидетельствовать о неблагоприятных условиях аккумуляции и гравитации первоначально выделявшихся из расплавов минералов, т. е. о возможно кашеобразном состоянии магм. С другой стороны, сопряженные изменения составов оливинов и пироксенов говорят о наличии реакции между жидкостью и твердыми фазами, которые происходили, по-видимому, без значительных перемещений кристаллов в камере в период кристаллизации.

Проведенные в последнее время экспериментальные исследования позволяют судить о глубинах формирования интрузивов и составе магм, основываясь на изучении взаимоотношений между оливином и ортопироксеном. Бойдом и другими (1968) экспериментально установлено, что в безводных условиях при давлении выше 5,4 кбар энстатит плавится конгруэнтно без реакционных взаимоотношений с оливином.

Детальное изучение гипербазитов Аллареченского района показывает отсутствие четких признаков растворения оливина, что может быть свидетельством консолидации сухого расплава на глубине несколько более 9 км. Допущение того, что ультраосновные магмы кристаллизовались на значительно больших глубинах, было бы вряд ли правдоподобно, так как шпинель-перидотитовая фация, к которой принадлежат гипербазиты района, при давлениях выше 12 кбар становится неустойчивой, сменяясь гранат-перидотитовой фацией (Рингвуд и др., 1968).

В заключение следует отметить, что резкое отличие геологической обстановки в районе развития рассматриваемых гипербазитов от таковой в области распространения габбро-перидотитовых интрузий (Печенгский район) и различия в химизме и минеральном составе скорее всего свидетельствуют о справедливости общепринятых представлений о существовании родоначальной ультраосновной магмы (Кузнецов, 1964; Пинус, Колесник, 1966; Штейнберг и др., 1969) и противоречат концепции о происхождении гипербазитовых интрузивов в результате дифференциации базальтовых расплавов (Challis, Lander, 1966).

Глава III

МЕТАМОРФИЗМ ГИПЕРБАЗИТОВ

В истории метаморфических преобразований гипербазитов выделяются два этапа. К первому относятся сопряженные процессы массовой серпентинизации, оталькования, хлоритизации, актинолитизации и флогопитизации, собственно и создавшие современный облик пород. К второму — локально проявленные процессы куммингтонитизации и образования поздних генераций серпентина, талька и хлорита.

Расчленение гипербазитов по степени и характеру изменений произведено в соответствии с минеральными ассоциациями первого этапа, который проявился во всех телах гипербазитов района.

КЛАССИФИКАЦИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ ПО СТЕПЕНИ И ХАРАКТЕРУ МЕТАМОРФИЗМА

Главнейшими вторичными минералами первого этапа являются серпентин, актинолит и флогопит, подчиненное значение имеют тальк и хлорит. Количественные соотношения между этими минералами и определили принятую схему расчленения гипербазитов по степени метаморфизма.

1. Неизмененные и слабо измененные гипербазиты — первичных минералов не менее 60%, вторичных, среди которых преобладает серпентин, до 20%.

2. Серпентинизированные гипербазиты — первичных минералов до 60%, серпентина и магнетита 40—60%, прочих вторичных минералов не более 20%.

3. Сильно серпентинизированные гипербазиты — первичных минералов менее 40%, серпентина и магнетита более 60%, прочих вторичных минералов до 25%.

4. Слабо амфиболизированные гипербазиты — первичных минералов 30—50%, актинолита 20—45%, прочих вторичных минералов до 50%.

5. Амфиболизированные гипербазиты — первичных минералов до 30%, актинолита 45—75%, прочих вторичных минералов до 25%.

6. Существенно амфиболовые породы с оливином — актинолита не менее 80—90%.

7. Амфибол-флогопитовые породы — амфибола более 50%, флогопита 10—50%.

8. Амфибол-хлоритовые породы — амфибола более 50%, хлорита 20—40%.

В рамках принятой схемы расчленение гипербазитов остается в известной мере субъективным. Дело в том, что каждое тело, вследствие

зонального развития вторичных минеральных ассоциаций, сложено несколькими метаморфическими разновидностями гипербазитов: например, в телах серпентинизированных гипербазитов по краям или вблизи жил повсеместно отмечаются амфиболизированные разновидности, а в амфиболизированных — амфибол-флогопитовые. Поэтому отнесение того или иного тела к определенной группе производилось по преобладанию одной из вышеперечисленных разновидностей в его центральной части. Кроме того, следует учесть, что из-за довольно широких вариаций в количественных соотношениях вторичных минералов в отдельных частях одного и того же тела оценка общей степени его изменения не всегда однозначна.

По степени метаморфизма расчленено 123 тела. Распределение их по группам и структурным зонам дано в таблице 6.

Таблица 6

Распределение гипербазитовых тел по степени метаморфизма

Зона	Общее кол-во тел	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	Кол-во неизучен. тел
г. Широкая	12	—	—	—	—	2	1	—	2	7
Аннамская	5	—	—	—	1	2	—	—	1	1
Вешъяурская	34	3	2	1	—	3	1	2	9	16
Хутоярвинская	30	3	5	10	2	1	—	—	3	6
Алксоайвская	14	—	—	—	1	2	—	1	4	6
Копосовская	7	—	3	—	1	—	—	—	1	2
Аллареченская	76	1	2	—	2	11	—	—	14	46
Киедгская	14	—	1	1	—	—	2	4	3	3
Хихнаярвинская	41	2	11	1	3	1	—	—	—	23
По району в целом	233	6	24	13	10	22	4	7	37	110

Примечание: I — тела слабо измененных гипербазитов, II — тела серпентинизированных гипербазитов, III — тела сильно серпентинизированных гипербазитов, IV — тела слабо амфиболизированных гипербазитов, V — тела амфиболизированных гипербазитов, VI — тела оливин-актинолитовых пород, VII — тела актинолит-хлоритовых пород, VIII — тела актинолит-флогопитовых пород.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ТЕЛ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Серпентинизированные гипербазиты. К этой группе отнесено 24 тела, 19 из них расположены в Копосовской, Хутоярвинской и Хихнаярвинской зонах. Мощность их колеблется от 20 до 200 м.

В подавляющем большинстве тел устанавливается четкая зональность вторичных изменений (рис. 12, 20).

В осевых частях тел гипербазиты серпентинизированы, реже не изменены. Мощность слабо измененных пород колеблется от 5 до 30 м. Количество первичных минералов обычно превышает количество вторичных. Общее содержание серпентина не более 50%. Преимущественным развитием пользуется петельчатое замещение оливина (в меньшей мере ортопироксена) серпентином. Хлорит, тальк, актинолит и флогопит,

развивающиеся по первичным минералам и серпентину, составляют 10—15%.

По направлению к контактам слабо серпентинизированные гипербазиты постепенно сменяются сильно серпентинизированными разновидностями, содержащими свыше 60% серпентина и ассоциирующего с ним магнетита. Нередко наблюдаются полные псевдоморфозы серпентина по оливину. Мощность этой зоны варьирует в пределах 5—40 м.

Еще далее, также через постепенные переходы, прослеживается зона серпентинизированных гипербазитов с актинолитом мощностью 2—15 м. Количество актинолита, замещающего серпентин, увеличива-

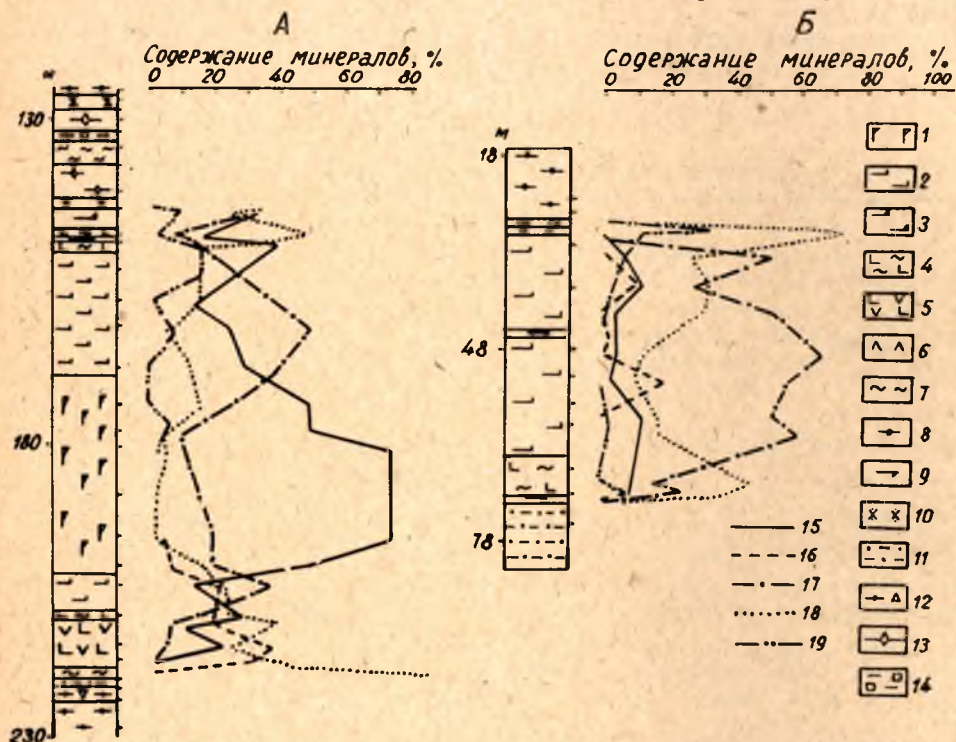


Рис. 20. Разрезы серпентинизированных гипербазитов Хихнаярвинской зоны по скв. 827 (А) и скв. 126 (Б).

1 — слабо серпентинизированный гипербазит; 2 — серпентинизированный гипербазит; 3 — серпентинизированный гипербазит с актинолитом; 4 — амфиболитизированный гипербазит с серпентином; 5 — амфиболитизированный гипербазит; 6 — сильно амфиболитизированный гипербазит; 7 — актинолит-флогопитовая порода; 8 — полевошпатовый амфиболит; 9 — плагиоклазит; 10 — кварц-полевошпатовая порода; 11 — биотит-кварцевый сланец с плагиоклазом; 12 — полевошпатовый амфиболит с гранатом; 13 — мономинеральный роговообманковый амфиболит; 14 — биотит-роговообманково-полевошпатовая порода; 15 — оливин; 16 — ортопироксен; 17 — серпентин; 18 — актинолит; 19 — флогопит.

ется до 25—40%, реликтов первичных минералов не более 10—30%, повышается содержание флогопита.

Гипербазиты с актинолитом сменяются зоной амфиболитизированных ультраосновных пород со сравнительно резкими контактами (переход осуществляется на расстоянии 10—20 см). Мощность зоны составляет 1—7 м. Содержание актинолита в ней увеличивается до 45—70%, нарастает и содержание флогопита. У границ со следующей зоной часто наблюдается повышение содержания талька и хлорита.

У самого контакта располагается зона актинолититов или амфибол-флогопитовых пород. Мощность зоны обычно невелика. Границы ее

резкие. Здесь, как правило, исчезают реликты первичных минералов и серпентина. Внутри этой зоны, в свою очередь, устанавливается четкая зональность, описание которой, наряду с характеристикой экзоконтактовых преобразований, будет дано в разделе «Метасоматическая зональность тел метаморфизованных гипербазитов». В зонах краевых частей тел постоянно наблюдаются реликтовые минеральные ассоциации центральных зон, в частности, серпентин-магнетитовые агрегаты в актинолитизированной массе.

В некоторых телах центральная зона, обогащенная первичными минералами, из разреза выпадает, и ее место занимают серпентинизиро-

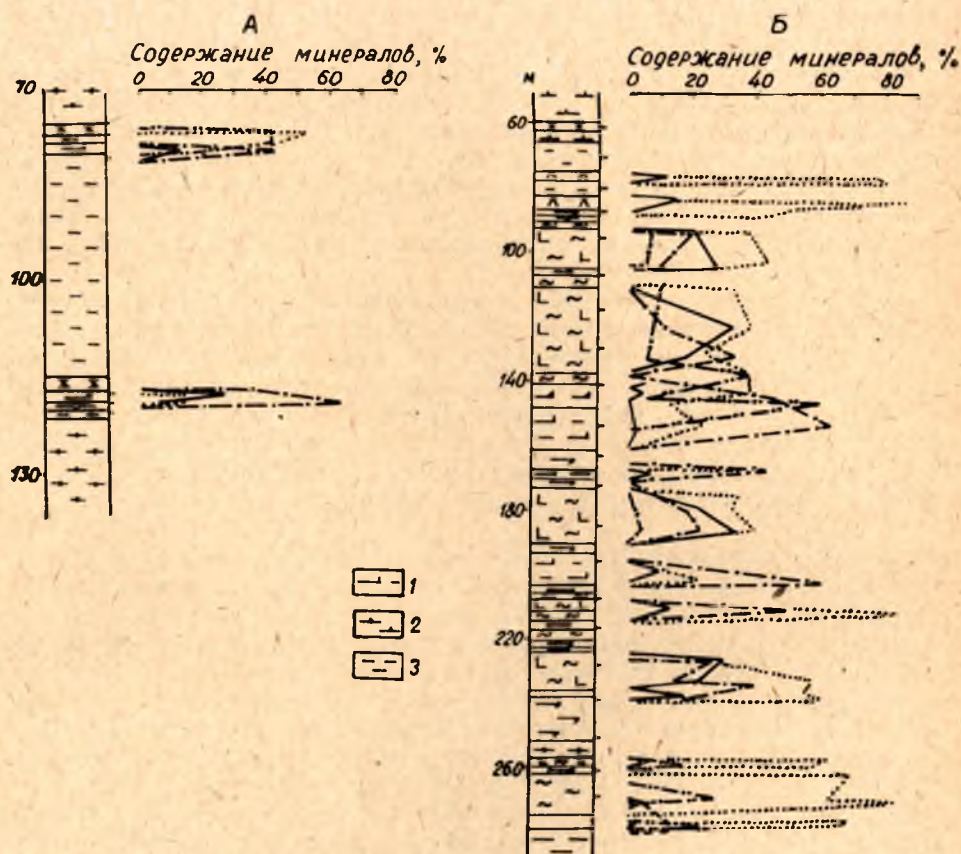


Рис. 21. Разрезы тел серпентинизированных гипербазитов по скв. 522 (А) и скв. 742 (Б).

1 — сильно серпентинизированный гипербазит; 2 — амфибол-биотитовый гнейс; 3 — биотитовый гнейс. Остальные обозначения см. на рис. 20.

ванные разновидности (рис. 20Б). Нередко зона сильно серпентинизированных гипербазитов отсутствует и амфиболитизированные гипербазиты непосредственно граничат с серпентинизированными. Иногда устанавливается лишь односторонняя полная зональность у одного из контактов (см. рис. 10). Лишь в единичных случаях удается наблюдать серпентинизированные тела, в которых мощность внешних актинолитовых зон не превышает 5 см или актинолитовая зона отмечается только с одной стороны (рис. 21А).

Общая последовательность зон в разрезах крупных тел часто осложняется формированием метасоматической зональности вблизи жил гранитов и плагиоклазитов или около трещин. Тем не менее и в этих случаях общие закономерности строения разреза сохраняются (рис. 21Б).

Сильно серпентинизированные гипербазиты слагают 13 тел, 10 из них находятся в Хуторявинской зоне. Мощность тел колеблется в пределах 15—50 м. Для них типично зональное строение, в целом аналогичное описанному для гипербазитов предыдущей группы. Характерной чертой является выпадание из разреза зон мало измененных или слабо серпентинизированных гипербазитов. Осевая часть тел сложена сильно серпентинизированными разновидностями — реликты первичных минералов составляют 2—7%. Содержание серпентина и магнетита II достигает 80—85%. Серпентин образует сплошные массы и полные псевдоморфозы по оливину. Обычно в количестве 10—15% присутствуют актинолит и флогопит, реже хлорит и тальк. Мощность центральной интенсивно серпентинизированной зоны достигает 40—45 м. Мощность краевых оторочек, сложенных амфиболизированными гипербазитами и амфибол-флогопитовыми породами, не превышает 1—3 м. В телах мощностью 3—6 м ширина периферических амфиболизированных зон сокращается до 0,1—0,2 м.

Слабо амфиболизированные гипербазиты. К этой группе отнесено 10 тел, расположенных в разных зонах. Мощность их меняется от 4 до 80 м. В разрезе этих тел отсутствует зона слабо измененных или серпентинизированных пород, хотя отдельные прослои, содержащие свыше 30% серпентина, встречаются. Практически по всему разрезу актинолит количественно преобладает над серпентином. Краевые зоны актинолититов или амфибол-флогопитовых пород с резкими границами отмечаются повсеместно. Мощность их варьирует от 0,1 до 1 м.

В слабо амфиболизированных телах отчетливо устанавливается, что замещение серпентина актинолитом не всегда сопровождается уменьшением количества первичных минералов. По этому признаку тела слабо амфиболизированных гипербазитов можно разделить на две подгруппы. К первой принадлежат массивы с незначительным количеством первичных минералов (до 20—30%) и содержанием серпентина 20—40%. Их разрез выводится из разреза сильно серпентинизированных гипербазитовых тел путем простого изъятия осевой зоны. Ко второй подгруппе относятся тела, в которых при содержании первичных минералов до 50% и актинолита до 40% количество серпентина не превышает 5—10%. По сути дела, это своеобразные оливин-актинолитовые или оливин-пироксен-актинолитовые породы. Часто в них наблюдаются изометричные, почти не серпентинизированные зерна оливина, окруженные актинолитовой массой, в которой отмечаются редкие реликты серпентина. Различие между телами разных подгрупп весьма условное. Иногда в пределах одного тела встречаются как оливин-серпентин-актинолитовые, так и оливин-актинолитовые разновидности почти без серпентина. Колонка такого тела показана на рисунке 11. На ней отчетливо видно, что независимо от количественных соотношений между актинолитом и серпентином содержание первичных минералов остается примерно постоянным, за исключением узких приконтактных зон шириной 0,5 м.

Амфиболизированные гипербазиты слагают 22 тела, которые сосредоточены главным образом в Аллареченской, Алксоайвской, Аннамской зонах и на г. Широкой. К этой группе гипербазитов принадлежат тела

с промышленным сульфидным медно-никелевым оруденением на месторождениях Восток и Аллареченское.

Отличительной особенностью амфиболизированных гипербазитов является отсутствие в подавляющем большинстве случаев не только зон серпентинизированных, но и слабо амфиболизированных гипербазитов. Они практически нацело состоят из разновидностей, в которых количество актинолита колеблется от 35—40 до 70%. В краевых частях мощностью 0,5—3 м выделяется либо зона сильно амфиболизированных пород, сменяющихся амфибол-флогопитовыми, либо зона амфибол-талк-флогопитовых пород. Границы их с амфиболизированными гипербазитами центральных частей отчетливые.

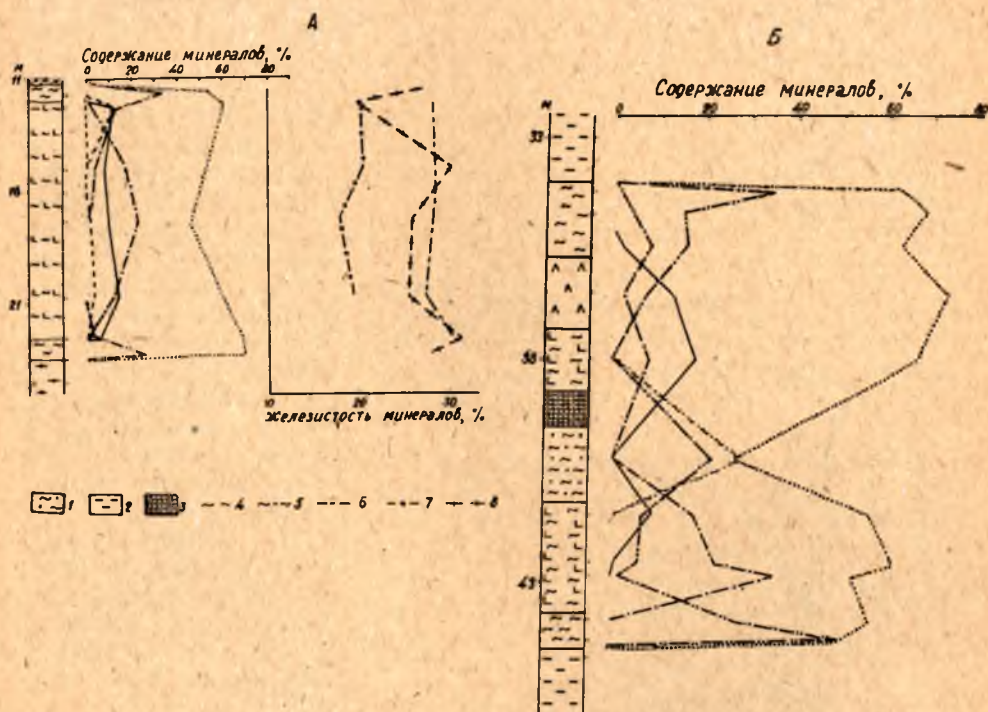


Рис. 22. Разрезы тел амфиболизированных гипербазитов Аллареченского месторождения по скв. 121 (А) и по скв. 90 (Б).

1 — амфибол-биотитовая порода с тальком; 2 — биотитовый гнейс; 3 — кварцевая жила; 4 — тальк; 5 — хлорит; 6 — железистость оливина; 7 — железистость ортопироксена; 8 — железистость актинолита.

Остальные обозначения см. на рис. 20.

На рисунках 22 и 23 показаны колонки тел гипербазитов описываемой группы. Лишь в разрезе скважины 580 (рис. 23Б) выделяется центральная зона, обогащенная серпентином при высоком содержании актинолита.

Количественные соотношения между минералами и другие наблюдения позволяют подчеркнуть следующие особенности амфиболизированных гипербазитов:

- неизменно высокое содержание актинолита по всему разрезу;
- повсеместное присутствие реликтов оливина и ортопироксена в количестве 2—25%, реликты отсутствуют лишь в узких приконтактных зонах;

— постоянство содержания первичных минералов, не зависящее от количественных соотношений между актинолитом и серпентином;

— содержание серпентина в центральных зонах некоторых тел, достигающее 25—30%;

— появление у границ амфиболизированных гипербазитов с амфибол-флогопитовыми породами хлорита и талька в количестве до 20%;

— наличие в большинстве тел, особенно у их контактов с вмещающими породами, куммингтонита;

— присутствие сульфидов в количестве 1—2%.

Как и в предыдущей группе гипербазитов, выделяются две подгруппы: тела, в которых оливин, ортопироксен и серпентин ассоциируют друг с другом и устанавливается последовательность замещения оливин—серпентин — актинолит; тела, сложенные оливином, ортопироксеном и актинолитом и почти не содержащие серпентина.

В амфиболизированных пироксенитах главными вторичными минералами являются тальк и актинолит, серпентина не более 10%.

Характеристика амфиболизированных гипербазитов дается на примере детального разреза скважины 121 Аллареченского месторождения (см. рис. 22А).

Центральная часть тела (12—22,55 м) сло-

жена амфиболизированным гипербазитом с серпентином. Содержание оливина и ортопироксена постоянное по всей мощности зоны (10—15%). Содержание актинолита возрастает от центра (45%) к краевым частям зоны (60—70%), в этом же направлении убывает содержание серпентина с 20 до 5%. Оливин и ортопироксен встречаются в виде извилистых зерен, окруженных агрегатом актинолита. Серпентинизация реликтовых зерен оливина слабая, отмечается непосредственное замещение актинолитом и флогопитом. Редко встречающиеся реликты серпен-

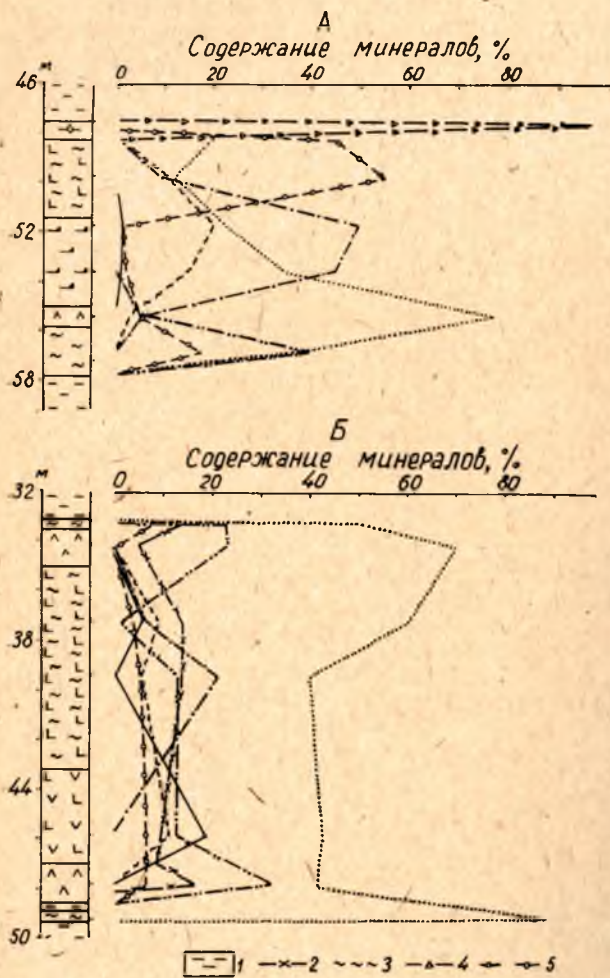


Рис. 23. Разрезы тел амфиболизированных гипербазитов Алксаойвской зоны по скв. 580 (А) и скв. 549 (Б).

1 — биотитовый гнейс; 2 — магнетит; 3 — хлорит; 4 — обыкновенная роговая обманка. Остальные обозначения см. на рис. 20.

тина обычно заключены внутри крупных зерен актинолита или хлорита. Флогопит развивается по актинолиту, хлориту, оливину. Характерно образование порфировых зерен актинолита размером 5—6 мм среди мелкозернистой основной массы актинолита. Постоянно присутствуют сульфиды в количестве 2—3%, зерна сульфидов нередко располагаются поперек призм актинолита и пластинок флогопита, как бы пересекая их.

Краевые части тела (11,2—12,0 м и 22,55—23,45 м) сложены актинолит-флогопитовыми и актинолит-куммингтонит-флогопитовыми породами. Границы с центральной зоной амфиболитизированных гипербазитов резкие или с очень узкой (10—15 см) зоной постепенного перехода. Актинолит образует изометричные зерна размером 5—6 мм с неровными краями, флогопит — неправильные чешуйки, внутри которых отмечаются одновременно гаснущие мелкие реликтовые зерна актинолита. Куммингтонит развит в виде мелких иголок, протыкающих как актинолит, так и флогопит. Содержание куммингтонита составляет 40—45%.

Амфибол-флогопитовые, актинолитовые и другие породы, возникшие по гипербазитам. В эту группу объединено 48 тел, развитых во всех зонах, кроме Хихнаярвинской. Мощность тел меняется от 1—2 до 12 м. Общим для этой довольно пестрой по составу группы пород является то, что суммарное содержание актинолита, флогопита, талька и хлорита в них превышает 80—90%. Первичных минералов не более 5—15%, чаще всего это единичные зерна. Тела по всей мощности сложены нацело измененными гипербазитами, которые в массивах ранее охарактеризованных групп образуют лишь узкие приконтактные зоны. По особенностям состава выделяются: амфибол-флогопитовые породы и актинолититы, амфибол-хлоритовые породы и существенно актинолитовые с оливином.

В амфибол-флогопитовых породах и актинолититах первичные минералы и серпентин, как правило, отсутствуют. Содержание актинолита варьирует от 50 до 90%, флогопита от 10 до 50%, магнетита от 5 до 15%. Иногда в центральных частях тел встречаются тальк и хлорит в количестве до 15%, у контактов они отсутствуют. Непосредственно у границ тел прослеживаются оторочки слюдистов и отмечается поздний куммингтонит. Характерно наличие сульфидов (от единичных зерен до 1—2%).

Для актинолит-хлоритовых тел типично появление хлорита в количестве 20—40%. В краевых частях таких тел развиты амфибол-флогопитовые оторочки мощностью 10—15 см.

Существенно актинолитовые тела с оливином характеризуются постоянным присутствием зерен серпентинизированного или свежего оливина в количестве 5—8%. Наблюдается цепочечное расположение удлиненных совершенно свежих зерен оливина среди актинолита. Весьма вероятно, что такой оливин является новообразованным. Актинолит-оливиновые породы редки и своеобразны, поэтому следует остановиться на них более подробно и дать описание одного из конкретных тел этого типа, вскрытого скважиной 207.

Тело имеет асимметричное строение: верхняя (62,25—64,85 м) часть сложена актинолит-оливиновыми породами, непосредственно контактирующими с плагиогранитами, нижняя (64,85—66,5 м) — амфибол-биотитовым сланцем, отделяющим актинолит-оливиновые породы от подстилающих полевошпатовых амфиболитов.

Основная ткань актинолит-оливиновых пород состоит из изометричных прилегающих друг к другу зерен актинолита размером 0,15—0,5 мм. В основной ткани вкраплены зерна оливина и серпентина в количестве,

не превышающем 6%. В крупных зернах оливина встречаются включения актинолита. Оливин слабо серпентинизируется по волосяным трещинам, тончайшие прожилки серпентина пронизывают также и актинолитовую массу. Образование серпентина сопровождается выделением магнетита. Кроме волосовидных прожилков серпентина в породе встречаются серпентин-магнетитовые жилки, содержащие включения как оливина, так и актинолита. Мощность прожилков достигает 1,5—2 мм. Реликты оливина внутри прожилков имеют не изометричную, а удлиненную форму. Судя по взаимоотношениям оливина с актинолитом, оливин является типичным новообразованием, подвергающимся затем поздней серпентинизации.

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ МОЩНОСТЬЮ ТЕЛ ГИПЕРБАЗИТОВ И СТЕПЕНЬЮ ИХ МЕТАМОРФИЗМА

Обобщенные данные о мощностях тел гипербазитов с различной степенью изменений сведены на рисунке 24. Отчетливо устанавливается

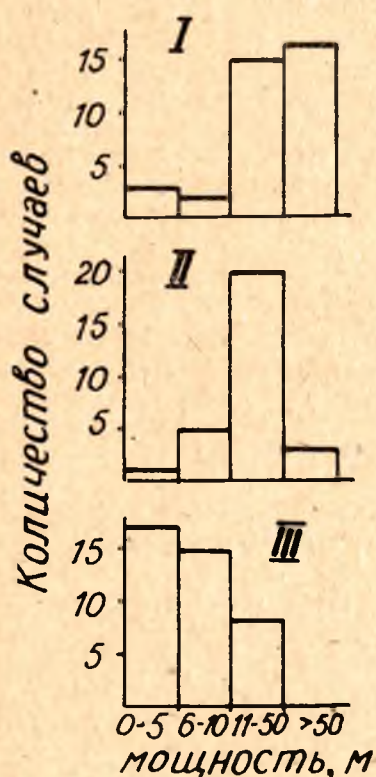


Рис. 24. Гистограммы распределения тел метаморфизованных гипербазитов по их мощности.

I — серпентинизированные тела; II — амфиболизированные; III — амфибол-флогопитовые.

увеличение степени метаморфизма гипербазитов по мере сокращения мощности массивов: в группе серпентинизированных гипербазитов преобладают тела мощностью свыше 50 м, 8 тел имеют мощность свыше 100 м; для амфиболизированных гипербазитов наиболее типичными являются мощности 10—50 м при резком уменьшении удельного веса тел мощностью более 50 м и полном отсутствии тел мощностью свыше 100 м; для тел амфибол-флогопитовых пород типичны мощности 1—10 м, тела мощностью более 50 м не обнаружены.

Выше было показано, что смена серпентинизированных тел гипербазитов амфиболизированными, а этих последних амфибол-флогопитовыми происходит вследствие последовательного выпадения из разреза зон центральных частей массивов. Одновременно уменьшаются мощности тел, причем наряду с общим уменьшением мощности тела имеет место увеличение ширины периферических зон: если в серпентинизированных гипербазитах ширина краевых амфиболизированных оторочек составляет 1—5 м, то мощность самостоятельных амфиболизированных тел составляет в среднем 15—20 м.

Указанная закономерность является статистической, что связано, видимо, с различиями геолого-тектонической обстановки в разных структурных зонах, к которым приурочены пояса гипербазитов.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВТОРИЧНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ ГИПЕРБАЗИТОВ

Как было сказано в разделе «Внутреннее строение тел метаморфизованных гипербазитов», изменения ультраосновных пород — это процесс образования серпентина, хлорита, талька, актинолита и флогопита.

Серпентин. Серпентинизация первично-магматических пород начинается с петельчатого или линейно-прожилкового развития серпентина и брусита (?) по тончайшим волосяным трещинкам в оливине. Серпентин обычно бесцветен, с белыми цветами интерференции и положительным удлинением. Брусит отличается более высоким двупреломлением — цвета интерференции желтые до сине-желтых.



Рис. 25. Серпентинизация ортопироксена без выделения магнетита.

Скв. 345, увеличение 25, без анализатора.

Более высокая степень изменений характеризуется увеличением ширины прожилков до десятых долей миллиметра, появлением в их осевой части обильных выделений магнетита и уменьшением количества брусита (?). Прожилки серпентина пересекают не только оливин, но и прилегающие к нему зерна ортопироксена. Ширина прожилков при переходе из оливина в пироксен резко уменьшается, серпентин приобретает зеленоватую окраску, а магнетит исчезает (рис. 25). Серпентинизация ортопироксена по сравнению с оливином всегда гораздо слабее.

Следующая стадия характеризуется практически полным исчезновением реликтов первичных минералов. Серпентинит представляет собой агрегат, образованный пластинчатыми, прожилкообразными и веретенообразными выделениями серпентина. На этой стадии происходит укрупнение магнетитовых зерен и образование прерывистых, хаотично распределенных жилок магнетита. Преобладающим развитием

пользуется бесцветный серпентин, реже наблюдаются бледно-зеленые и желтовато-зеленые разновидности, близкие, видимо, к боулингиту.

По данным немногочисленных термограмм, серпентин петельчатых структур относится к хризотилу, а пластинчатый и веретенообразный — к антигориту.

Хлорит. Хлорит пользуется наибольшим развитием на границе амфиболизированных гипербазитов с амфибол-флогопитовыми породами. В виде единичных чешуек присутствует во всех зонах метаморфизованных гипербазитов. Содержание его не превышает 5—10%. Хлорит образует бесцветные или бледноокрашенные чешуйки с четким полисинтетическим двойникованием. Характерна интерференция в серых тонах. По оптическим свойствам (Яковлев, Яковлева, 1967) близок к клино-



Рис. 26. Зональная псевдоморфоза актинолита по ортопироксену.

Скв. 345, увеличение 25, с анализатором.

хлору. В чешуйках хлорита отмечаются мелкие реликтовые зерна серпентинизированного и свежего оливина, реже ортопироксена. Отчетливо наблюдается срезание им прожилков серпентина.

Тальк. Встречается эпизодически. Наиболее широко распространен в пироксенитах и пироксеновых гарцбургитах. Вместе с хлоритом развивается на границе амфиболизированных гипербазитов с амфибол-флогопитовыми породами. Тальк, как правило, образует тонкозернистые агрегаты извилистых очертаний. Характерно его развитие по краям зерен ортопироксена с проникновением внутрь по поперечным трещинам. Изредка в тальковой массе обнаруживаются реликты оливина. В сильно серпентинизированных гипербазитах наблюдается замещение серпентина тальком и образование секущих тальк-магнетитовых прожилков. Взаимоотношения его с хлоритом не вполне ясны. В отдельных случаях отмечались выделения талька по плоскостям спайности хлорита.

Актинолит присутствует в незначительных количествах в центральных зонах колонки и господствует в краевых. Образует неправильные изометрические зерна размером 0,5—3 мм и призматические кристаллы длиной до 6 мм. Изометричные зерна часто переполнены тончайшими включениями магнетита.

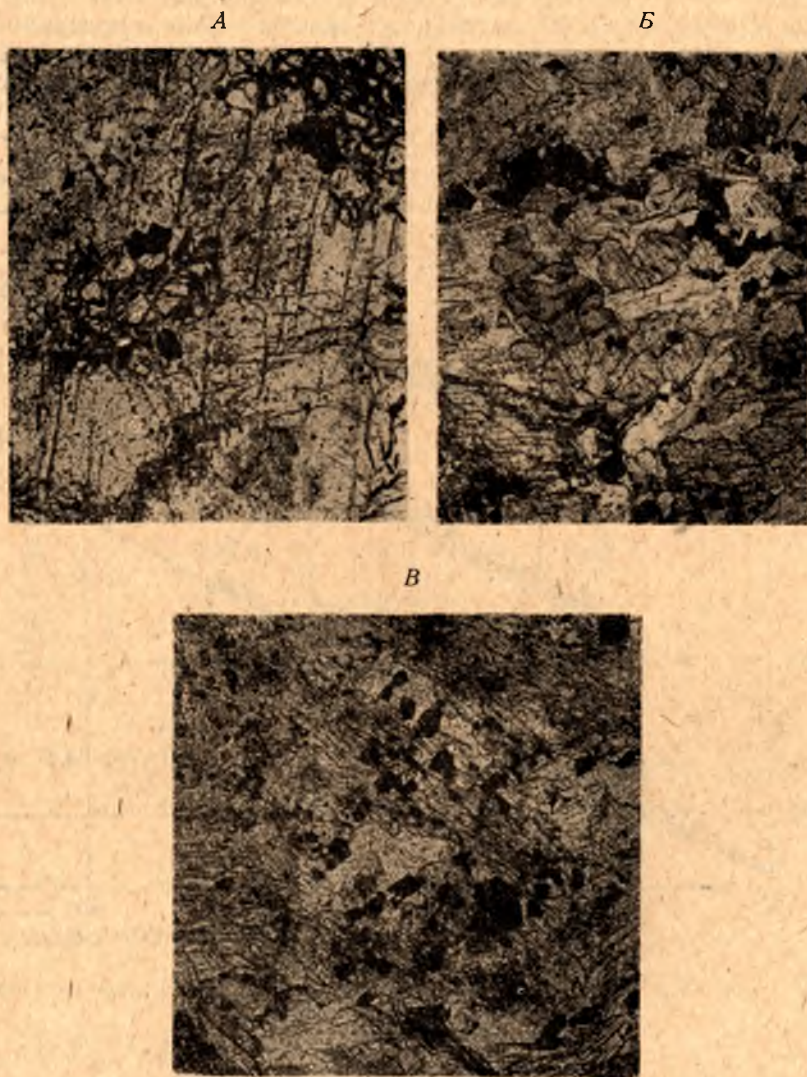


Рис. 27. Реликты оливина (А), ортопироксена (Б), серпентина (В) в актинолите.

А — месторождение Аллареченское, скв. 121, увеличение 50, без анализатора; Б — месторождение Аллареченское, скв. 104, увеличение 25, без анализатора; В — г. Алксойв, скв. 580, увеличение 50, без анализатора.

В центральных частях тел актинолит практически бесцветен, с приближением к контактам приобретает зеленоватую окраску, еще более усиливающуюся в амфибол-флогопитовых породах.

В относительно слабо измененных гипербазитах наблюдается прямое развитие актинолита по оливину и ортопироксену — призматические

кристаллы актинолита пересекают зерна первичных минералов, иногда образуются футлярообразные кристаллы амфибола. В серпентинитах в большинстве случаев актинолитизации подвергается ортопироксен, тогда как зерна оливина замещению актинолитом не подвергаются. В наибольшей степени ортопироксен подвергается замещению там, где он образует интерстициальные выделения в оливиновой массе. Под микроскопом устанавливается стадийность преобразования ортопироксена: на первой стадии он приобретает отчетливую коричневую окраску, на второй замещается актинолитом с образованием гомоосевых псевдо-

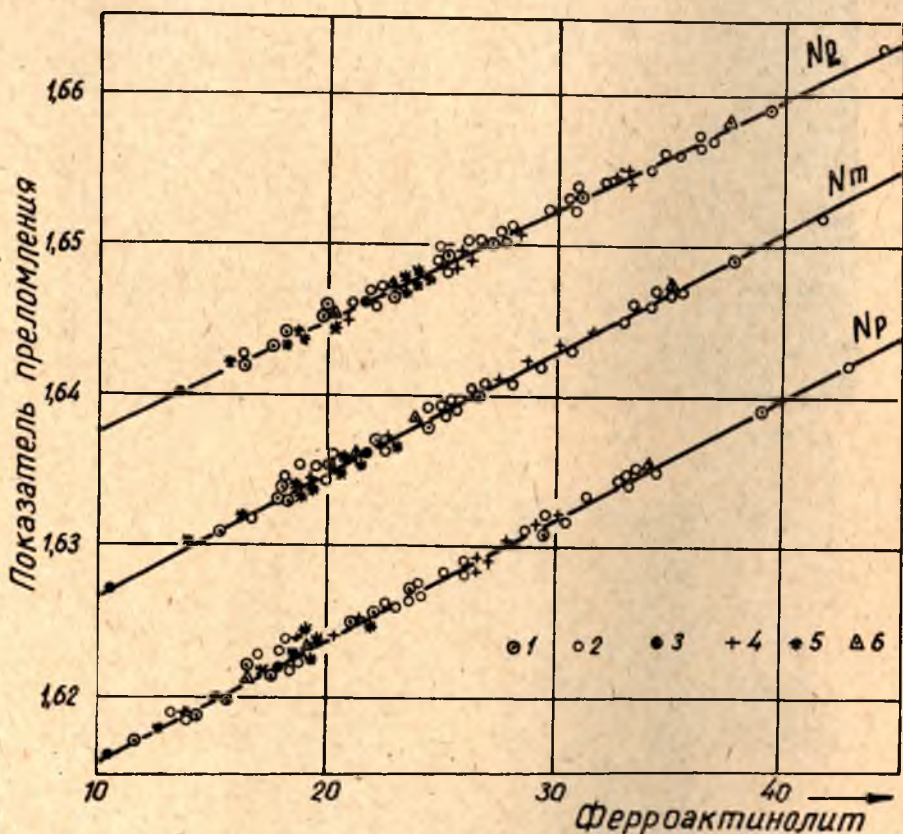


Рис. 28. Диаграмма «оптические свойства — состав» для амфиболов актинолитовой группы (по Трегеру, 1968).

1 — скв. 345; 2 — скв. 560; 3 — скв. 549; 4 — скв. 121; 5 — скв. 104; 6 — обн. 61.

морфоз, в центральной части которых сохраняются коричневые реликтовые участки пироксена, либо тонкозернистым актинолитовым агрегатом зонального строения (рис. 26).

В оливин-актинолитовых и пироксен-актинолитовых породах встречаются крупные (до 5 мм) зерна почти не измененных оливина и ортопироксена (рис. 27), которые выглядят как новообразования. Однако в большинстве случаев в основной актинолитовой массе обнаруживаются реликты серпентина и наблюдается проникновение актинолита внутрь зерен оливина с замещением серпентина петельчатых структур. Подобные ассоциации возникают, вероятно, в результате избиратель-

ного замещения актинолитом более легко растворимого серпентина, что отмечалось еще Г. И. Горбуновым (1968).

Призмы актинолита часто располагаются поперек чешуек хлорита или «протыкают» их. В мелкозернистых тальковых агрегатах наблюдаются сходные взаимоотношения, иногда в актинолитовых зернах включены реликты талька.

Железистость амфибола, по данным 45 определений, меняется от 10 до 40% (рис. 28), что соответствует тремолиту — актинолиту. Изменение состава актинолита в разрезах конкретных интрузивов изучено

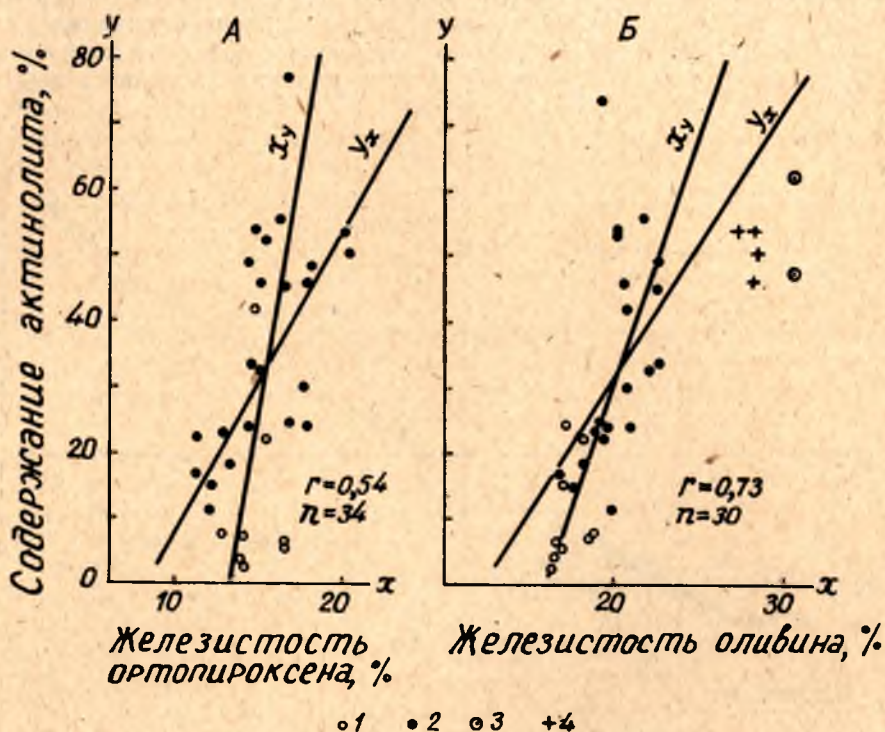


Рис. 29. Зависимость железистости ортопироксена (А) и оливина (Б) от содержания актинолита.

1 — массив оз. Копос; 2 — массив Акким; 3 — массив г. Алксоайв; 4 — массив Алларченский.

n — число наблюдений; r — коэффициент парной корреляции.

на примере трех тел. Во всех случаях наблюдается увеличение железистости актинолита в краевых частях массивов или около секущих гранитных жил (см. рис. 11, 12). У сильно амфиболизированных пород (см. рис. 22А) тенденция увеличения железистости амфиболов к краевым частям тела менее заметна. Несмотря на некоторые отклонения, тенденция увеличения железистости от центральных зон к краевым проявлена достаточно четко и подтверждается изменением окраски актинолита от бесцветной в центральной части тел до зеленой около контактов.

Установлено также, что железистость первичных минералов — оливина и ортопироксена зависит от интенсивности актинолитизации. На взаимосвязь железистости реликтов первичных ассоциаций со степенью метаморфизма пород указывает и А. А. Маракушев (1965). На рисунке 29 приведены графики зависимости железистости первичных

минералов от содержания актинолита в гипербазитах. Особенно четкая зависимость установлена для оливина: в слабо измененных гипербазитах, содержащих до 20% актинолита, железистость оливина меняется от 12 до 18%, при содержании актинолита более 20% — от 18 до 31% ($r = +0,73$). Та же тенденция, хотя и менее заметная, устанавливается для ортопироксена ($r = +0,54$).

Возможно, что указанная зависимость обуславливается более высокой миграционной способностью магния при метаморфизме сравнительно с железом (Маракушев, 1965).

Флогопит. Флогопит широко развит в краевых частях гипербазитовых тел. У непосредственных контактов их с кислыми породами часто обнаруживаются мономинеральные оторочки слюдита, мощность которых колеблется в пределах 0,05—0,7 м. Нередко флогопит в неболь-

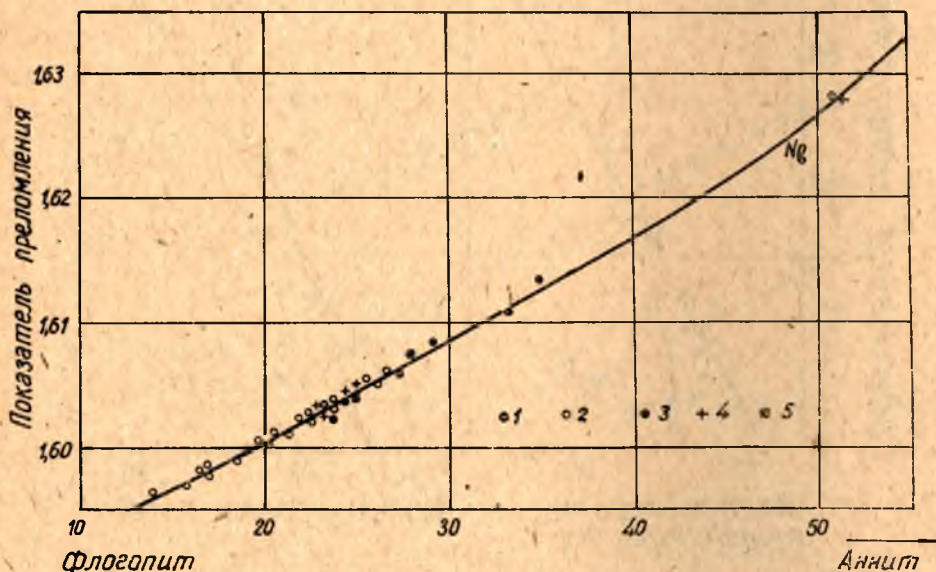


Рис. 30. Диаграмма «оптические свойства — состав» для флогопитов (по У. А. Диру и др., 1966).

Обозначения см. на рис. 28.

шом количестве (5—10%) встречается и в центральных частях тел серпентинизированных гипербазитов.

Флогопит образует изометричные или короткостолбчатые кристаллы, размер которых меняется от долей миллиметра до 2—3 мм. Среди слюдитов чешуйки флогопита достигают размеров 1×1 см и даже 2×3 см. В центральных частях тел флогопит слабо окрашен или бесцветен, с приближением к контактам приобретает светло-коричневую окраску и отчетливый плеохроизм. Развивается по оливину, ортопироксену, серпентину, хлориту, тальку и актинолиту. Чешуйки его содержат реликты перечисленных минералов или проникают в них по трещинам. Иногда наблюдается прямое замещение им первичных минералов гипербазитов.

Состав флогопита определен по оптическим свойствам. Результаты измерений представлены на рисунке 30. По данным 32 определений, содержание аннитовой молекулы в нем колеблется от 13 до 37%, бо-

лее высокая железистость встречается редко. Химические анализы флогопитов из ультраосновных пород района (Яковлев, Яковлева, 1967) согласуются с этими определениями. В разрезах конкретных тел (см. рис. 11) намечается тенденция увеличения железистости флогопита от центральных частей к краевым.

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ТЕЛ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Широкое развитие зональных метасоматических изменений является одной из наиболее характерных черт метаморфизма гипербазитов Аллареченского района. Выделяются два подтипа зональных образований: зональность внутренних частей и зональность эндо- и экзоконтактов. Формирование зональности обоих подтипов обусловлено единым направленным процессом изменений. Тем не менее, учитывая специфические особенности метасоматических образований обоих подтипов, представляется рациональным дать их раздельное описание с последующим анализом сходства и различия.

Зональность внутренних частей метаморфизованных гипербазитов. Общая характеристика зональности этого типа дана в разделе «Внутреннее строение тел метаморфизованных гипербазитов». Полная метасоматическая колонка выглядит следующим образом: центральная часть тел сложена слабоизмененными (1) или серпентинизированными (2) гипербазитами, к ним примыкает зона сильно серпентинизированных (3) гипербазитов, за которой следуют слабо амфиболизированные (4) и амфиболизированные (5—6) гипербазиты; у самого контакта располагается зона амфибол-флогопитовых пород (7). На границе зон амфиболизированных гипербазитов и амфибол-флогопитовых пород наблюдается обогащение хлоритом или тальком.

В тыловых* (краевых) зонах отмечаются реликтовые минеральные ассоциации головных (центральных) зон. Содержание реликтов первичных минералов в количестве 10—30% характерно для всех зон, кроме амфибол-флогопитовой. Переход серпентинизированных гипербазитов в слабо амфиболизированные и амфиболизированные часто не сопровождается уменьшением количества первичных минералов. Хотя конкретные зоны колонки выделяются по преобладающему развитию типоморфного для данной зоны метаморфического минерала, в каждой из них почти всегда присутствуют минералы, типичные для других зон. Так, например, среди серпентинизированных гипербазитов постоянно отмечаются актинолит и флогопит (до 5—10%).

Полная колонка развивается не во всех случаях, часто из разреза выпадает зона сильно серпентинизированных гипербазитов и серпентинизированные гипербазиты непосредственно граничат с амфиболизированными. Зоны связаны между собой постепенными переходами. Центральные зоны обладают наибольшей мощностью, тогда как мощность амфиболизированных гипербазитов в разрезах с полной колонкой колеблется в пределах 3—7 м, а мощность амфибол-флогопитовых пород не превышает 0,2—2 м. Четкая резкая граница типична только для зоны амфибол-флогопитовых пород.

Метаморфизм гипербазитов характеризуется направленным изменением их химического состава, обусловленным миграцией компонентов и массообменом с вмещающими породами. Для оценки закономерностей

* Здесь и далее под тыловыми зонами колонки понимаются образования краевых, а под головными или передовыми — центральных частей тел гипербазитов.

изменения химизма и физических свойств рассчитаны средние химические составы и усредненные значения плотности и магнитной восприимчивости для следующих групп гипербазитов: слабо измененных, серпентинизированных, сильно серпентинизированных, слабо амфиболизированных, амфиболизированных, сильно амфиболизированных ультрабазитов и амфибол-флогопитовых пород (табл. 7).

Таблица 7

Средние химические составы гипербазитов, слагающих различные зоны полной метасоматической колонки, вес. %

Компоненты	I N=12	II N=8	III N=15	IV N=18	V N=14	VI N=4	VII N=7
SiO ₂	39,00	39,67	36,85	38,83	40,97	44,69	49,91
TiO ₂	0,20	0,43	0,38	0,53	0,92	1,00	0,62
Al ₂ O ₃	1,63	2,22	2,04	2,39	4,30	5,20	4,91
Fe ₂ O ₃	3,25	6,16	7,70	7,33	7,49	5,69	4,64
FeO	11,22	7,57	6,13	7,26	10,10	9,99	10,63
MnO	0,20	0,14	0,13	0,15	0,19	0,19	0,18
MgO	39,03	34,68	35,48	33,86	25,67	21,63	19,84
CaO	2,08	1,81	0,86	1,74	4,24	7,79	6,03
Na ₂ O	0,23	0,28	0,16	0,24	0,38	0,31	0,46
K ₂ O	0,12	0,27	0,10	0,09	0,30	1,08	1,18
H ₂ O—	Не опр.	0,23	0,28	0,27	0,26	0,31	0,09
П. п. п.	1,64	5,50	9,14	7,02	4,34	2,23	1,96
P ₂ O ₅	Не опр.	0,22	0,13	0,10	0,13	0,16	0,08
Cr ₂ O ₃	0,86	0,57	0,61	0,41	0,47	0,33	0,25
V ₂ O ₅	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,01	0,02	0,02
S _{общ}	0,03	0,06	0,03	0,06	0,14	0,18	Не опр.
CuO	Сл.	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03
NiO	0,32	0,29	0,29	0,25	0,18	0,15	0,14
CoO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
σ г/см ³	3,24	3,01	2,86	2,98	3,13	3,13	3,07
$\alpha \times 10^{-3}$ ед CGSM	500	3300	6550	6600	6800	5700	1600

Примечание: N — число определений. I — оливинит, II — серпентинизированный гипербазит, III — сильно серпентинизированный гипербазит, IV — слабо амфиболизированный гипербазит, V — амфиболизированный гипербазит, VI — сильно амфиболизированный гипербазит, VII — амфибол-флогопитовая порода.

Образование псевдоморфоз актинолита по ортопироксену и серпентина по оливину позволяет предполагать изообъемный характер метасоматического замещения, поэтому при расчетах баланса привноса — выноса вещества использован атомно-объемный метод В. А. Рудника (Казицын, Рудник, 1968). Следует признать, однако, что вопрос об изообъемности процессов метасоматических изменений гипербазитов района нельзя считать окончательно решенным.

Результаты расчетов привноса — выноса элементов приведены на рисунке 31. Здесь же помещены данные об изменении физических

свойств. Для определения общей кислотности минеральных парагенезисов на различных ступенях изменений по данным таблицы 7 вычислены условные потенциалы ионизации, выраженные в ккал/моль. Повышение условного потенциала ионизации означает повышение общего уровня кислотности породы (Жариков, 1967).

Кратко остановимся на особенностях поведения главных и рассеянных компонентов при формировании метасоматической зональности.

Кремнезем при формировании зон серпентинитов выносятся. С момента появления в измененных породах существенных количеств актинолита и вплоть до образования амфибол-флогопитовых пород наблюдается прогрессирующий привнос кремнекислоты.

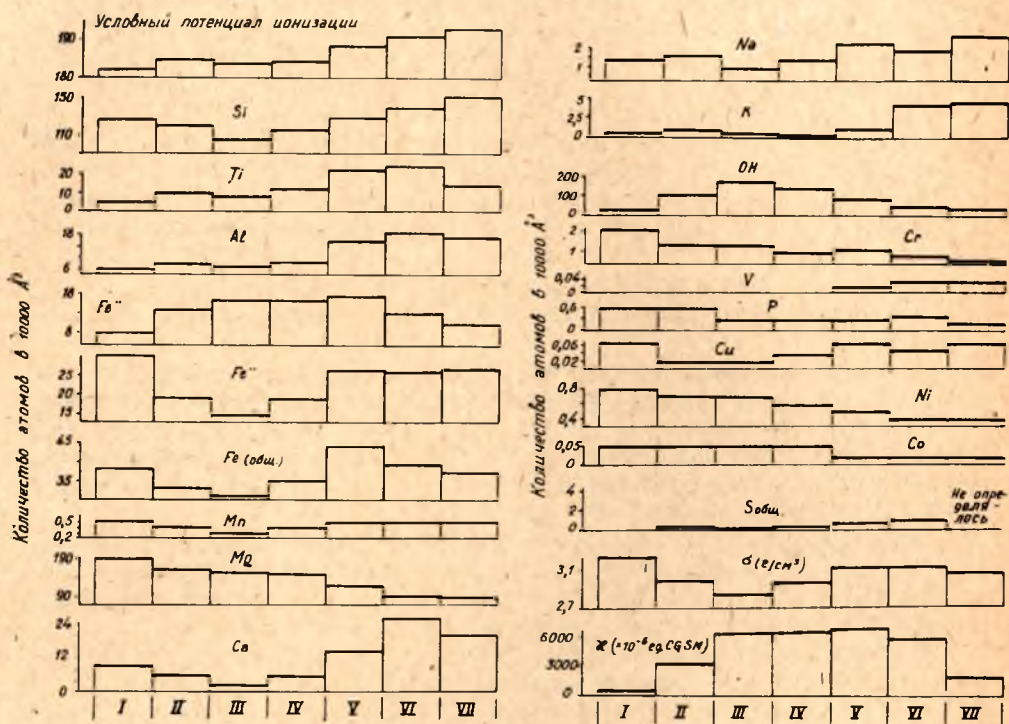


Рис. 31. Графики, иллюстрирующие привнос — вынос элементов и изменения физических свойств в разрезе полной метасоматической колонки гипербазитов.

Обозначения см. в примечании к табл. 7.

Условный потенциал ионизации в ккал/моль.

Алюминий в зонах серпентинитов не мигрирует. Для амфиболизированных гипербазитов устанавливается привнос алюминия, а для амфибол-флогопитовой зоны — вынос.

Железо в целом характеризуется слабой подвижностью, лишь в процессе формирования зон амфиболизированных гипербазитов и амфибол-флогопитовых пород наблюдается его вынос. В зонах серпентинитов железо переходит из закисной формы в окисную, а при образовании тыловых зон амфиболизации снова в закисную.

Магний последовательно выносятся из всех зон изменений, общее его содержание по сравнению с неизменными породами снижается в три раза.

Кальций обладает слабой миграционной способностью в зонах серпентинизированных гипербазитов, в зонах амфиболизированных пород отмечается его привнос, а в амфибол-флогопитовой зоне — вынос.

Натрий привносится в зонах амфиболизированных гипербазитов и амфибол-флогопитовой зоне.

Калий в зонах серпентинизации и в зоне слабо амфиболизированных гипербазитов мигрирует незначительно. В тыловых зонах колонки наблюдается существенный привнос калия.

Вода подвижна при формировании всей метасоматической колонки: в центральных зонах она привносится, в тыловых — испытывает вынос.

Никель и кобальт в зонах серпентинитов не перемещаются, в зонах амфиболизированных пород выносятся. Содержание никеля общего меняется от 0,32% в неизменных породах до 0,14% в амфибол-флогопитовых, содержание кобальта убывает более чем в два раза.

Поведение меди из-за низкого ее содержания неясно.

Сера подвижна при формировании зон амфиболизированных гипербазитов. Наблюдается ее незначительный привнос.

Титан в зонах серпентинитов и амфиболизированных гипербазитов испытывает слабый привнос, а в зоне амфибол-флогопитовых пород — вынос.

Хром выносится в процессе формирования всей колонки.

Устанавливается неотчетливая тенденция привноса ванадия и выноса фосфора.

Согласно данным расчета условных потенциалов ионизации (см. рис. 31), вся совокупность процессов формирования метасоматической зональности в гипербазитах представляет собой направленный процесс увеличения кислотности минеральных парагенезисов; условный потенциал ионизации возрастает от 181,9 ккал/моль для неизменных пород до 192,9 ккал/моль для амфибол-флогопитовых пород.

В целом серпентинизированные гипербазиты по отношению к составу неизменных пород характеризуются выносом магния, кремния, хрома, фосфора, относительно инертным поведением никеля, кальция, кобальта, железа и алюминия, привносом воды и титана.

Для зон амфиболизированных гипербазитов типичен привнос кремния, железа, титана, алюминия, кальция, натрия, калия, ванадия, отчасти серы и вынос воды, магния, никеля, кобальта, хрома, фосфора, а для последней тыловой зоны — сильно амфиболизированных гипербазитов — еще и железа.

В амфибол-флогопитовой зоне отмечается продолжающийся вынос никеля, кобальта, магния, железа, а также кальция, титана, отчасти алюминия и привнос кремния, натрия и калия.

Следует подчеркнуть, что высокие содержания привносимых в гипербазиты при метасоматических изменениях элементов: кремния, кальция, алюминия, натрия, калия — типичны для вмещающих их пород — гнейсов, гранитоидов и полевошпатовых амфиболитов.

Для оценки дальности миграции компонентов на рисунке 32 показан разрез по скважине 345. Как видно из рисунка, кремний, кальций и отчасти алюминий привносятся, по существу, лишь в краевые части тел на расстояние до 5—10 м, тогда как вода проникает и в их центральные части до 100 м от контактов.

Плотность гипербазитов из зон серпентинизации падает, по сравнению с неизменными разновидностями, с 3,24 г/см³ до 2,86 г/см³, а затем в зонах амфиболизированных пород вновь увеличивается до 3,13 г/см³. В амфибол-флогопитовой зоне плотность снова снижается до 3,07 г/см³.

Магнитная восприимчивость резко возрастает в зонах серпентинизации (с 500×10^{-6} ед. CGSM в неизмененных породах до 6600×10^{-6} ед. CGSM в полных серпентинитах), остается практически неизменной в амфиболизированных гипербазитах и снова снижается в амфибол-флогопитовой зоне (до 1600×10^{-6} ед. CGSM).

Зональность эндо- и экзоконтактовых образований. Метасоматические изменения в узких (мощность менее 2 м) эндо- и экзоконтактовых зонах гипербазитов рассматриваются на примере Аллареченского массива. Выводы, основанные на изучении контактов Аллареченского массива, могут быть распространены и на другие тела гипербазитов района. Следует лишь иметь в виду насыщенность приконтактовых зон Аллареченского массива сульфидами и гранатом, обычно отсутствующими у границ гипербазитовых тел, не содержащих оруденения. Эндоконтактовая зональность детализирует строение амфибол - флогопитовой зоны, и, по существу, приконтактовые зональные образования являются дополнением к вышеописанной метасоматической колонке, дополнением, охватывающим и вмещающие тела гипербазитов породы.

Ниже приводится описание метасоматической зональности у границ гипербазитов с гранитами, гнейсами и полевошпатовыми амфиболитами. В каждом случае помимо краткой геолого-петрографической характеристики эндо- и экзоконтактовых образований даются расчеты привноса — выноса вещества, сделанные по методике В. А. Рудника (Казизын, Рудник, 1968).

Контактовая серия гипербазит — гранит. Контактнореакционная серия между гранитом и гипербазитом состоит из пяти зон в такой последовательности (рис. 33): (гранит) — (1) роговообманковый плагиоклазит мощностью 1,5 см — (2) роговообманково-гранатовая порода мощностью 3 см — (3) роговообманковая порода мощностью 3 см — (4) флогопит-актинолитовая порода мощностью 6 см — (5) тальк-флогопит-актинолитовая порода мощностью 8 см — (актинолитизированный гипербазит). Контакты между зонами резкие, четкие. Постепенные переходы устанавливаются только на границе зон 4 и 5.

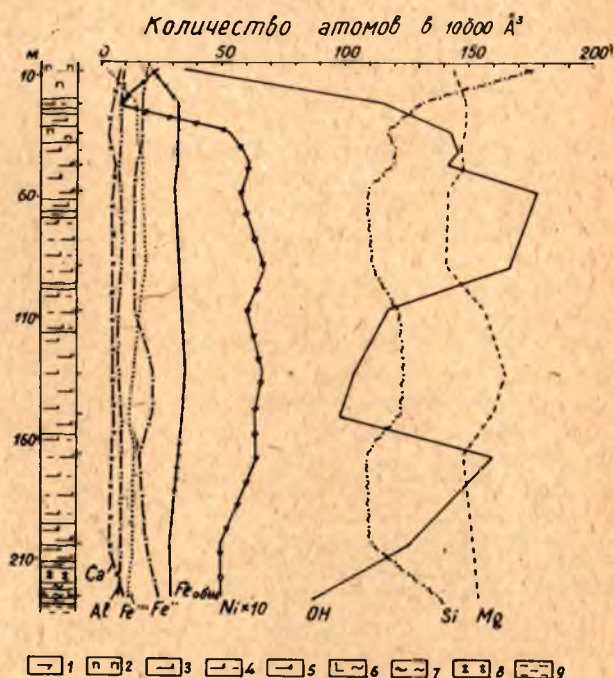


Рис. 32. Изменение химизма гипербазитов по разрезу массива оз. Копос, скв. 345.

1 — плагиоклазит; 2 — пироксеновый гарцбургит; 3 — серпентинизированный гипербазит; 4 — сильно серпентинизированный гипербазит; 5 — серпентинизированный гипербазит с актинолитом; 6 — амфиболизированный гипербазит с серпентином; 7 — амфибол-флогопитовая порода; 8 — кварц-полевошпатовая порода; 9 — биотитовый гнейс.

Зоны 1, 2 и 3, представленные амфиболсодержащими породами, возникли за счет гранитов. В роговообманковых плагиоклазитах зоны 1 наблюдаются реликтовые минеральные ассоциации первичных гранитов (кварц, альбит № 10, микроклин), устанавливается также замещение кислого плагиоклаза более основным — олигоклазом № 30. В зоне 2 обнаруживается еще более основной плагиоклаз (№ 60), появляются порфириобласты граната с включениями неизмененного полевого шпата. В роговообманковой основной массе следующей зоны 3 отмечаются реликты граната и псевдоморфозы по нему биотита. Указанные факты свидетельствуют об образовании зон 1, 2 и 3 в результате преобразования гранитов с постепенным разрастанием одной зоны за счет предыдущей в строгой последовательности.

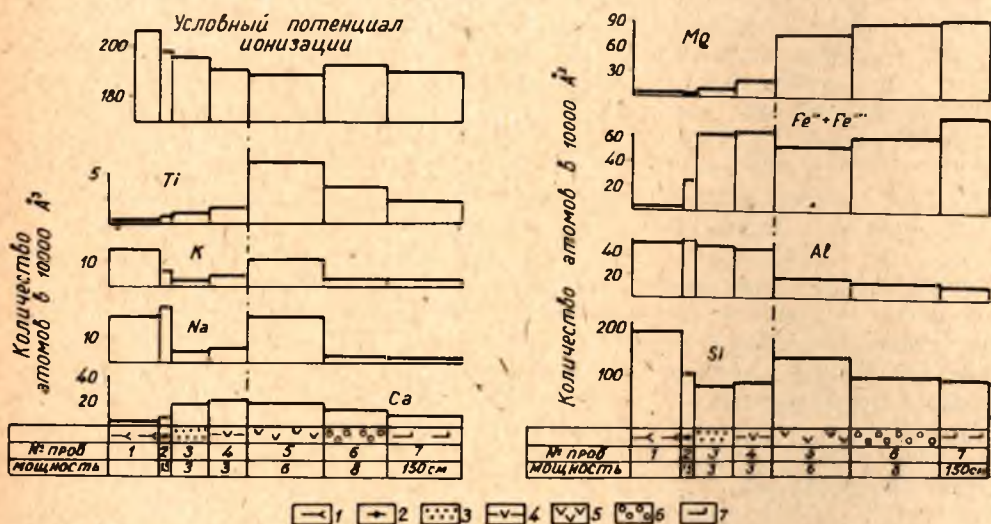


Рис. 33. Графики привноса — выноса элементов в контактовой серии гипербазит — гранит.

Условный потенциал ионизации в ккал/моль.

1 — плагио-микроклиновый гранит; 2 — роговообманковый плагиоклазит; 3 — роговообманково-гранатовая порода; 4 — роговообманковая порода; 5 — актинолит-флогопитовая порода; 6 — тальк-флогопит-актинолитовая порода; 7 — амфиболитизированный гипербазит.

Зоны 4 и 5, состоящие из флогопит-актинолитовых пород, повсеместно содержат реликтовые зерна оливина, ортопироксена и серпентина, что говорит об их первичной гипербазитовой природе.

Результаты расчетов миграции элементов, произведенные на основе полных химических анализов штучных проб, отобранных в каждой зоне, представлены на рисунке 33.

Анализ данных позволяет прийти к следующим выводам.

1. Замещение гранита плагиоклазитом происходит при взаимодействии кислого плагиоклаза, микроклина и кварца с привносимыми магнием и железом, из гранитов выносятся калий и кремнезем; в результате образуются плагиоклаз среднего состава и роговая обманка. Вновь образованная порода обогащается алюминием и кальцием.

2. Замещение плагиоклаза амфибол-гранатовой породой происходит при продолжающемся привносе магния и железа, выносу подвергается кремнезем и натрий. Вместо среднего плагиоклаза образуется ос-

новой, продолжается образование роговой обманки и появляется гранат (альмандин). Порода обогащается алюминием.

3. Образование роговообманковой породы по амфибол-гранатовой происходит вследствие продолжающегося привноса магния и железа и некоторого выноса алюминия.

В преобразовании исходного гранита намечается направленность процесса, заключающаяся в непрерывном и все возрастающем привносе магния и железа, обогащении гранитов алюминием и кальцием и выносе из них калия, натрия, кремнезема.

4. Замещение гипербазитов тальк-флогопит-актинолитовой, а последней флогопит-актинолитовой породой выражается в замещении оливина, ортопироксена, серпентина, а затем и талька флогопитом и актинолитом. Процесс протекает при привносе кальция, кремнезема, алюминия, щелочей, воды и выносе магния и железа.

Расчет условных потенциалов ионизации свидетельствует о выравнивании кислотности пород в процессе образования метасоматической колонки. Условный потенциал гранитов составляет 207,5 ккал/моль, актинолитизированных гипербазитов — 195 ккал/моль, залегающих между ними пород — 197—202 ккал/моль.

Итак, можно заключить, что образование зональности в контактовой зоне происходит при встречной миграции кремния, калия, натрия (из гранитов в гипербазиты) и магния и железа (из гипербазитов в граниты). Эта схема в принципе соответствует биметасоматическому реакционному процессу между недосыщенными кремнеземом и богатыми основаниями гипербазитами, с одной стороны, и пересыщенными кремнеземом и бедными железом и магнием гранитоидами — с другой. Таким образом, наличие высоких градиентов концентрации кремнезема, магния и железа в области контакта неравновесных гипербазитов и гранитов является необходимой предпосылкой формирования метасоматической зональности.

Контактная серия гипербазит — гнейс. Характер зональности у контакта гипербазитов с гнейсами в целом подобен таковому в вышеописанном разрезе и отличается лишь отсутствием плагиоклазитов. Общая мощность реакционной серии зависит от состава вмещающих пород — в контактах с биотитовыми гнейсами она достигает максимума (60—80 см) и снижается до 15—20 см на контакте с амфиболовыми разновидностями. В зависимости от состава гнейсов меняются ширина и состав зон — мощность зоны с гранатом уменьшается по мере увеличения в гнейсах содержания амфибола, в контактах с чисто амфиболовыми гнейсами эта зона чаще всего отсутствует вовсе, сменяясь биотитовым сланцем с единичными зернами граната.

В конкретном изученном разрезе через контакт гипербазитов с гнейсами устанавливаются следующие зоны (рис. 34): (биотитовый гнейс) — (1) роговообманково-гранатовая порода мощностью 3 см — (2) роговообманковая порода мощностью 8 см — (3) тальк-флогопит-актинолитовая порода мощностью 10 см — (4) сильно актинолитизированный гипербазит мощностью 15 см — (серпентинизированный гипербазит с актинолитом).

Гранат-роговообманковые породы зоны 1 возникают за счет гнейсов. В них наблюдается исчезновение кварца, замещение биотита и полевого шпата роговой обманкой, в основной массе развиваются футлярообразные и венцовые порфиробласты пиральспитового граната с включениями полевого шпата.

Зона 2, сложенная в основном роговой обманкой, расчленяется на две подзоны: внешнюю, со стороны гнейса, и внутреннюю, со стороны

гипербазита. Во внешней подзоне, состоящей из биотита и обыкновенной роговой обманки, нередко обнаруживаются зерна корродированного граната и серицитизированного полевого шпата. Характерно замещение граната зеленой роговой обманкой, разрастающейся в стороны от трещин. Все это свидетельствует об образовании роговообманковых пород внешней подзоны за счет гнейсов. Внутренняя подзона сложена флогопитом и актинолитом. Граница между подзонами резкая, но обнаруживается только в шлифах.

Апогипербазитовая природа зон 3 и 4, в которых наблюдаются зерна оливина, ортопироксена и серпентина, замещающиеся актинолитом, не вызывает сомнения.

В экзоконтактовой, реже в эндоконтактовой зоне отмечается густая сеть сульфидных прожилков. Они приурочены к наложенным трещинам и, по сравнению с контактными изменениями, относятся к более поздним образованиям.

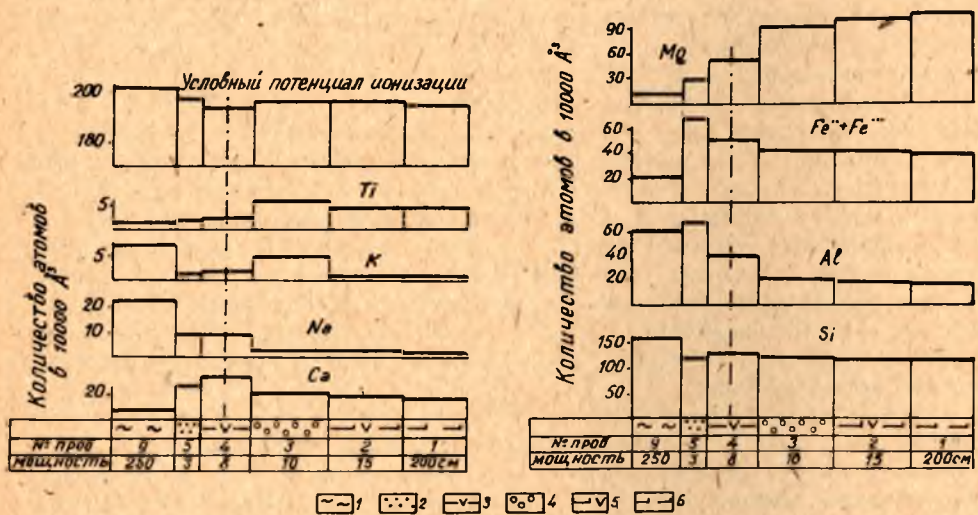


Рис. 34. Графики привноса — выноса элементов в контактовой серии гипербазит — гнейс.

Условный потенциал ионизации в ккал/моль.
1 — биотитовый гнейс; 2 — роговообманково-гранатовая порода; 3 — роговообманковая порода; 4 — тальк-флогопит-актинолитовая порода; 5 — сильно амфиболизированный гипербазит; 6 — амфиболизированный гипербазит.

Для реакционной серии также проведены химические анализы проб из каждой зоны, по данным которых произведен расчет привноса — выноса компонентов (см. рис. 34). Поскольку контактовая зона насыщена прожилками сульфидов никеля, меди и кобальта более поздней стадии, на рисунке 34 не приведены графики для названных компонентов.

Как видно из этого рисунка, формирование апогнейсовых зон связано с выносом во вмещающие породы магния и отчасти железа — элементов, типичных для гипербазитов, а апогипербазитовых зон — с привносом щелочей и кремния — элементов, характерных для гнейсов. В узкую приконтактовую зону гипербазитов на незначительное расстояние мигрируют также алюминий и кальций. Вынос кремния из окружающих пород приводит к их десицикации. При этом в результате повышения содержания глинозема появляется гранат.

Условные потенциалы ионизации меняются от 203 ккал/моль в гнейсах до 197—198 ккал/моль в промежуточных зонах и до 195 ккал/моль в актинолитизированных гипербазитах, т. е., как и в предыдущем случае, устанавливается тенденция к выравниванию разницы в кислотности реагирующих между собой пород.

Контактная серия гипербазит — полевошпатовый амфиболит. Данный тип контактов характеризуется наименьшей степенью изменений контактирующих пород. Мощность реакционной зоны обычно не превышает 20 см.

Ниже приводится характеристика типового разреза, представленного следующими зонами (рис. 35): (полевошпатовый амфиболит) — (1) биотит-роговообманковый сланец мощностью 1 см — (2) роговообманковая порода мощностью 7 см — (3) флогопитовый актинолитит мощностью 10 см — (актинолитизированный гипербазит).

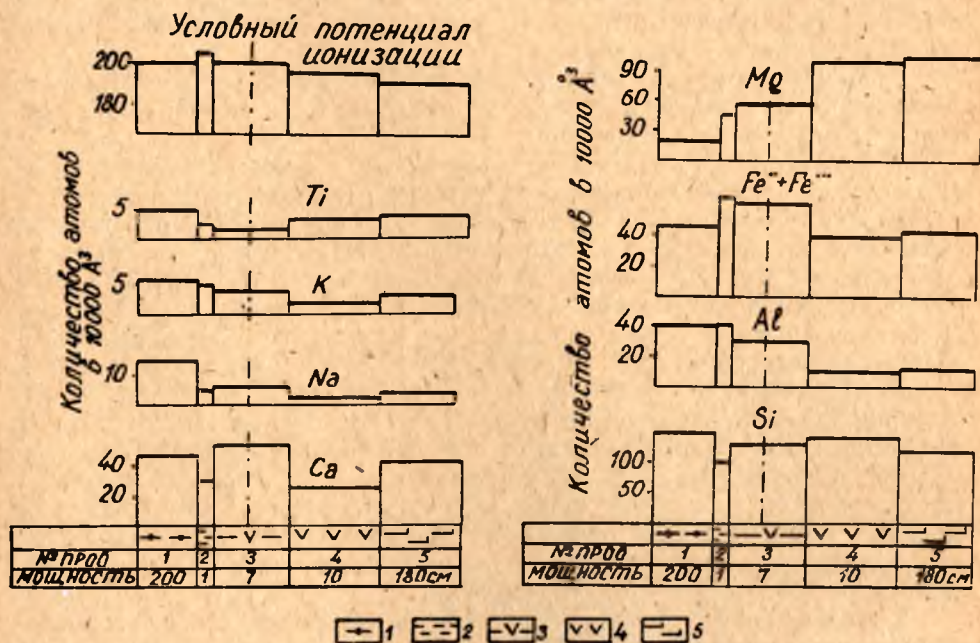


Рис. 35. Графики привноса-выноса элементов в контактовой серии гипербазит — полевошпатовый амфиболит.

Условный потенциал ионизации в ккал/моль.
1 — полевошпатовый амфиболит; 2 — биотит-роговообманковый сланец; 3 — роговообманковая порода; 4 — флогопитовый актинолитит; 5 — амфиболитизированный гипербазит.

В биотит-роговообманковом сланце зоны 1 отмечаются участки, сложенные измененным плагиоклазом, и сохраняется структура полевошпатового амфиболита. Зона 2, как и в контакте гнейсов с гипербазитом, расчленяется на две подзоны: внешнюю, примыкающую к полевошпатовым амфиболитам, и внутреннюю, соприкасающуюся с гипербазитами. Во внешней подзоне обнаруживаются зерна плагиоклазита, замещаемого роговой обманкой. Зона 1 и внешняя подзона зоны 2, судя по минеральным ассоциациям, возникают за счет преобразования полевошпатового амфиболита. Во внутренней подзоне зоны 2 и в зоне 3 присутствуют реликты оливина, ортопироксена и серпентина, что дает основания причислить их к апогипербазитовым образованиям.

Для описываемой реакционной серии также выполнены расчеты привноса—выноса вещества (см. рис. 35). Анализ полученных данных позволяет установить, что основой процессов образования реакционной зональности является вынос из полевошпатовых амфиболитов кремния, натрия, калия, отчасти алюминия и привнос в них магния, а для контактирующих с ними гипербазитов — вынос магния и привнос кремния и щелочей.

Десиликация полевошпатовых амфиболитов на контактах с гипербазитами слабая и приводит к образованию биотит-роговообманковых пород, чаще всего без граната. Коллектором избыточного глинозема является биотит. Незначительный масштаб контактовых изменений на границе амфиболитов с гипербазитами обусловлен относительно низким градиентом концентрации между ними по магнию, кремнию и ряду других компонентов.

Кислотность, согласно расчету условных потенциалов ионизации, в этой серии меняется от 199 ккал/моль в полевошпатовых амфиболитах до 194 ккал/моль в гипербазитах.

Обобщая материал, полученный при изучении метасоматической зональности метаморфизованных тел гипербазитов, необходимо подчеркнуть следующие положения.

1. Формирование зон метасоматической колонки в подавляющем большинстве случаев происходит в строгой последовательности за счет наступления тыловых зон на головные. Головные зоны представлены серпентинизированными гипербазитами, промежуточные — актинолитизированными, краевые — амфибол-флогопитовыми. В тыловых зонах обнаруживаются реликтовые минеральные ассоциации головных зон. Последовательность формирования зон совпадает с последовательностью метаморфического минералообразования: серпентин → тальк, хлорит → актинолит → флогопит. Следует при этом подчеркнуть, что этот ряд минералообразования ни в коей мере не свидетельствует о том, что образование хлорита и талька или актинолита начинается после окончания развития в породах серпентина и т. д. Реакции минералообразования во всех зонах протекают одновременно. Практически это означает, что в головных зонах рассматриваемой колонки продолжается формирование серпентина, а в тыловых в это же время происходит замещение его тальком или актинолитом.

2. Возникновение метасоматической зональности связано с биметасоматическими реакциями, протекающими на контактах неравновесных по химическому составу пород, существенно различающихся по своей кислотности. Условные потенциалы ионизации, показывающие уровень кислотности, для неизмененных пород составляют 181—183 ккал/моль, а для вмещающих — 199—207 ккал/моль. Во всех случаях устанавливается тенденция к уравниванию кислотности реагирующих пород, служащая индикатором механизма реакций.

3. Интенсивность биметасоматических реакций зависит от величины градиентов кислотности и концентраций важнейших порообразующих компонентов. На контактах гипербазитов с гнейсами и гранитами, характеризующихся наивысшими величинами градиентов, метасоматическая зональность проявлена наиболее четко и для исходных пород типичны глубокие преобразования. Масштабы реакционных изменений на контактах гипербазитов и полевошпатовых амфиболитов — пород с относительно низкими градиентами — уменьшаются.

4. Наибольшая степень метасоматических изменений, соответствующая образованию практически мономинеральных роговообманковых пород (Коржинский, 1955), типична для непосредственных контактов

гнейсов и полевошпатовых амфиболитов с гипербазитами. Вблизи контактов отдельные зоны метасоматической колонки в телах гипербазитов обладают небольшими мощностями и резкими границами. По мере удаления от контактов мощность зон увеличивается, количество слагающих их минералов возрастает, переходы между ними становятся постепенными.

5. Образование мономинеральных роговообманковых амфиболитов связано не только с преобразованием гипербазитов, но и с замещением окружающих гнейсов и полевошпатовых амфиболитов.

6. Приконтактовые амфиболовые породы гипербазитов представляют собой члены метасоматической колонки, возникающие при биметасоматических реакциях. Они не должны рассматриваться как «броня», защищающая внутреннюю часть тел гипербазитов с сохранившимися минеральными ассоциациями фации зеленых сланцев от окружающих пород, метаморфизованных в фации алмандиновых амфиболитов.

7. Практически все компоненты, входящие в состав гипербазитов и вмещающих их пород, в процессе биметасоматических изменений становятся в той или иной степени подвижными*. Однако по относительной степени подвижности и влиянию на изменения минеральных парагенезисов они могут быть условно разделены на ряд групп.

А. Подвижные компоненты, привносимые в гипербазиты: вода, калий, натрий, кремнезем, кальций. Эти элементы лишь частично фиксируются в эндоконтактовых образованиях, большая часть их поступает в зоны амфиболизированных гипербазитов, а вода мигрирует в голловые зоны колонки.

Б. Подвижные компоненты, выносимые из гипербазитов: магний, железо, никель, кобальт, хром. Магний подвижен по всему разрезу метасоматической колонки. Относительно интенсивный вынос железа обнаруживается главным образом в тыловых зонах разреза. Часть этих компонентов фиксируется в приконтактовых апогранитных и апогнейсовых зонах, часть рассеивается. Никель, кобальт и хром не входят в больших количествах в метаморфические силикаты и при отсутствии серы рассеиваются.

В. Относительно инертные компоненты: алюминий, титан, фосфор, ванадий. Обогащение апогранитных пород алюминием происходит в основном не за счет его привноса, а в результате миграции подвижных компонентов в гипербазиты. Однако, будучи причислен к относительно инертным компонентам, алюминий тоже мигрирует в апогипербазитовые зоны, но в незначительных количествах и на небольшие расстояния. Сущность различия между инертными и подвижными компонентами состоит, по-видимому, в том, что первые начинают перемещаться после уравнивания градиентов концентраций подвижных компонентов. Отличие этих групп компонентов друг от друга — понятие условное.

Д. Компоненты, поведение которых не вполне ясно из-за низких содержаний: медь, сера.

8. Набор минералов в парагенетических ассоциациях определяется влиянием подвижных и инертных компонентов в совокупности. Так, вынос подвижного кремнезема в апогранитных зонах приводит, с одной стороны, к десиляции кислых пород, с другой — к повышению содержания инертного алюминия. Избыток алюминия вызывает реакции с образованием граната.

* Понятия «инертный» и «подвижный» компонент употребляются здесь не в строгом термодинамическом смысле. Они характеризуют относительные различия в массе привнесенных и вынесенных компонентов.

ОКОЛОЖИЛЬНАЯ И ОКОЛОТРЕЩИННАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

У контактов жил гранитов и плагиоклазитов, а также вдоль трещин часто наблюдается образование четкой, обычно симметричной зональности. Суммарная мощность зон варьирует в пределах 1—15 см, очень редко достигая первых десятков сантиметров. Границы между зонами резкие и отчетливо устанавливаются даже макроскопически. Количество зон достигает пяти-восьми.

Околотрещинная зональность рассматривается на двух примерах: околотрещинные образования скважины 345 (гл. 194 м, рис. 36) и скважины 819 (гл. 224 м).

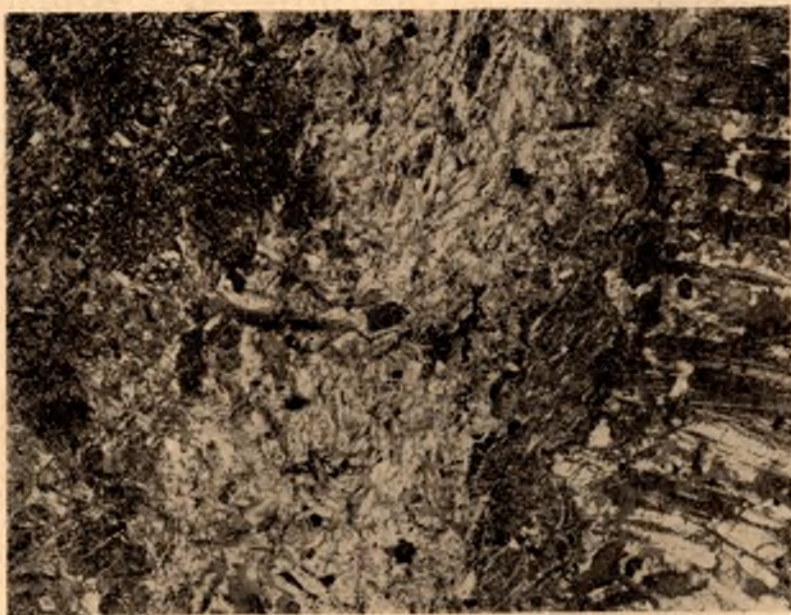


Рис. 36. Околотрещинная метасоматическая зональность.

Скв. 345, увеличение 7, с анализатором.

В первом случае (скв. 345) выделено пять зон. Первая зона шириной 16 мм располагается в осевой части трещины и сложена флогопитовым слюдитом.

Вторая зона шириной 9—11 мм состоит на 85—90% из актинолита, 5—10% флогопита и 1% магнетита. Актинолит образует поперечно-столбчатый агрегат с длиной игольчатых кристаллов 7—8 мм.

Третья зона шириной 2—7 мм сложена карбонатом (80—85%), тальком (10—15%), магнетитом (2—5%) и единичными зернами сульфидов. В ней присутствуют редкие кристаллы актинолита, развивающиеся по тальк-карбонатной массе, и реликты серпентина. Ширина зоны непостоянна и в местах ее «пережимов» на границе второй и четвертой зон обнаруживается тонкий прослой непросвечивающегося пылевидного вещества шириной 0,5—1,5 мм с включениями редких чешуек флогопита и зерен нацело серпентинизированного оливина.

Четвертая зона шириной 1—2 мм представлена сильно серпентинизированным оливином.

Пятая зона сложена серпентинизированным оливином, в котором серпентин образует только петельчатые структуры и количество его не превышает 15—25%.

Во втором случае (скв. 819) так же, как и в первом, установлено пять зон, последовательность и состав которых почти не отличаются от таковых в вышеразобранном примере. Единственным отличием является появление чисто тальковой зоны взамен тальк-карбонатной. В мелкочешуйчатом тальковом агрегате устанавливаются реликты серпентина и отчетливо видно замещение его тальком. Ширина всех без исключения зон вдвое—втрое меньше, чем в первом случае.

Околожильная зональность разбирается на примере изменений около кварц-плагиоклазовой жилы скважины 819 (гл. 117 м). Жильная порода состоит из плагиоклаза (55—60%), кварца (30—35%), биотита (10—15%). Величина зерен колеблется от 4 мм до нескольких сантиметров. Биотит образует гнезда. К контактам с гипербазитами количество кварца уменьшается до 10—15%, а плагиоклаз частично замещается биотитом.

В экзоконтакте жилы устанавливается следующая зональность.

Первая зона, непосредственно примыкающая к жиле, состоит из флогопитового (?) слюдита.

Вторая зона шириной 3—4 мм представлена актинолит-флогопитовой породой. Актинолит составляет 80% и образует поперечно-столбчатые агрегаты с длиной кристаллов 3—4 мм. Флогопит в количестве 15—20% замещает актинолит. Магнетит (1—2%) концентрируется у границ с зоной 3.

Третья зона шириной 1—3 мм сложена на 70% хлоритом и на 30% тальком. Чрезвычайно тонкозерниста.

Четвертая зона шириной 2—3 мм состоит из талька (50—60%), хлорита (около 30%) и магнетита (10%).

Пятая зона шириной 3—4 мм тальк-флогопитового состава. Количество талька составляет 70—75%, флогопита 10—15%. Отмечаются реликты серпентина, замещаемого тальком.

Шестая зона шириной 1—2 мм тальк-серпентиновая. В ее состав входят серпентин (около 60%), тальк (35%), магнетит (5—6%). Волокнистые прожилки талька секут серпентиновую массу.

Седьмая зона шириной 8—10 мм состоит из серпентина (60—65%), брусита (?) (30—35%), магнетита (3—5%) и мелких реликтовых зерен оливина.

Восьмая зона шириной 3 мм серпентиновая с примесью 5—7% флогопита. Серпентин игольчатый, ориентирован параллельно границам зоны.

Таким образом, полная колонка метасоматических изменений около жил и трещин характеризуется такой последовательностью: внешняя зона сложена серпентином, ее сменяют тальковая или тальк-хлоритовая зона, иногда с карбонатом, актинолитовая и, наконец, флогопитовая. В тыловых зонах постоянно наблюдаются реликты минералов головных зон, что говорит о формировании зональности в процессе закономерного наступления одной зоны на другую. Зоны с тальком могут из колонки выпадать. В головных зонах постоянно встречаются в небольших количествах минералы тыловых зон — флогопит и актинолит, развивающиеся по основным минералам.

Особо следует подчеркнуть сходство последовательности зон при околожильных и околотрещинных изменениях с порядком расположения их в гипербазитовых телах в целом. Важнейшими отличиями околожильной и околотрещинной зональности от зональности гипербази-

товых тел в целом являются: небольшая мощность колонки, всегда резкие границы между зонами, простой моно- или биминеральный состав.

Результаты расчетов привноса — выноса компонентов для околотре- щинных образований приведены на рисунке 37.

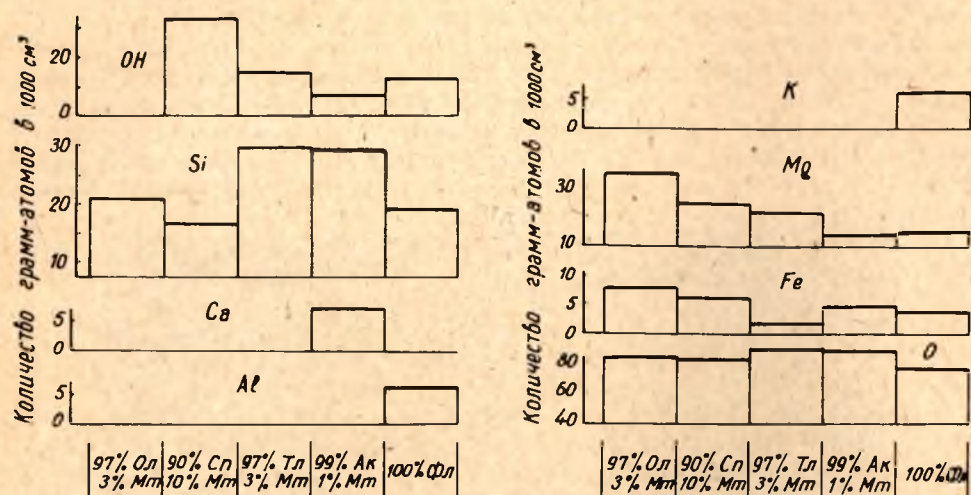


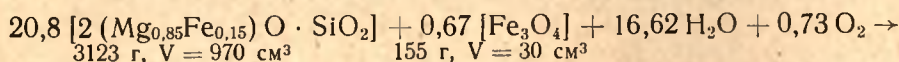
Рис. 37. Графики, иллюстрирующие привнос — вынос компонентов при формировании околотрещинной метасоматической зональности.

Уравнения химических изообъемных реакций формирования околотре- щинной зональности, рассчитанные для реальных парагенезисов, представляются в следующем виде:

I. Реакция серпентинизации

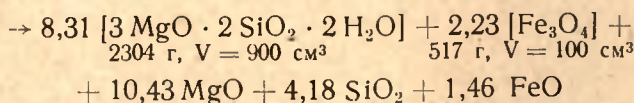
Оливин

Магнетит



Серпентин

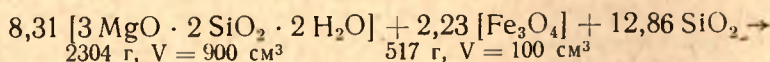
Магнетит



II. Реакция оталькования

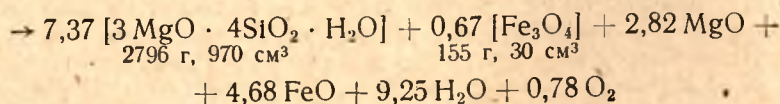
Серпентин

Магнетит



Тальк

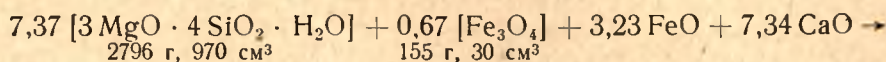
Магнетит



III. Реакция актинолитизации

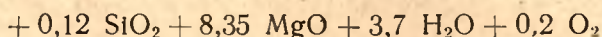
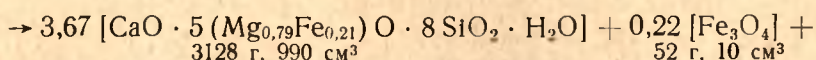
Тальк

Магнетит



Актинолит

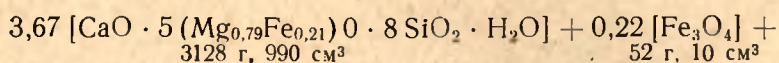
Магнетит



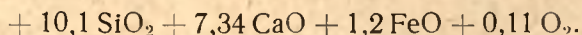
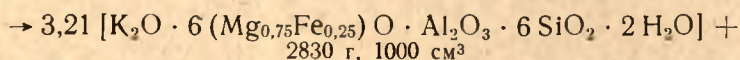
IV. Реакция флогопитизации

Актинолит

Магнетит



Флогопит



Как следует из уравнений, формирование метасоматической колонки при постоянно подвижном поведении воды обусловлено дифференциальной подвижностью компонентов, в следующем порядке переходящих в инертное состояние: кремний, (алюминий), кальций, калий. Набор привносимых компонентов аналогичен элементам, мигрирующим в гипербазиты при образовании общей зональности. Однако механизм образования околожильной и околотрещинной зональности, безусловно, имеет свои специфические особенности, которые будут рассмотрены ниже.

Время проявления околожильных и околотрещинных изменений нельзя датировать однозначно, поскольку метасоматические процессы могли возобновляться многократно при внедрении жил и появлении новых трещин.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВТОРОГО ЭТАПА

Ко второму этапу отнесены многостадийные, но локально развитые процессы позднего метаморфизма, происходившие после формирования описанной выше общей зональности. К ним принадлежат: куммингтонитизация, поздняя серпентинизация, образование талька и хлорита поздних генераций и карбонатизация.

Куммингтонитизация впервые детально рассмотрена Ю. Н. Яковлевым и А. К. Яковлевой (1967). Ими же дано описание химического состава и оптических свойств куммингтонита и часто ассоциирующего с ним антофиллита. Куммингтонитизация наиболее типична для тел сильно амфиболизированных гипербазитов, в краевых (1—2 м от контакта) частях которых содержится иногда до 35—70% куммингтонита. В виде отдельных зерен встречается и в менее измененных гипербазитах.

Куммингтонит образует игольчатые отчетливо сдвойникованные кристаллы длиной 7—10 мм. Чаще всего они ориентированы беспорядочно. Развивается по минеральным ассоциациям первого этапа метаморфизма, его иголки «протыкают» актинолит и флогопит. По сравнению с актинолитом и тальком куммингтонит является более высокотемпературным и дегидратированным минералом (Boyd, 1959). Образование его связано не только с привнесом магния и выносом кальция и алюминия, но и с повышением температуры. По-видимому, куммингтонитизация характерна для локальных зон повышенных давлений и может проявляться неоднократно.

Серпентинизация является, по существу, сквозным процессом, сопутствующим метаморфизму гипербазитов на всем его протяжении.

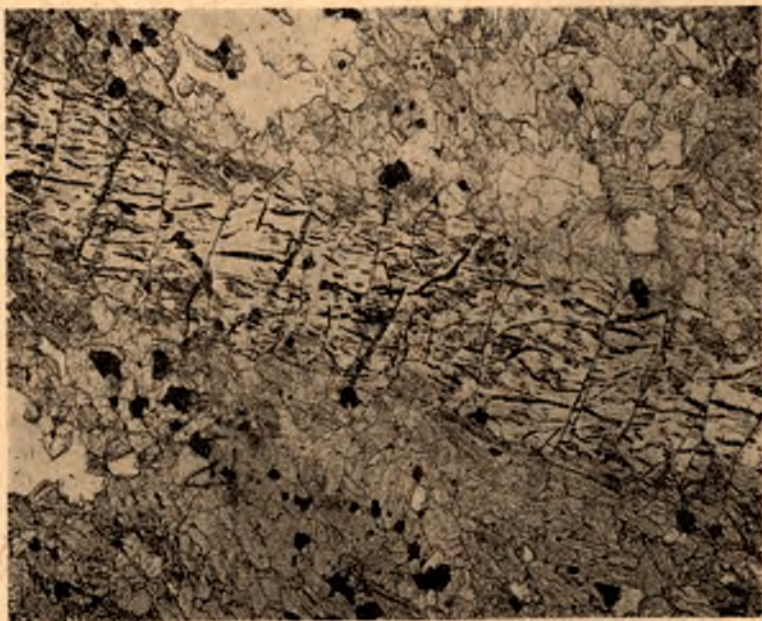


Рис. 38. Прожилки серпентина в актинолите.

Скв. 213, увеличение 25, без анализатора.

Очень часто удается наблюдать, как один и тот же прожилок серпентина пересекает не только зерна оливина, но и кристаллы актинолита. Изредка секущие прожилки серпентина обнаруживаются в нацело актинолитизированных гипербазитах (рис. 38) и даже пересекают куммингтонит.

Серпентин поздних генераций как бесцветный, так и зеленоватый. По морфологическим особенностям может быть отнесен к хризотилу (?). Петельчатые структуры, характерные для серпентинизации ранней стадии, отсутствуют. Поздняя серпентинизация не имеет широкого площадного распространения и выражается в появлении незначительного количества секущих маломощных прожилков.

Многостадийность проявлений серпентинизации и растянутость их во времени для гипербазитов Аллареченских месторождений отмечались Ю. Н. Яковлевым и А. К. Яковлевой (1967). Высокая подвижность воды, заключенной как в метаморфизованных гипербазитах, так

и в окружающих породах, ее чувствительность к любым изменениям термодинамических условий легко объясняют эти явления.

Оталькование, хлоритизация и карбонатизация, более поздние по отношению к актинолитизации и флогопитизации первого этапа, распространены довольно широко.

Мелкозернистые агрегаты позднего талька нередко разъедают зерна актинолита, образуя прожилки. Хлорит второй генерации также развивается по актинолиту и флогопиту, вызывая позеленение последнего в краях зерен. По данным Ю. Н. Яковлева и А. К. Яковлевой (1967), относится к дженкинситу.

Агрегаты, изолированные зерна и прожилки карбоната развиваются по амфибол-флогопитовым породам. Иногда карбонат ассоциирует с поздними тальком и хлоритом.

Отнесение процессов наложенной куммингтонитизации, серпентинизации, оталькования, хлоритизации и карбонатизации к общему второму этапу метаморфизма гипербазитов следует рассматривать как условность. Данные процессы проявляются многократно в течение длительного промежутка времени и, вероятно, независимо друг от друга. Совокупность наложенных поздних процессов изменений отражает сложную историю преобразования гипербазитов после завершения главных этапов метасоматических преобразований, приведших к образованию четкой зональности.

ПРИРОДА МЕТАМОРФИЗМА ГИПЕРБАЗИТОВ

О типе метаморфизма. Предыдущими исследователями (Богачев и др., 1966; Горбунов, 1968) процессы изменений гипербазитов относились к региональному метаморфизму. По их мнению, гипербазитовые интрузивы первоначально испытали метаморфизм фации зеленых сланцев, что устанавливается по серпентин-хлорит-актинолитовым минеральным ассоциациям, а впоследствии, совместно с вмещающими породами, метаморфизм фации амфиболитов. Сохранность минералов фации зеленых сланцев в гипербазитах и отсутствие изофациальных критических минералов во вмещающих гнейсах объяснялись наличием «брони» из роговообманковых пород, препятствовавшей метаморфизму гипербазитов в амфиболитовой фации.

Однако представлению об отнесении процессов изменения гипербазитов к региональному метаморфизму противоречат как общегеологические соображения, так и прямые наблюдения.

Гипербазитовые интрузии по отношению к архейскому фундаменту являются посторогенными. Следовательно, они не могли участвовать в региональном метаморфизме амфиболитовой фации, которому подверглись архейские образования. С другой стороны, если бы гипербазиты испытали сначала зеленосланцевый региональный метаморфизм, то следовало бы ожидать, что процессы серпентинизации и другие изменения должны были бы проявиться по всей их мощности, как это установлено в смежном Печенгском районе (Горбунов, 1968). Наличие в телах гипербазитов почти неизменных ядер, сложенных свежими оливинитами и гарцбургитами, на наш взгляд, противоречит такому допущению.

В то же время факт будинирования гипербазитов говорит о переходе вмещающих толщ в пластичное состояние, что связано, видимо, с прогревом пород в узких зонах нижнепротерозойских геосинклиналей. О достаточно высоких температурах в этот период свидетельствует появление выплавов гранитного состава, слагающих жилы межбуждинных

пегматитов. Повышение температуры в этот период способствует повышению активности метаморфизирующих растворов и резко ускоряет обменные реакции, что приводит к интенсификации процессов изменений.

Строго говоря и придерживаясь общепринятой терминологии, все процессы изменения ультраосновных пород следует причислять к метасоматическим, так как они связаны с привнесом литофильных элементов, тогда как при региональном метаморфизме подвижными являются лишь вода и углекислота (Коржинский, 1955; Судовиков, 1964). Привнос в гипербазиты из вмещающих пород кремния, кальция, алюминия, калия и вынос магния и железа наряду с десиликацией экзоконтактовых пород убедительно свидетельствуют о биметасоматической реакционной природе их преобразований. Главнейшая причина изменений — неравновесность составов контактирующих пород и их различная кислотность.

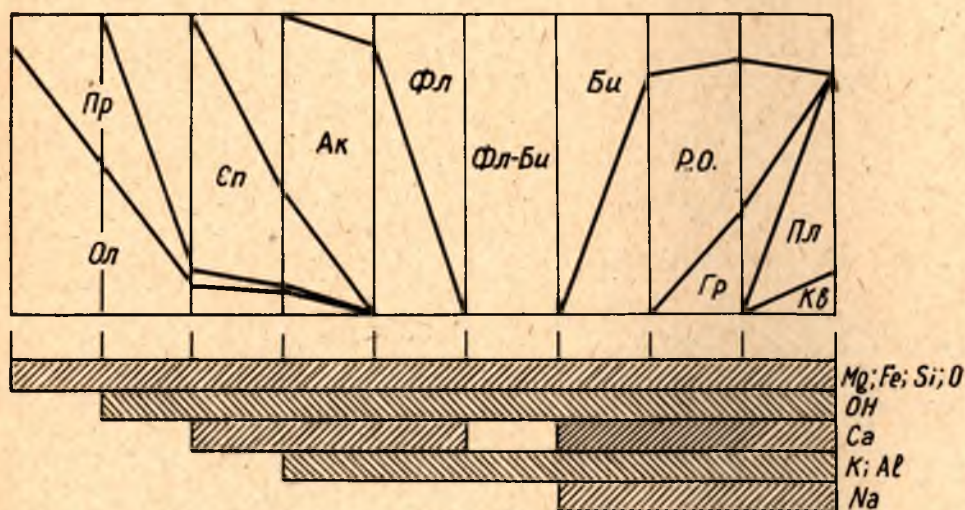


Рис. 39. Идеализированная схема метасоматической зональности в телах гипербазитов и во вмещающих породах.

Штриховкой обозначено присутствие данного компонента в зоне.

При изменении гипербазитов формируется типичная метасоматическая колонка диффузионного характера (рис. 39). О диффузионной природе метасоматических процессов говорит относительно постепенный переход между зонами с полиминеральным составом, изменчивость состава минералов в пределах каждой конкретной зоны колонки и уменьшение количества минералов при приближении к непосредственному контакту гипербазитов с вмещающими породами (Коржинский, 1969). Появление в эндо- и экзоконтактовом ореоле моно- и биминеральных зон с резкими границами и постоянным составом минералов указывает на комбинированное воздействие как диффузионных, так и инфильтрационных процессов. Формирование околотрещинной зональности, судя по резким границам между зонами, простому составу зон и постоянству составов минералов, связано с инфильтрационным метасоматозом (Коржинский, 1951; Голубев, 1970).

Таким образом, процессы метасоматических изменений гипербазитов в Аллареченском районе обусловлены биметасоматическими обменными реакциями с вмещающими породами. Экзоконтактовые мономинеральные роговообманковые породы являются составной частью общей метасоматической колонки.

Исходя из такого понимания природы вторичных изменений, находит логичное объяснение и слабая степень преобразования гипербазитов с сохранением в центральных частях тел неизменных пород. Как известно из теории метасоматической зональности (Коржинский, 1969), диффузионный перенос вещества распространяется лишь на небольшие расстояния, не превышающие десятков метров. Убедительные доказательства биметасоматической природы изменений гипербазитов приводятся в работе Л. А. Виноградова (1970), посвященной ультраосновным породам юго-западной части Кольского полуострова.

Об источнике серпентинизирующих растворов. Большинство исследователей относит серпентинизацию гипербазитов Аллареченского района к автометаморфическому процессу (Богачев и др., 1966; Яковлев, Яковлева, 1967). Однако Г. И. Горбунов (1968) и позже В. И. Кочнев-Первухов (1970) отводили главную роль эпимагматической серпентинизации, связанной с заимствованием воды из вмещающих пород.

Действительно, серпентинизация захватывает краевые части массивов, часто практически не затрагивая их ядра, что позволяет относить ее к локальному типу, связанному с притоком воды из окружающих пород (Маракушев, 1968; Боголепов, 1969). Прямая связь между интенсивностью серпентинизации и степенью увлажненности вмещающих пород особенно наглядно проявляется при сопоставлении Аллареченского района со смежным Печенгским. В Печенгском районе интрузивы гипербазитов мощностью до 400—600 м, залегающие в насыщенных водой филлитах, серпентинизированы нацело, а в Аллареченском даже тела мощностью менее 100 м. окруженные относительно «сухими» гнейсами и амфиболитами, серпентинизированы лишь в периферических частях. На данное обстоятельство обращал внимание Г. И. Горбунов (1968).

Серпентинизированные оторочки в торцах будин гипербазитов также говорят о разрыве во времени между консолидацией массивов и поступлением серпентинизирующих растворов. Можно бы, казалось, допустить, что вода заимствуется из вмещающих пород при прохождении через них ультраосновных магм, а затем серпентинизация происходит автометаморфическим путем. Однако экспериментальные данные о низкой растворимости воды в ультраосновных расплавах (Хитаров и др., 1968) противоречат такому предположению. Это не исключает, конечно, возможности ограниченной автометаморфической серпентинизации, проявившейся в развитии 5—10% петельчатого хризотила (Кочнев-Первухов, 1970). В то же время нет оснований связывать аллометаморфическую серпентинизацию в Аллареченском районе с внедрением молодых гранитов (Штейнберг и др., 1969). Механизм процесса в нашем случае определяется только миграцией воды из вмещающих древних толщ в «сухие» гипербазиты.

О сопряженности процессов формирования метасоматической колонки. Зональное строение метаморфизованных тел гипербазитов отмечалось ранее рядом исследователей (Богачев и др., 1966; Козлов, 1961; Горбунов, 1968). Однако процессы серпентинизации, оталькования, актинолитизации, биотитизации, приводившие к образованию зональности, считались ими разновременными.

Реакционный биметасоматический характер изменений в эндо- и экзоконтактах гипербазитов, наблюдаемая повсеместно одна и та же последовательность зон, в том числе и в околотрещинном пространстве, позволяют, по нашему мнению, свести все вышеупомянутые процессы изменений гипербазитов* к единовременному процессу формирования метасоматической колонки (см. рис. 39).

Минеральные ассоциации из серпентина, талька, хлорита, актинолита и флогопита на контактах гипербазитов с кислыми породами широко распространены во многих районах мира (Шерстюк, 1965; Сегну, 1968; Bruckne, 1969; Меренков, Хмара, 1969 и т. д.). Последовательная смена зон от антигоритовых или тальковых в центральной части гипербазитовых тел до актинолитовых и флогопитовых у контактов отмечалась в Приднепровье (Танатар-Бараш, 1969), на Шетландских островах (Curties, Brown, 1969), в Шотландии (Matthews, 1967) и в США (Coleman, 1967). Большинство исследователей рассматривает формирование зональности как результат реакционных взаимоотношений неравновесных пород. Применительно к Аллареченскому району следует особо остановиться на обосновании включения в колонку серпентиновой зоны, так как имеющиеся в литературе описания, за редкими исключениями (Greenwood, 1963; Curties, Brown, 1969), начинаются с тальковой зоны. Серпентиновая зона как составная часть колонки непосредственно наблюдается при околотрещинных изменениях. Кроме того, при изучении разреза тел нигде не наблюдалась прямая смена неизменных гипербазитов амфиболизированными без промежуточной серпентиновой зоны. Степень серпентинизации гипербазитов между неизменными и амфиболизированными породами бывает, правда, различной, но это не дает оснований для изъятия зоны развития серпентина из колонки. Наличие зоны серпентина в колонке, конечно, не означает, что серпентинизация в общем случае не может происходить без взаимосвязанных с ней амфиболизации и флогопитизации. Судя по литературным данным, сопряженная серпентинизация и амфиболизация имеют место преимущественно на контакте гипербазитов с кислыми породами, где благодаря большому различиям в кислотности создаются условия для подвижности петрогенных элементов, необходимых для формирования полной метасоматической колонки. Помимо этого надо иметь в виду, что для перемещения петрогенных элементов требуются достаточно высокие температуры, которые скорее всего можно ожидать в глубинных сечениях земной коры — в зонах развития гнейсов и мигматитов. Типичные для Урала и других районов Советского Союза процессы региональной серпентинизации, целиком захватывающие крупные массивы гипербазитов (Штейнберг и др., 1969; Боголепов, 1969), имеют другую природу и, естественно, не сопровождаются зональными изменениями с проявлением амфиболизации и флогопитизации.

Механизм образования метасоматической диффузионной и инфильтрационной зональности детально разобран Д. С. Коржинским (1969) и не требует особых пояснений. В значительной степени он базируется на принципе дифференциальной подвижности компонентов, что отчетливо прослеживается на примере зональных тел гипербазитов Аллареченского района (см. рис. 39). Приведенные данные о химизме процессов изменений и минеральном составе образующихся зон позволяют представить следующий ряд подвижности привносимых в гипербазиты компонентов: H_2O , Si, Ca, Al, K. Аналогичная последователь-

* Имеются в виду метасоматические изменения первого этапа.

ность подвижности компонентов устанавливается в зональных гипербазитовых телах Шетландских островов (Curties, Brown, 1969).

Ряд подвижности отвечает последовательности привноса и насыщения растворов указанными компонентами. Мигрируя на различные расстояния, они могли создавать и локальные «точки» пересыщения. Именно этим, вероятно, объясняется часто наблюдаемое появление флогопита в передовых зонах и непосредственное замещение им серпентина, оливина и ортопироксена. Избыточное давление растворов на твердые фазы, постоянно сопутствующее метасоматическому минералообразованию (Коржинский, 1969), приводит к тому, что при разрастании колонки на передовом фронте в первую очередь замещается наименее устойчивая минеральная фаза — серпентин. Вследствие избирательного растворения серпентина образуются широко распространенные оливин-актинолитовые и оливин-пироксен-актинолитовые минеральные ассоциации.

Главными выносимыми из гипербазитов компонентами являются магний и железо. Магний подвижен по всему разрезу колонки, а железо лишь в зонах амфиболизации. Привносимые элементы, за исключением кремния, не входят в заметных количествах в состав гипербазитов и, по существу, целиком заимствуются из вмещающих пород. Магний и железо, в отличие от них, перераспределяются между новообразованными минеральными фазами, оставаясь в значительных количествах в гипербазитах.

Если пренебречь компонентами, присутствующими в гипербазитах в незначительном количестве, то нетрудно заметить, что последовательный привнос или переход в инертное состояние каждого нового компонента вызывает в гипербазитах появление новой минеральной фазы: привнос кремния приводит к образованию талька, алюминия — хлорита, кальция — актинолита, калия — флогопита; привнос воды, с одновременным выносом избытка кремния и магния, приводит к образованию серпентина.

Не вдаваясь в обсуждение применимости для данного случая правила фаз, приложимость которого для мономинеральной зональности спорна (Коржинский, 1963; Добрецов и др., 1970), заметим, что увеличение в системе количества компонентов сопряжено с увеличением количества минералов.

Несколько иная картина устанавливается при исследовании зональности во вмещающих гнейсах, гранитах и амфиболитах. Магний и железо входят, хотя и в небольших количествах, в темноцветные минералы этих пород — роговую обманку и биотит. Поэтому привнос дополнительных количеств магния и железа сопровождается лишь изменением количественных соотношений между минералами и уменьшением их числа при переходе от зоны к зоне. Из новообразований в них отмечается только гранат, появление которого обусловлено не привносом дополнительного компонента, а накоплением в породах относительно инертного алюминия.

О термодинамических условиях метасоматоза. Диффузионный метасоматоз, сыгравший главную роль в формировании метасоматической колонки в гипербазитах, происходит без существенных перепадов температур и давлений (Коржинский, 1969). Инфильтрационный метасоматоз, проявившийся в околожильных и околотрещинных пространствах, также может рассматриваться как изотермический и изобарический, так как предположение о резкой смене температур и давлений при развитии зонок шириной 6—7 мм и общей мощности 1—15 см представляется маловероятным (Greenwood, 1963). Безусловно, перепад температур

в несколько десятков градусов может иметь место (Добрецов и др., 1970), но этим следует пренебречь для приблизительной оценки термодинамических условий метасоматоза. Исходя из вышеизложенных сообщений, процесс формирования метасоматической колонки в целом может рассматриваться как проходящий при постоянстве температур и давлений.

Метасоматическую колонку гипербазитов составляют минералы, предельная температурная устойчивость которых варьирует в широких пределах: серпентин — 400—430°, флогопит-аннит — 1040—765°, тальк — 700°, тремолит-актинолит — 835—465°, клинохлор — 580° [данные заимствованы из сводки А. А. Маракушева (1968), в которой обобщены результаты экспериментов]. Вместе с тем все перечисленные минералы являются широко распространенными в породах, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, и нижний предел их образования определяется температурами 200—300° (Судовиков, 1964). Естественно, температура формирования колонки в целом может быть оценена по наименее устойчивому минералу — серпентину, что дает цифру порядка 400—430°.

В экзоконтактовом ореоле гипербазитов одновременно возникают такие минералы, как альмандин и роговая обманка, появление которых, по экспериментальным данным, возможно лишь при температурах выше 500°. Несмотря на то что нижний температурный предел их образования не очень отличается от определенной нами температуры образования метасоматической колонки в гипербазитах, возникновение их в единой колонке с серпентином и актинолитом требует обсуждения. На основании экспериментальных исследований В. А. Николаевым (1947) и Г. С. Йодером (Joder, 1952) было высказано предположение о том, что температурные пределы образования минералов в значительной степени определяют содержание в системе воды. По их мнению, при низком потенциале H_2O в сравнительно безводной обстановке альмандин и другие, обычно высокотемпературные минералы могут образовываться при температуре ниже 500°. Возможность приложения представлений В. А. Николаева и Г. С. Йодера к классификации метаморфических фаций была подвергнута справедливой критике (Файф и др., 1962; Добрецов и др., 1970). Однако полностью отвергать подобный механизм минералообразования для узких зон биметасоматических изменений представляется неоправданным. На возможность изменения потенциала воды при биметасоматических реакциях указывали Н. Л. Добрецов и другие (1970, стр. 152). Исследования последних лет также показали возможность сосуществования актинолита и роговой обманки (Schurmann, 1967; Klein, 1969), что подтверждает предположение о их одновременном образовании. Возникновение различных разновидностей амфиболов в таком случае определяется химизмом среды. В существенно магнезиальных низкоглиноземистых гипербазитах при гидротермальном метасоматозе формируется актинолит, а в гранитах и гнейсах, насыщенных алюминием и щелочами, — роговая обманка.

Расчет температур по гранат-биотитовому термометру (Перчук, 1967) для экзоконтактовых пород дает величину 400—470° (табл. 8), т. е. близкую к определенной по устойчивости серпентина.

Определить ориентировочную величину общего давления — задача более сложная, так как устойчивость слагающих колонку минералов от давления почти не зависит. Линии равновесия их на РТ-диаграммах почти параллельны оси давления вплоть до 10—30 кбар (Пугин и др., 1969; Добрецов и др., 1970).

К оценке величины давления можно подойти, опираясь на температуру образования колонки. Выше было показано, что метасоматические

Таблица 3

**Биотит-гранатовый термометр в приложении к контактовым породам
Аллареченских массивов гипербазитов**

Минерал	Компоненты, вес. %				$M = \frac{Mg}{Fe+Mn+Mg}$	t°	Примечание
	MgO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃			
Гранат*	2,51	3,83	26,11	1,37	0,126	$450^{\circ} \pm 20$	Месторождение Восток, скв. 218, гл. 201 м
Биотит	14,10	—	17,05	0,68	0,600		
Гранат*	1,75	1,26	27,92	1,29	0,093	$400^{\circ} \pm 20$	Месторождение Аллареченское, скв. 63
Биотит	14,20	—	17,00	0,74	0,600		

* Коллекция Ю. Н. Яковлева.

изменения происходят за счет обменных реакций с вмещающими породами без участия дополнительных магматических источников тепла. В данных условиях нагрев растворов до $400\text{—}450^{\circ}$ следует скорее всего связывать с геотермическим градиентом. Если учесть субокеанический геотермический градиент, принятый в работе А. Рингвуда и других (1968), то для установления температур $400\text{—}470^{\circ}$ потребуется давление 5—6 кбар при глубине 13—15 км. Цифры такого же порядка получаются, если в основу расчета положить наиболее часто приводимый геотермический градиент — 30 град/км. А. А. Маракушев (1965), производивший расчет условий, в которых может идти серпентинизация оливина без предварительного оталькования, также оценивал общее давление в 5 кбар и более.

Согласно последней классификации метаморфических фаций (Добрецов и др., 1970), предполагаемые нами условия формирования колонки при температуре $400\text{—}470^{\circ}$ и давлении 5—6 кбар соответствуют фации зеленых сланцев.

Глава IV

МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ, СВЯЗАННОЕ С ГИПЕРБАЗИТАМИ

Вопросы структурной приуроченности руд, особенности их состава и околорудных изменений разбираются на примере Аллареченских месторождений Восток и Аллареченское, наиболее детально изученных в районе объектов. В отдельных случаях используются результаты исследований рудопроявлений (Акким, г. Широкая, Аннама, Хихна), рудные залежи которых не имеют практической ценности из-за небольших размеров и сравнительно низких содержаний полезных компонентов.

Для всех вышеперечисленных объектов общими являются тесная пространственная связь с массивами амфиболизированных гипербазитов и расположение вблизи областей развития сульфидного оруденения колчеданного типа.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ. ЛОКАЛИЗАЦИЯ РУД

Аллареченские месторождения пространственно связаны с интрузивами гипербазитов, которые образуют два пояса, разделенных гнейсовой толщей мощностью около 1500 м (рис. 40). Комплекс вмещающих пород падает на запад, углы падения колеблются от 10 до 75°. Залегание осложняется флексурными перегибами и небольшими продольными складками. Простираание интрузивов совпадает с простираанием вмещающих пород, однако по падению они нередко занимают секущее положение (рис. 41). Широко развиты как дорудные, так и порудные дизъюнктивные нарушения.

Аллареченское месторождение располагается на западном фланге рудного поля месторождений и состоит из двух залежей — Основной и Северной.

Представления о строении месторождения претерпевали существенные изменения по мере его изучения.

После детальной разведки утвердилось мнение А. И. Богачева и Е. К. Козлова о согласном залегании интрузива в асимметричной синклинальной брахискладке. Позднее Г. И. Горбунов (1968), изучив верхние горизонты карьера рудника, доказал существование рудоконтролирующего нарушения, проходящего по западному крылу синклинали. В соответствии с этими новыми данными А. И. Богачев и В. А. Горелов (1968) классифицировали синклинальную структуру как блокированную приразломную складку.

Ю. В. Гончаров (1970), в течение нескольких лет изучавший карьер Аллареченского рудника, пришел к выводу, что в приконтактной зоне интрузива происходит приспособление гнейсовидности и полосчатости вмещающих пород к форме контакта, тогда как за пределами зоны сопряжения вмещающие породы несогласны с интрузивом. Интрузив

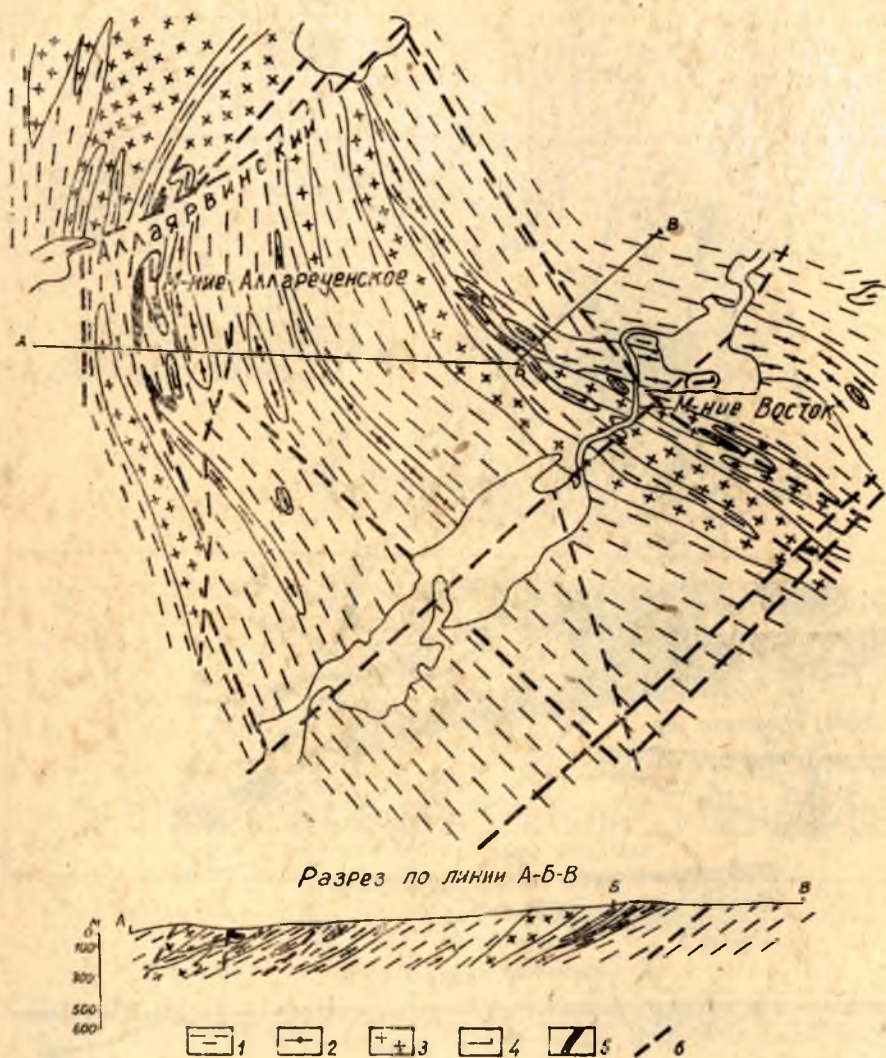


Рис. 40. Схематическая геологическая карта рудного поля Аллареченских месторождений.

1 — биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, мигматиты; 2 — амфиболиты полевошпатовые; 3 — плагио-микроклиновые граниты; 4 — гипербазиты; 5 — рудные тела (богатые руды); 6 — разрывные нарушения.

зив подвергся флексурному перегибу, по которому произошло раскалывание пород и образование зоны разлома, контролирующего руды.

В последнее время авторами (Зак, Кочнев-Первухов, 1969) было проведено картирование карьера. Результаты картирования позволяют трактовать структуру вмещающей толщи как асимметричную

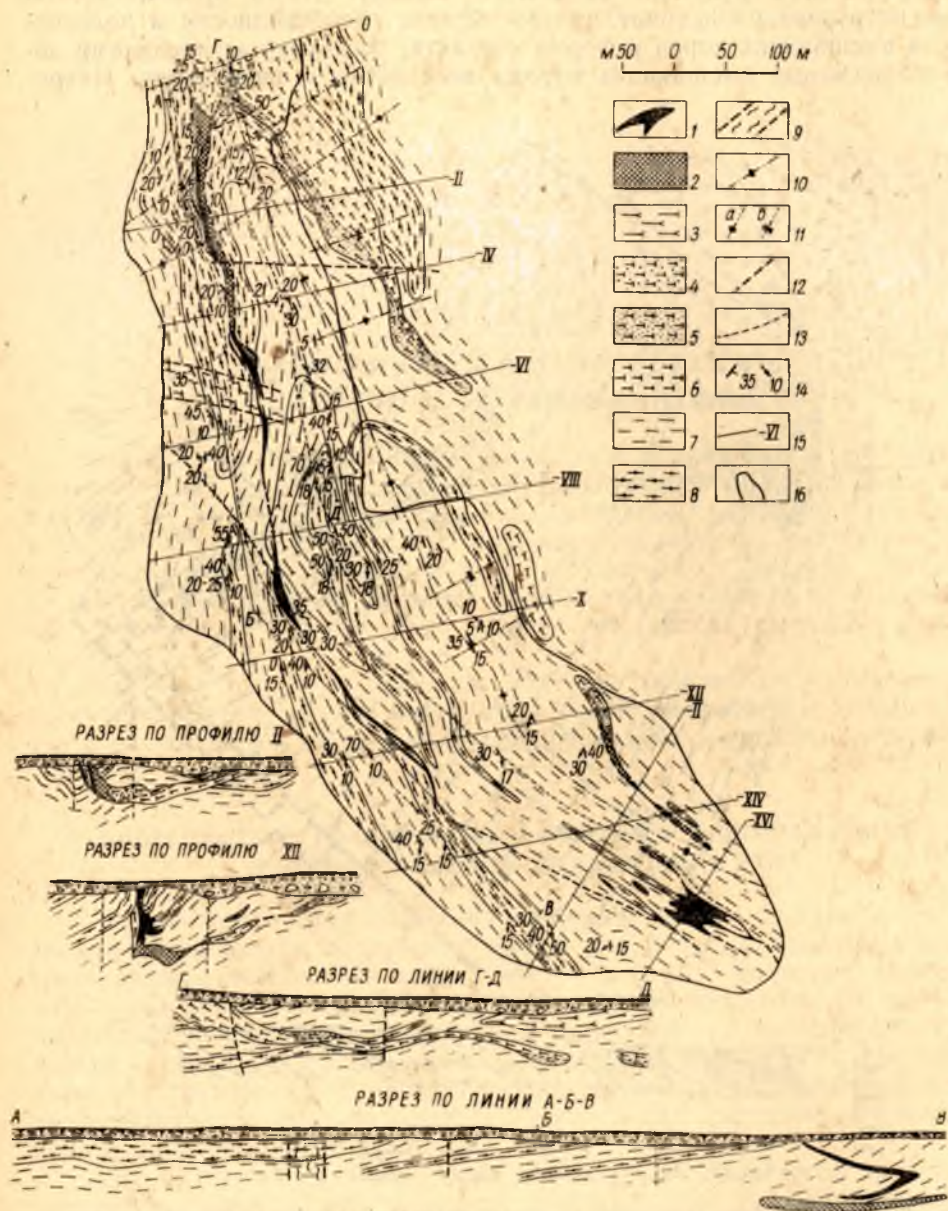


Рис. 41. Схематическая геологическая карта Аллараченского месторождения (контур рудного тела и контуры типов руд по данным Ю. В. Гончарова).

1 — сульфидные жилы; 2 — «серые» руды; 3 — плагио-микроклиновый гранит; 4 — гипербазиты с мелкой редкой вкрапленностью сульфидов; 5 — гипербазит с гнездами сульфидов; 6 — гипербазит с единичными сульфидными вкрапленниками; 7 — гнейсы биотитовые и амфибол-биотитовые, мигматиты, мелкие тела полевошпатовых амфиболитов; 8 — амфиболит полевошпатовый; 9 — зона диафторитов; 10 — ось продольной антиклинальной складки; 11 — оси поперечных складок: антиклиналей (а), синклиналей (б); 12 — разрывные нарушения; 13 — рудоконтролирующая зона смятия и блокирования гипербазитов; 14 — залегание полосчатости, погружение линейности; 15 — разведочные профили; 16 — контур карьера.

антиклинальную складку, обрамленную небольшими синклинальными прогибами, что отчетливо видно на карте месторождения и разрезах к ней (см. рис. 41). Тело гипербазитов занимает секущее положение по отношению к структуре вмещающих пород (рис. 42).

Столь частая смена представлений и развитие разнообразных, часто взаимоисключающих взглядов на структуру месторождения являются следствием сложности его строения и объясняются, с одной стороны, изменчивостью взаимоотношений рудных тел и самого интрузива с вмещающими породами, что видно на карте месторождения и на от-

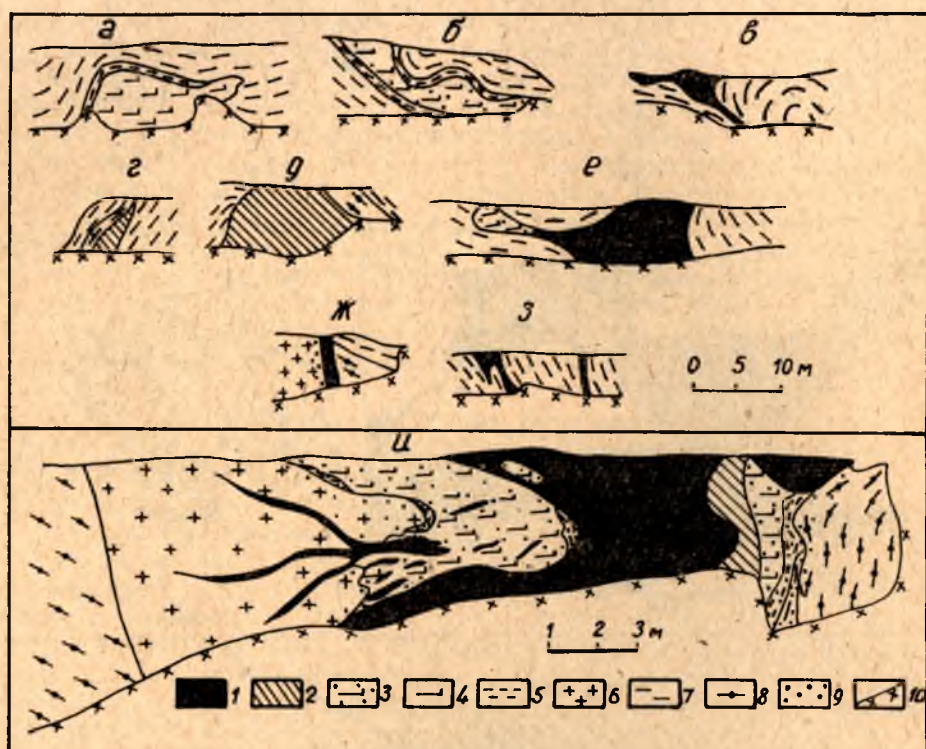


Рис. 42. Взаимоотношения гипербазитов и различных типов руд с вмещающими породами.

Зарисовки забоев карьера Алларченского рудника (по А. Ф. Лисичеву). а — восточный борт карьера, профиль X—XI; б — восточный борт карьера, профиль XV; в — восточный борт карьера, профиль XIV; г — западный борт карьера, профиль V; д — западный борт карьера, профиль IV; е — центральная часть карьера, профиль XIII—XIV; ж — западный борт карьера, профиль VI; з — центральная часть карьера, профиль II.

1 — жильные руды; 2 — «серые» руды; 3 — бедные вкрапленные руды; 4 — гипербазит с единичными вкраплениями сульфидов; 5 — биотитовый сланец; 6 — гранитоиды; 7 — гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, мигматиты; 8 — амфиболит полевошпатовый; 9 — сульфидная вкрапленность; 10 — граница осыпей.

дельных разрезах и зарисовках, с другой — сложноскладчатым строением вмещающей толщи, в которой широко развиты интенсивная плейчатость, изоклинальные структуры, складки течения и волочения.

Массив гипербазитов разбит на блоки различных размеров, интенсивно будинирован (рис. 41, 43в) и деформирован тремя системами складок: продольными с крутопадающими осевыми плоскостями, продольными с субгоризонтальными осевыми плоскостями, поперечными

с вертикальными осевыми плоскостями. Вмещающие гнейсы обдавливается вокруг блоков ультраосновных пород (см. рис. 6), вследствие чего в непосредственном контакте гнейсовидность параллельна контурам будин. В некотором удалении от контакта в гнейсах устанавливается область беспорядочной плейчатости, которая постепенно переходит в обычное спокойное залегание, кососекающее по отношению к массиву гипербазитов (рис. 436).

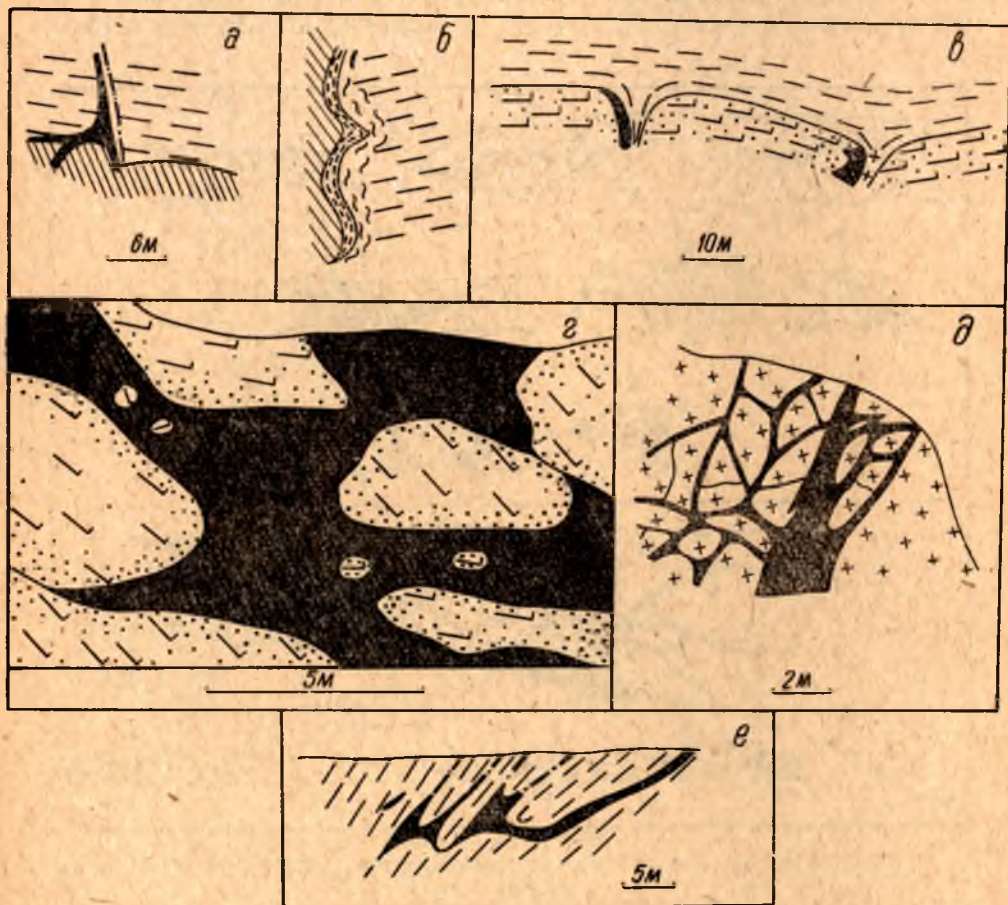


Рис. 43. Зарисовки забоев карьера Аллареченского рудника.

а — Г-образное растекание жильных руд у дорудного дизъюнктива, восточный борт карьера, профиль VIII; б — характер контакта «серых» руд с гнейсами, западный борт карьера, профиль IV; в — будины гипербазитов в гнейсах, восточный борт карьера, профиль XIV; г — глыбы измененных гипербазитов, сцементированные сульфидами жильных руд, западный борт карьера, профиль XII; д — штокверковый характер рудного тела среди плагио-микроклиновых гранитов, западный борт карьера, профиль XII; е — сульфидные жилы в гнейсах, южный забой карьера, профиль XVI. Обозначения см. на рис. 42.

Западная часть интрузива нарушена мощной зоной смятия и расланцевания шириной от 20 до 150 м, в пределах которой сконцентрированы все жильные руды и подавляющее большинство богатых вкрапленных. Вертикальных смещений не установлено. Морфология зоны зависит от характера пород, затрагиваемых нарушением. Соответственно меняется и форма рудного тела. Так, в северной части, где преобладают полевошпатовые амфиболиты, нарушение представлено серией

ровных прямолинейных трещин и небольшим короблением поверхности контакта интрузива; рудное тело имеет простую форму и выдержанную мощность (разрез по линии II, рис. 41). В центральной части, где преобладают гнейсы, происходит интенсивное образование складок с горизонтальными осевыми плоскостями и трещин различных направлений; рудное тело приобретает характер макробрекчии, сложенной овальными глыбами гипербазитов с сульфидным цементом (рис. 43г), появляются ветвящиеся и четковидные жилы. В южной части, где преимущественным развитием пользуются граниты, образуются главным образом ветвящиеся трещины и рудное тело представляет собой штокверк (рис. 43д) или серию крутопадающих жил (рис. 43е) с изменчивой мощностью и непостоянными элементами залегания.

В целом рудное тело месторождения — сложноветвящаяся залежь, мощность которой варьирует от 1,5 до 15 м, ширина в плане составляет 150—200 м, а протяженность по простиранию — 1100 м.

Внутреннее строение рудного тела характеризуется асимметрией в распределении рудных масс — интенсивность оруденения увеличивается к югу и юго-западу. Северный и восточный фланги месторождения, располагающиеся вне зоны смятия, сложены гипербазитами с бедной сульфидной вкрапленностью, центральная и южная части месторождения в пределах зоны смятия и в непосредственной близости к ней — жильными и густовкрапленными рудами. Жильные руды залегают в любых породах в пределах зоны смятия и сопровождаются ореолом вкрапленных руд.

На месторождении широко развиты дорудные трещины близширотного простирания, обрывающиеся у контактов сульфидных жил или обуславливающие Г-образные растекания последних (рис. 43а).

Довольно широко проявлена пострудная тектоника. С пострудными нарушениями связаны расщепление и дисульфидизация руд, а также кварцевые и кальцитовые прожилки в рудах. Наиболее крупным нарушением этого типа является разлом, отделяющий Северную залежь от Основной.

Ультраосновные породы с бедной сульфидной вкрапленностью прорываются жилами гранитов, которые в свою очередь рвутся жильными рудами. Так, в жиле гранита, встреченной среди гипербазитов с бедным оруденением в северной части месторождения, оруденение практически отсутствует. В жиле плагиоклазита, залегающей среди «серых» руд центральной части месторождения, оруденение обильное; плагиоклазиты обрываются жилой сульфидных руд, в которых прослеживаются обломки десилицированного гранита (рис. 44). На месторождении Восток жила гранита экранирует эпигенетические руды.

Месторождение Восток расположено в южной части восточной полосы гипербазитовых тел. Как и на Аллареченском месторождении, тела гипербазитов осложнены перегибами близмеридионального и северо-восточного простирания; отчетливо проявлен будинаж гипербазитов, вследствие которого когда-то, видимо, единый массив расчленен на отдельные линзы как по падению, так и по простиранию (см. рис. 9).

На месторождении выделены две рудные залежи, отстоящие друг от друга на 120—140 м по нормали к их контактам.

Верхняя залежь прослежена по простиранию на 300 м, по падению на 1000 м. Западный фланг ее сложен оруденелыми гипербазитами с бедными рудами, восточный — жильными рудами. Вдоль интрузива проходит межслоевая зона дробления, прослеживающаяся во вмещающих породах к востоку от интрузива на 200—250 м. Богатое сульфид-

ное оруденение установлено только в связи с этим нарушением—внутри зоны дробления или в непосредственной близости к ней. Интенсивность оруденения в залежи нарастает с запада на восток от бедной вкрапленности в гипербазитах, не затронутых тектоникой, до брекчиевидных жильных руд в зоне дробления как в ультраосновных породах, так и за их пределами.

В целом залежь представляет собой сложноветвящееся тело, морфология которого на отдельных его участках определяется характером вмещающих пород.

В Нижней залежи объединен ряд кулисно залегающих рудных тел, их протяженность варьирует от 50 до 300 м, а длина по паде-

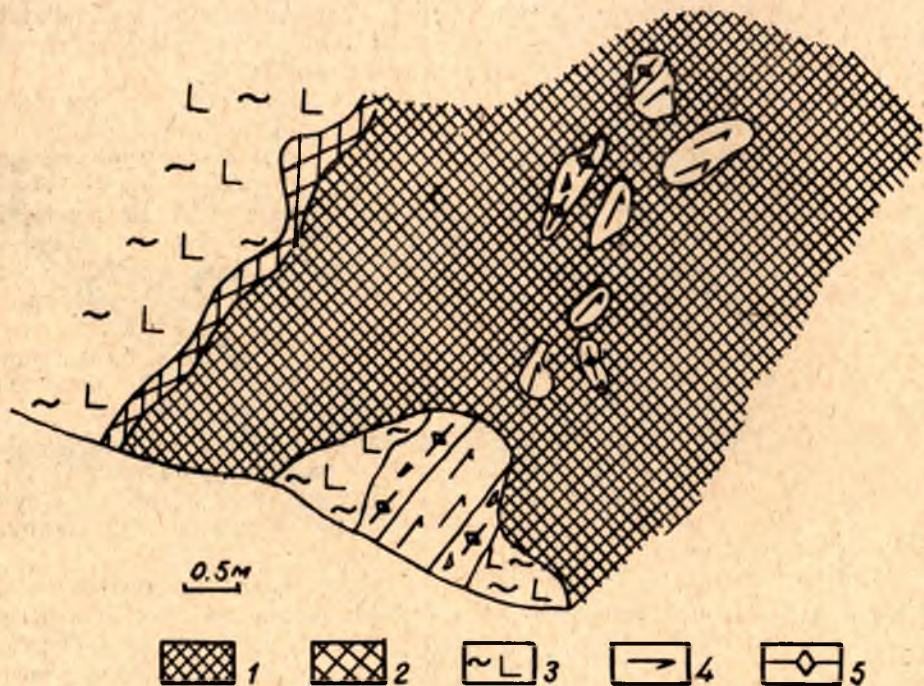


Рис. 44. Взаимоотношения между жилой плагиоклазитов, гипербазитами и жильными рудами.

Карьер Аллареченского рудника, западный борт, профиль X.

1 — жильные руды; 2 — флогопитовый сланец; 3 — амфиболизированный гипербазит с сульфидной вкрапленностью; 4 — плагиоклазит; 5 — роговообманковый плагиоклазит с гранатом.

нию колеблется от 150 до 1400 м. Залежь практически не затронута тектоникой и сложена главным образом бедными вкрапленными рудами. Выклинивание отдельных тел сопровождается небольшими зонками дробления, в которых всегда обнаруживается жильное или прожилковое оруденение.

Рудопроявление Акким расположено в области сопряжения Копосовского и Аллареченского куполов, которая осложнена разрывным нарушением северо-восточного простирания. В пределах небольшой площади выявлено более 30 тел гипербазитов. Мощность их варьирует от 3 до 200 м, протяженность — от 50 до 800 м. Массивы сложены в различной степени серпентинизированными и амфиболизированными оливинитами и гарцбургитами. В трех из них обнаружено рассеянное сульфидное оруденение (до 8% сульфидов), которое приурочено к ам-

фиболизированным участкам. По падению и простиранию амфиболизированные гипербазиты с сульфидным оруденением переходят в сильно серпентинизированные разности без сульфидной вкрапленности. Сульфиды развиты в виде отдельных обособлений, образующих довольно равномерную вкрапленность (скв. 560 и 479) и гнездовые выделения размером 3×5 см (скв. 581). Пентландит почти всегда преобладает над пирротинном. Содержания никеля варьируют от 0,5 до 1,2%, достигая максимума около небольших зоннок дробления (скв. 581).

Рудопоявление г. Широкой связано с небольшими будинами амфиболизированных гарцбургитов, располагающихся среди гнейсо-сланцев тундровой серии. Протяженность тел по простиранию 50—200 м, мощность 10—30 м, по падению быстро выклиниваются. В отдельных будинах зафиксирована вкрапленность сульфидов, количество которых на отдельных участках составляет 6—8%. Максимальное содержание никеля 0,81%, меди 0,40%. В юго-западной части участка зафиксировано вкрапленное и жильное графит-пирротинное оруденение.

Рудопоявление Аннама приурочено к массиву амфиболизированных гипербазитов, залегающему среди сланцеватых амфиболитов. Мощность массива 25 м, протяженность около 900 м. Повсеместно развита рассеянная вкрапленность сульфидов с содержанием никеля до 1,0%. Породы, вмещающие интрузив, несут богатую вкрапленность пирротина и графита.

Рудопоявление Хихна связано с массивом пироксеновых оливинитов, залегающим в синклинальной брахиструктуре с пологими углами падения крыльев. Мощность тела колеблется от 13 до 55 м, протяженность по простиранию составляет 800 м. Гипербазиты интенсивно амфиболизированы. Количество сульфидов несколько возрастает к придонным частям массива. Содержание никеля достигает 0,42%. Во вмещающих породах широко развито графит-пирротинное оруденение.

Таким образом, данные о структуре месторождений, особенностях локализации руд и строении рудных тел позволяют сделать вывод о ведущей роли разрывной тектоники в образовании крупных скоплений богатых руд. Подобная тенденция наблюдается и на отдельных рудопоявлениях, где наиболее богатое оруденение также тяготеет к разрывным нарушениям.

ПРИРОДНЫЕ ТИПЫ РУД

Совокупность данных о приуроченности оруденения к тем или иным породам и структурам, о текстурно-структурных особенностях руд, их вещественном составе и характере окорудных изменений позволяет выделить четыре основных типа руд (табл. 9).

Вкрапленные руды с преимущественно сидеронитовой структурой в гипербазитах (I) слагают участки гипербазитовых тел в удалении от зон смятия и дробления. К ним относятся бедные вкрапленные руды с содержаниями никеля и меди не более 0,8%. Наиболее обычные содержания никеля 0,10—0,25%, меди — 0,02—0,20%.

Оруденение представлено сидеронитовой вкрапленностью, каплевидными, часто расслоенными, выделениями в оливине и эмульсионными в ортопироксене. Сидеронитовые вкрапленники мелкие (0,2—1,5 мм), распределены равномерно, реже образуют струи (Яковлев, Яковлева, 1967) или полосы. Наиболее обычны рассеянно-вкрапленные руды

Таблица 9

Типы руд Аллареченских месторождений

Морфологический тип руды	Текстурно-структурные особенности	Структурная приуроченность	Вмещающие породы	Вещественный состав		Сопутствующие изменения
				рудные минералы	характерные нерудные минералы	
Вкрапленные I	Вкрапленные с сидеритовыми структурами	Подошва интрузивов, висячие залежи в удалении от тектонических зон	Гипербазиты	Халькопирит, пирротин, пентландит, титаномагнетит, шпинель, кубанит, троилит	Оливин I	Серпентинизация оливина
Вкрапленные II	Вкрапленные и прожилково-вкрапленные со структурами замещения и выполнения	Зоны смятия и дробления; ореол около жильных руд	Гипербазиты	Халькопирит, пирротин, пентландит, магнетит	Оливин II	Оливинизация серпентина, оталькование энстатита, образование клинохлора
Вкрапленные III			Экзоконтактовые породы, гнейсы, гранитоиды, амфиболиты	Халькопирит, пирротин, пентландит, борнит, миллерит, минералы-примеси		Альбитизация и эпидотизация плагиоклаза, хлоритизация роговой обманки
- Жильные IV ₁	Жильные с пегматитовой или брекчиевой текстурой		Гипербазиты	Халькопирит, пирротин, пентландит	Оливин II, апатит, кальцит, редко турмалин	Хлоритизация, серпентинизация
Жильные IV ₂	Жильные с массивной или брекчиевидной текстурой	Зоны смятия и дробления	Любые породы	Халькопирит, пирротин, пентландит, магнетит, редко борнит, миллерит, минералы-примеси	Биотит, роговая обманка, плагиоклаз, гранат, микроклин, кварц	Альбитизация плагиоклаза, хлоритизация амфиболов; биотитизация и актинолитизация гипербазитов; образование альмандин-биотитовых сланцев по ультраосновным породам

с содержанием сульфидов 7—10% и не более 15%. Гнезда и шпироподобные выделения сульфидов редки. Основными минералами являются пирротин, пентландит и халькопирит в весьма постоянных соотношениях. Широко развиты структуры распада твердых растворов пирротин—пентландит, пентландит—валлериит, халькопирит—пентландит—кубанит (Яковлев, Яковлева, 1967).

Около сульфидных выделений и вкрапленников оливин серпентинизируется. Примечательны зеленоватая окраска серпентина и отсутствие в нем магнетита, что, возможно, является следствием нейтрального или даже восстановительного характера отделявшихся от кристаллизующихся вкрапленников растворов, благодаря чему закисное железо оливина не окислялось и входило в состав серпентина, повышенная железистость которого в оруденелых породах отмечалась Н. А. Корниловым (1960).

Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды в гипербазитах (II). К ним отнесены богатые руды с содержанием никеля 0,6—8,0% и меди 0,3—5,0%. Среди руд этой группы



А



Б



В



Г

Рис. 45. Замещение сульфидами эпигенетической вкрапленности серпентина (А), хлорита и актинолита (Б), актинолита (В, Г). В актинолите идиоморфное зерно оливи-на (Ол).

Месторождение Аллареченское: А — скв. 5, увеличение 25, без анализатора; Б — скв. 5, увеличение 25, без анализатора; В — скв. 102, увеличение 25, без анализатора; Г — скв. 37, увеличение 25, без анализатора.

выделяются две разновидности: рудные оливиниты («серые» руды) и рудные актинолититы. Объединение этих разновидностей в пределах одной группы надо пояснить особо.

Большинством исследователей месторождений «серые» руды рассматриваются как богатый сульфидами аналог руд предыдущей (I) группы. Структура их напоминает сидеронитовую — сульфиды цементируют силикаты, главным образом оливин и ортопироксен, выполняя промежутки между ними. Однако между типичными сидеронитовыми структурами бедных руд и структурами рудных оливинитов устанавливается ряд различий, которые заключаются в следующем. Если в бедных рудах сульфиды выполняют интерстициальные пространства прак-

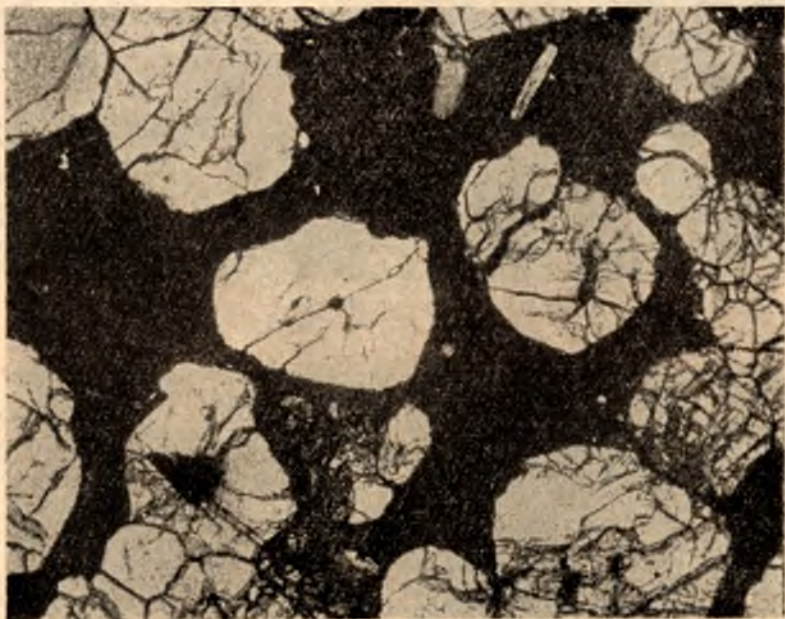


Рис. 46. «Сидеронитовая» структура оруденелой биотит-гранатовой породы.

Месторождение Аллареченское, ски. 18, увеличение 25, без анализатора.

тически без коррозии силикатов, то в рудных оливинитах явления замещения силикатов по трещинам разрыва и спайности развиты широко. Сульфиды развиваются главным образом по метаморфическим минералам, замещая актинолит, серпентин и хлорит (рис. 45), реликты которых повсеместно обнаруживаются в сульфидных массах; широко развиты срастания сульфидов с вторичными силикатами. Характерной особенностью является широкое развитие процессов рекристаллизации оливина за счет серпентина. Новообразованный оливин замещает также хлорит и актинолит, образуя крупные, до 5 см в поперечнике, кристаллы. Обилие явлений замещения силикатов и развитие сульфидов по метаморфическим минералам одновременно с образованием вторичного оливина, цементируемого сульфидами, позволяют трактовать структуру рудных оливинитов как псевдосидеронитовую структуру метасоматического замещения.

Следует заметить, что структуры, подобные сидеронитовым, возникают часто и вне связи с гипербазитами. На рисунке 46 приводится

микрофото оруденелой биотит-гранатовой породы. В ней вследствие избирательного замещения силикатов сульфидами возникает типично сидеронитовая структура, в которой силикат представлен гранатом, а сульфидный цемент развился по биотиту.

Структурное положение «серых» руд и рудных актинолититов одинаково: и те и другие залегают в пределах рудоконтролирующих зон или в непосредственной близости к ним, образуя ореол вокруг жильных руд. Обогащение рудной фазой с приближением к жильным рудам устанавливается повсеместно. Вблизи жильных руд содержание сульфидов доходит до 70%. В сульфидных массах наблюдаются участки «разъеденных» силикатов и останцы безрудных серпентин-актинолитовых пород. Контуры таких останцов неровные, изрезанные.

Наиболее обычны нормально- (25—50% сульфидов), густо- (более 50% сульфидов) и прожилково-вкрапленные руды. Текстуры: вкрапленная, гнездово-вкрапленная, сетчатая, прожилковая. Часто отчетлива полосчатость, обусловленная чередованием полос пентландит-пирротиновой и халькопиритовой вкрапленности. Структуры: псевдосидеронитовая — цементная, микробрекчиевая и метасоматического замещения. Основные минералы: пирротин, пентландит и халькопирит. Соотношения между ними варьируют в широких пределах от обычных халькопирит-пентландит-пирротиновых руд в центральных частях рудных тел до существенно халькопиритовых в краевых. Эти вариации отчетливо видны на диаграмме (рис. 54). Структуры распада твердых растворов, в отличие от руд предыдущих групп, мало распространены.

Кроме прямого замещения силикатов сульфидами на границах сульфидных зерен с новообразованным оливином наблюдается образование бесцветного, редко зеленоватого, серпентина; ортопироксен замещается каемками талька, а по актинолиту развивается клинохлор.

Породы, вмещающие рудные тела, сложенные рудами II, подвергаются ослоденению, амфиболизации, окварцеванию, в значительных количествах в них развивается алемандинитовый гранат.

Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды в породах экзоконтакта (III) образуют маломощный (менее 1 м) ореол вокруг рудных тел, сложенных густо-вкрапленными и жильными рудами. Точными методами анализа повышенные содержания меди, никеля, серебра и мышьяка устанавливаются на расстоянии до 15 м от контактов рудных тел (Нюппенен, 1966). Обычно это халькопиритовые или пентландит-халькопиритовые руды с интерстициальной или метасоматической вкрапленностью, прожилки редки. Относительно широко развиты борнит и миллерит. Характерно повышенное содержание минералов серебра, платиноидов, теллуридов, арсенидов, сфалерита, галенита и молибденита. В прожилках нерудные минералы представлены кварцем и кислым плагиоклазом.

Жильные руды (IV). Выделено две разновидности жильных руд — оливин-карбонат-сульфидные (IV_1) и сульфидные (IV_2).

Оливин-карбонат-сульфидные руды не выходят за пределы ультраосновных пород. Они образуют слепые жилы как с резкими контактами, так и с постепенными переходами к густо-вкрапленным сульфидным рудам. Отличаются гигантозернистым сложением (зерна оливина до 30 см в поперечнике, карбоната — до 20 см, апатита — до 10 см длиной) и обилием в них минералов с летучими — карбонатов и апатита. Сульфиды представлены пирротинитом, пентландитом и халькопиритом. Текстуры: массивная, брекчиевая и брекчиевидная. Обломки нерудных минералов корродируются сульфидами (рис. 47). Оливин в стыке с сульфидными массами замещается зональным агрегатом иддингита

и зеленоватого серпентина с бруситом (?), реже тремолитом, вплоть до образования спутанно-волокнистых агрегатов последнего. Карбонат (доломит) замещается кальцитом.

Гипербазиты, вмещающие жилы, подвергаются хлоритизации, карбонатизации и оталькованию.

Сульфидные жильные руды (IV_2) залегают только в рудоконтролирующих нарушениях, выходя за пределы массивов гипербазитов на расстояние до 200—250 м. Морфология рудных зон сложная, нередко штокверки (рис. 43д) и макробрекчии (рис. 43г). Жилы сопровождаются ореолом богатых вкрапленных руд. По текстурным признакам различаются руды массивные и брекчиевидные. Последние развиты главным



Рис. 47. Замещение оливина оливин-карбонат-сульфидных руд сульфидами.

Месторождение Аллареченское, фото образца в натуральную величину.

образом на месторождении Восток. Количество обломков в брекчиевидных рудах варьирует от 10 до 60%, размеры — от первых миллиметров до 5—7 см. Представлены биотит-роговообманковыми и гранатсодержащими породами экзоконтактных зон гипербазитовых тел, полевошпатовыми амфиболитами, гнейсами и гранитами.

По составу выделяются пентландит-халькопирит-пирротиновые, пентландитовые, пентландит-халькопиритовые, халькопиритовые и миллерит-борнит-халькопиритовые разновидности. Существенно халькопиритовые руды тяготеют к участкам жил, пересекающим кислые породы, или развиваются вблизи выклинивания рудных тел; борнит-халькопиритовые руды цементируют агрегаты кварца в концевых частях сульфидных жил. Изменение медистости руд в зависимости от характера вмещающих пород отчетливо видно на рисунке 54. Жильные минералы представлены роговой обманкой, биотитом, кварцем, гранатом и плагиоклазом. Роговая обманка и биотит подвергаются хлоритизации, а плагиоклаз в краевых частях зерен альбитизируется (рис. 48).

Отличительной особенностью руд являются околорудные преобразования инфильтрационного типа — ослюденение, амфиболизация, хлоритизация и окварцевание.

Рассмотренные выше основные особенности руд Аллареченских месторождений и рудопроявлений позволяют объединить их в две крупные генетические группы — сингенетические руды (I) *, тесно связанные с гипербазитами, и эпигенетические (II, III, IV), контролируемые зонами смятия и дробления.



Рис. 48. Каемки альбита вокруг плагиоклаза в жильных рудах месторождения Восток.

Скв. 221, увеличение 22, с анализатором.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Основные черты минерального состава рассматриваемых руд типичны для большинства медно-никелевых сульфидных месторождений мира. Специфично лишь повышенное содержание пентландита в эпигенетических рудах.

Пирротин. Главнейший рудный минерал, составляющий 50—70% сульфидной массы. Исключение составляют руды экзоконтактов и концевые части сульфидных жильных руд, в которых его количество не превышает 10—15%.

Выделены две генерации пирротина: пирротин сингенетических руд (I) и пирротин эпигенетических руд (II).

Пирротин I представлен: 1) очень мелкой эмульсионной вкрапленностью в ортопироксене; 2) каплевидными включениями в оливине;

* В вопросах генетической классификации типов руд авторы несколько расходятся. В. В. Проскуряков считает, что руды, рассматриваемые в настоящей работе как сингенетические, следует относить к бедно-вкрапленным рудам смешанного генезиса, в которых основная часть сульфидов сформировалась в результате реакций сульфуризации. Сингенетическая рудная вкрапленность сохраняется, по его мнению, только в виде сульфидных шариков в реликтах оливина и имеет резко подчиненное значение.

3) сидеронитовыми вкрапленниками. Цвет пирротина белый с коричневатым оттенком, анизотропия отчетливая, слабо магнитен. Замещается магнетитом II, хлоритом, антигоритом (рис. 49) и актинолитом, а около зон рассланцевания — пиритом и марказитом. Пирротин I_3 иногда обнаруживает простое двойникование и содержит обильные пламенивидные вросстки пентландита, интерпретируемые как результат распада твердого раствора. Пирротин эмульсионной вкрапленности встречен только в ортопироксене краевых частей гипербазитовых тел. Характерна одинаковая ориентировка нескольких соседних друг с другом включений, которые образуют «поля» округлых очертаний, формой и размерами напоминающие зерна оливина. Возможно, что пирротины этого типа являются



Рис. 49. Замещение сульфидов сингенетической вкрапленности серпентинитом.

Месторождение Аллареченское, скв. 3, увеличение 25, без анализатора.

реакционными образованиями, возникающими в процессе сульфуризации оливина (Куллеруд, Йодер, 1965; Золотухин, 1966).

Пирротин II представлен: 1) пирротинном интерстициальной и метасоматической вкрапленности в эпигенетических вкрапленных рудах; 2) пирротинном жильных руд. Цвет пирротина кремовый, очень сильное двуотражение и анизотропия, сильная магнитность. Пирротин сложно сдвойникован и содержит обильные неправильные и жилородные выделения пентландита. Форма зерен самая различная. Замещается халькопиритом II, пиритом и марказитом.

По данным рентгеноанализа, пирротин I представлен троилитом и гексагональным пирротинном, а пирротин II — моноклинным пирротинном или смесью моноклинного пирротина с гексагональным (табл. 10). Исследование предварительно окисленного аншлифа из зоны перехода от сидеронитовых руд к богатым вкрапленным эпигенетическим рудам показало, что моноклинный пирротин развивается вдоль трещин в гексагональном пирротине. Это совпадает с наблюдениями А. Д. Генкина на различных месторождениях Союза (Генкин и др., 1963).

Сернистость пирротинов увеличивается от сингенетических руд к эпигенетическим с 52,5 ат. % S до 53,6 ат. % S.

Пентландит. Составляет 15—35% сульфидной массы. В отдельных случаях, например в пережимах сульфидных жил на месторождении Восток, его количество возрастает до 80—100%.

Выделены две генерации пентландита.

Пентландит I развит в сингенетических рудах и образует: 1) выделения в пирротине I_2 (до 30% объема каплевидного включения); 2) ориентированные клиновидные, веретенообразные и пламенивидные вроски в пирротине I_3 ; 3) пластинчатые сростки с кубанитом в халькопирите I_2 (Яковлев, Яковлева, 1967); 4) изометрические зерна в сидеронитовых вкрапленниках. Пентландит 2 и 3 образуется в результате распада твердых растворов: пентландит 2 — распада никелистого пирротина, пентландит 3 — распада сложного, возможно халькопентландит-кубанитового (Рамдор, 1962), раствора. Замещается магнетитом II, бравоитом и пиритом (?).

Пентландит II в эпигенетических рудах представлен: 1) мелкими ориентированными вросками в пирротине $II_{1,2}$, аналогичными пентландиту I_2 ; 2) линзовидными и жилородными выделениями в пирротине II, обычно вдоль грубых трещин и контактов зерен; 3) средне- и крупнозернистыми агрегатами [округлые вкрапленники в жильных рудах до 7 см в поперечнике (рис. 50), агрегаты мозаичного и лучистого строения, поперечно-столбчатые жилы и «кокардовые» нарастания на ксенолитах ультраосновных пород в жильных рудах, мелкозазубренные и угловатые зерна в эпигенетических вкрапленных рудах]; 4) идиоморфными порфиروобластами в гнейсах. Замещается халькопиритом II, виоларитом, бравоитом и пиритом.

Химический состав определен только для пентландита II жильных руд из зон смятия (см. табл. 10).

Халькопирит. Составляет 10—40% сульфидной массы. В краевых частях рудных тел, сложенных эпигенетическими рудами, а также в рудах экзоконтакта его содержание поднимается до 70—90%. Выделены две генерации.

Халькопирит I сингенетических руд образует: 1) выделения в каплевидных включениях сульфидов; 2) округлые и неправильные зерна в сростках с пирротинотом и пентландитом сидеронитовых вкрапленников. Содержит пластинчатые вроски кубанита и пентландита, редко валлериита. Вокруг последних Ю. Н. Яковлевым и А. К. Яковлевой (1967) наблюдались каймы халькопирротина. Цвет халькопирита I желтый, анизотропия отчетливая, обычны двойники (халькопирит I_2). Развивается по магнетиту, пирротину и пентландиту первой генерации, образуя неправильные, причудливо изрезанные зерна. В свою очередь замещается магнетитом II.

Халькопирит II эпигенетических руд представлен: 1) неправильными зернами с изрезанными контурами и тонкими жилками во вкрапленных рудах; 2) тонкими просечками в пирротине, пентландите и магнетите, жилками и скоплениями различных форм и размеров в жильных рудах. Для халькопирита II_1 из экзоконтактовой вкрапленности обычны ориентированные срастания с борнитом, а халькопирит II_2 содержит вроски валлериита. Цвет халькопирита II зеленовато-желтый, он сильно анизотропен, почти всегда сложно сдвойникован. Развивается по всем сульфидам. Замещается халькозином и пиритом. Химический состав близок к стехиометрическому (см. табл. 10).

Составы главных рудных минералов Аллареченского месторождения

№ п/п	№ образца	Формула	Атомн. % серы	Параметры ячейки (кХ)				Типы руд	Генерация
				<i>d</i>	<i>a</i> ₀	<i>b</i> ₀	<i>C</i> ₀		
Троилиты									
1	C-226/6	FeS	—	—	—	—	—	I	I ₃
2	C-222/6,4	FeS	—	—	—	—	—	I	I ₃
3	C-221/14,0	FeS	—	—	—	—	—	I	I ₃
Пирротины									
Гексагональный пирротин									
4	C-3/21	Fe ₉ S ₁₀	52,53	—	—	—	—	I	I ₃
5	C-4/28	Fe ₁₀ S ₁₁	52,41	—	—	—	—	I	I ₃
Моноклинный пирротин									
6	C-58/36,6	Fe ₆ S ₇	53,85	—	5,940	3,432	5,691	IV	II ₂
7	C-58/29,2	Fe ₆ S ₇	53,61	—	—	—	—	IV	II ₂
8	C-272/277,8	Fe ₆ S ₇	53,71	—	5,933	3,431	5,687	IV	II ₂
Пентландиты									
9	C-58/29,2	Fe ₄ ^{IV} Ni ₄ ^{IV} (Fe _{0,28} Ni _{0,56} Co _{0,02}) _{0,86} S ₈	—	10,034	—	—	—	IV	II ₃
10	C-218/200,2	Fe ₄ ^{IV} Ni ₄ ^{IV} (Fe _{0,10} Ni _{0,41} Co _{0,07}) _{0,58} S ₈	—	10,015	—	—	—	IV	II ₃
11	C-353/103,1	Fe ₄ ^{IV} Ni ₄ ^{IV} (Fe _{0,28} Ni _{0,61} Co _{0,01}) _{0,90} S ₈	—	10,015	—	—	—	IV	II ₃
Халькопириты									
12	C-109/9,2	Cu _{1,052} Fe _{0,998} S ₂	—	—	—	—	—	II	II ₁
13	C-309/33,6	Cu _{0,992} Fe _{1,017} S ₂	—	—	5,226	—	10,392	III	II ₁
14	C-58/29,3	Cu _{0,991} Fe _{1,026} S ₂	—	—	—	—	—	IV	II ₂
15	C-31/47	Cu _{1,015} Fe _{1,019} S ₂	—	—	—	—	—	IV	II ₂
16	C-226/40,5	Cu _{1,006} Fe _{0,946} S ₂	—	—	—	—	—	IV	II ₂
17	C-242/71	Cu _{0,995} Fe _{1,042} S ₂	—	—	5,283	—	10,414	IV	II ₂
Пириты									
18	387/122,3	(Fe _{0,982} Co _{0,017}) _{0,999} S ₂	—	—	—	—	—	III	—
19	31/48,9	(Fe _{0,977} Co _{0,020}) _{0,997} S ₂	—	—	—	—	—	IV	—
Магнетиты									
20		Fe _{2,03} ⁺³ Fe _{0,95} ⁺² S ₂	—	—	—	—	—	IV	IV

Примечание: 1, 2, 3, 10, 11, 13, 16 — из работы Ю. Н. Яковлева и А. К. Яковлевой (1967); 4, 5, 8, 12, 17, 18 — из коллекции А. Е. Алешуниной; 7, 9, 14 — из коллекции Н. А. Корнилова; 14, 19, 20 — из работы Г. И. Горбунова (1968).

Валлериит и кубанит распространены главным образом в халькопирите и пентландите сингенетических руд. Валлериит встречается в халькопирите эпигенетических руд.

Борнит и миллерит. Довольно широко развиты в рудах экзоконтакта и на участках выклинивания жильных руд в зонах смятия. В гипербази-

тах встречены только в метасоматической вкрапленности рудопоявления Акким. Выделены три разновидности: 1) неправильные зерна борнита с ориентированными вросками халькозина и халькопирита; 2) сплошные массы борнита с крупными округлыми выделениями халькопирита и табличками миллерита; 3) сростки с халькопиритом, пентландитом и пирротинном. Последняя ассоциация, судя по данным Р. Гаррелса и Ч. Крайстона (1968), возможна только при очень низких парциальных давлениях как серы, так и кислорода.

Виоларит. Замещает пентландит в рудах всех типов. Особенно интенсивно виоларитизация пентландита протекает в зонах рассланцевания и трещиноватости, в которых по жильным рудам нередко образу-



Рис. 50. Кристалл пентландита в жильных рудах.

Месторождение Аллареченское.

ются анхимономинеральные агрегаты виоларита с реликтами пентландита и скоплениями марказита и пирита. Образование пирит-виоларитовых руд сопровождается пирит-карбонатными жилками и выделением гематита и гидроокислов железа.

Бравойт. Достаточно широко развит только в зонах виоларитизации среди жильных руд.

Пирит. Присутствует в количестве 1—3% в рудах всех типов. В значительных количествах развит только в связи с пострудными зонами рассланцевания. Образует мирмекитоподобные срастания с халькопиритом (Горбунов, 1968), жилки и гнезда тонкозернистого строения, монокристаллы в карбонатных жилках. Замещает пирротин и халькопирит. Состав пирита близок к стехиометрическому (см. табл. 10). Характерна высокая кобальтоносность.

Магнетит. Распространен во всех типах руд. Содержание варьирует в широких пределах. Выделяется, по крайней мере, пять генераций.

Магнетит I распространен в сидеронитовых рудах: 1) равномерная вкрапленность идиоморфных кристаллов среди первичных силикатов,

характерно постоянное присутствие пластинок ильменита, образующих решетчатую структуру распада твердых растворов; 2) неправильные сростки с ильменитом. Замещается сульфидами сидеронитовой вкрапленности.

Магнетит II связан с ранним метаморфизмом гипербазитов. Образует: 1) вкрапленность, хлопьевидные выделения и прожилки в раннем серпентине; 2) прожилки и зерна, замещающие сульфиды сидеронитовой вкрапленности.

Магнетит III, связанный с аллометаморфизмом гипербазитов, образует пластинчатые сростки со слюдами и хлоритом, хлопьевидную сыпь и неправильные выделения в актинолите, слюдах, пластинчатом серпентине. Часто сопровождается тонкой вкрапленностью пирротина.

Магнетит IV развит только среди жильных руд в виде округленных октаэдрических кристаллов. Корродируется халькопиритом и без замещения обрастает пентландитом. Состав отвечает стехиометрическому (см. табл. 10).

Магнетит V распространен в эпигенетических рудах. Образует жилки, скопления и кружевные массы, замещающие сульфиды жильных и вкрапленных руд. Ассоциирует с пиритом и виоларитом.

Ильменит. Встречается как в ассоциации с магнетитом, так и самостоятельно: 1) вроски в магнетите I_1 и сростания с магнетитом I_2 ; 2) таблитчатые зерна в оливин-карбонат-сульфидных жилах; 3) крупные пластинки в амфибол-талковых породах около кварц-турмалиновых жил на Алдареченском месторождении.

Герцинит. Развит в магнетите I на месторождении Восток и в виде самостоятельных выделений.

Минералы-примеси. Распространены в эпигенетических рудах, главным образом в экзоконтактовых вкрапленных рудах и сульфидных жилах в зонах смятия. Это — сфалерит, галенит, арсенопирит, смальтин, никелин, молибденит, алтаит, мелонит, гессит, силванит, самородное золото, платиноиды и графит.

Оливин. Один из самых распространенных минералов гипербазитов и руд в них. Выделены две генерации.

Оливин I — первично-магматический оливин, образующий пойкилитовые вроски в ортопироксене и самостоятельные изометрические зерна в безрудных гипербазитах (1) и гипербазитах с сидеронитовым оруденением (2). Особенности оливина I достаточно полно разобраны в предыдущих главах работы. Здесь отметим только, что по содержанию NiO , которое колеблется в оливинах обеих разновидностей в пределах 0,23—0,34%, оливин I_1 и I_2 близки друг к другу, а по содержанию фаялитовой молекулы заметно различаются — оливин I_1 содержит 13—18% фаялита, оливин I_2 — 30—33%.

Оливин II развит в «серых» рудах и оливин-карбонат-сульфидных жилах. По отношению к гипербазитам оливин II является вторичным, а образование его связано с формированием руд, на что указывают следующие наблюдения:

1) руды, в которых развит оливин II, приурочены к зонам смятия, т. е. к тем участкам, где степень изменений должна быть, казалось бы, максимальной;

2) оливин II встречается только в богатых рудах, при отсутствии богатого сульфидного оруденения гипербазитовые тела подобной мощности (3—7 м) нацело замещаются актинолититами или амфибол-флогопитовыми породами, среди которых отсутствуют даже редкие реликты первичных минералов гипербазитов;

3) в «серых» рудах, состоящих из оливина и сульфидов, встречаются останцы актинолититов, которые «разъедаются» оливин-сульфидными массами;

4) в «серых» рудах оливин образует крупные порфировласты с четкими ограничениями;

5) сульфиды «серых» руд, замещающие метаморфические минералы — серпентин, хлорит, актинолит, не корродируют оливина II.

Таблица 11

**Железистость оливинов
в рудных оливинитах
Аллареченского месторождения**

№ образцов	Содержание фаялитовой молекулы, %
C-104/26,3	26—28
C-104/26,4	28
C-104/35,7	28
C-104/35,8	26
C-104/37,8	25
C-104/39,6	24
K-2-14	22—26

Характерной чертой оливина II является пониженное содержание в нем NiO — от 0,07 до 0,19%. Железистость оливина варьирует от 22 до 28% (табл. 11).

Различия между оливинами различных генераций и разновидностей по их железистости и содержанию NiO отчетливо видны на рисунке 51.

Гранат. Образует крупные округлые зерна в жильных рудах зон смятия. По составу отвечает альмандину с небольшой примесью пиропы и спессартина.

Карбонаты. По химическому составу соответствуют железистому доломиту (Гончаров, 1965) и образуют кристаллы до 15 см в поперечнике среди оливин-карбонат-сульфидных руд. Корродируются сульфидами.

Апатит. По составу отнесен к фтор-апатиту с низким содержанием редких земель (Гончаров, 1965). Развиг в оливин-карбонат-сульфидных рудах.

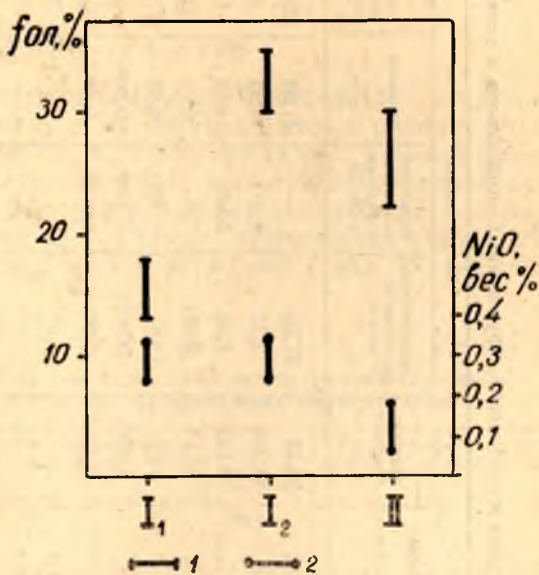


Рис. 51. Некоторые особенности состава оливинов разных генераций.

1 — колебания железистости; 2 — колебания содержания NiO.

Содержания и соотношения рудогенных компонентов в основных типах руд Аллареченского месторождения

Компоненты	Единицы измерения	Аллареченское					Восток				
		сингенетические I	вкрапленные метасоматические II	вкрапленные метасоматические III	жилые IV ₂	среднее по месторождению	сингенетические I	вкрапленные метасоматические II	вкрапленные метасоматические III	жилые IV ₂	среднее по месторождению
Fe	%	13,72	27,29	—	41,08	25,61	19,07	22,66	—	36,07	21,78
Ni	"	0,284	3,32	0,291	11,23	3,95	0,320	2,53	0,402	6,71	1,66
Cu	"	0,143	1,58	0,546	4,02	1,77	0,155	1,18	0,450	2,53	0,83
Co	"	0,013	0,051	—	0,16	0,075	0,023	0,045	—	0,097	0,34
S	"	1,61	13,85	—	26,95	12,33	1,72	8,68	—	18,60	6,76
Se	"	0,0004	0,0021	0,0008	0,008	0,0027	0,0006	0,0022	0,0009	0,0038	0,0017
Te	"	0,0002	0,0014	0,0020	0,0025	0,0012	0,0003	0,0004	0,0006	0,006	0,0004
Pt+Pd	г/т	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	0,6
Au	г/т	—	—	—	—	сл	—	—	—	—	1,0
Ag	г/т	0,1	—	—	24,3	2,1	0,2	—	—	30,0	3,0
Ni : Cu	—	1,98	2,10	0,53	2,79	2,23	2,04	2,14	0,90	2,66	2,00
Ni : Co	—	22	65	—	70	53	14	59	—	69	49
Ni : Fe	—	0,02	0,12	—	0,27	0,15	0,02	0,11	—	0,19	0,08
Ni : S	—	0,18	0,24	—	0,42	0,32	0,19	0,29	—	0,36	0,25
100 · Co : S	—	0,81	0,51	—	0,60	0,60	1,34	0,49	—	0,52	0,50
Fe : S	—	1,34	1,31	—	1,20	1,21	1,33	1,25	—	1,21	1,26
Cu : S	—	0,09	0,11	—	0,15	0,14	0,09	0,14	—	0,14	0,12
1000 · Se : S	—	0,25	0,15	—	0,30	0,22	0,35	0,25	—	0,20	0,25
Пентландит	%	10,3	38,8	—	42,8	—	8,6	30,3	—	37,5	—
Халькопирит	"	5,2	18,6	—	15,3	—	4,2	14,4	—	14,1	—
Пирротин	"	84,5	42,6	—	41,9	—	87,2	55,3	—	48,4	—

Кроме перечисленных минералов в эпигенетических рудах широко развиты серпентин, амфиболы, хлорит, кварц и плагиоклаз.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ

Вышеизложенные данные о минеральном составе оруденения подтверждают вывод о наличии на месторождении руд двух генетических групп и позволяют выделить парагенетические ассоциации, характеризующие руды отдельных типов.

1. Сингенетические сидеронитовые руды (I): пирротин I, пентландит I, халькопирит I, кубанит, валлериит, магнетит I₂ в сростках с ильменитом, герцинит; структуры распада твердых растворов: пирротин-пентландит, пентландит-валлериит, халькопирит-кубанит-пентландит.

2. Эпигенетические руды в гипербазитах (II): 1) пирротин II₁, пентландит II_{1,2,3}, халькопирит II₁, магнетит III; структуры распада твердых растворов: пирротин-пентландит (редки); 2) халькопирит, борнит, миллерит, пентландит, пирротин.

3. Эпигенетические руды в породах-экзоконтакта (III): пирротин II₁, пентландит II_{1,2,3}, халькопирит II₁, борнит, миллерит, минералы-примеси.

4. Эпигенетические жильные руды (IV): пирротин II₂, пентландит II_{1,2,3}, халькопирит II₂, магнетит IV, борнит, миллерит, валлериит; дополнительно в рудах IV₁ развит ильменит, а в рудах IV₂ — минералы-примеси; структуры распада твердого раствора: пентландит-пирротин.

5. Дисульфидизированные руды — пирит, марказит, виоларит, бравоит, халькозин, магнетит V, гематит.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУД

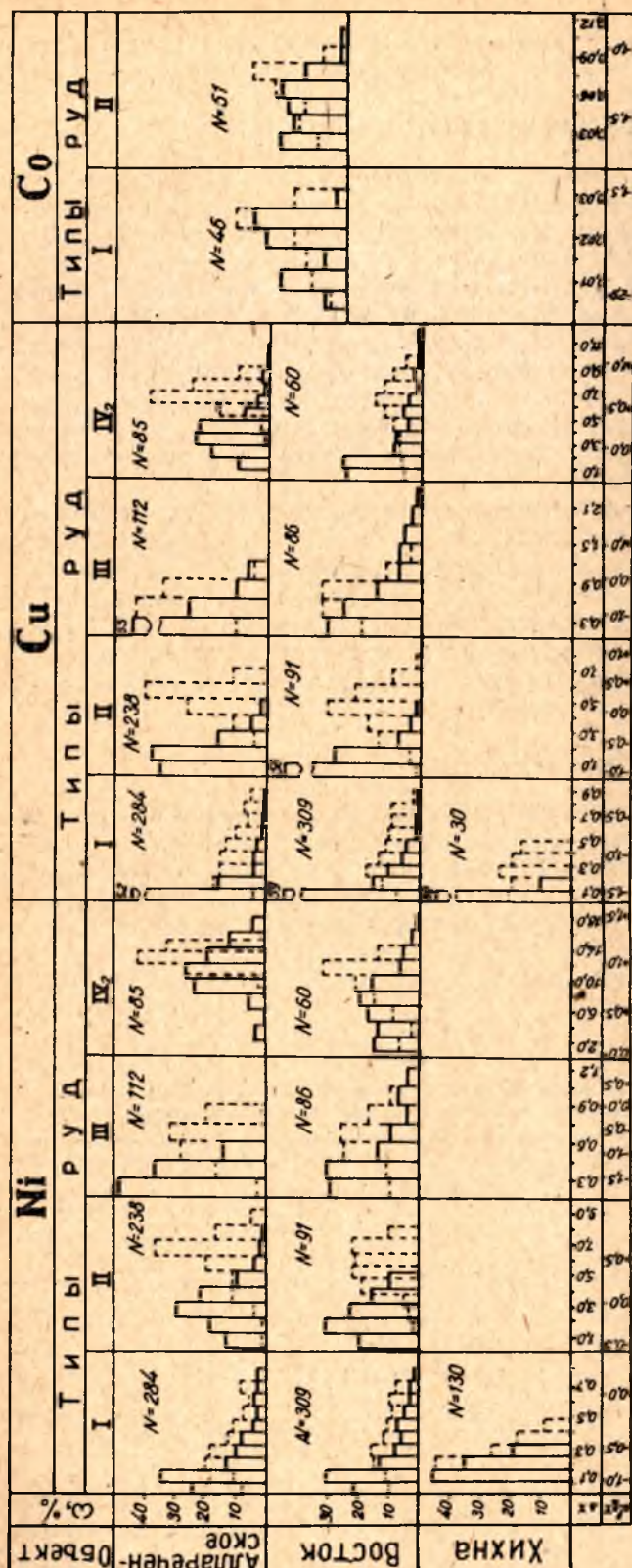
Материалом для характеристики химического состава руд послужили анализы проб на никель и медь (1365), никель, медь и кобальт (97), железо, серу, селен, теллур (45), благородные металлы и элементы-примеси (25). Изучались особенности изменения нормативного состава руд в разрезах рудных тел (рис. 54), распределение содержаний главных компонентов руд (табл. 12, рис. 52), а также соотношения (табл. 12), корреляционные связи и характер парной регрессии (табл. 13, рис. 53) между ними.

Таблица 13

Общие (г) и частные (р) коэффициенты корреляции между рудообразующими компонентами в некоторых типах руд Аллареченских месторождений

Компоненты	Сидеронитовые руды, N=46		Эпигенетические вкрапленные руды, N=51		Компоненты	Эпигенетические вкрапленные и жильные руды, N=30	
	г	р	г	р		г	р
Ni—Cu	+0,83	+0,85	+0,24	+0,34	S—Se	+0,91	+0,85
Ni—Co	+0,28	+0,42	+0,88	+0,89	S—Te	+0,65	+0,19
Cu—Co	+0,06	—0,33	+0,08	—0,28	Se—Te	+0,65	+0,19
r ₀₁	0,50	0,51	0,36	0,31	r ₀₁	0,46	0,48

Никель, медь, кобальт. Несмотря на резкие различия в содержании распределение компонентов во всех типах руд близко к логнормальному.



Сульфидный никель связан с пентландитом, медь — с халькопиритом, кобальт самостоятельных соединений не образует и входит главным образом в пентландит, что подтверждается близкими величинами отношений $Ni:Co$ в эпигенетических рудах (59—70) и $Ni:Co$ в пентландитах этих же руд (51—75).

Исследование корреляционных зависимостей между компонентами обнаружило их специфичность для каждого типа руд.

В сидеронитовых рудах связь $Ni-Cu$ прямая, линейная и близка к функциональной. Величины Γ_{Ni-Cu} не опускаются ниже $\pm 0,72$. В выборке, составленной из анализов на никель, медь и кобальт, связь $Ni-Cu$ прослеживается без изменения в матрицах общей и частной корреляции. Особенностью руд является отсутствие связи $Ni-Co$.

Рис. 52. Гистограммы распределения никеля, меди и кобальта в различных типах руд месторождений и рудопроявлений Аллареченского района.

Сплошные линии — гистограммы распределения компонентов в натуральной форме, пунктирные линии — то же в логарифмической.

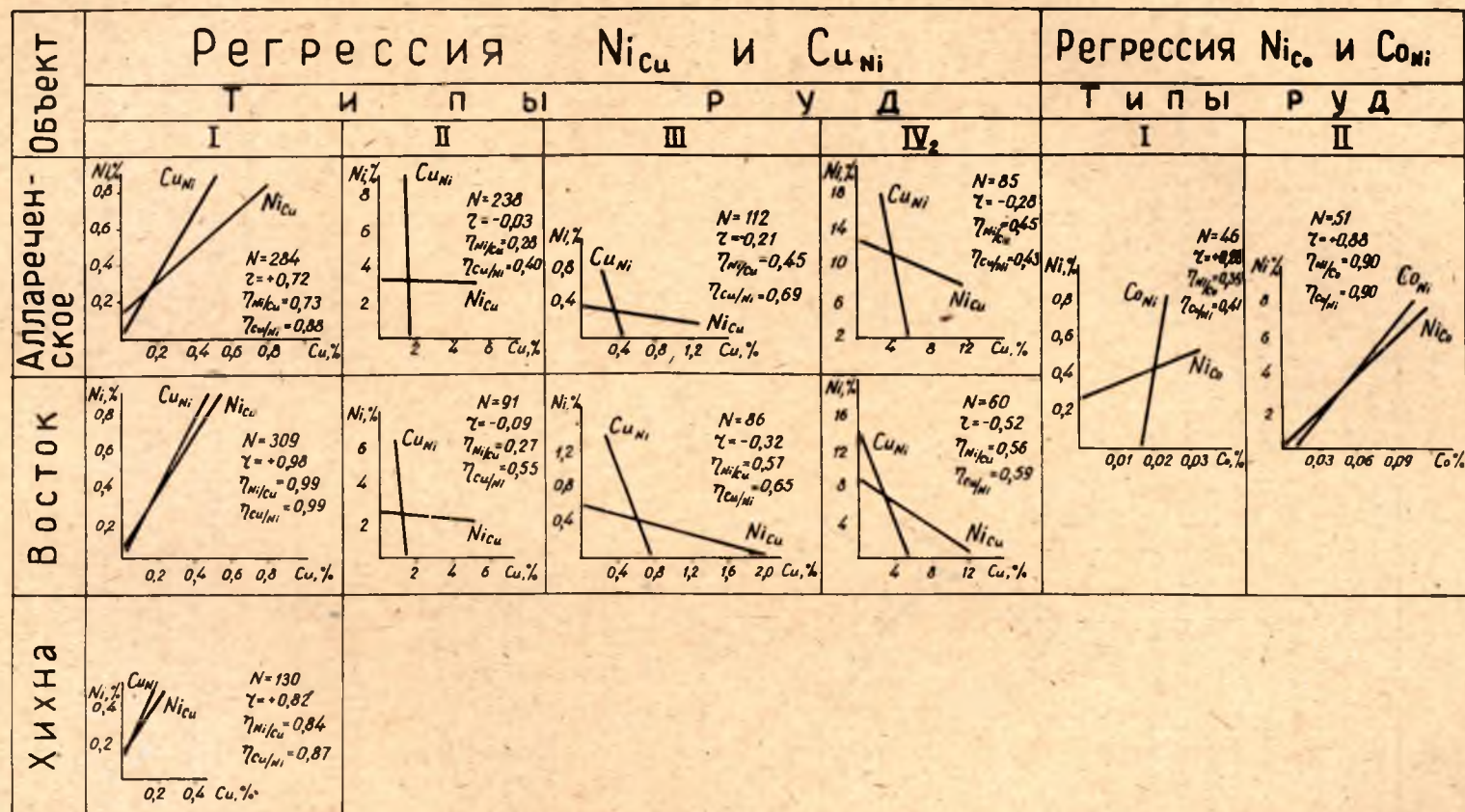


Рис. 53. Характер парной регрессии между основными компонентами в различных типах руд месторождений и рудопромыслов Аллареченского района.
 N — число проб; r — коэффициент парной корреляции; $r_{Ni/Cu}$ и $r_{Cu/Ni}$ — корреляционные отношения.

В жильных и экзоконтактовых рудах связь Ni—Cu обратная, близкая к линейной, но слабая.

Наконец, в эпигенетических вкрапленных рудах в гипербазах связь Ni—Cu отсутствует и руды занимают как бы промежуточное положение между сидеронитовыми и жильными, что, видимо, отражает особенности их формирования: с одной стороны, переотложение вкрапленности сульфидов магматической стадии, с другой — извлечение никеля и железа из силикатов и привнос компонентов из рудных жил. Связь Ni—Co прямая, линейная, функциональная.

Чрезвычайно интересно поведение отношений компонентов, и особенно отношения Ni—Cu. В сидеронитовых рудах оно близко к постоянному (пределы колебаний 1,5—3,9), что согласуется с минералогическими наблюдениями за составом вкрапленников и с данными

о нормативном составе руд. В жильных рудах величина отношения Ni:Cu варьирует от 0,02 до 222, изменяясь в зависимости от состава вмещающих пород и структурного положения данного участка рудного тела. Средние величины отношения, отвечающие рудам в кислых породах, амфиболитах и гипербазах, составляют 1,3, 4,5 и 6,8 соответственно. На диаграмме нормативного состава руд (см. рис. 54) хорошо заметно увеличение содержания халькопирита с переходом от руд в гипербазах к жилам в кислых породах, а на плане Верхней залежи месторождения Восток (рис. 55) — повышение медистости к краевой части рудного тела. Наибольшей медистостью обладают вкрапленные руды экзоконтакта (средняя величина отношения 0,90 для

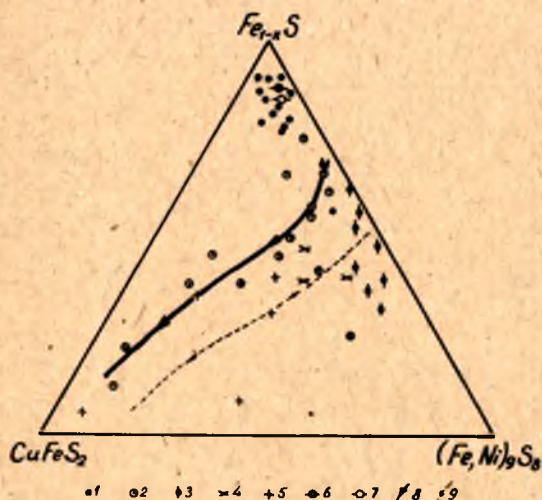


Рис. 54. Нормативный состав руд Аллареченских месторождений.

1 — сидеронитовые руды; 2 — эпигенетические вкрапленные руды в гипербазах; 3 — жильные руды в гипербазах; 4 — жильные руды в полевошпатовых амфиолитах; 5 — жильные руды в гнейсах и гранитах; 6 — средний состав сидеронитовых руд месторождения Восток; 7 — средний состав сидеронитовых руд месторождения Аллареченское; 8 — линия изменения нормативного состава эпигенетических вкрапленных руд в гипербазах; 9 — то же для жильных руд.

месторождения Восток и 0,53 для Аллареченского). В эпигенетических вкрапленных рудах в гипербазах отношение довольно изменчиво (0,2—8,4). В направлении контактов рудных тел медистость возрастает.

От сидеронитовых руд к жильным величина отношения Ni:Cu увеличивается. В этом же направлении растут отношения Ni:Fe и Ni:Co. Для отношения Ni:Co характерны сильная изменчивость в сидеронитовых рудах (7—66) и сравнительно небольшие колебания в эпигенетических (59—88 во вкрапленных и 66—96 в жильных рудах).

Приведенные данные свидетельствуют о возрастании роли никеля от ранних стадий рудообразования к поздним. Это обстоятельство интерпретируется нами как доказательство существования дополнительного, кроме сульфидов магматической стадии, источника никеля эпигенетического оруденения.

Сера. Основными особенностями поведения серы являются рост ее содержания в соединениях с железом от сидеронитовых руд к жильным (уменьшение отношения Fe:S) и одновременное повышение роли соединений серы с никелем и медью (увеличение отношений Ni:S и Cu:S). Первое согласуется с изменением состава пирротинов от троилитов до моноклинных пирротинов и с замещением гексагонального пирротина моноклинным. Второе проявляется в увеличении относительного содержания пентландита в эпигенетических рудах в 3—4 раза по сравнению с сидеронитовыми.

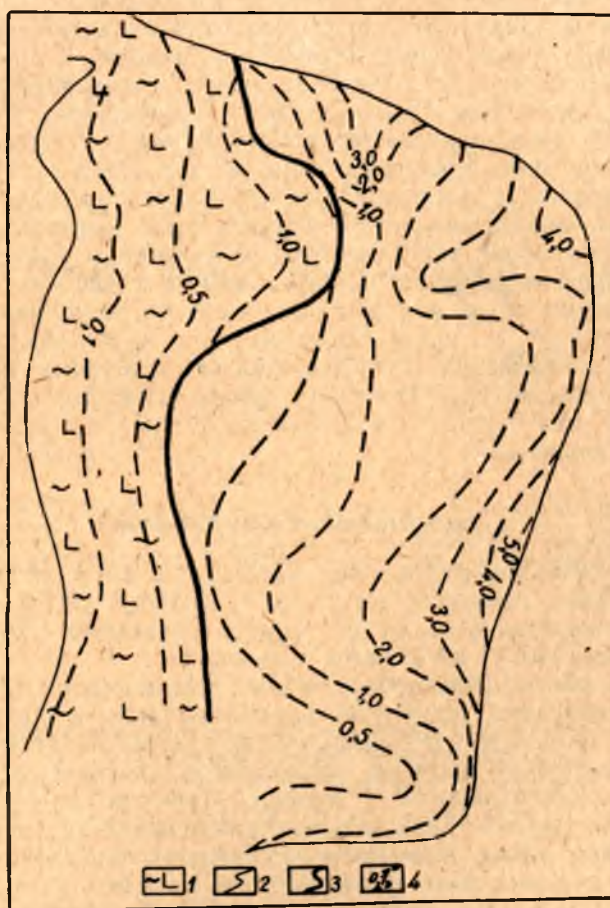


Рис. 55. Изменение медистости руд Верхней залежи месторождения Восток (в плане).

1 — амфиболизированный гипербазит; 2 — контур залежи; 3 — граница между гипербазитами и жильными рудами; 4 — изолинии содержаний меди, вес. %.

Эти обстоятельства, на наш взгляд, также подтверждают существование дополнительного к сульфидам сидеронитовой вкрапленности источника никеля и серы эпигенетических руд.

Селен и теллур. Их содержания измеряются тысячными и десяти-тысячными долями процента.

Селен собственных минералов не образует и, судя по результатам корреляции, замещает серу в сульфидах (см. табл. 13). Роль селена

растет от сингенетических руд к жильным (увеличение отношения Se:S от 0,14 до 0,20 и от 0,12 до 0,30 на месторождениях Восток и Алла-реченское, соответственно).

Теллур образует ряд самостоятельных минералов, содержание которых максимально в рудах экзоконтакта и в жильных рудах. Возможно, что часть теллура изоморфно замещает серу и селен в сульфидах ($\text{г}_{\text{S-Te}} = +0,65$; $\text{г}_{\text{Se-Te}} = +0,65$).

Золото. Наиболее обычны содержания 0,1 г/т и менее.

Серебро. Входит в состав теллуридов. Содержания колеблются от 0,1 г/т в сидеронитовых рудах до 30 г/т в жильных.

Платиноиды. Образуют серию самостоятельных минералов. Содержания необычно низки — ниже содержания золота.

Элементы-примеси. Это установленные спектральным анализом цинк, свинец, молибден, мышьяк, бор. Содержания колеблются от 0,003 до 0,01%. Обнаруживаются в эпигенетических рудах. В сингенетических рудах устанавливается ванадий (до 0,02%).

Таким образом, руды различных типов отличаются величинами содержаний полезных компонентов, нормативным составом и закономерностями его изменения, характером связей между никелем, медью и кобальтом, пределами колебаний и величинами отношений между ними. Величины отношений между рудообразующими компонентами закономерно изменяются от сингенетических руд к жильным: отношения Ni:Cu , Ni:Co , Ni:Fe возрастают, отражая относительное увеличение содержаний никеля в эпигенетических рудах; снижение отношения Fe:S подтверждает рост сернистости сульфидов в жильных рудах по сравнению с сидеронитовыми.

ОКОЛУРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Вблизи контактов рудных тел, сложенных сингенетическими рудами, околорудные изменения отсутствуют, поэтому здесь рассматриваются преобразования вмещающих пород, связанные с рудными телами, сложенными эпигенетическими рудами.

Оливин-карбонат-сульфидные жилы. Вмещающими породами жил являются гипербазиты. Изменения около них слабы и чаще всего отсутствуют вовсе, однако в отдельных случаях удается наблюдать образование метасоматической колонки следующего строения: (гипербазит) — серпентинит — клинохлоровая порода — тремолитит — (оливин-карбонат-сульфидная жила). Мощность зоны изменений не превышает 1 см.

Сульфидные жилы. Изменения вмещающих пород около жил этого типа наиболее интенсивны и разнообразны. Основные типы разрезов контактово-реакционных серий приведены на рисунке 56, а результаты исследования химизма наиболее распространенных серий на рисунке 57. Несмотря на значительные вариации строения метасоматических колонок, возникающих на контактах жил с различными породами, им присущи некоторые общие черты: во всех случаях образуются породы, содержащие гранат, биотит и роговую обманку; порядок минеральных зон в разрезах любого типа в целом одинаков: биотит+гранат—роговая обманка—актинолит (для гипербазитов) или плагиоклаз (для кислых пород); контакты между зонами резкие, а состав минералов в пределах каждой зоны конкретного разреза неизменен; в разрезах всех типов происходит привнос во вмещающие породы кальция, железа, никеля, меди, кобальта и серы, одновременно из гипербазитов выносятся магний, из полевошпатовых амфиболитов — магний, кремний, натрий и калий, а из кислых пород — кремний, натрий, калий и алюминий;

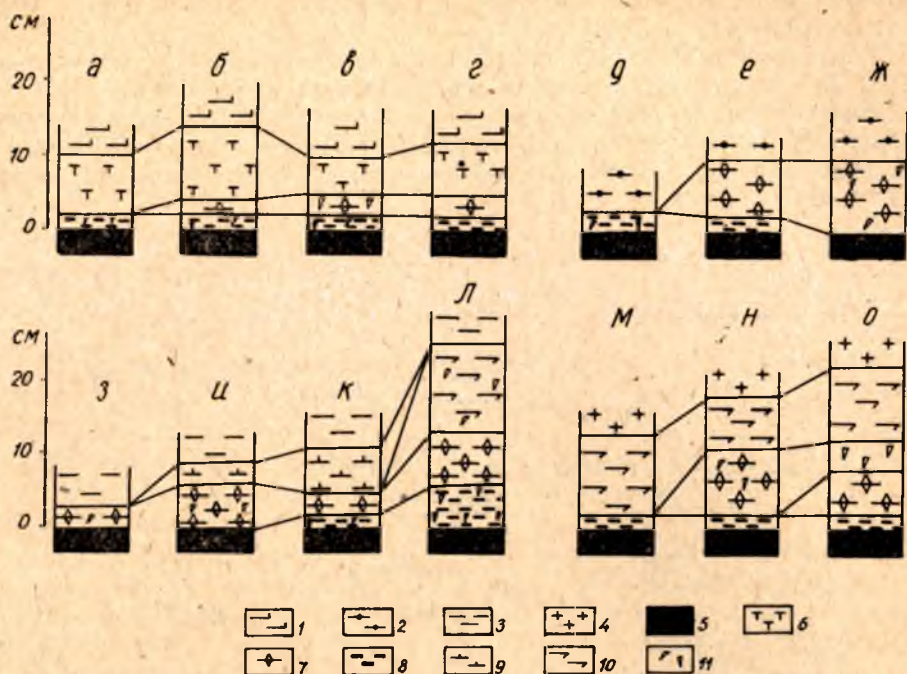


Рис. 56. Типы разрезов через контакты рудных жил Аллараченских месторождений с вмещающими породами.

а—е, з—о — месторождение Аллараченское; ж — месторождение Восток.
1 — амфиболизированный гипербазит; 2 — амфиболит полевошпатовый; 3 — гнейс биотитовый и биотит-амфиболовый; 4 — гранит; 5 — жильная руда; 6 — актинолит-флогопитовая порода; 7 — роговообманковая порода; 8 — биотитовый сланец; 9 — плагиоклаз-биотит-роговообманковая порода; 10 — плагиоклазит; 11 — гранат.

Таблица 14

Величины относительного привноса (+) и выноса (—) компонентов в контактах жильных руд с вмещающими породами

Компоненты	Гипербазит	Амфиболит полевошпатовый	Гнейс	Примечание
Al	—1	+4	—3	Величины относительного привноса — выноса определялись по формуле $\Delta_i = \frac{\sum \Delta P_i}{\sum \Delta P_{oi}} \cdot 100\%,$ где Δ_i — относительный привнос — вынос, $\sum \Delta P_i$ — кол-во компонента во всех зонах изменений, г; $\sum \Delta P_{oi}$ — первоначальное кол-во компонента, г.
Ti	+6	—10	+339	
Si	+8	—4	—26	
Mg	—48	—3	+511	
Ca	+15	+2	+186	
Na	+64	—22	—74	
K	+788	—16	—61	
Fe	+27	+40	+546	
Ni	+13	+143	+2340	
Cu	+822	Очень велик	+6560	
Co	+43	" "	+1050	
S	+26	+2370	+2040	

привнос—вынос компонентов преобладает над их перемещением внутри зон изменения (табл. 14).

Указанные особенности контактовых образований позволяют трактовать их как инфильтрационные (Коржинский, 1951, 1969).

Эпигенетические вкрапленные руды в гипербазитах. Изменения амфиболитов, гнейсов и гранитоидов, вмещающих рудные тела, сложенные рудами этого типа, аналогичны изменениям около сульфидных жил.

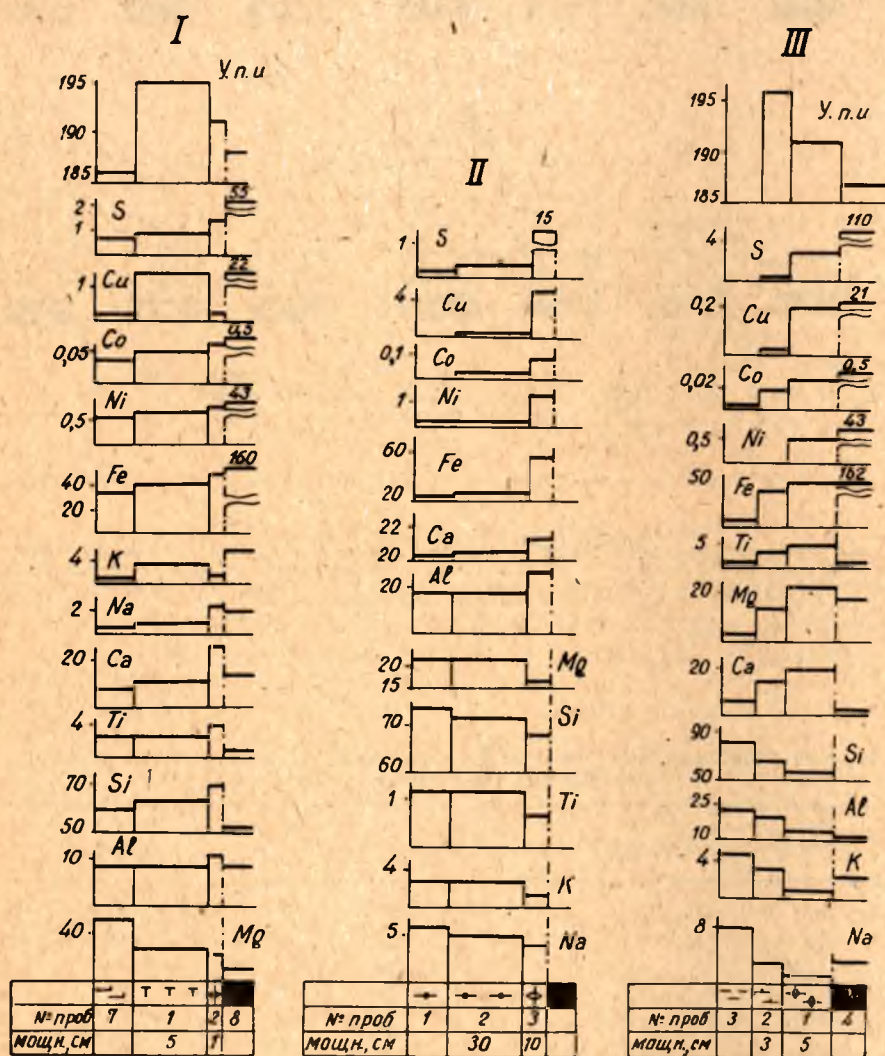


Рис. 57. Графики, иллюстрирующие привнос — вынос компонентов в зонах околорудных изменений. Привнос — вынос в граммах на 100 куб. см, условный потенциал ионизации (Y. p. i.) в ккал/моль.

I — контактовая серия гипербазит — сульфидная руда; II — контактовая серия полевошпатовый амфиболит — сульфидная руда; III — контактовая серия гнейс — сульфидная руда. Обозначения см. на рис. 56.

Глава V

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕНЕЗИСА СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД

Обзор современных представлений о генезисе медно-никелевых руд северо-западной части Кольского полуострова

В герпетической литературе, посвященной медно-никелевым рудам северо-западной части Кольского полуострова, нашли отражение три гипотезы их образования — ликвационно-магматическая, гидротермальная и метаморфическая.

Основные положения этих гипотез сводятся к следующему.

Сторонники ликвационно-магматической гипотезы (Hausen, 1926; Tanner, 1928; Väyrynen, 1938; Котульский, 1946, 1947, 1948; Мурашов, 1947; Холмов, 1958; Горбунов, 1968 и др.) по большей части развивают идеи Е. Хоу (Howe, 1914) и А. Бетмана (Bateman, 1917) об абиссальной ликвации в основных-ультраосновных магмах и полагают, что рудное вещество поступает в виде сульфидного расплава, кристаллизация которого после выделения силикатных фаз приводит к образованию руд. Перерыв во времени между становлением интрузива и образованием жильных руд невелик, а роль послемагматических процессов несущественна.

Приверженцы гидротермальной гипотезы (Yates, 1948; Davidson, 1946; Елисеев, 1958; Елисеев и др., 1956, 1961), признавая генетическую связь медно-никелевых руд с магмами основного-ультраосновного состава, полагают, что рудное вещество обособляется от силикатов в виде водного раствора, отделяющегося от кристаллизующегося расплава. Из этого раствора и происходит отложение основной массы руд как жильных, так и вкрапленных. Процесс рудообразования завершается гидротермальным метаморфизмом, сопровождающимся перераспределением рудного вещества.

В последние годы Е. К. Козловым (1960, 1961) была высказана идея о преобладающей роли метаморфических явлений в образовании медно-никелевых руд, связанных с докембрийскими областями. По его мнению, эпигенетические руды могут возникать вследствие переотложения сульфидов сингенетичной вкрапленности под влиянием процессов региональной метаморфизма и гранитизации.

В представлениях о генезисе Аллареченских месторождений преобладают ликвационно-магматическая и метаморфическая гипотезы, часто в сочетании друг с другом.

Ликвационно-магматическая гипотеза наиболее последовательно применена Г. И. Горбуновым (1968). По его представлениям, после

абиссальной ликвации происходило внедрение сульфидно-силикатного расплава, дифференциация которого *in situ* привела к образованию сидеронитовых руд (бедно-вкрапленных и рудных оливинитов) и обособлению значительной части рудного вещества в виде самостоятельного сульфидного расплава, длительное время сохранявшегося в прикорневой части интрузива. В расплаве концентрировались щелочи и летучие, обусловившие автометаморфизм и рудный метасоматоз гипербазитов. После становления гипербазитов, их автометаморфизма, внедрения жил гранитов и образования тектонического нарушения по западному краю Аллареченского интрузива рудный расплав отжимался в трещины, формируя жильные эпигенетические руды. Воздействие метаморфических процессов выразилось в перекристаллизации и динамометаморфизме руд.

Сходную точку зрения высказывает А. Е. Алешунина. В отличие от Г. И. Горбунова она относит рудные оливиниты к эпигенетическим образованиям и считает, что кристаллизация сингенетической вкрапленности и внедрение сульфидных масс, сформировавших эпигенетические руды, разделены процессом регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.

А. И. Богачев (Богачев и др., 1966; Богачев, Горелов, 1968) связывает образование всех вкрапленных и оливин-карбонат-сульфидных руд с процессами ликвации и магматической дифференциации, а образование сульфидных жильных руд в зонах смятия — с переотложением первичной вкрапленности под влиянием регионального метаморфизма и гранитизации.

Близкой точки зрения придерживаются Н. А. Корнилов (1962, 1963), Ю. Н. Яковлев и А. К. Яковлева (1967), с той разницей, что они относят к эпигенетическим не только жильные, но и часть богатых вкрапленных руд (рудные актинолиты), считая причиной их образования процессы регионального метаморфизма.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Любая генетическая концепция, предлагаемая для Аллареченских месторождений, должна учитывать следующие факты:

1. В ряде массивов (Аллареченский, Восточный, отдельные тела участков Акким и Хихнаярви) развито бедное сидеронитовое оруденение, отличающееся специфическими чертами минерального и химического состава.

2. Широкое развитие имеют эпигенетические руды, как вкрапленные, так и жильные, которые залегают только в зонах смятия и дробления, наложенных на гипербазиты с сидеронитовым оруденением.

3. Эпигенетические вкрапленные руды образуют ореол вокруг жильных руд.

4. Сидеронитовые руды преобразуются во вкрапленные руды с метасоматическими структурами.

5. Образование эпигенетических руд отделено от момента становления массивов и образования сингенетических руд значительным промежутком времени, в который укладываются процессы изменения и будиная гипербазитов, внедрение гранитных жил и формирование рудо-контролирующих нарушений: процессы изменения гипербазитов, которые относятся к метасоматическим и во всех случаях приводят к однотипной зональности тел, накладываются на сидеронитовые руды, тогда как эпигенетическая вкрапленность замещает метаморфические мине-

ралы; сидеронитовые руды прорываются жилами кислых пород, а они в свою очередь рвутся рудными жилами и импрегнируются эпигенетическими сульфидами.

6. К центральным частям зон смятия приурочены наиболее богатые вкрапленные эпигенетические руды, в них сульфиды ассоциируют с оливином, развивающимся по серпентину, хлориту и актинолиту; сульфиды этих руд замещают метаморфические минералы, но не затрагивают оливина.

7. Образование эпигенетических руд сопровождается интенсивными околорудными преобразованиями вмещающих пород, особенности которых позволяют относить их к инфильтрационным.

8. На всех стадиях изменений гипербазитов, в том числе и при рекристаллизации оливина, происходит обеднение силикатной части пород никелем, кобальтом и железом.

9. В гипербазитах, залегающих среди пород с пирротинным оруденением, наблюдается увеличение содержаний сульфидного никеля от центральных частей массивов к краевым; в ряде случаев эпигенетическое оруденение появляется в массивах гипербазитов, не содержащих сингенетической вкрапленности сульфидов.

В рамках вышеизложенных генетических представлений исследователей, изучавших месторождения района, не находят объяснения такие факты, как обеднение силикатов никелем и железом, приуроченность наиболее свежих разновидностей гипербазитов к зонам смятия, закономерное зональное строение как тел гипербазитов, так и рудных залежей эпигенетического типа и т. д.

В то же время приведенные данные позволяют, поддерживая гипотезу о метаморфогенном происхождении руд и не отрицая существования магматического рудообразования, отводить решающую роль в рудогенезе привносу серы и извлечению никеля и железа из силикатных минералов. Тем самым допускается возможность образования эпигенетических медно-никелевых руд не только вследствие переотложения сульфидов первично-магматической вкрапленности, но и в результате процессов изменения и последующей сульфуризации гипербазитов, стерильных в отношении первично-магматического сульфидного оруденения.

Сопоставление изложенных ранее материалов дает возможность выделить на месторождениях два этапа рудообразования: магматический — образование сидеронитовых руд и метаморфический — образование эпигенетических руд. Несколько позже проявляются процессы изменения руд — их динамометаморфизм и дисульфидизация в зонах пострудных нарушений.

Магматический этап. Судя по наличию расслоенных каплевидных включений, установленных Г. И. Горбуновым (1968) в оливинах Аллареченского массива и обнаруженных нами в оливинах массива оз. Копос, появление первично-магматических сульфидов обязано процессам ликвации, которые происходили до начала кристаллизации силикатов. По мере кристаллизации оливина и ортопироксена отликвировавший сульфидный расплав накапливался в межзерновых пространствах силикатов. Кристаллизация его в последующем привела к образованию бедной сидеронитовой вкрапленности сульфидов.

Для реализации процесса ликвации необходимо, чтобы концентрация серы превышала предел ее растворимости в силикатном расплаве. В гипербазитах Аллареченских месторождений содержание серы, определенное по ее среднему содержанию в сидеронитовых рудах, составляет 1,6—1,7%. Это несколько превышает предел растворимости

серы в расплаве, соответствующем составу гипербазитов района: согласно работам Я. И. Ольшанского (1947, 1950, 1951), растворимость серы в железистом силикате, содержащем 30% SiO_2 , не превышает 2,5%, в расплавах, содержащих MgO . Эта цифра несколько снижается, а при небольших (около 3%) добавках глинозема, кальция и щелочей составляет менее 1,1%.

Распределение металлов между силикатным и сульфидным расплавами зависит прежде всего от их сродства к сере и кислороду. А. А. Маракушев (1969б) приводит следующий ряд, в котором степень сродства к сере уменьшается: Cu—Ni—Co—Fe .

Наибольшей халькофильностью обладает медь, благодаря этому она совершенно не входит в силикаты, что подтверждается как нашими данными, так и результатами других исследований (Гинзбург, Роговер, 1960).

Никель переходит в сульфидный расплав не полностью. Часть его связывается в оливине вследствие изоморфизма в ряду $\text{Fe}^{2+}\text{—Mg—Ni}$ (Ringwood, 1956). По данным различных авторов (Панкратов, Смирнова, 1960; Генкин и др., 1963; Häkli, 1963 и др.), в оливинах содержится 0,28—0,34% NiO , причем эти цифры не являются предельными (Борисенко, 1966). Для гипербазитов Аллареченского района содержание NiO в оливинах составляет 0,23—0,34% и подтверждается наличием в корреляционных матрицах проходящей связи Ni—Mg (Кочнев-Первухов, 1970, 1971б).

Распределение кобальта на всем протяжении магматического процесса определяется не только его изоморфизмом с никелем, но главным образом изоморфизмом с двухвалентным железом (Санделл, Голдич, 1952). Видимо, этим объясняется повышенное содержание кобальта в железистом оливине (0,043% CoO) относительно магнезиального (0,024%) и сравнительно высокие содержания CoO в магнетите (до 0,07%).

Различное поведение металлов отражается и на характере связей Ni—Cu и Ni—Co в сидеронитовых вкрапленных рудах. Линейная функциональная связь Ni—Cu отражает равномерное распределение никеля и меди в расплаве и одновременное обособление значительной части их в самостоятельную жидкость, что согласуется с постоянством нормативного состава сидеронитовых руд и с малыми вариациями отношений компонентов в этих рудах. Слабая связь Ni—Co следует из различного поведения никеля и кобальта в магматическом процессе. Л. Уэйджер и Р. Митчелл (1952) пришли к выводу, что связь Ni—Co в образованиях магматической стадии должна быть близка к нулю. Это в полной мере подтверждается материалами Аллареченских месторождений.

Одновременно с накоплением сульфидного расплава происходила, вероятно, концентрация воды и летучих в виде остаточного раствора, обусловившего в соединении с водной фазой, которая отделялась от кристаллизующихся сульфидных вкрапленников, слабый автометаморфизм гипербазитов, что выразилось в образовании серпентина петельчатых структур. Крайне незначительные масштабы автометаморфической серпентинизации (3—5% объема породы) свидетельствуют об очень низком содержании воды в исходной магне.

Температура кристаллизации руд ориентировочно составляет 430—500° [по замещению оливина серпентином — 430—500° (Боуэн, Таттл, 1950), по распаду твердого раствора пирротин-пентландит — 425—450° (Hewitt, 1938), по распаду твердого раствора халькопирит-кубанит — 400—450° (Schwartz, 1931)].

В практическом отношении продукты магматического этапа рудообразования играют на месторождениях подчиненную роль: запас никеля в сохранившихся сингенетических рудах составляет не более 10% общих запасов.

Метаморфический этап. Метаморфический этап рудообразования, с которым связаны эпигенетические руды, отделен от магматического значительным промежутком времени, в течение которого, как уже упоминалось выше, происходил будинаж и метасоматические преобразования гипербазитов, внедрение в них жил гранитов и формирование рудоконтролирующих зон смятия и дробления. Столь значительный разрыв во времени между образованием руд различных генетических групп присущ не только Аллареченским месторождениям, но и большинству месторождений медно-никелевых руд, расположенных в докембрийских областях (Богачев, 1968): на Мончегорском месторождении они разделены дайками диабазов (Елисеев и др., 1956), на месторождении Садбери — гранитами Муррея (Yates, 1948), на месторождении Томпсон в Манитобе — жилами гранитов (Patterson, 1963), на месторождении Линн Лейк — гранитами и дайками кислых пород (Ратан, 1964).

Выше было показано, что гипербазиты района внедрялись в уже сформировавшиеся гнейсы и амфиболиты. Об этом говорят залегание одного и того же интрузива в различных породах; залегание свежих и серпентинизированных оливинитов и гарцбургитов среди вмещающих пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации и т. п. Эти наблюдения позволяют считать региональный метаморфизм и гранитизацию процессами, предшествовавшими внедрению гипербазитов.

После внедрения и кристаллизации ультраосновные породы испытывали две основные стадии изменений, предопределившие возможность рудообразования.

К первой стадии относятся сопряженные процессы серпентинизации, амфиболитизации и ослюденения первичных гипербазитов. Они привели к формированию закономерной метасоматической зональности. Поскольку характер и особенности этой зональности детально рассмотрены в главе III, здесь мы останавливаемся только на некоторых чертах процесса, касающихся поведения никеля и, отчасти, железа.

Метасоматическая колонка состоит из следующих основных зон: серпентиновой, актинолитовой и амфибол-флогопитовой. В серпентиновой зоне заметно меняется содержание $Fe_{\text{вал}}$, значительная часть его переходит из закисной формы в окисную. Количество никеля* убывает незначительно: от 0,30% NiO в исходных оливинитах до 0,28% NiO в серпентинитах. Корреляционным анализом (табл. 15) зависимость между содержанием NiO и степенью серпентинизации также не устанавливается.

В актинолитовой и амфибол-флогопитовой зонах из первично-магматических минералов и серпентина высвобождается до $2/3$ заключенного в них никеля. Содержание его снижается с 0,20% в серпентинитах до 0,04—0,06% NiO в актинолититах. Одновременно корреляционным анализом устанавливается разрушение связи Ni—Mg, характерной для свежих и серпентинизированных гипербазитов, и появление обратной линейной зависимости между содержанием NiO и степенью актинолитизации (см. табл. 15). Следовательно, актинолитизированные гипербазиты характеризуются максимальным высвобождением никеля из

* Здесь и далее имеется в виду содержание NiO в силикатных фракциях, очищенных от сульфидной фазы.

Таблица 15

Общая и частная корреляция между содержанием и минеральным составом гипербазитов Аллареченских месторождений

	NiO	Акт	Ол	Серп
NiO		-0,75	+0,68	-0,15
Акт	-0,55		-0,66	-0,20
Ол	+0,37	-0,32		
Серп				

Примечание: 5%-ная зона значимости при $r \geq 0,50$, $\rho \geq 0,51$, $N = 16$.

силикатов в процессе метаморфизма. При этом следует иметь в виду, что высвобождающийся никель не входит ни в один из новообразованных силикатов. Можно предполагать, что он концентрируется в растворах, заполняющих микротрещины и поры. Это тем более вероятно, что биметасоматические системы могут рассматриваться как автономные с весьма небольшим выносом вещества (Прокин и др., 1968). Данные о низкой миграционной способности никеля и железа изложены в работах Н. А. Елисеева и других (1956) и М. Н. Годлевского (1967).

Таким образом, высвобождение никеля из силикатов может происходить не только при прямом поступлении серы в неизменные гипербазиты, но и в результате актинолитизации или других процессов изменений, требующих, сравнительно с моделью Куллеруда—Йодера, меньших температур и энергий.

Вторая стадия изменений гипербазитов связана с развитием своеобразных зон смятия, по которым поступала сера, связывающая мобилизованные в результате процессов первой стадии железо и никель, что и приводило к образованию сульфидных медно-никелевых руд. Одновременно происходила полная переработка первичной (сидеритовой) сульфидной вкрапленности.

Изучение околорудных изменений на контактах эпигенетических руд с вмещающими их породами приводит к выводу об инфильтрационном характере процесса рудообразования.

В строении рудных тел в пределах зон смятия устанавливается зональность: жильные руды — рудные оливиниты — рудные актинолититы — экзоконтактовые руды. В отдельных случаях, когда жильные руды залегают в гипербазитах, зональность симметрична. Типы руд в данном случае выступают как составные части единой колонки, характеризующейся изменением активности серы, никеля, меди и железа от внутренних зон (жильные руды) к внешним. Закономерная смена зон, наличие реликтов ассоциаций внешних зон в зонах внутренних говорят о том, что все типы эпигенетических руд возникают одновременно и не являются продуктами последовательно сменяющих друг друга процессов.

В этом плане наиболее интересны богатые вкрапленные руды, прилегающие к жильным и приуроченные к блокам гипербазитов мощностью 1—10 м. Важнейшей особенностью этих руд является интенсивное замещение метаморфических силикатов сульфидами и одновременное образование оливина. Дальнейший ход процесса приводит к практически полному разрушению силикатов и формированию сплошных сульфидных руд.

Процессы сернистого метасоматоза, сопровождающиеся извлечением никеля из силикатов, подтверждаются прямыми наблюдениями в массивах измененных гипербазитов, залегающих в зонах пирротинового оруденения и не содержащих первично-магматических руд. В этих случаях при постоянном содержании валового никеля содержания никеля сульфидного возрастают в направлении контактов массивов. Пирротины вмещающих пород, практически стерильные в отношении никеля, в непосредственной близости к контактам обогащаются им (рис. 58).

Сочетание обеих стадий изменений гипербазитов — амфиболизации и сернистого метасоматоза — является, по нашему мнению, необходимым условием для образования богатых эпигенетических руд. При этом обе стадии должны следовать непосредственно друг за другом. При отсутствии или сильном отставании процессов сернистого метасоматоза от изменений первой стадии измененные породы не содержат

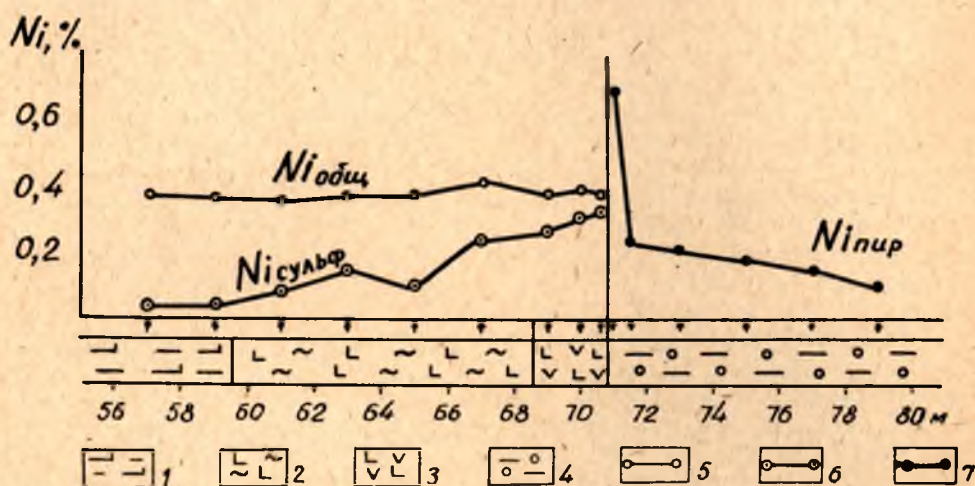


Рис. 58. Изменение содержаний различных форм никеля в гипербазитах и содержание никеля в пирротине вмещающих пород скв. 126. Стрелками показаны места отбора проб.

1 — сильно серпентинизированный гипербазит; 2 — амфиболизированный гипербазит; 3 — актинолит; 4 — кварц-полевошпатовая порода с графит-пирротинным вкрапленным оруденением; 5 — содержания никеля сульфидного; 6 — содержания никеля валового; 7 — содержания никеля в пирротине вмещающих пород.

сульфидов, а при опережении сернистым метасоматозом процессов амфиболизации в относительно свежих породах образуются лишь крайне незначительные и низкокачественные рудные концентрации.

Взаимосвязь сульфидного медно-никелевого рудообразования и процессов амфиболизации основных и ультраосновных пород устанавливается не только в Аллареченском районе. На месторождении Хоуп в Канаде сульфидные руды локализуются только в амфиболизированной части массива, а в неизменной отсутствуют (Aho, 1956). Аналогичная картина наблюдается на месторождениях Квилл-Крик в Юконе и Линн Лейк в Манитобе (Cheney, Lange, 1967). Этот перечень можно умножить.

С целью проверки предположений о возможности получения необходимых для образования эпигенетических руд количеств компонентов

Таблица 16

Расчет баланса рудообразующих компонентов в интрузиве Аллареченского месторождения, т

Компоненты	Содержания, вес. %			Запас компонентов (данные разведки) K_1	Расчетный запас компонентов $C_1 \times P - K_2$	Отклонение $K_2 - K_1$
	в сингенетических рудах		во вторичных силикатах C_3			
	в сульфидах C_1	в силикатах C_2				
Ni	0,181	0,103	0,038	$7,8 \times 10^4$	$4,3 \times 10^4$	$-3,5 \times 10^4$
Cu	0,143	Нет	Нет	$3,5 \times 10^4$	$3,4 \times 10^4$	$-0,1 \times 10^4$
S	1,610	Нет	Нет	$61,9 \times 10^4$	$38,6 \times 10^4$	$-23,3 \times 10^4$

из первично-магматической вкрапленности на примере Аллареченского месторождения рассчитан баланс никеля, меди и серы (табл. 16).

При выборе исходных параметров расчета мы руководствовались следующими соображениями.

1. Размер тела гипербазитов, послужившего источником рудообразующих компонентов, определен как сумма объемов всех будин ультраосновных пород, располагающихся в рудоконтролирующей зоне смятия и в непосредственной близости к ней. Общий объем тел гипербазитов составляет $7,3 \times 10^6$ куб. м.

2. Количества компонентов, содержащиеся во всех типах руд месторождений, и средняя плотность гипербазитов приняты по данным разведки.

3. Содержания компонентов в первично-магматических вкрапленных рудах приняты в соответствии с таблицей 12, причем содержание никеля уменьшено на 0,097% — величину среднего (из 12 проб) содержания никеля в силикатной части первично-магматических руд.

Масса гипербазитов, подвергшихся переработке, составляет

$$P = 7,3 \times 10^6 \text{ м}^3 \times 3,3 \text{ т/м}^3 = 2,4 \times 10^7 \text{ т.}$$

Как видно из таблицы, баланс сходится только для меди, тогда как для никеля и серы требуется дополнительный источник. Это объясняет ряд особенностей месторождений, в частности повышенные содержания пентландита в эпигенетических рудах, закономерное увеличение в них отношений Ni:Cu, Ni:Co, S:Fe и других, которые при переотложении только сульфидов сингенетического оруденения должны были бы оставаться постоянными.

Пересчет недостающего никеля на силикатную часть интрузива показывает, что для его получения за счет силикатов содержание NiO в исходной породе должно быть не ниже 0,23%:

$$C_{\text{сил}} = C_{\text{извл}} + C_3 = (3,5 \times 10^4 \text{ т} : 2,4 \times 10^7 \text{ т}) + 0,038\% = 0,184\% \text{ Ni (0,23\% NiO)}.$$

Среднее содержание ортопироксена в Аллареченском массиве составляет 20% при содержании NiO в нем 0,05%. Исходя из минимально необходимого содержания NiO в породе (0,23%) и среднего содержания ортопироксена в интрузиве (20%), можно рассчитать содержание NiO в оливине (с целью проверки точности подсчета баланса компонентов):

$$C_{\text{NiO}}^{\text{Ол}} = \frac{0,23 - 0,05 \times 0,20}{0,80} = 0,28\% \text{ NiO,}$$

что близко к его содержанию в первично-магматическом оливине (0,23—0,34%).

Расчет содержания серы в интрузиве, по данным таблицы 16, дает цифру порядка 2,6%, что более чем вдвое превышает максимально возможную концентрацию серы в магматическом расплаве. Следовательно, баланс серы в системе интрузив — эпигенетические руды складывается с дефицитом, который восполняется ее поступлением по рудоконтролирующим зонам смятия.

В свете предлагаемой концепции требует объяснения вопрос о причинах отсутствия проявлений сернистого метасоматоза в гнейсах и амфиболитах, слагающих зоны смятия за пределами интрузивов. Решение его, по нашему мнению, надо связывать с попыткой ответить на более общий вопрос о причинах постоянной приуроченности эпигенетических руд к массивам основных-ультраосновных пород во всех районах мира.

Необходимым условием осуществления любой химической реакции является выпадение нерастворимых соединений. Если такие вещества образоваться не могут, не происходит и самой реакции. Сопоставим в этой связи прохождение богатого серой флюида через гнейсы и гипербазиты. При миграции по гнейсам сера перемещается в среде, богатой натрием, калием и кальцием. Сульфиды этих элементов в природе практически не встречаются вследствие их высокой растворимости и низкой устойчивости при любых температурах (Helgeson, 1969). В гипербазитах — среде, насыщенной халькофильными элементами, тот же флюид, реагируя с катионами, приводит к выпадению устойчивых малорастворимых соединений — пирротина, пентландита, халькопирита. Осаждение их обуславливает поддержание высоких градиентов концентраций, необходимых для дальнейшего течения реакций минералообразования.

Рассчитанный А. А. Маракушевым (1969б) для широкого диапазона температур ряд сродства металлов с серой свидетельствует о справедливости данного вывода. Для интересующих нас элементов этот ряд выглядит следующим образом: $\text{Cu—Ni—Co—Fe}''\text{—Ca—Mg—Na—K}$ (в порядке убывания).

Другим фактором, способствующим осаждению сульфидов в ультраосновных породах, является необходимость восстановления серы в процессе сульфидообразования. В ультраосновных породах такие условия создаются благодаря высоким содержаниям закисного железа и элементов щелочно-земельной группы. Ход сульфидно-силикатных реакций облегчается снижением μ_{SiO_2} в растворах, мигрирующих через гипербазиты (Годлевский, 1968).

Сочетание этих факторов и объясняет, видимо, пространственную приуроченность эпигенетических медно-никелевых руд к ультраосновным породам.

Величины условных потенциалов ионизации, рассчитанные для различных типов эпигенетических руд (188—193 ккал/моль), косвенно свидетельствуют об относительно кислом составе рудогенерирующей среды. Об этом же говорят сходство изменений ультраосновных пород на контактах с гранитами и рудами, обилие в рудах кварца, роговой обманки, граната и альбитизация плагиоклаза.

Привнос в гипербазиты кальция, кремния, натрия, калия, фосфора, фтора, воды, наряду с железом, никелем, медью, кобальтом и серой, позволяет заключить, что рудообразующая среда была многокомпонентной.

О высокотемпературном характере этой среды можно судить по следующим данным: по биотит-гранатовому термометру (Перчук, 1967) —

450—470° (табл. 17); по устойчивости клинохлора (Маракушев, 1969а) — 580°; по замещению энстатита форстеритом и тальком и серпентина оливином (Боуэн, Таттл, 1950) — не менее 500—550°.

Таблица 17

Биотит-гранатовый геотермометр (Перчук, 1967) в приложении к околорудным породам Аллареченских месторождений

Минералы	Компоненты, вес. %				$M = \frac{Mg}{Mg + Mn + Fe}$	t°	Примечание
	MgO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃			
Гранат	2,47	3,24	26,17	1,34	0,127	450° ± 20	Карьер Аллареченского рудника, западный борт, пр.—XVI, гор. 140 м
Биотит	14,17	2,15	14,37	1,40	0,598		

Об агрегатном состоянии рудообразующей среды позволяют судить некоторые особенности богатых вкрапленных руд в оливинитах. В них наряду с увеличением содержаний оливина и ортопироксена наблюдается и увеличение содержаний серпентина, содержание воды в среднем составляет 6,4%. Как известно, вода в надкритическом состоянии может служить катализатором процесса дегидратации (Файф и др., 1962). Данное обстоятельство дает возможность предположить, что миграция серы осуществлялась в надкритическом водном флюиде. Последующее снижение температуры сопровождалось образованием серпентина.

Рудообразующий флюид обладал, видимо, высокой подвижностью, чем объясняется инфильтрационный характер околорудного метасоматоза и тот факт, что рудные жилы на месторождении Восток прослеживаются на расстоянии 200—250 м за пределами интрузива, а на месторождении Аллареченское отдельные маломощные (около 5 см) рудные жилки встречаются в 70 м от массива гипербазитов.

Таким образом, в свете изложенных представлений основная часть руд месторождений относится к метаморфогенным. Магматический этап рудообразования для рассматриваемых месторождений не является важнейшим этапом развития.

Не отрицая возможности магматогенного происхождения части руд, мы полагаем, что отсутствие в массивах района первично-магматического оруденения не определяет бесперспективности интрузивов в отношении эпигенетического оруденения. Примером могут служить рудопроявления Хутоярвинской зоны, в которых при полном отсутствии сидеронитовой вкрапленности фиксируются пирротин-пентландитовое и борнит-миллерит-пирротинное оруденения с содержаниями никеля 1% и более.

Рассмотренные вопросы далеко не исчерпывают всех аспектов проблемы разработки гипотезы метаморфогенного генезиса медно-никелевых руд Аллареченского района, и многие важнейшие стороны механизма образования руд остаются неясными и требуют дальнейшего изучения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В Аллареченском районе широким развитием пользуются гипербазиты нижнепротерозойского возраста, залегающие преимущественно среди образований кольской серии. Гипербазиты локализируются либо

в зонах тектонических нарушений, проходящих по контактам разновозрастных комплексов, либо в горизонтах полевошпатовых амфиболитов, обрамляющих гнейсовые или гранито-гнейсовые купола. Мощность тел колеблется от 1—2 до 200 м, протяженность по простиранию — от 50 до 1500 м, по падению — от 5 до 800 м.

Повсеместное рассланцевание гипербазитов у контактов, обилие тел мощностью 1—5 м, часто наблюдаемая перемежаемость маломощных «прослоев» гипербазитов и вмещающих пород, скопления линзовидных тел и неправильной формы блоков ультраосновных пород на ограниченных площадях свидетельствуют о том, что они являются будинами некогда более крупных интрузивов, обладающих значительной длиной по падению.

По первичному составу выделяются оливиниты, гарцбургиты и пироксениты. В отдельных телах отмечается неясная полосчатость, обусловленная изменением количественных соотношений между оливином и ортопироксеном и перемежаемостью слоев оливинитов и гарцбургитов. Железистость оливинов, относящихся по составу к хризолиту, меняется от 12 до 18%; ортопироксена, представленного бронзитом, от 11 до 17%. Повышение железистости оливина сопровождается увеличением железистости ортопироксена.

Наличие неясной расслоенности и неотчетливой дифференциации, секущее положение отдельных тел, в ряде случаев отчетливая кристаллографическая огранка оливина пойкилитовых включений, сопряженность изменения железистости первичных порообразующих минералов свидетельствуют о кристаллизации гипербазитов из ультраосновных магм, проникавших по тектоническим нарушениям. Судя по взаимоотношениям между оливином и ортопироксеном, застывание магм происходило при давлении более 5 кбар и температурах 1200—1500°.

2. В результате взаимодействия гипербазитов и более кислых вмещающих их пород происходило формирование метасоматической зональности. Центральные части тел сложены слабоизмененными или серпентинизированными гипербазитами, которые по мере движения к контактам сменяются амфиболизированными разновидностями, а затем амфибол-флогопитовыми породами и слюдами. В экзоконтактах образуются мономинеральные роговообманковые и роговообманково-биотитовые породы. Степень полноты развития метасоматической колонки в телах гипербазитов определяется их мощностью: маломощные тела сложены образованиями тыловых (амфиболовых) зон, в более крупных наблюдается полная метасоматическая колонка. Общая мощность зоны изменений обычно не превышает 50 м.

Формирование зональности обусловлено биметасоматическими обменными реакциями преимущественно диффузионного типа с дифференциальной подвижностью компонентов. Из вмещающих пород в гипербазиты привносятся вода, кальций, кремний, алюминий и щелочи, во вмещающие породы выносятся магний и железо.

Околожильная и околотрешинная зональность в гипербазитах, возникшая при инфильтрационном метасоматозе, характеризуется той же последовательностью зон. Мощность колонки 0,1—0,5 м.

Новообразованные минеральные ассоциации по отношению к первичным гипербазитам являются более кислыми. При формировании амфиболовых и флогопитовых зон в существенных количествах высвобождаются никель, кобальт и железо. Температура образования метасоматических пород оценивается в 400—500° при давлении около 5 кбар.

3. В связи с процессами изменения ультрабазитов установлено широкое развитие вторичного сульфидообразования, приводящего

Систематика основных поисковых признаков сульфидных медно-никелевых руд Аллареченского района

Типы признаков	Безрудные гипербазиты	Гипербазиты с сульфидным медно-никелевым оруденением		
		рудопроявления	месторождения	
Структурное положение областей развития гипербазитов	Терско-Нотозерский антиклинорий. В полукольцевых зонах обрамления куполовидных структур и в зонах глубинных разломов краевых частей антиклинория			
Вмещающие породы	Различные по составу гнейсы, полевошпатовые амфиболиты и мигматиты кольской серии, амфиболиты и гнейсо-сланцы тундровой серии. В полукольцевых зонах обрамления куполов преобладают полевошпатовые амфиболиты и амфиболсодержащие гнейсы			
Положение массивов в локальных структурах. Форма и размеры тел	Пластовые одиночные тела в моноклинально залегающих толщах и пологих брахисинклиналях. Тела крупные — протяженностью 1000 м и более при мощности 50—250 м. Будинаж массивов проявлен слабо, выражается в разрывах тел на немногочисленные крупные блоки		В резких флексурных перегибах полукольцевых зон, часто в сочетании с зонами пластического смятия и течения гнейсов. Тела гипербазитов интенсивно будинированы. Размеры будин не превышают 500 м по протяженности и 10—30 м по мощности. Обычны скопления десятков небольших линзовидных тел на ограниченных площадях — «кусты» массивов	
Характер изменений	Преобладают серпентиновые зоны метасоматической колонки и неизмененные гипербазиты		Преобладают амфиболовые и флогопитовые зоны метасоматической колонки	
Основные разновидности гипербазитов	Свежие и слабо измененные оливиниты и гарцбургиты	Серпентиниты	Серпентинизированные и амфиболизированные гипербазиты	Сильно амфиболизированные гипербазиты
Первично-магматические силикаты и их состав	Оливин с 14—19% фаялита, ортопироксен с 12—17% ферросилита	Оливин с 16—20% фаялита, ортопироксен с 12—16% ферросилита	Оливин с 18—22% фаялита, ортопироксен с 11—18% ферросилита	Оливин с 25—29% фаялита, ортопироксен с 17—20% ферросилита
Вторичные силикаты и их количество, %	Серпентин — 0—20 Хлорит — 0—3 Актинолит — 2—15 Флогопит — ед. зерна	60—90 0—5 1—10 1—3	5—50 0—15 20—60 2—7	5—20 0—15 40—80 5—40

Рудные минералы и их количество, %	Сульфиды: пентландит > халькопирит ≥ пирротин — 0,1—0,3 магнетит — 1—5 ильменит — ед. зерна титаномагнетит — нет шпинель — 2,4	0,1—0,3 3—7 Ед. зерна Нет 0,5—1	Сульфиды: пирротин > ≥ пентландит > халькопирит — 0,2—3 2—8 0,5—4 Ед. зерна Следы	Сульфиды: пирротин > > пентландит > халькопирит — 0,5—3 2—8 2—4 1—2 Следы
Химический состав гипербазитов, вес. %	SiO ₂ — 37—40 TiO ₂ — 0,2—0,5 Fe ₂ O ₃ + FeO — 13—15 MgO — 35—40 CaO — 0,8—2,5 Na ₂ O + K ₂ O — 0—0,5 Cr ₂ O ₃ — 0,5—1,0 NiO — 0,2—0,28 S _{общ} — 0,01—0,06	35—37,5 0,2—0,6 12—15,5 33—37 0,1—1,4 0—0,4 0,5—0,9 0,2—0,24 0,03—0,10	38—42 0,4—1,6 14,5—18 23—32 2—7 0,2—0,9 0,2—0,5 0,1—0,4 0,1—0,5	38—42 1,2—1,9 16—18,5 21—28 3,7—7,4 0,2—1,5 0,3—0,6 0,1—0,4 0,2—0,8
Соотношения рудообразующих компонентов в гипербазитах	Ni силик: Ni сульф. 10—15 Ni: Cu 50—70 Ni: Co 20—30 Ni + Cu + Co: S 6—10	2—4 30—45 8—12 3—5	1—2 2—4 8—13 0,8—2,0	0,7—1,5 2—6 8—12 0,6—1,0
Плотность гипербазитов, г/см ³	3,22 ± 0,02	2,80 ± 0,02	3,06 ± 0,05	3,04 ± 0,02
Магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁶ ед. CGSM	1100—1900	6200—7800	4100—6200	7200—8700

Типы признаков	Безрудные гипербазиты	Гипербазиты с сульфидным медно-никелевым оруденением	
		рудопроявления	месторождения
Особенности размещения оруденения в гипербазитах	Равномерные мельчайшие сферические выделения сульфидов в оливине	Неравномерный характер рудной вкрапленности и отсутствие тенденции к увеличению ее интенсивности к дну массивов. Нарастание интенсивности вкрапленного оруденения и появление жильных руд в областях максимального проявления будинажа гипербазитов	
Особенности размещения оруденения вне гипербазитов	Оруденение отсутствует	Ореол сульфидной вкрапленности шириной до 2 м вокруг рудных тел. Появление жильных руд вблизи участков высокой насыщенности линзами слюдисто-амфиболовых сланцев и будинами амфиболизированных гипербазитов в удалении до 200 м от интрузивов ультраосновного состава в межслоевых зонах смятия и дробления или в пересечении крутопадающих зон смятия с межслоевыми трещинами	
Околорудные изменения	—	Окварцевание вмещающих гнейсов и амфиболитов, образование в экзоконтактах рудных тел маломощных оторочек гранатсодержащих пород	

к возникновению рудопроявлений и промышленных месторождений. Эпигенетические жильные и богатые вкрапленные руды, в том числе рудные оливиниты и рудные гарцбургиты («серые» руды), приурочены к зонам смятия и дробления и связаны с интенсивно будинированными массивами гипербазитов, в которых наиболее широким развитием пользуются актинолитовые зоны метасоматической колонки.

Образование эпигенетических руд отделено от консолидации интрузивов периодом внедрения гранитных жил. В богатых вкрапленных рудах отчетливо устанавливается развитие основной массы сульфидов после актинолит-флогопитовой минеральной ассоциации. Решающая роль в формировании эпигенетических руд отводится процессам мобилизации силикатного никеля, меньшее значение придается процессам переотложения первично-магматической сульфидной вкрапленности.

Предполагается, что сера привносится из глубин в среде надкритического водного флюида. Соединение серы с высвобожденными при амфиболизации гипербазитов никелем, кобальтом и железом приводит к образованию богатых сульфидных руд. Высокотемпературный рудный метасоматоз сопровождался дегидратацией силикатов и формированием вторичных оливина и ортопироксена при температуре около 600°.

Наиболее благоприятным условием для вторичного сульфидообразования является совмещение или тесная сближенность во времени процессов метаморфизма гипербазитов, привноса серы извне и связанного с ними перехода силикатного никеля в сульфидную форму.

Пространственная связь руд с телами гипербазитов трактуется как парагенетическая и обусловлена, с одной стороны, тем, что ультраосновные породы являются источником рудного вещества, с другой — благоприятными для осаждения рудного вещества особенностями химического состава гипербазитов сравнительно с кислыми породами.

4. Первично-магматические сульфиды распространены незначительно. В балансе запасов отдельных месторождений на их долю приходится не более 10—15%, в ряде случаев количество первично-магматической вкрапленности исчезающе мало и не превышает долей процента.

Представления о решающей роли первично-магматических сульфидов в формировании промышленных концентраций рудных компонентов применительно к гипербазитам Аллареченского района требуют пересмотра.

5. Предлагаемая гипотеза рудогенеза, удовлетворительно объясняющая эпигенетический характер богатых сульфидных руд и связь их с маломощными телами амфиболизированных гипербазитов, требует дальнейшей разработки и, в частности, изучения вопросов, касающихся источников серы, механизма перемещения рудных компонентов, физико-химических условий процесса сульфуризации силикатов любых никельсодержащих пород. Не до конца выяснены закономерности поведения никеля в различных зонах метасоматической колонки.

6. Широкое распространение в районе массивов гипербазитов и исключительно благоприятные условия метаморфогенного рудообразования, что подтверждается распространенностью медно-никелевых руд, позволяют положительно оценивать перспективы дальнейших поисков в районе.

Основные особенности тектонического и структурного положения, вещественного и химического состава, метаморфических преобразований гипербазитов и руд, которые на данной стадии исследования могут рассматриваться в районе в качестве поисковых признаков, суммированы в таблице 18.

Основой для оценки перспектив того или иного интрузива является комплексное использование приведенных признаков и, в первую очередь, особенностей их вещественного состава (характер изменений) и расположения гипербазитовых тел в зонах будинажа, смятия и дробления, контролирующих размещение богатых эпигенетических медно-никелевых сульфидных руд, нередко выходящих за пределы массивов гипербазитов. Непосредственными поисковыми признаками могут служить: наличие гранатсодержащих пород в контактах гипербазитов с вмещающими породами; окварцевание вмещающих пород; бедная вкрапленность миллерита, халькопирита и борнита вблизи контактов гипербазитовых массивов.

ЛИТЕРАТУРА

- Базилевский А. Т., Уханов А. В. 1967. Температура плавления гипербазитов и температуры кристаллизации гипербазитовых расплавов. — *Геохимия*, № 12.
- Белевцев Я. Н. 1968а. Метаморфогенные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра».
- Белевцев Я. Н. 1968б. Физико-химические условия образования метаморфогенных месторождений. — Там же.
- Бернс Р. Д., Файф В. С. 1965. Факторы, влияющие на коэффициенты распределения в минералообразующих процессах. — В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука».
- Богачев А. И., Горелов В. А. 1968. Некоторые черты структуры и оруденения Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения. — *Геология рудных месторождений*, № 2.
- Богачев А. И., Горелов В. А., Кочнев-Первухов В. И. 1964. Основные черты строения и сульфидного оруденения междуречья Печенги—Лотты. — *Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР*, вып. 19.
- Богачев А. И., Горелов В. А., Еселев Я. Х. и др. 1966. О генезисе медно-никелевых руд северо-западной части Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карельск. кн. изд.
- Богачев А. И., Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И. 1968. О происхождении эпигенетических руд некоторых сульфидных медно-никелевых месторождений. — *Тр. Ин-та геол. Карельск. филиала АН СССР*, вып. 1. Вулканогенные и гипербазитовые комплексы Карелии. Петрозаводск, Карельск. кн. изд.
- Богачев А. И., Кочнев-Первухов В. И. 1965. О некоторых петрохимических критериях никеленосности гипербазитовых интрузий (на примере Аллареченского района). — *Сов. геология*, № 11.
- Богачев А. И., Кочнев-Первухов В. И., Лавров М. М. и др. 1969. Опыт формационного анализа гипербазитов протерозоя некоторых районов Карело-Кольского региона. — В кн.: Вопросы петрохимии. Л.
- Боголепов В. Г. 1969. К проблеме серпентинизации ультраосновных пород. — *Геохимия*, № 4.
- Бойд Ф. Р., Мак-Грегор И. О. 1968. Ультраосновные породы. — В кн.: *Петрология верхней мантии*. М., «Мир».
- Бойд Ф. Р., Инглэнд Дж. Л., Дэвис Б. Г. К. 1968. Влияние давления на плавление и полиморфизм энстатита. — Там же.
- Борисенко Л. Ф. 1966. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М., «Наука».
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. 1950. Система $MgO-SiO_2-H_2O$. — В кн.: Вопросы физ. химии в минералогии и петрографии. М., Изд. ИЛ.
- Вахрушев В. А. 1969. Петрографические признаки распада магматических расплавов на силикатную и сульфидную части. *Геология рудных месторождений*, № 1.
- Велинский В. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Васильев Ю. Р. 1970. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение. — *ДАН СССР*, т. 191, № 1.
- Виноградов А. П. 1962. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — *Геохимия*, № 7.
- Виноградов Л. А. 1970. Гипербазитовая формация юго-запада Кольского полуострова. Автореф. канд. дисс. Воронеж.
- Гаррелс Р. М., Крайстон Ч. Л. 1968. Минеральные равновесия. М., «Мир».
- Генкин А. Д., Логинов В. П., Органова Н. И. 1965. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклинных пирротин в рудах. — *Геология рудных месторождений*, № 3.

Генкин А. Д., Телешова Р. Л., Алексеева О. А. 1963. О содержании никеля в породообразующих минералах рудоносных габбро-диабазов Норильского месторождения.— *Геохимия*, № 11.

Геншафт Ю. С., Наседкин В. В. 1968. Петрологическое значение экспериментов по плавлению некоторых разновидностей горных пород ультраосновного и основного состава при высоких давлениях и температурах.— В кн.: *Петрология и металлогения базитов*. М., «Наука».

Геология СССР. 1958. Мурманская область, т. 27, ч. 1. М., Госгеолтехиздат.

Гилярова М. А. 1967. Стратиграфия и структура Печенги. Л., Изд. ЛГУ.

Гинзбург В. Л., Роговер Г. Б. 1960. Закономерности распределения цветных и благородных металлов в главнейших рудных минералах и силикатах Норильского месторождения.— *Сов. геология*, № 3.

Годлевский М. Н. 1967. О дифференциальной подвижности компонентов при формировании сульфидных медно-никелевых руд.— *Геология рудных месторождений* № 2.

Годлевский М. Н. 1968. Магматические месторождения.— В кн.: *Генезис эндогенных рудных месторождений*. М., «Недра».

Голубев В. С. 1970. К теории метасоматической зональности.— *Геология и геофизика*, № 8.

Гончаров Ю. В. 1965. Апатит из сульфидных медно-никелевых руд Аллареченского месторождения. Материалы по минералогии Кольского п-ова, вып. 4. Л., «Наука».

Гончаров Ю. В. 1970. Структура Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения.— В кн.: *Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова*. Л., «Наука».

Горбунов Г. И. 1968. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., «Недра».

Горбунов Г. И., Астафьев Ю. А., Гончаров Ю. В. и др. 1968. Некоторые итоги изучения структур медно-никелевых месторождений Кольского полуострова.— В кн.: *Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова*. Апатиты.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. 1965—1966. Породообразующие минералы, т. 1, 2, 3. М., «Мир».

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. 1970. Фации метаморфизма. М., «Недра».

Елисеев Н. А. 1958. Генезис сульфидных медно-никелевых месторождений.— *Вестник ЛГУ*, № 24.

Елисеев Н. А., Горбунов Г. И., Елисеев Э. Н. и др. 1961. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.—Л., Изд. АН СССР.

Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Козлов Е. К. и др. 1956. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. М.—Л., Изд. АН СССР.

Жариков В. А. 1967. Кислотно-основные характеристики минералов.— *Геология рудных месторождений*, № 5.

Жданов В. В. 1966. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии русской Лапландии. Л., «Наука».

Зак С. И., Кочнев-Перухов В. И. 1970. Новые данные о структуре и строении Аллареченского медно-никелевого месторождения.— В кн.: *Магматизм и металлогения северо-запада Кольского п-ова*. Апатиты.

Зак С. И., Яковлева В. В. 1966. К проблеме тектонического районирования докембрия восточной части Балтийского щита.— В кн.: *Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии*. Петрозаводск, Карельск. кн. изд.

Золотухин В. В. 1966. О природных процессах сульфуризации основных и ультраосновных пород.— *ДАН СССР*, т. 167, № 3.

Йодер Г. С., Тилли К. Э. 1965. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир».

Казицын Ю. В., Рудник В. А. 1968. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Недра».

Козлов Е. К. 1960. Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Кольского полуострова.— В кн.: *Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон*. Докл. 2-й Всесоюз. объедин. сесс. по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам, ч. 1. Киев.

Козлов Е. К. 1961. Основные итоги изучения и перспективы открытия медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове.— В кн.: *Проблемы геологии Карелии и Кольского п-ова*. Мурман. кн. изд.

Коржинский Д. С. 1951. Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил.— *Изв. АН СССР, сер. геол.*, № 6.

Коржинский Д. С. 1955. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: *Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях*. М., Изд. АН СССР.

Коржинский Д. С. 1969. Теория метасоматической зональности. М., «Наука».

- Корнилов Н. А. 1960. Железистые серпентины Печенгских сульфидных медно-никелевых месторождений.— ДАН СССР, т. 130, № 6.
- Корнилов Н. А. 1962. О сульфидных оливинитах и гарцбургитах Аллареченского никеленосного интрузива (Кольский полуостров).— ДАН СССР, т. 146, № 1.
- Корнилов Н. А. 1963. О переотложении вкрапленных сульфидов в процессе формирования сульфидных медно-никелевых месторождений.— ДАН СССР, т. 152, № 2.
- Корнилов Н. А. 1966. Метасоматические изменения боковых пород в районах сульфидного медно-никелевого оруденения северо-запада Кольского полуострова.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра».
- Котульский В. К. 1946. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений.— ДАН СССР, т. 51, № 5.
- Котульский В. К. 1947. О магматических и гидротермальных месторождениях.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Котульский В. К. 1948. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений.— Сов. геология, № 29.
- Кочнев-Первухов В. И. 1968а. Ультраосновные интрузии Аллареченского района.— Тр. Ин-та геол. Карельск. филиала АН СССР, вып. 1. Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, Карельск. кн. изд.
- Кочнев-Первухов В. И. 1968б. Формационные типы, металлогеническая специализация и оруденение ультрабазитов северо-западной части Нотозерского антиклинория.— В кн.: Материалы регионального петрографического совещания по магматизму Балтийского щита. Апатиты.
- Кочнев-Первухов В. И. 1970. Ультраосновные породы Аллареченского никеленосного района и их оруденение. Автореф. канд. дисс. Л.
- Кочнев-Первухов В. И. 1971а. Нотозерский антиклинорий (Аллареченский никеленосный район).— В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., «Наука».
- Кочнев-Первухов В. И. 1971б. Некоторые вопросы генезиса Аллареченских медно-никелевых месторождений.— Там же.
- Кочнев-Первухов В. И., Горелов В. А. 1968. Амфиболиты Аллареченского района.— Тр. Ин-та геол. Карельск. филиала АН СССР, вып. 1. Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, Карельск. кн. изд.
- Кочнев-Первухов В. И., Зак С. И. 1971. Контактные изменения гипербазитов Аллареченского района.— В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., «Наука».
- Куллеруд Г., Подер Г. С. 1965. Сульфидно-силикатные реакции и их влияние на рудообразование в магматических, постмагматических и метаморфических условиях.— В кн.: Проблемы послемагматического рудообразования, т. 2. Прага.
- Кратц К. О., Шуркин К. А. 1960. Геология докембрия восточной части Балтийского щита.— В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. XXI сессия МГК, докл. сов. геологов. Проблема 9. М., Изд. АН СССР.
- Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., «Недра».
- Малахов И. А. 1969. Средний состав ультраосновных пород Урала.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала, т. 2. Свердловск.
- Маракушев А. А. 1965. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука».
- Маракушев А. А. 1968. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука».
- Маракушев А. А. 1969а. Влияние температуры на равновесие ортопироксен—клинопироксен и ортопироксен—оливин.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физ.-хим. петрологии. М., «Наука».
- Маракушев А. А. 1969б. Химическое сродство металлов к кислороду и сере.— Геология рудных месторождений, № 4.
- Масленников В. А. 1969. Древнейший докембрий Кольского полуострова. Автореф. докт. дисс.
- Масленников Б. Я., Хмара А. Я. 1969. Особенности метаморфизма гипербазитов Сысертского-Ильменогорского кристаллического комплекса и связь с ними антофиллит-асбестовой минерализации.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала, т. 2. Свердловск.
- Николаев В. А. 1947. О некоторых особенностях реакций метаморфизма с участием воды и углекислоты.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Нюппенен Т. И. 1966. О первичных ореолах одного из сульфидных медно-никелевых месторождений северо-запада Кольского полуострова.— Записки ЛГИ, т. 51, вып. 2.
- Ольшанский Я. И. 1947. О растворимости сернистого железа в железистых силикатных расплавах.— ДАН СССР, т. 58, № 9.
- Ольшанский Я. И. 1950. Растворимость сернистого железа в силикатных расплавах.— Тр. ГИН, вып. 121, сер. петрогр., № 36.

Ольшанский Я. И. 1951. Растворимость FeS в железистых силикатных расплавах, содержащих добавки CaO, MgO, Al₂O₃.—Тр. ГИН, вып. 137, сер. петрогр., № 40.
Панкратов А. А., Смирнова Г. П. 1960. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 1. Якутск.

Перчук Л. Л. 1967. Биотит-гранатовый термометр.—ДАН СССР, т. 177, № 2.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. 1966. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., «Недра».

Прокин В. А., Исмаилов М. И., Захаров А. А. 1968. Масштаб и условия миграции вещества при формировании метасоматических сульфидных залежей.—В кн.: Эндогенные рудные месторождения. XXIII сессия МГК, докл. сов. геологов. Проблема 7. М., «Наука».

Проскуряков В. В., Зак С. И. 1969. О генезисе и поисковых признаках медно-никелевых руд Аллареченского района.—Разведка и охрана недр, № 8.

Пугин В. А., Хитаров Н. И., Слуцкий А. Б. и др. 1969. Реакция серпентинизации и десерпентинизации.—Геохимия, № 10.

Рамдор П. 1962. Рудные минералы и их сростания. М., Изд. ИЛ.

Ратан Г. 1964. Месторождения оз. Линн.—В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. М., «Мир».

Рингвуд А. Э., Мак-Грегор И. О., Бойд Ф. Р. 1968. Петрографический состав верхней мантии.—В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир».

Санделл Э. Б., Голдич С. С. 1952. Редкие металлы некоторых американских изверженных пород.—В кн.: Редкие элементы в изверженных и горных породах и минералах. М., Изд. ИЛ.

Судовиков Н. Г. 1964. Региональный метаморфизм и некоторые вопросы петрологии. Л., Изд. ЛГУ.

Танатар-Бараш З. И. 1969. Парагенетический анализ минералов геосинклинальных ультрабазитов Приднепровья.—В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 2. Днепрпетровск.

Трегер В. Е. 1968. Оптическое определение пороодообразующих минералов. М., «Недра».

Уэйджер Л. Р., Митчелл Р. Л. 1952. Предварительные замечания о распределении редких элементов в породах интрузии Скаергаард, Гренландия.—В кн.: Редкие элементы в изверженных и горных породах и минералах. М., Изд. ИЛ.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. 1962. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., Изд. ИЛ.

Хитаров Н. И., Кадик А. А., Лебедев Е. А. 1968. Растворимость воды в расплавах базальта.—Геохимия, № 7.

Холмов Г. В. 1958. Современные представления о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова.—Тр. Ин-та «Гипроникель», вып. 3. Л.

Шерстюк А. И. 1965. Слюдитовые комплексы и их классификация.—Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, № 1.

Штейнберг Д. С., Малахов И. А., Булыгин Л. Д., Чашухин И. С. 1969. Итоги изучения серпентинизации ультрабазитов Урала.—В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск.

Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К. 1967. Минеральный состав руд и околорудных пород восточного фланга Аллареченского сульфидного месторождения (Мурманская область).—В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова, вып. 5. Л., «Наука».

Aho A. E. 1956. Geology and genesis of ultrabasic nickel-copper pyrrhotite deposits of the Pacific Nickel Property, south-western British Columbia.—Econ. Geol., vol. 51.

Bateman A. M. 1917. Magmatic ore deposits Sudbury, Ontario.—Econ. Geol., vol. 12.

Bowen W. L., Shairer I. F. 1935. The system MgO — FeO — SiO₂.—Amer. J. Sci., vol. 29.

Boyd F. R. 1959. Hydrothermal investigation of amphiboles.—In: Researches in Geochemistry. New York.

Bruckne H. A. 1969. Timing of ultramafic intrusions in the core caledonides of southern Norway.—Amer. J. Sci., № 10.

Cerny P. 1968. Comments on serpentinization and related metasomatism.—Amer. Mineralogist, № 7—8.

Challis J. A., Lander W. B. 1966. The genetic position of «alpine» type ultramafic rocks.—Bull. volcan., 29.

Cheney E. S., Lange J. M. 1967. Evidence for sulfurization and the origin of some Sudbury-type ores.—Mineralium Deposita, vol. 2, № 2.

Coleman R. G. 1967. Low-temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington.—Geol. Survey Bull., № 1247.

Curties C. D., Brown P. E. 1969. The metasomatic development of zoned ultrabasic bodies in west Shetland.— *Contr. Mineral. a. Petrol.*, № 4.

Davidson S. C. 1946. Structural aspects of the geology of the Falconbridge nickel mine, Sudbury district, Ontario.— *Canad. Inst. Mining a. Metallurgy Trans.*, vol. 49.

Greenwood H. J. 1963. The synthetic and stability of antophyllite.— *Journ. of Petrology*, vol. 4.

Hausen H. 1926. Über die präquartäre geologie des Petsamo-Gebietes am Eis-meere.— *Bull. Comm. géol. Finlande*, № 76.

Häkli A. 1963. Distribution of nickel between the silicate and sulphide phases in some basic intrusions in Finland.— *Bull. Comm. géol. Finlande*, № 209.

Helgeson H. C. 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures.— *Amer. J. Sci.*, vol. 267, № 7.

Hewitt R. L. 1938. Experiments bearing on the relation of pyrrhotite to other sulphides.— *Econ. Geol.*, vol. 33, № 3.

Howe E. 1914. Petrographical notes on the Sudbury Ontario nickel deposits.— *Econ. Geol.*, vol. 9.

Joder H. S. 1952. The $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ systems and related metamorphic facies.— *Amer. J. Sci.*, Bowen Volume.

Klein C. Ir. 1969. Two-amphibole assemblages in the system actinolite-hornblende-glaucophane.— *Amer. Mineralogist*, № 1—2.

Matthews D. W. 1967. Zoned ultrabasic bodies in the Lewisian of the system Moine Nappe in skye.— *Scott. J. Geol.*, № 1.

Medaris L. G. 1969. Partitioning of Fe^{+2} and Mg^{+2} between coexisting synthetic olivine and orthopyroxene.— *Amer. J. Sci.*, № 8.

Nafziger R. H., Muan A. 1967. Equilibrium phase compositions and thermodynamic properties of olivines and pyroxenes in the system $MgO-FeO-SiO_2$.— *Amer. Mineralogist*, № 10.

Patterson J. M. 1963. Geology of the Thompson-Moak Lake, Winnipeg.

Ringwood A. E. 1956. Melting relationships of Ni—Mg olivines and some geochemical implications.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 10.

Schurmann R. 1967. Hydrothermal experimentelle Untersuchungen an metamorphen monoklinen Hornblenden. Teil II. Zur Stabilität der aktinolithischen Hornblende.— *Neues Jahrbuch Mineral.*, № 11.

Schwartz G. M. 1931. Intergrowths of bornite and chalcopyrite.— *Econ. Geol.*, vol. 26, № 2.

Tanner V. 1928. The Problems of an esker. Kollaz jonk'daesse in Petsamo, Lapland.— *Fennia*, vol. 50, № 38.

Tex E. 1969. Origin of ultramafic rock, their tectonic setting and history.— *Tectonophysics*, № 5—6

Väyrynen H. 1938. Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi — Kammikivinturi in Petsamo.— *Bull. Com. géol. Finlande*, № 116.

Yates A. B. 1948. Properties of International Nickel Company of Canada.— In: *Structural Geology of Canadian Ore Deposits. Ontario.*

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Введение</i>	3
---------------------------	---

Глава I

Краткие сведения о геологическом развитии района	6
--	---

Глава II

Нишнепротерозойские интрузии гипербазитов

Закономерности пространственного размещения и морфологии тел гипербазитов	11
Взаимоотношения тел гипербазитов с окружающими породами	15
Классификация гипербазитов по первичному составу	21
Внутреннее строение тел слабо измененных гипербазитов	22
Состав породообразующих минералов	28
Некоторые особенности химизма гипербазитов	32
Некоторые вопросы геологии и петрологии гипербазитов района	35

Глава III

Метаморфизм гипербазитов

Классификация гипербазитов по степени и характеру метаморфизма	42
Внутреннее строение тел метаморфизованных гипербазитов	43
Зависимость между мощностью тел гипербазитов и степенью их метаморфизма	50
Характеристика вторичных метаморфических минералов гипербазитов	51
Метасоматическая зональность тел метаморфизованных гипербазитов	57
Околосильная и околотрещинная метасоматическая зональность	68
Метаморфические изменения второго этапа	71
Природа метаморфизма гипербазитов	73

Глава IV

Медно-никелевое оруденение, связанное с гипербазитами

Особенности геологического строения месторождений и рудопроявлений. Локализация руд	80
Природные типы руд	87
Минеральный состав руд	93
Парагенетические ассоциации	101
Химический состав руд	101
Околорудные изменения	106

Глава V

Основные черты генезиса сульфидных медно-никелевых руд

Обзор современных представлений о генезисе медно-никелевых руд северо-западной части Кольского полуострова	109
Последовательность процессов рудообразования	110
<i>Заключение</i>	118
<i>Литература</i>	124