

Академия
наук
СССР

С. И. Зак

**ГИПЕРБАЗИТОВАЯ
ФОРМАЦИЯ
КОЛЬСКОГО
ПОЛУОСТРОВА**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ АН СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

С. И. Зак

ГИПЕРБАЗИТОВАЯ
ФОРМАЦИЯ
КОЛЬСКОГО
ПОЛУОСТРОВА

3109



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1980

Гипербазитовая формация Кольского полуострова. Зах С.И. Л., „Наука“, 1980. 160 с.

На основе формационного анализа серпентинизированных оливинит-гарцбургитовых тел геосинклинальной стадии развития раннепротерозойского возраста, слагающих ряд гипербазитовых поясов, устанавливается их первично-магматическое происхождение. При процессах последующего метаморфизма образуются реакционные колонки двух типов: диффузионная метасоматическая для массово проявленного процесса изменений и инфильтрационная в околожилых и околотрещинных пространствах. Сульфидные медно-никелевые руды двух этапов рудогенеза (магматического и метаморфического) возникли при кислотно-основном режиме рудогенеза. При изменении гипербазитов за первой стадией кислотного выщелачивания следует щелочная стадия сульфидного медно-никелевого рудообразования и далее вторая кислотная стадия, выражающаяся в пиритизации руд. Существенные отличия докембрийских и фанерозойских гипербазитов по химическому составу, структурному положению, эффузивным и интрузивным формам проявления позволяют подразделить их на два типа: 1) области субдукции с перемещением сегментов коры океанического типа и 2) области, охватывающие эвгеосинклинальные структурные зоны докембрийских эвгеосинклинальных систем и их фундамент. Лит. — 228 назв., ил. — 36, табл. — 10.

Редакционная коллегия: А.И.БОГАЧЕВ (ответственный редактор), М.Н.Годлевский (научный редактор), В.И.Кочнев-Первухов, В.В.Проскураков

Спартак Иосифович Зах

ГИПЕРБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Утверждено к печати

Институтом геологии Карельского филиала АН СССР

Редактор издательства Р.А. Жуков. Художник Г.К. Смирнов. Технический редактор Л.Н. Чешейко. Корректоры О.М. Бобылева и Е.А. Гинстлинг

ИБ № 8815

Подписано к печати 29.10.79. М-25821. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Печ. л. 10 = 10.00 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 11.51. Тираж 650. Изд. № 7234. Тип. зак. № 308. Цена 1 р. 80 к.

Издательство „Наука“, Ленинградское отделение
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография
издательства „Наука“
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

1 июня 1977 г. безвременно оборвалась жизнь большого ученого, талантливое организатора производства и замечательного человека Спартак Иосифовича Зака.

Спартак Иосифович Зак 27 лет своей производственной и научной деятельности посвятил изучению геологии, магматизма и металлогении докембрия Карело-Кольского региона.

С 1950 г., окончив Ленинградский горный институт, он работал в Северо-Западном территориальном геологическом управлении в должностях геолога, старшего геолога, начальника партии, главного геолога экспедиции. Большое трудолюбие, хорошие организаторские способности в сочетании с высокой профессиональной и теоретической подготовкой позволили ему завершить в это время ряд важных работ. При непосредственном участии и под руководством С.И.Зака были выполнены геологические съемки нескольких перспективных районов Карелии и Кольского полуострова, проведены поиски и разведка Койкарского и Елетьозерского титановых месторождений. Составленная им с группой сотрудников в 1957-1960 гг. геологическая карта Хибинского щелочного массива до настоящего времени служит основой эффективных геологоразведочных работ. На рекомендованных для детальных поисков площадях было открыто, разведано и передано в эксплуатацию Коашвинское апатито-нефелиновое месторождение.

Интенсивную производственную работу С.И.Зак сочетал с научной деятельностью. В 1961 г. он защитил кандидатскую диссертацию на тему: "Титановое оруденение в основных породах Елетьозерского массива".

С 1964 по 1975 г. С.И.Зак работал старшим научным сотрудником в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР. В 1964-1967 гг. он возглавил коллектив геологов, успешно выполнивших ответственное задание по изучению геологического строения, петрологии и апатитоносности Сынчирского щелочного массива в Восточной Сибири, расположенного по трассе БАМа. В результате этих исследований было выявлено перспективное месторождение каучевого сырья. В последующие годы С.И.Зак обобщил и систематизировал обширный материал по гипербазитовой формации Кольского полуострова и глубоко исследовал гипербазиты Аллареченского никеленосного района. В результате проделанной работы им впервые

выделены гипербазитовые пояса, установлены специфические особенности химизма гипербазитов. По-новому рассмотрен механизм их метаморфизма, разработаны поисковые критерии на связанные с гипербазитами медно-никелевые руды. Им также успешно выполнена работа по геохимической разбавке базит-гипербазитовых интрузий Печенгского синклиниория.

С 1975 г. С.И.Зак возглавил группу по изучению металлогенических эпох докембрия Карелии и связанных с ними полезных ископаемых в Институте геологии Карельского филиала АН СССР.

Накопленный огромный фактический материал, его глубокая проработка, большая эрудиция позволили С.И.Заку в последние годы его научной деятельности подойти к решению региональных проблем геологического строения, формационного анализа и металлогении Балтийского щита, в частности к проблеме взаимосвязи типов земной коры с их металлогенией. В последние годы С.И.Зак много сил отдал написанию докторской диссертации „Гипербазитовая формация Кольского полуострова“, обобщающей результаты его многолетних исследований.

Ученый совет Института геологии решил издать труд С.И.Зака самостоятельной монографией как завершение большой и полезной научной работы. Редакционная коллегия внесла самые минимальные изменения, неизбежные при подготовке рукописи к публикации.

О напряженной деятельности С.И.Зака по изучению геологии, магматизма и металлогении Балтийского щита свидетельствуют 60 его работ, 43 из которых опубликовано (в том числе четыре коллективные монографии).

Жизнь С.И.Зака представляет собой пример беззаветного служения геологической науке. О высокой эффективности его работ свидетельствуют открытые или разведанные им месторождения. Выводы из его работ еще долго будут служить задачам дальнейшего расширения минерально-сырьевой базы Северо-Запада нашей страны.

Память о Спартаке Иосифовиче Заке — большом ученом, необычайно скромном, трудолюбивом и отзывчивом человеке, хорошем друге — навсегда сохранится в сердцах его друзей, коллег по работе, учеников

С ультраосновными породами связаны разнообразные месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых. Однако до сих пор слабо исследованными оставались докембрийские гипербазиты, формировавшиеся на ранних стадиях эволюции Земли. Развернутая характеристика раннепротерозойской гипербазитовой формации Кольского полуострова в целом ранее не давалась. Накопленные более чем за двадцатилетний период материалы о гипербазитовых телах не обобщались и были рассеяны по многочисленным отчетам, находящимся в фондах различных организаций.

Гипербазитовые интрузивы Кольского полуострова до недавнего времени не выделялись в отдельную формацию, а объединялись с основными или диоритовыми породами. В качестве формационного типа они выделены в последних работах К. А. Шуркина и Ф. П. Митрофанова (1970, 1971), А. И. Богачева и др. (1969), С. И. Зака и В. С. Панева (1971). Однако в этих исследованиях не были разработаны классификационные признаки гипербазитовой формации Кольского полуострова и не выявлены особенности строения, состава и химизма интрузивов. Ранее также специально не рассматривались практически важные вопросы метаморфизма гипербазитов, хотя большинство исследователей признавало метаморфогенное происхождение ряда связанных с гипербазитами медно-никелевых месторождений (Зак и др., 1972; Кочнев-Первухов и др., 1972; Козлов, 1972). Поисковые критерии на медно-никелевые руды гипербазитовой формации ранее не разрабатывались.

Многолетние исследования автора показали, что среди докембрийских образований Кольского полуострова может быть выделен комплекс ультраосновных пород, сходный с гипербазитовой формацией фанерозойских складчатых областей (Пинус, Колесник, 1966; Соболев, 1952; Соловьев, 1970б). Автором систематизированы материалы по оливинит-гарцбургитовым телам Кольского полуострова, обобщены данные по их взаимоотношениям с вмещающими породами и закономерностям локализации.

При обобщении материалов съемочных и поисковых работ выяснилась неравноценная степень изученности гипербазитовых тел в отдельных районах Кольского полуострова. Наиболее детально изучены гипербазитовые тела в Аллареченском районе, где с целью

поисков медно-никелевых месторождений пройдено более 200 тыс. погонных метров скважин и выполнен большой объем геофизических работ. В процессе поисков здесь выявлено более 400 гипербазитовых тел, большая часть которых пересечена скважинами на полную мощность в одном или нескольких сечениях, произведено их специальное изучение с отбором многочисленных проб (С.И.Зак, В.В.Проскуряков, В.И.Кочнев-Первухов, 1971 г.). При дальнейшем рассмотрении вопросов геологии и петрологии гипербазитовой формации Кольского полуострова материалы по гипербазитам Аллареченского района служат как бы опорными, вследствие их всесторонней изученности, а также сходства интрузивов с гипербазитами других районов. Относительно хорошо изучены гипербазитовые тела южного обрамления Сальнотундровского синклиория, характеризующиеся сравнительно хорошей обнаженностью. Л.А.Виноградовым (1971) проведено их специальное изучение, установлены особенности геологического строения, состава и дифференциации. В юго-восточной части Кольского полуострова детальное исследование ультраосновных тел гипербазитовой формации проведено лишь на небольшом участке Фалелей, находящемся у южной границы Имандра-Варзугского синклиория. Для поисков медно-никелевых руд здесь пройдено несколько скважин, вскрывающих полные разрезы гипербазитовых массивов. В остальных районах Кольского полуострова гипербазитовые тела обнаружены по единичным разрозненным выходам, которые не дают полного представления о размерах, форме тел и их взаимоотношениях с окружающими толщами. Судя по опыту детального изучения Аллареченского района, можно полагать, что ультраосновные тела гипербазитовой формации развиты значительно шире, чем это установлено при крупномасштабных съемках.

Основой данной работы послужили личные многолетние исследования автора по базит-гипербазитовым комплексам Кольского полуострова. Комплексное изучение накопленного таким образом фактического материала, выполненное в основном с позиций формационного анализа, позволило автору выделить раннепротерозойскую гипербазитовую формацию. Характеристика этой формации производится на фоне основных черт стратиграфии, структуры глубинного строения и магматизма Кольского полуострова. Затем в работе разбираются вопросы геологической позиции гипербазитовой формации, состава и внутреннего строения слагающих ее тел, химизма и метаморфизма гипербазитов, приводится описание медно-никелевого оруденения, связанного с гипербазитами, и разбор их генезиса. В итоге проведенного анализа рассматриваются некоторые общие проблемы происхождения докембрийских гипербазитов.

ГЛАВНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ, СТРУКТУРЫ,
МАГМАТИЗМА И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Территория Кольского полуострова сложена разнообразными по составу и возрасту докембрийскими и палеозойскими образованиями, перекрытыми маломощным плащом четвертичных отложений. Характеристике их стратиграфии, структуры и истории геологического развития посвящен ряд крупных монографий (Харитонов, 1966; Гилярова, 1972, 1974; Геохронологические рубежи..., 1972) и сводных публикаций (Кратц, Шуркин, 1960; Кратц, Чернов, 1971; Шуркин, 1968; Масленников, 1968; Перевозчикова, Сеницын, 1971). Большинство исследователей, схемы которых положены в основу настоящего очерка (Харитонов, 1966; Шуркин, 1968), расчленяют докембрийские образования на четыре структурных яруса: догеосинклинальный архейский (2600 ± 100 млн. лет и древнее), геосинклинальный раннепротерозойский ($1900-2600 \pm 100$ млн. лет), платформенные верхнепротерозойский и палеозойский ($1650-300$ млн. лет и менее). Однако относительно объема тех или иных отложений, относимых к определенному структурному ярусу, и контуров их распространения существуют значительные разногласия.

Не останавливаясь отдельно на характеристике догеосинклинального архейского периода, рассмотрение магматизма которого не входит в задачу настоящей работы, укажем лишь на то, что они представлены в основном биотитовыми, биотито-амфиболовыми гнейсами и полевошпатовыми амфиболитами. Регионально проявлены в архее процессы гранитизации и мигматизации древнейших толщ, метаморфизованных преимущественно в амфиболитовой фации.

Архейский тектоно-магматический цикл завершился стабилизацией подвижных зон, охватившей значительные территории (Геохронологические рубежи..., 1972).

Раннепротерозойский геосинклинальный период характеризуется расчленением территории Кольского полуострова на структурно-фациальные зоны с различной тектонической мобильностью: узкие подвижные троговые зоны с эвгеосинклинальным „фемическим” типом

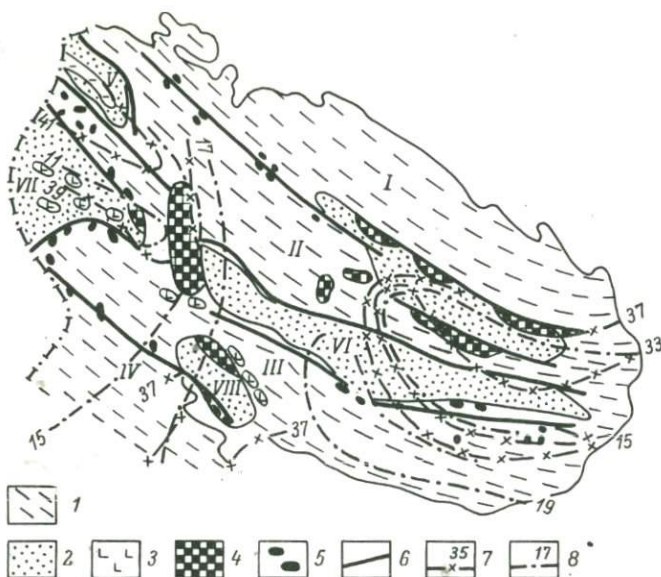


Рис. 1. Схема размещения раннепротерозойских базит-гипербазитовых интрузивных формаций (ориентировочно отвечает предсреднепротерозойскому эрозионному уровню).

1 - стабильные зоны (преимущественно архейские образования);
 2 - зеленокаменные подвижные зоны (раннепротерозойские толщи);
 скопления интрузивных тел: 3 - норит-пироксенитовой формации, 4 - габбро-анортзитовой формации, 5 - гипербазитовой формации, 6 - главные разломы; 7 - поверхности Мохо, 8 - поверхности Конрада. I - Мурманская стабильная зона; II - Центральная Кольская стабильная зона; III - Карело-Нотозерская стабильная зона; IV - Беломорская стабильная зона, V - Печенгская подвижная зона; VI - Имандра-Варзугская подвижная зона; VII - Сальютундровский блок; VIII - Колвицкий блок. Изогипсы поверхностей Мохо и Конрада вынесены на основе материалов Г.А.Завинской. Формационное деление - по автору.

разреза и широкие стабильные зоны, сложенные преимущественно архейскими гнейсами, гранитоидами и амфиболитами. На прилагаемой схеме размещения магматических формаций (рис.1) соответственно выделены подвижные пояса зеленокаменных осадочно-вулканогенных толщ и стабильные структурные зоны, сложенные разнообразными по составу гранитоидами.

Расположение раннепротерозойских подвижных и стабильных структурно-фациальных зон показано на схеме размещения интрузивных формаций. Данная схема принципиально не отличается от ранее опубли-

ликованных схем районирования Л. Я. Харитонова, К. О. Кратца и других исследователей. На схеме „сняты“ более молодые среднепротерозойские и палеозойские отложения, а границы залегающих под ними раннепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ определены путем интерполяции. В стабильных зонах архейские и нижнепротерозойские образования показаны как нерасчлененные, так как положение границ между ними рядом исследователей трактуется по-разному (Гилярова, 1972; Загородный, 1971, и др.). На схему нанесены важнейшие тектонические нарушения, установленные как по геологическим (Харитонов, 1966; Токарев, 1972), так и по геофизическим данным (Цирюльников, Сокол, 1968). Прилагаемая схема отвечает по времени уровню эрозии раннепротерозойских складчатых сооружений в период, предшествующий среднепротерозойской осадочно-вулканогенной деятельности.

В качестве раннепротерозойских стабильных зон выделяются Мурманская, Центральная-Кольская, Терско-Нотозерская и Беломорская. Они сложены преимущественно архейскими плагиоклазовыми гнейсогранитами и интенсивно мигматизированными гнейсами. Широким развитием пользуются плагиомикроклиновые и другие граниты частично протерозойского возраста, что свидетельствует об активизации блоков и участии их в более поздних геологических процессах (Харитонов, 1966; Батиева, Бельков, 1968; Шуржин, 1968).

В Терско-Нотозерской и Беломорской зонах преобладающим распространением пользуются гнейсо-граниты, биотито-амфиболовые гнейсы и полевошпатовые амфиболиты. Широко развиты весьма пестрые по составу и текстуре мигматиты и анатектит-граниты - плагиоклазовые и плагиомикроклиновые. Повсеместно наблюдаются кулисовидно расположенные куполовидные структуры различных размеров. Ядра куполов, состоящие преимущественно из гнейсо-гранитов, по периферии окаймляются мигматитами по гнейсам, перемежающимися с горизонтальными полевошпатовыми амфиболитами. Преобладает относительно пологое падение от центров куполов под углом 10-50°. Узкие межкупольные пространства отличаются сравнительно крутыми залеганиями гнейсов. Крутое падение иногда присуще сериям изоклинальных складок, развитых на значительных территориях. Большинство исследователей рассматривают различные по составу гнейсы и амфиболиты как осадочно-вулканогенные породы, претерпевшие глубокий метаморфизм и гранитизацию. К раннепротерозойским условно отнесены образования Колмозерского-Воронежского приразломного синклиория. О соотношении Колмозерско-Вороженской и Кейвской структур имеются противоречивые данные (Харитонов, 1966; Маслеников, 1968). На прилагаемой схеме обе структуры объединены в единую подвижную зону.

К раннепротерозойским фемическим подвижным зонам с эвгеосинклинальным типом разрезом относятся Печенгская и Имандро-Вар-

¹ В литературе по геологии Кольского полуострова обычно имеется Мурманским блоком.

зугская структуры. Протяженность их достигает 350 км при относительно небольшой ширине — 30–40 км, что присуще всем докембрийским поясам подобного типа (Салоп, 1973). В пределах подвижных зон господствующее развитие имеют основные вулканиты. Мощность слагающих их осадочно-вулканогенных толщ достигает 5–7 км.

Имандро-Варзугская и Печенгская подвижные зоны сложены осадочно-вулканогенными толщами, метаморфизованными главным образом в условиях фации зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов. В их состав входят метадиабазы, сланцеватые амфиболиты, гнейсы, кварциты и сланцы. Контуры их распространения показаны на схеме ориентировочно (рис.1). В краевых частях они сильно мигматизированы и постепенно переходят в неясчленные архейско-нижнепротерозойские комплексы. Полные разрезы мобильных трогов не изучены, так как они перекрыты на значительных площадях среднепротерозойскими образованиями. Раннепротерозойские осадочно-вулканогенные толщи обычно смяты в сжатые изоклинальные складки.

По границам подвижных зон повсеместно проходят мощные зоны тектонических нарушений. Тектонические пояса часто характеризуются широким развитием процессов диафореза: серицитизации, карбонатизации и т.д. По геофизическим данным, глубина их заложения превышает десятки километров. О большой глубине проникновения разломов свидетельствует локализация в них крупных базитовых интрузивов.

Начальные стадии формирования раннепротерозойских мобильных зон характеризовались излияниями эффузивов, принадлежащих к липарит-андезит-базальтовой и дацит-андезит-базальтовой формациям, и внедрением доорогенных и раннеорогенных интрузивов гипербазитовой, габбро-перидотитовой, габбро-диорит-плагиогранитовой и габбро-анортозитовой формаций (Богачев и др., 1976). Экструзивные комплексы протерозоя отличаются распространением кислых и средних эффузивов с относительно умеренной щелочностью (Богачев и др., 1976). С заключительными стадиями раннепротерозойского магматизма связано широкое развитие plutonических кислых пород. К этой стадии относится становление интрузивов формации анатектит-гранитов и мигматит-гранитов, порфиробластических микроклиновых гранитов (Батиева, Бельков, 1968). В стабильных поднятиях имели место процессы переработки архейского фундамента, сопровождавшиеся анатексисом и гранитизацией. Раннепротерозойский период завершился консолидацией протерозойских подвижных областей.

Сальнотундровский и Колвицкий блоки сложены образованиями комплекса гранулитов, представленных гранат-плагиоклаз-гиперстеновыми, гранат-плагиодиопсидовыми, гранат-плагиоклаз-кварцевыми, гранат-кордиеритовыми, диоритовыми и другими породами (рис.1). Относительно происхождения гранулитов высказываются противоречивые мнения. Часть исследователей считает их преимущественно интрузивными образованиями (Полканов, 1939), другие причисляют к осадочно-вулканогенным толщам, подвергшимся глубокому метаморфизму (Беляев, 1971; Шуркин, 1968). В.В. Жданов (1966) склонен

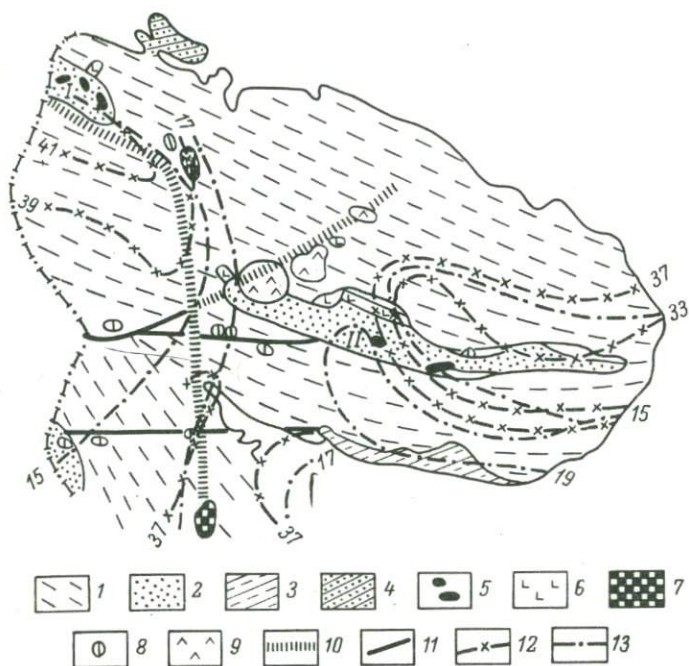


Рис. 2. Схема размещения среднепротерозойских и палеозойских базит-гипербазитовых и щелочных интрузивных формаций.

1 - стабильные структурно-фациальные зоны (преимущественно архейские гнейсы, мигматиты и гранитоиды); 2 - подвижные структурно-фациальные зоны; верхнепротерозойские образования: 3 - Терского берега, 4 - п-ова Рыбачьего; среднепротерозойские магматические формации: 5 - габбро-перидотитовая, 6 - габбро-норит-перидотитовая, 7 - габбро-щелочная; палеозойские формации: 8 - щелочная-ультраосновная, 9 - нефелин-сиенитовая; 10 - глубинные разломы, разделяющие блоки земной коры; 11 - тектонические разломы; 12 - изогипсы глубины залегания поверхности Мохо, вынесенные по материалам Г.А.Завинской; 13 - изогипсы поверхности Конрада. Формационное деление - по автору.

рассматривать Сальютундровский блок гранулитов как приподнятый блок гранулит-диоритового слоя земной коры.

Многие вопросы, касающиеся первичной природы Сальютундровского гранулитового массива, его возраста, структуры и взаимоотношений с окружающими гнейсами и гранитоидами, остаются до сих пор неясными и дискуссионными. Среднепротерозойский период ознаменовался переходом от геосинклинального режима к субгеосинклинальному полуплатформенному и прогрессирующим нарастанием мощности и жесткости земной коры (Кратц, Лобач-Жученко, 1969).

По тектонической мобильности на территории Кольского полуострова в среднем протерозое выделяются два типа структурно-фациальных зон: узкие подвижные „фемические“ зоны, пространственно наследующие эвгеосинклинальные трогии раннего протерозоя, и широкие стабильные выступы, сложенные на современном срезе главным образом архейскими и раннепротерозойскими образованиями (рис. 2). Среднепротерозойские образования, сохранившиеся на современном эрозионном срезе в Печенгской и Имандра-Варзугской подвижных зонах, представлены преимущественно слабодислоцированными осадочно-вулканогенными толщами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев. Общая мощность их достигает 5-7 км. Они состоят из конгломератов, разнообразных по составу диабазов, пикритов, туфов, туффицитов, филлитов, доломитов, углистых и глинистых сланцев. Для них типичны моноклинали, падающие на юг и осложненные широкими продольными и поперечными складками. Грубозернистые терригенные отложения, в том числе конгломераты, развиты, как правило, с северной стороны подвижных зон. В южном обрамлении обратные падения либо не наблюдались, либо отмечались на узких локальных участках, располагающихся в мощных линейных тектонических поясах. Крупные тектонические разломы большей частью приурочены к области сочленения подвижных зон и стабильных поднятий.

Стадия прогибания среднепротерозойских подвижных зон характеризуется обилием эффузивов, относящихся к андезит-базальтовой, пикрит-базальтовой и андезитовой формациям; основной плутонический магматизм представлен интрузивами габбро-перидотитовой и габбро-норит-перидотитовой формаций.

Развитие среднепротерозойских подвижных зон завершается внедрением интрузивов формации щелочных гранитов-сиенитов, лейкокраповых гранитов и порфиroidных гранитов. В антиклинорных поднятиях проявляются процессы активизации, выражающиеся в образовании мигматитов и пегматитов (Геохронологические рубежи..., 1972).

Развитые на южном и северном побережье Кольского полуострова платформенные верхнепротерозойские отложения с разрывом перекрывают архейский гранитоидный фундамент. Они представлены конгломератами, песчаниками и сланцами, претерпевшими диагенетические и эпигенетические изменения. Залегание их близкое к горизонтальному. Развитие верхнепротерозойских отложений лишь в краевых зонах Кольского полуострова говорит о миграции областей наибольшего прогибания из центральной части Кольского полуострова к его периферии. Для верхнепротерозойского времени на территории Кольского полуострова типичен главным образом дайковый базальтовый магматизм.

Палеозойские платформенные осадочно-вулканогенные образования девонского и каменноугольного возраста известны в кровле Контозерского, Ловозерского и Хибинского щелочных массивов (Кириченко, 1970). Общая их мощность, по данным Л. А. Кириченко, достигает 1 км. Они представлены алевролитами, аргиллитами, туфами

и разнообразными щелочными эффузивами: щелочными базальтами, нефелинитами и т.д. Нижне- и среднепалеозойские интрузивы принадлежат к ультраосновной-щелочной и агпайтовой нефелин-сиенитовой формациям.

За небольшой 15–20-летний период геофизических исследований Карело-Кольского региона взгляды на его глубинную структуру претерпели существенные изменения. Первоначальная концепция сводилась к тому, что земная кора, обладающая мощностью 35–40 км, состоит из двух слоев – гранитного и базальтового (Литвиненко, 1968а, 1968б). Мощностью гранитного слоя сравнительно невелика и составляет 5–10 км. Ключевым моментом первоначальной концепции служило представление о прерывистом распространении гранитного слоя. Предполагалось, что осадочно-вулканогенные толщи зеленокаменных трогов (Печенгского, Имандра-Варзугского) залегают непосредственно на базальтовом слое земной коры.

В 1973–1975 гг. геофизиками и геологами Западного геофизического треста (С.А. Анкудинов, А.Н. Конева, Ю.А. Сипарова, Э.В. Мурова, Г.А. Завинская, Р.В. Былинский), сыгравшими ведущую и определяющую роль в изучении глубинного строения Кольского полуострова, была принята другая модель строения земной коры. Согласно новой концепции, земная кора состоит из четырех слоев: осадочно-вулканогенного, гранитного, диоритового и базальтового. Оценка общей мощности земной коры в 35–40 км осталась неизменной. Мощность гранитного слоя оценивается в 0,5–12, диоритового – 6,5–18, базальтового – 18–28 км. При разработке новой концепции авторы исходили прежде всего из общих особенностей геологического и тектонического строения восточной части Балтийского щита. Это позволило по-новому рассмотреть ряд вопросов геологического строения региона и истории его геологического развития. Ранее считавшиеся самостоятельными интрузивами диориты и некоторые участки распространения древних гранитоидов в соответствии с новой концепцией рассматриваются как коровые образования или блоки земной коры, тектонически выдвинутые на поверхность (Жданов, 1966).

Большая часть массивов диоритов, залегающих в гнейсах, мигматизирована более молодыми гранитами, и природа их границ неизвестна. Тектонические контакты установлены у Сальнотундровского гранулит-диоритового блока.

Анализ имеющихся материалов по глубинному строению Кольского полуострова проведен автором исходя из следующих положений: 1) комплексные гравиметрические, сейсмические и магнитные геофизические исследования достоверно освещают строение земной коры до глубины порядка 40 км; 2) границы между слоями земной коры регистрируют изменения не только физических свойств, но и химического состава пород; 3) поверхность Конрада отделяет базальтовый слой от гранитного и диоритового слоев, а поверхность Мохо – земную кору от верхней мантии; 4) „диоритовая“ модель структуры земной коры Кольского полуострова является правомер-

ной и оправданной; 5) положение границ Мохо и Конрада реконструируется геофизическими исследованиями достоверно; результаты геофизических работ, проведенных Западным геофизическим трестом, приняты без переинтерпретации.

Главнейшие результаты сопоставления особенностей глубинного строения земной коры и металлогении Кольского полуострова сводятся к следующему. Ведущими элементами глубинного строения Кольского полуострова являются прогибы и поднятия поверхности Мохо и Конрада. Амплитуда прогибов поверхности Мохо составляет 10–15 км, Конрада – до 7 км. С прогибами и поднятиями поверхности Мохо, как правило, сопряжены зеленокаменные пояса (Имандро-Варауга) (рис. 3). Ширина зон развития зеленокаменных осадочно-вулканогенных толщ на поверхности (50–70 км) значительно уже, нежели ширина соответствующих им на глубине прогибов поверхности Мохо (60–300 км). Ранее считавшийся общепринятым тезис о перспективности для поисков сульфидных медно-никелевых месторождений только зеленокаменных толщ (Печенга, Имандро-Варауга) следует распространить на всю площадь соответствующих им прогибов поверхности Мохо. Это положение, хотя и представляется на первый взгляд спорным, позволяет объяснить приуроченность вновь открытых месторождений к гнейсо-амфиболито-мigmatитовым толщам (Зак, Кочнев-Первухов, Проскураков, 1972).

Поднятия поверхности Мохо и Конрада в целом отвечают „салические“ структуры: Центрально-Кольской антиклинорий, Кейвская структура (рис.3). Однако с металлогенической точки зрения наибольший интерес представляет сопоставление положения поднятий поверхности Мохо и Конрада и рудоносных зон тектоно-магматической активизации с ними связанных.

Под тектоно-магматической активизацией вслед за А. Д. Щегловым (1975) здесь понимается „сложный комплекс наложенных тектонических и магматических явлений, ведущих к структурной перестройке платформенных и консолидированных складчатых сооружений и происходящих в послеплатформенную континентальную стадию развития земной коры“ (с.9).

Кроме палеозойского и верхнепротерозойского периодов тектоно-магматической активизации (Григорьева и др., 1975) выделяются протерозойские зоны активизации: Колмозерско-Воронинская редкометальная (пегматиты), Центрально-Кольская редкометальная (щелочные граниты) (рис.3).

Если исходить из данных проведенного анализа, то, казалось бы, простой тезис о том, что прогибы поверхности Мохо отвечают зеленокаменным осадочно-вулканогенным толщам, а склоны воздыманий поверхностей Мохо и Конрада соответствуют зонам тектоно-магматической активизации, далеко не отражает всей сложной картины распределения рудопоявлений на территории Кольского полуострова.

В отдельных случаях оси одной и тех же глубинных зон одной частью расположены в одном типе структур, другой – в глубинных

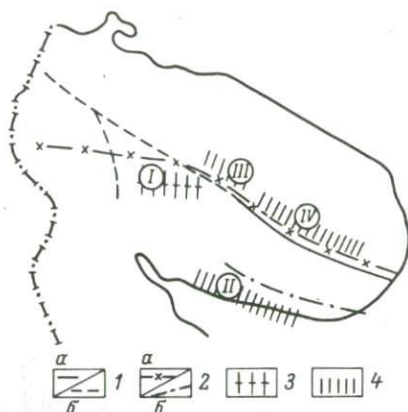


Рис.3. Схема расположения осей прогибов и поднятий поверхностей Мохо и Конрада Кольского полуострова. Составлена на основе материалов Г.А.Завинской.

1 - оси прогибов (а) и поднятия (б) поверхности Мохо; 2 - оси поднятия (а) и прогибов (б) поверхности Конрада; 3 - зоны тектоно-магматической активизации установленные: I - Хибинско-Ловозерская, II - Канда拉克шская; 4 - зоны тектоно-магматической активизации прогнозируемые: III - Колмозерско-Воронинская, IV - Центрально-Кольская.

поясах иного типа. В качестве примера можно привести Кейвско-Колмозерскую структуру. Юго-восточная часть этой структуры, к которой приурочен Кейвский синклиниорий, соответствует воздыманию поверхности Конрада, северо-западная часть той же глубинной структуры - прогибу поверхности Конрада и совпадает с Колмозерско-Воронинской зоной тектоно-магматической активизации.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИНТРУЗИВНОГО БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА ПРОТЕРОЗОЯ

Краткая характеристика интрузивных базит-гипербазитовых формаций

История изучения ультраосновных и основных интрузивов Кольского полуострова начинается с дореволюционного периода и охватывает более чем пятидесятилетний отрезок времени. Наибольшую известность получили работы А.А.Полканова, Н.А.Елисеева, Е.К.Козлова, Г.И.Горбунова, А.А.Кухаренко, Н.А.Волотовский, А.И.Богачева и других исследователей, и они посвящены описанию интрузивов Печенгского, Мончегорского, Ковдорского и других рудных районов. В указанных работах приведена развернутая характеристика геологического положения и внутреннего строения отдельных интрузивов, их дифференциации, минерального состава, химизма и рудоносности. В сводках А.А.Полканова, К.О.Кратца, А.А.Кухаренко, Л.Я.Харионов, М.А.Гиляровой охарактеризованы основные-ультраосновные плутонические комплексы геосинклинального, субгеосинклинального и платформенного периодов.

Наибольшие успехи в изучении магматизма Кольского полуострова связаны с внедрением методов формационного анализа. Первая попытка формационного анализа магматических образований принадлежит Э.Б.Наливкиной и В.В.Жданову (1966). Наиболее полная и всеобъемная схема последовательности плутонических и экструзивных ультраосновных, основных, гранитоидных и щелочных формаций (комплексов) восточной части Балтийского щита разработана К.А.Шуркиным и Ф.П.Митрофановым (1971). Обстоятельное описание докембрийских плутонических ультраосновных и основных формаций приводится Н.А.Волотовской, Ю.И.Рабиновичем, И.В.Баркановым, обобщившими материалы по геологическому строению интрузивов, их петрохимическим особенностям и рудной специализации. В ранее предложенных схемах формационного деления (Москалева, 1971; Гилярова, 1974) с различной степенью детальности рассматривается эволюция продуктов магматизма во времени в связи со сменой геотек-

тонического режима. К сожалению, до сих пор не сформулированы классификационные признаки докембрийских базит-гипербазитовых формаций, что порождает взаимное непонимание и путаницу при определении принадлежности интрузивов к тому или другому комплексу и создает трудности при анализе эволюции продуктов магматизма.

В постархейское время в истории геологического развития Кольского полуострова могут быть выделены три периода магматизма, соответствующие ряду тектоно-магматических циклов: 1) раннепротерозойский геосинклинальный период на ранней стадии характеризуется развитием доорогенных и синорогенных эффузивных и plutonических основных и ультраосновных пород, на заключительной - формированием гранитоидных комплексов разнообразного состава и генезиса; 2) среднепротерозойский субгеосинклинальный период с plutonическими и экструзивными породами базит-гипербазитового состава, завершившийся формированием интрузивов лейкократовых, порфировидных и щелочных гранитов; 3) платформенный верхнепротерозойский - ниже- и среднепалеозойский периоды, для которых типичны излияния пестрых по составам основных и щелочных лав и образование глубинных магматических комплексов ультраосновного-щелочного и нефелин-сиенитового состава. Особенностью истории геологического развития региона является единая для всех циклов необратимая эволюция тектонического режима от геосинклинального к платформенному.

По мере перехода от геосинклинального режима к платформенному происходит сокращение площадей мобильных зон и разрастание областей стабилизации, сопровождающееся повышением мощности и жесткости земной коры (Кратц, Лобач-Жученко, 1969); А.А. Кухаренко и др. (1971) и Л.Я. Харитонов (1966) показали общую направленность изменения химизма магматических образований: эффузивов и интрузивов основного и ультраосновного состава и гранитоидных комплексов в сторону повышения щелочности по мере консолидации геологических структур. Общая схема корреляции постархейских магматических образований Кольского полуострова представлена в табл.1.

Раннепротерозойский геосинклинальный период. Раннепротерозойские геосинклинальные базит-гипербазитовые интрузивы принадлежат к гипербазитовой, норит-пироксенитовой и габбро-анортозитовой формациям. Массивы, относящиеся к норит-пироксенитовой формации, широко распространены в Имандра-Варзугской и Печенгской подвижных зонах среди собственно раннепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ. В гнейсо-гранитных образованиях они отмечаются относительно редко. Скопления норит-пироксенитовых тел известны, в частности, в южном обрамлении Имандра-Варзугской зоны. Тела гипербазитовой формации во внутренних частях подвижных зон не встречаются. Они приурочены к линейно вытянутым поясам, проходящим по границам Печенгской, Имандра-Варзугской, Сальютундровской и Колвицкой зон, и иногда прослеживающимся по тем же направлениям в глубь стабильных областей. Габбро-анортозитовые массивы

Схема, корреляции послепармской магматических образований
Кольского полуострова

Период	Тектонический режим	Тектоно-магматический цикл	Магматические формации	
			интрузивные	вулканические
Палеозой	Платформенный	Герцинский	Нефелин-сиенитовая	Комплекс щелочных эффузивов
Верхний протерозой		Каледонский	Ультраосновная щелочная	То же
		Верхнекарельский	Толмит-базальтовая	
Средний протерозой	Субгеосинклинальный	Среднекарельский	Порфиридных гранитов, лейкократовых гранитов и аляски- тов, щелочных гранитов-сиени- тов. Габбро-щелочная Габбро-норит-перидотитовая Габбро-перидотитовая	Андезитовая, пикрит- базальтовая, андезит- базальтовая
Нижний протерозой	Геосинклинальный	Раннекарельский	Микроклиновых порфиробластиче- ских гранитов. Анатекутит-гранитов, габбро-дио- рит-плагиогранитов Габбро-анортозитовая Норит-пироксенитовая Гипербазитовая	Дацил-андезит-базальто- вая, липарит-андезит- базальтовая

П р и м е ч а н и е. Использованы материалы К.А.Шуркина, Ф.П.Митрофанова (1971), А.А.Кухаренко и др.(1971), А.И.Богачева и др. (1976), И.Д.Батиевой, И.В.Белькова (1968).

Т а б л и ц а 2

Главнейшие особенности базит-гипербазитовых и щелочных интрузивных формаций Кольского полуострова

Наименование формаций	Возраст	Тектониче-ский режим	Структурно-тектониче-ское положение	Породы	Месторождения и рудо-проявления
Гипербазиты	Нижний протеро-зой	Геосинкли-нальный	Глубинные разломы на гра-ницах разновозрастных комплексов и в архей-ском фундаменте	Оливиниты Гарцбургиты Пироксениты	Сульфидные медно-нике-левые, хромитовые
Норит-пироксе-нитовая			Подвижные зоны и их обрамления	Лерполиты, пироксениты Нориты, габбро	Сульфидные, медно-нике-левые
Габбро-анорто-зитовая			Стабильные выступы и их обрамления	Анортозиты, габбро-анортозиты, оливиниты, троктолиты, габбро, габбро-нориты	Титаномagnetитовые
Габбро-перидо-титовая	Средний протеро-зой	Субгео-синкли-нальный	Подвижные зоны и их об-рамления	Оливиниты, верлиты, пироксени-ты, габбро	Сульфидные медно-никеле-вые, бедные титаномag-нетитовые
Габбро-норит-перидотито-вая			Сочленение подвижных и стабильных структур-ных зон	Оливиниты, перидотиты, пироксе-ниты, габбро-нориты, габбро, троктолиты	Сульфидные медно-никеле-вые
Габбро-щелоч-ная			Стабильные выступы	Перидотиты, габбро, габбро-нори-ты, габбро-анортозиты, пулас-киты, тералиты, эссекситы, ийолит-уртиты, нефелиновые сиениты и др.	Титаномagnetитовые, ред-кометальные
Ультраосновная-щелочная	Кале-донский		Линейные зоны активиза-ции	Оливиниты, пироксениты, щелоч-ные пироксениты, мельтейгиты, ийолит-уртиты, нефелиновые си-ениты, карбонатиты	Титаномagnetитовые, маг-нетитовые, редкометаль-ные
Нефелин-сиени-товая	Герцин-ский	Платфор-менный	То же	Щелочные и нефелиновые си-ениты, ийолит-уртиты	Флогопитовые, апатитовые Апатитовые, нефелиновые, редкометальные, сфено-вые

П р и м е ч а н и е. Использованы материалы К.А.Шуркина и Ф.П. Митрофанова (1971), А.А.Кухаренко и др. (1971), С.И.Зака и В.С. Ланева (1971).

развиты в краевых частях Кейвской, Сальютундровской и Колвической зон и в Центрально-Кольском поднятии. В центральных частях мобильных зон они не отмечались. Таким образом, в раннепротерозойский период намечается нечетко выраженная тенденция к размещению массивов определенных формаций в различных по тектонической мобильности зонах (табл. 2).

Участие гипербазитовых, норит-пироксенитовых и габбро-анортозитовых тел в складчатости, согласное залегание их во вмещающих породах, степень метаморфизма, воздействие на них плагиомиоклиновых гранитов свидетельствуют о внедрении интрузивов на ранней стадии раннекарельского тектоно-магматического цикла, предшествующей главной фазе складчатости и кислому гранитоидному магматизму. К сожалению, вследствие пространственной разобщенности прямые данные о возрастных взаимоотношениях массивов различных формаций отсутствуют.

Ниже приводится краткое описание раннепротерозойской гипербазитовой, норит-пироксенитовой и габбро-анортозитовой формаций.

Г и п е р б а з и т о в а я ф о р м а ц и я . Развернутая характеристика гипербазитовой формации приводится ниже (гл. III, 1У). В настоящем разделе даются лишь краткие сведения, необходимые для ее общей характеристики и рассмотрения некоторых вопросов эволюции магматизма.

На Кольском полуострове известно более 700 оливинит-гарцбургитовых массивов гипербазитовой формации. Пространственно они приурочены к глубинным разломам, проходящим по границам раннепротерозойских подвижных зон и иногда протягивающимся в глубь стабильных поднятий. Зоны распространения гипербазитовых тел в совокупности образуют разветвленную единую систему, условно разделяемую нами на Имандра-Варзугский, Аллареченский, Нотозерский, Ковдоро-Кандалакшский пояса (рис. 4). Изолированно расположены Титовско-Воронинский и Северо-Карельский пояса. Общая протяженность поясов около 1200 км при ширине от 7 до 40 км. Гипербазитовые массивы залегают как среди архейских гнейсов, мигматитов и амфиболитов, так и среди раннепротерозойских сланцев. В архейских образованиях гипербазитовые тела часто локализуются в периферических частях куполовидных поднятий, меняя свое простирание в соответствии с очертаниями овальных структур. Углы падения их колеблются в широких пределах — от близких к горизонтальному до $50-60^\circ$. Массивы ориентированы под различными углами к генеральному простиранию поясов. Тела, залегающие в раннепротерозойских сланцах, имеют, как правило, простирание, параллельное направлению поясов, и крутое падение. Внутри поясов гипербазитовые массивы концентрируются в виде кустов скоплений. На площади в несколько квадратных километров может быть сосредоточено до 20-40 тел, в то время как между ними на расстоянии до десятков километров они отсутствуют.

Протяженность гипербазитовых тел колеблется от 30 м до нескольких километров при мощности, варьирующей от 3 до 800 м. Преоб-

ладающее распространение имеют небольшие тела мощностью менее 10 м, количество которых на хорошо изученных площадях более 30% общего числа массивов. Часто наблюдаются бескорневые тела, выклинивающиеся на глубине 50–150 м. Вместе с тем некоторые массивы прослеживаются по падению на 500–600 м без признаков выклинивания.

Повсеместно наблюдается согласное залегание полосчатости и гнейсовидности во вмещающих породах и на контактовой поверхности гипербазитовых тел. План размещения гипербазитовых тел сопряжен с рисунком пликативных деформаций; устанавливается участие их в складчатости и прорывание жилами раннепротерозойских гранитов, подвергшихся десилификации. Ультраосновные породы у контактов массивов отчетливо расщеплены, а в окружающих гнейсах и амфиболитах проявлены пластичные деформации с образованием плейчатости и микроскладок. В карьерах и хорошо обнаженных участках отмечается расчленение гипербазитовых массивов на будины различных размеров. Кустовое размещение гипербазитов, обилие тел мощностью 5–10 м и прямые наблюдения в карьерах свидетельствуют об интенсивном развитии и процессов будинажа некогда более крупных массивов. Большинство гипербазитовых тел представляет собой не отдельные интрузивы, как полагали некоторые исследователи (Богачев и др., 1966; Яковлев, Яковлева, 1974), а будины, отчлененные от крупных массивов и перемещенные на различные расстояния в твердом состоянии.

Гипербазитовые массивы сложены оливинитами, гарцбургитами, реже пироксенитами. Габброидные дифференциаты отсутствуют. Обычно в гипербазитах устанавливается неясная расслоенность. Оливиниты перемежаются с прослоями гарцбургитов и оливиновых пироксенитов. Четко дифференцированные тела с многократным чередованием прослоев оливинитов, гарцбургитов и пироксенитов распространены в Нотозерском поясе. У границ массивов наблюдается приспособление залегания „слоистости“ к положению крутых контактовых поверхностей, вдали от них отмечается выполаживание падения полосчатости до 20–25°.

Одинаковое структурное положение гипербазитовых тел, залегание их в архейских и нижнепротерозойских толщах, участие вместе с последними в раннекарельской складчатости, пересечение гранитными жилами, сходный минеральный состав – все это позволяет причислять их к единой гипербазитовой формации, время становления которой относится к начальной стадии раннепротерозойского геосинклинального цикла.

С массивами раннепротерозойской гипербазитовой формации ассоциируют месторождения и рудопроявления сульфидных медно-никелевых руд (Аллареченский пояс) и хромитовые рудопроявления (Имандро-Варзугский пояс).

Н о р и т – п и р о к с е н и т о в а я ф о р м а ц и я .
Интрузивы данной формации ранее описывались автором как принадлежащие к раннепротерозойской габбро-перидотитовой формации (Зак,

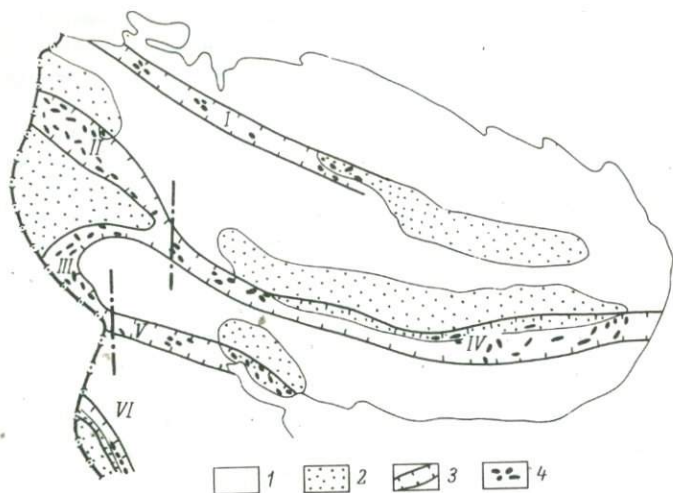


Рис. 4. Схема размещения гипербазитовых поясов Кольского полуострова.

1 - антиклинории (преимущественно архейские образования); 2 - синклинории (протерозойские толщи); 3 - гипербазитовые пояса: I - Титовско-Воронинский, II - Аллареченский, III - Нотозерский, IV - Южно-Имандра-Варзугский, V - Ковдор-Кандалакшский, VI - Северо-Карельский; 4 - скопления тел гипербазитов.

Ланев, 1971). Трудность определения их формационной принадлежности обусловлена тем, что они распространены главным образом в Сальнотундровском и Колвицком блоках, возраст и природа которых, как отмечалось выше, до сих пор остаются дискуссионными.

Помимо преимущественного распространения в Сальнотундровском и Колвицком блоках они отмечались также в южном обрамлении Печенгской структуры и к северу от Колвицкого блока.

К интрузивам данной формации отнесены тела норитов, габбро-норитов, перидотитов, пироксенитов и габбро-амфиболитов. Они часто секутся жилами гранитов различного состава. Массивы норит-пироксенитовой формации являются доорогенными или синоорогенными образованиями, подвергшимися в процессе складчатости деформации и будинированию. Степень метаморфизма их зависит от интенсивности преобразования вмещающих толщ. Массивы, залегающие в кристаллических сланцах Сальнотундровского блока, метаморфизованы в гранулитовой фации, Печенгской зоны - в амфиболитовой фации.

Тела, залегающие в гранулитах Сальнотундровской зоны, обычно имеют линзовидную форму и размер от 500 x 100 до 1,5 x 3 км; массивы габбро-амфиболитов Печенгской зоны достигают в длину до 5-10 км с видимой мощностью нередко более 1 км. Развитые во

вмещающих породах полосчатость и гнейсовидность обычно залегают согласно с контактовой поверхностью интрузивов, как бы обтекая их.

Интрузивы формировались в течение единого акта магматической деятельности. Среди них отмечаются как дифференцированные, так и недифференцированные тела. Некоторые массивы от подошвы до кровли сложены породами относительно однородного петрографического состава: норитами, пироксенитами, перидотитами, габбро-норитами, габбро-амфиболитами. В дифференцированных телах, мощность которых достигает сотни метров, в лежащем боку распространены гипербазиты или меланократовые габброиды, висячем — габбро-нориты и лейкократовые габбро. В отдельных случаях наблюдается грубая перемежаемость лейкократовых, мезократовых и меланократовых пород, хотя в целом полосчатость и ритмичная слоенность проявлены слабо.

Ультраосновные породы в данной формации распространены широко. В южном обрамлении Печенгской и Колвицкой зон они представлены главным образом перидотитами, пироксенитами и отмечаются обычно лишь в дифференцированных интрузивах. В интрузивах Печенгской зоны и ряде других наблюдается многократное чередование слоев перидотитов, плагиоперидотитов и габбро. В интрузивах Сальнотундровской структуры господствующее развитие имеют тесно ассоциирующиеся с габброидами пироксениты-вебстериты. Мощность их сравнительно невелика и не превышает первые десятки метров.

С интрузивами данной формации в Сальнотундровском блоке и в обрамлении Колвицкой зоны ассоциируют рудопоявления и мелкие месторождения сульфидных медно-никелевых руд. Характерной особенностью морфологии рудных залежей Ловноозерского месторождения является сигарообразная форма рудных залежей. Сигарообразные рудные тела залегают согласно с погружением линейности в окружающих гнейсо-диоритах.

Классификационными признаками норит-пироксенитовой формации служат широкий диапазон изменения состава тел от перидотитов до габбро-норитов и габбро-амфиболитов, наличие среди основных пород как ромбического, так и моноклинового пироксена, дифференциация и кристаллизация по схеме Боуэна, будинирование интрузивов и участие их в складчатости, проявление в отдельных случаях медно-никелевой минерализации.

Г а б б р о - а н о р т о з и т о в а я ф о р м а ц и я .
Интрузивы габбро-анортозитов изучались К.О. Кратцем, Е.Н. Володиным, Б.А. Юдиным, Е.К. Козловым, А.И. Богачевым, К.А. Шуркиным, Е.В. Шарковым и многими другими исследователями. В единый комплекс, впоследствии получивший наименование габбро-анортозитовой формации, они объединялись Л.Я. Харитоновым (1966), Б.А. Юдиным (1970), С.И. Заком и Б.А. Юдиным (1967, 1971), К.А. Шуркиным и Ф.П. Митрофановым (1971).

Габбро-анортозитовые массивы, как правило, локализируются либо в зонах глубинных разломов, проходящих по границам подвижных

и стабильных структурных зон, либо в стабильных поднятиях (рис. 1). Серии ориентированных по разломам габбро-анортозитовых интрузивов известны в обрамлении Кейвской, Сальнотундровской и Колвицкой структур и у северо-западного окончания Имандра-Варзугской зоны (массив Главный хребет). В Центрально-Кольском стабильном вы-тупе (Цагинский и Медвежий массивы).

Форма массивов пластообразная и лополитообразная. Пластообразные интрузивы имеют протяженность, значительно превышающую мощность. Так, протяженность кейвских интрузивов достигает 100 км при мощности от нескольких десятков метров до 2–5 км в раздутах. Интрузивы, распространённые в обрамлении подвижных структур, участвовали в раннепротерозойской орогении и региональном метаморфизме. Очертания их повторяют рисунок складчатости.

Важнейшей отличительной особенностью интрузивов габбро-анортозитовой формации, сложенных разнообразными по составу габброидами, является господствующее развитие существенно лейкократовых, крупнозернистых до гигантозернистых анортозитов. Массивы обычно неотчетливо расслоены, в образующих их породах наблюдаются полосчатость и трахитоидность. Залегание полосчатости и трахитоидности, как правило, согласное с положением контактовых плоскостей интрузивов. В лополитообразных интрузивах вдали от контактов наблюдается выполаживание элементов залегания слоев. В интрузивах Цагинском, Главного хребта и ряде Кейвских массивов по составу слагающих пород, направлению их дифференциации и типу титанового оруденения выделяются краевой и центральный комплексы. Редко встречающиеся секущие жилы представлены анортозитами, габбро-пегматитами и габбро-диабазам.

Породы краевых комплексов распространены в эндоконтактных частях массивов, примыкающих к вмещающим гнейсам и мигматитам. Переходы между краевыми и центральными комплексами в интрузивах Главного хребта и Кейвских постепенные – через зону взаимной перемежаемости различных по составу и структуре габброидов. В состав краевых комплексов входят оливиниты, троктолиты, габбро и габбро-нориты, образующие расслоенные серии с хорошо проявленной трахитоидной текстурой. В целом для краевых комплексов характерна относительная мелкозернистость. Породы краевого комплекса состоят в основном из оливинита, ромбического и моноклинного пироксена, плагиоклаза, амфибола, биотита и титаномагнетита. Количественные соотношения между главнейшими породообразующими минералами крайне непостоянны, что и определяет изменение состава полос от оливинитов через габбро и габбро-нориты к плагиоклазам. Для пород комплекса отчетливо устанавливается обогащение поздних дифференциатов кремнеземом, алюминием, кальцием, щелочами при падении содержания магния, железа, титана, т.е. направление дифференциации по схеме Боуэна.

Образования центральных комплексов интрузивов габбро-анортозитовой формации занимают более 75% их площади. Среди них господствующим развитием пользуются лейкократовые анортозиты.

В расслоенных сериях сочетаются плагиоклазиты, габбро, троктолиты, оливиниты, пироксениты, титаномagnetитовые руды. Иногда наблюдается ритмичное чередование лейкократовых и меланократовых прослоев. Преобладающие в составе расслоенных серий лейкократовые габбро-анортозиты и плагиоклазиты отличаются значительной величиной кристаллов плагиоклаза, достигающей в отдельных случаях до 10 см и более.

Жильные пересечения и изучение взаимоотношений между слоями свидетельствуют о формировании сингенетичных полосчатых ритмических ассоциаций в следующей последовательности: плагиоклазиты-габбро, габбро-анортозиты-троктолиты, пироксениты, оливиниты, иногда существенно обогащенные титаномagnetитом, - сплошные титаномagnetитовые руды. Порядок формирования слоев совпадает с порядком кристаллизации: плагиоклаз-плагиоклаз+пироксен+титаномagnetит-титаномagnetит+оливин-титаномagnetит.

Таким образом, как по набору слоев в сингенетичных сериях, так и по порядку кристаллизации намечается одно и то же направление эволюции расплавов: от лейкократовых к меланократовым, от безрудных к рудным.

При дифференциации в остатке накапливаются железо, титан, магний, уменьшается количество кремнезема, алюминия, щелочей, т.е. имеет место тенденция эволюции расплавов, обратная той, которая свойственна краевому комплексу.

С интрузивами габбро-анортозитовой формации связано титаномagnetитовое оруденение двух генетических типов: сегрегационное в краевых комплексах и фузивное в центральных. В большинстве массивов преобладает вкрапленное оруденение, не имеющее практического значения. Промышленные скопления титановых руд выявлены только в Цагинском массиве. К краевому комплексу массива приурочены шлиры густовкрапленных сегрегационных руд, содержащие до 40% титаномagnetита. В центральном комплексе обнаружены позднемагматические рудные залежи, представленные псевдостратифицированными слоями существенно титаномagnetитовых руд, чередующихся с габбро-анортозитами. Они залегают согласно с первичной расслоенностью интрузивов. В рудах отмечается бедная халькопирит-пирротинная минерализация.

Отличительными признаками габбро-анортозитовой формации Кольского полуострова являются господствующее развитие в массивах крупнозернистых лейкократовых анортозитов, наличие краевого и центрального комплексов с различным направлением дифференциации, титановое оруденение в меланократовых дифференциатах, обогащенность исходных магм алюминием и кремнеземом, локализация интрузивов в зонах сочленения подвижных и стабильных зон и в стабильных блоках.

Среднепротерозойский субгеосинклинальный период. В среднепротерозойском периоде формировались интрузивы габбро-перидотитовой, габбро-норит-перидотитовой и габбро-щелочной формаций.

Доскладчатые (соскладчатые) габбро-перидотитовые интрузивы локализируются в пределах Печенгской и Имандра-Варзугской подвижных зон, сложенных среднепротерозойскими осадочно-вулканогенными толщами. В Печенгском районе установлено, что массивы, испытавшие изофациальный с вмещающими породами зеленосланцевый метаморфизм, размещаются согласно плану пликативных деформаций (Козлов, 1961; Загородный и др., 1965; Горбунов, 1968).

Интрузивы, принадлежащие к габбро-норит-перидотитовой формации, приурочены к зонам сочленения подвижных зон и стабильных структур. Панский, Федоровотундровский массивы расположены в зоне глубинного разлома, проходящего по северной границе Имандра-Варзугской зоны. Находящийся в северном обрамлении Печенгского прогиба массив горы Генеральской располагается в тектоническом разломе, разделяющем архейские и протерозойские образования. Интрузив Застейд-II залегает на границе Сальнотундровской зоны. Габбро-норит-перидотитовые интрузивы не подвергались складчатости и региональному метаморфизму.

Относящиеся к габбро-щелочной формации Елетьозерской и Гремяха-Вырмесской плутоны располагаются среди гранитоидных образований стабильных поднятий, представляющих собой относительно жесткие массивы. Пространственно они тяготеют к единой зоне глубинного разлома, разделяющего блоки земной коры с различной мощностью (рис.2). Массивы не претерпели складчатости и регионального метаморфизма.

Прямые возрастные взаимоотношения интрузивов различных формаций ввиду их пространственной разобщенности не установлены.

Г а б б р о - п е р и д о т и т о в а я ф о р м а ц и я .
Развитые главным образом в Печенгском и Имандра-Варзугском прогибах интрузивы среднепротерозойской габбро-перидотитовой формации изучались в различное время геологами производственных и научных организаций. Результаты их исследований изложены в обстоятельных работах Н.А.Елисеева и др. (1961), В.Г.Загородного и др. (1964), Г.И.Горбунова (1968), А.А.Предовского и др. (1974).

В Печенгской структуре известно более 200 массивов, принадлежащих к габбро-перидотитовой формации. Подавляющее большинство их локализуется в четвертом горизонте печенгской серии, сложенном наиболее проницаемыми и пластичными осадочно-вулканогенными толщами (рис.5). В Имандро-Варзугской зоне выявлены лишь единичные массивы, по существу еще детально не изученные. Описание главнейших особенностей формации дается на примере интрузивов Печенгского прогиба.

Основные и ультраосновные тела габбро-перидотитовой формации имеют пластообразную форму, часто залегая в виде „слоеного пирога“ друг над другом. Углы падения их большей частью не превышают $30-60^\circ$. Очертания тел в плане как бы повторяют контуры пологих складок, что свидетельствует об участии их в складчатостях. Прорывание интрузивов гранитными жилами не установлено. Подавляющее большинство интрузивов имеет протяженность от 100

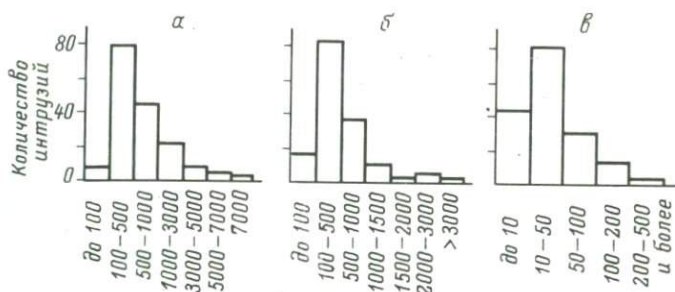


Рис. 5. Распределение габбро-перидотитовых интрузивов Печенгского рудного поля по протяженности (а), вскрытой длине по падению (б) и мощности (в м) (в).

до 3000 м при мощности 5–10 м. Обычно вскрытая длина их по падению не уступает протяженности по простиранию, при этом по падению не наблюдается каких-либо признаков выклинивания тел (рис. 5). Для тел, вскрытых скважинами до глубины 700–1000 м от поверхности, длина по падению значительно превышает длину по простиранию.

По внутреннему строению выделяются дифференцированные и недифференцированные интрузивы. В наиболее полно дифференцированных телах нижняя часть сложена оливинитами и перидотитами, которые вверх по разрезу сменяются пироксенитами, а затем габброидами. В ряде случаев пироксениты отсутствуют, и перидотиты ассоциируют с габброидами. Недифференцированные тела на всю мощность сложены либо перидотитами, либо габброидами. Внутри отдельных горизонтов дифференцированных интрузивов иногда выявляется неясная расслоенность по чередованию полос перидотитов, пироксенитов, лейкократового и меланократового габбро с различным содержанием главных породообразующих минералов. Залегают полосчатость параллельно контактам интрузивов и границам между главнейшими дифференциатами.

Перидотиты повсеместно почти нацело серпентинизированы. Лишь изредка среди них отмечаются разности, содержащие до 40–45% первичных минералов – оливина и моноклинового пироксена. Наблюдения по взаимоотношениям минералов позволяют прийти к заключению, что первым из расплава преимущественно выделялся оливин, далее к нему присоединялся пироксен, затем следовал этап массовой кристаллизации плагиоклаза. Порядок смены пород в разрезах дифференцированных интрузивов отвечает в целом последовательности выделения минералов из расплавов. При переходе от перидотитов к габбро возрастает содержание кремнезема, алюминия, натрия, уменьшается количество магния, железа, никеля и меди. В целом изменение химизма расплавов отвечает схеме Боуэна.

С печенгскими интрузивами габбро-перидотитовой формации связаны крупные месторождения сульфидных медно-никелевых руд. Широко распространены как вкрапленные руды, приуроченные главным образом к нижним частям интрузивов, сложенных перидотитами, так и богатые эпигенетические брекчиевидные и сплошные руды, локализующиеся большей частью в продольных нарушениях. Вкрапленные руды приурочены к подошве перидотитовых тел и распространены как в дифференцированных, так и недифференцированных интрузивах. При удалении от нижнего контакта никеленосных массивов интенсивность сульфидного оруденения постепенно убывает. В месторождении Пильгуярви выявлены «висячие» горизонты вкрапленных руд.

Эпигенетические сплошные и брекчиевидные руды чаще всего локализуются в продольных нарушениях, проходящих вдоль нижних контактов рудоносных интрузивов. Брекчиевидные руды содержат обломки метаперидотитов и филлитов. Иногда эпигенетические залежи залегают в осадочно-вулканогенной толще как бы вне связи с интрузивами. Однако и в этом случае они располагаются под никеленосными массивами на расстоянии 50–150 м. Отмечается пространственная связь эпигенетических рудных тел главным образом с метаморфизованными перидотитами, подвергшимися антигоритизации, оталькованию и карбонатизации.

Не касаясь сложных, дискуссионных вопросов генезиса руд месторождений Печенги, нам представляется важным подчеркнуть пространственную ассоциацию руд с субгеосинклинальными дифференцированными по схеме Боуэна габбро-перидотитовыми интрузивами, залегающими в осадочно-вулканогенной толще, обогащенной серой и водой.

Классификационными признаками среднепротерозойской габбро-перидотитовой формации служит распространение дифференцированных пород — от перидотитов до габбро-интрузивов, преобладание среди цветных минералов оливина и моноклинного пироксена при практически полном отсутствии ромбического пироксена, дифференциация расплава по схеме Боуэна, медно-никелевая специализации, залегание интрузивов в субгеосинклинальных прогибах, участие их в складчатости и метаморфизме.

Г а б б р о - н о р и т - п е р и д о т и т о в а я ф о р м а ц и я . Изучение интрузивов, отнесенных к габбро-норит-перидотитовой формации, проводилось А. Е. Ферсманом, В. К. Котульским, Д. Ф. Мурашевым, Н. А. Елисеевым, В. А. Маслениковым, Е. К. Козловым, С. М. Рутштейном, А. И. Богачевым, Р. В. Карповым, В. С. Ланевым, В. С. Докучаевой, Г. Н. Старицкой, А. Ю. Одиной, С. И. Заком, В. В. Проскуряковым и др.

Массивы габбро-норит-перидотитовой формации локализуются большей частью в линейных тектонических разломах, обрамляющих среднепротерозойские прогибы. К северной и северо-западной границам Имандра-Варзугского прогиба приурочены крупнейший на Колском полуострове Панский массив, Федоровотундровский и Мончегорский шлоны. Предположительно к данной формации принадлежат

расположенные вблизи Мончегорского плутона интрузивы Улитозерский и Островский, находящийся севернее Печенгского прогиба массив горы Генеральской, а также интрузив Застейд-11.

Принадлежащие к габбро-перидотитовой формации интрузивы не подвергались региональному метаморфизму и не участвовали в складчатости. Панский и Федоровотундровский массивы занимают межформационное положение. В кровле их залегают среднепротерозойские осадочно-вулканогенные толщи, в подошве — архейский и нижнепротерозойские (?) гнейсы, гнейсо-граниты и сланцы.

Наиболее крупные интрузивы Панский, Федоровотундровский, Мончегорский имеют протяженность от 17 до 80 км при мощности 1,5–2,3 км. По материалам геофизических исследований, Панский массив обладает длиной по падению более 10 км (Литвиненко и др., 1968). Форма интрузивов пластообразная и лополитообразная. Обладающие пластообразной формой Панский и Федоровотундровский массивы падают моноклинально под углами 40–50°. Мончегорский массив характеризуется мутьдообразной морфологией дна. Во всех интрузивах с разной степенью проявлены расслоенность, полосчатость и трахитоидность. У границ массивов элементы залегания прототектоники постоянно ориентированы параллельно контактам. Вдали от границ интрузивов часто устанавливается выполаживание залегания полосчатости и трахитоидности.

Массивы габбро-норит-перидотитовой формации сложены в основном перидотитами, пироксенитами, габбро-норитами и норитами разнообразной текстуры и структуры. Главная масса изверженных пород в большинстве тел сформировалась в течение одной фазы магматической деятельности. Разнообразие их состава обусловлено явлениями дифференциации расплавов. Наиболее полно дифференцирован Мончегорский плутон. Значительно менее полная дифференциация типична для Панского интрузива, сложенного на 75% нерасслоенными габбро-норитами. Уровень дифференциации здесь не достигает образования перидотитов и пироксенитов, хотя в отдельных маломощных горизонтах расслоенность проявлена достаточно отчетливо.

С интрузивами габбро-норит-перидотитовой формации связаны промышленные месторождения сульфидных медно-никелевых руд Мончегорского плутона и рудопроявления Федоровотундровского, Панского и Генеральского интрузивов. Гнездово-вкрапленные руды Мончегорского плутона образуют как придонные, так и „висячие“ горизонты. Они пространственно ассоциируют как с ультраосновными породами, так и с габброидами.

Жилы сплошных руд на месторождении Ниттис-Кумужья-Травяная Мончегорского плутона слагают вертикальные плитообразные тела мощностью от 5–10 см до нескольких метров, располагающиеся над осевой частью мутьдообразного дна массива. В Федоровотундровском, Панском и Генеральском интрузивах известны горизонты и шилы бедных вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд, приуроченные, как правило, к мелнократовым разновидностям габброидов.

Характерными признаками габбро-норит-перидотитовой формации являются распространение дифференцированных (от оливинитов до габброидов) массивов нередко с доминирующим значением в отдельных телах габброидов с ромбическим пироксеном, преобладание в мезократовых и меланократовых разностях дифференциации по схеме Боуэна, медно-никелевая рудная специализация, слабый метаморфизм изверженных пород, приуроченность интрузивов к глубинным разломам, проходящим по границам подвижных и стабильных зон.

Г а б б р о - ш е л о ч н а я ф о р м а ц и я . Массивы габбро-щелочной формации изучались А.А.Полкановым, Н.А.Елисеевым, А.А.Кухаренко, А.И.Богачевым, С.И.Заком, Г.И.Кавардиным, В.Е.Романовым, И.С.Ожинским, Э.Н.Елисеевым. В качестве единой формации их выделил А.А.Кухаренко (1967).

К габбро-щелочной формации принадлежат два крупных интрузива — Гремяха-Вырмесский и Елетьозерский.¹ Оба массива залегают в архейских гнейсах, гнейсо-гранитах и гнейсо-диоритах, развитых в области среднепротерозойских поднятий. Определения абсолютного возраста слагающих их пород дают большей частью цифры 1600–1900 млн.лет. Пространственно массивы приурочены к крупнейшему меридиональному разлому, доходящему до поверхности Мохоровичича (Поротова, Болгурцев, 1971). По своей морфологии они принадлежат к категории трещинных интрузивов с элементами кольцевого строения. Протяженность массивов 18–20 км при ширине 6–8 км. В становлении их выделяются два цикла (фазы) магматической деятельности.² К первому циклу принадлежат прекрасно дифференцированные габброиды, образующие внешний эллипсовидный пояс массивов. В их центральной части залегают пользующиеся ограниченным распространением щелочные породы второго цикла. Слагающие массивы интрузивные образования не подвергались складчатости и региональному метаморфизму.

Внешние зоны развития габброидов, несмотря на ряд различий, характеризуются в целом однотипным строением. У контактов с вмещающими породами развиты в различной степени расслоенные краевые серии, представленные габбро, габбро-норитами и габбро-диоритами. Залегание полосчатости и трахитоидности в них обычно параллельно положению контактов. Характерным является распространение разновидностей диоритового состава, свидетельствующих о развитии явлений ассимиляции. Порядок кристаллизации, как правило, — от феррических минералов к калиевым, хотя иногда устанавливается и раннее выделение плагиоклаза. Титаномагнетит кристал-

¹ Елетьозерский массив находится в Северной Карелии, на территории, примыкающей к Кольскому полуострову.

² В соответствии с данными А.А.Кухаренко и др. (1971) щелочные граниты Гремяха-Вырмесского массива, причисляемые А.А.Полкановым и др. (1967) к III фазе его становления, рассматриваются здесь как относящиеся к обособленной щелочно-гранитной формации.

лизуются совместно с цветными минералами на ранних стадиях. Ко второй серии относятся примыкающие к краевому комплексу с внутренней стороны крупнозернистые лейкократовые анортозитоподобные габброиды с редкими прослоями среднезернистого габбро и перидотитов. Главнейшей их особенностью является повсеместно проявленная ранняя кристаллизация плагиоклаза, за которым следуют пироксен, оливин и рудный минерал — титаномagnetит. Расслоенность выражена неотчетливо, часто наблюдаются зоны автометаморфической перекристаллизации, породы приобретают пегматоидную текстуру. По направлению к центральной части массивов выше по разрезу залегает серия интенсивно расслоенных плагиоклазитов — габбро-перидотитов, в кровле которой появляются прослои эссекситов и ортоклазового габбро (Елетьозерский массив), олигоклазового габбро, тералитов, пуласкитов и акеритов (Гремяха-Вырмесский массив). Замечательной особенностью данной серии является чрезвычайно тонкая расслоенность. Последовательность дифференциации отвечает порядку кристаллизации: плагиоклаз-авгит-оливин-титаномagnetит. Следует отметить, что в меланократовых слоях полевошпатовых перидотитов плагиоклаз повсеместно кристаллизуется после цветных минералов. Завершающие стадии образования одновременно характеризуются повышенной концентрацией летучих компонентов, входящих в состав таких минералов, как роговая обманка, апатит и т.д. Таким образом, в интрузивах габбро-щелочной формации происходит эволюционное изменение порядка дифференциации. В типичных сингенетических рядах, представляющих краевые серии и серии с эссекситами и тералитами, наблюдается накопление на конечных стадиях кремнезема, алюминия и щелочей, т.е. дифференциация по схеме Боуэна. В серии плагиоклазит-рудный перидотит устанавливается увеличение содержания железа, магния, титана, т.е. дифференциация, типичная для линии Феннера.

Ко второму циклу интрузивов описываемой формации относятся щелочные породы, представленные в Елетьозерском массиве нефелиновыми сиенитами, в Гремяха-Вырмесском — мельтейгитами, ийолитами, уртитами, ювитами и малинитами, отчасти нефелиновыми и щелочными сиенитами. Габброиды первого цикла пересекаются жилами щелочных сиенитов, пегматитов, сиенит-порфиоров и бостонитов. Нефелиновые сиениты обычно слабо расслоены, серии мельтейгит-ийолит-уртитов характеризуются отчетливой ритмичной полосчатостью и трахитоидностью. Внедрение щелочных пород второго интрузивного цикла представляет собой следствие закономерной эволюции расплавов в сторону обогащения щелочами, унаследованной от образований первого цикла, где она выражается в появлении на конечных стадиях слоев эссекситов, пуласкитов и т.д.

С габброидными комплексами интрузивов габбро-щелочной формации пространственно и генетически ассоциируют месторождения титановых руд. В краевых сериях выявлены псевдостратифицированные залежи бедных титаномagnetитовых руд сегрегационного происхождения. Расслоенные серии плагиоклазитов-габбро-перидотитов харак-

теризуются широким развитием полосчатых титановых руд фузивного генезиса с сидеронитовыми структурами. Максимальное содержание титаномагнетита и ильменита устанавливается в прослоях перидотитов и существенно меланократового габбро. Изредка отмечаются секущие и согласные жилы сплошных руд, мощность которых не превышает 2–5 м. Щелочные породы второй фазы и связанные с ними пегматиты несут редкометальное и редкоземельное оруденение.

Отличительными признаками интрузивов габбро-щелочной формации служат формирование массивов в результате двух циклов магматической деятельности – габброидной и щелочной, расчленение габброидов на краевой и центральный комплексы с различным направлением дифференциации в сингенетичных сериях, трещинная с элементами кольцевой форма интрузивов, распространение залежей титановых руд, редкометальная и редкоземельная минерализация, локализация массивов в антиклинальных поднятиях.

Некоторые общие закономерности эволюции магматизма протерозоя

Приведенный ранее материал свидетельствует о развитии на относительно ограниченной площади Кольского полуострова разнообразного интрузивного магматизма геосинклинального, субгеосинклинального и платформенного этапов. Каждый этап характеризуется определенным сообществом интрузивных формаций, структурно-тектоническим положением интрузивов, особенностями дифференциации и металлогенической специализации.

Протерозойско-среднепалеозойская магматическая деятельность охватывает по продолжительности интервал 2600–3000 млн лет, что значительно превышает по длительности фанерозойскую эпоху в целом.

Начиная с формирования раннепротерозойских геосинклинальных систем обособляются, с одной стороны, собственно геосинклинальные интрузивы, с другой – интрузивы эпохи стабилизации. Ведущими факторами, определяющими главнейшие черты магматизма, являются строение земной коры и подвижность тектонических структур. К подвижным зеленокаменным поясам, отвечающим на глубине прогибам поверхности Мохо, пространственно тяготеют габбро-перидотитовые интрузивы. В относительно стабильных структурных зонах, отвечающих воздыманиям поверхности Конрада, локализуются гранитоидные и щелочно-базальтовые интрузивы. Большая часть интрузивов приурочена к глубинным разломам, проходящим по границе подвижных и стабильных зон. К прогибам поверхности Мохо пространственно тяготеют зеленокаменные осадочно-вулканогенные толщи.

Обратимся теперь к анализу глубинного магматизма раннепротерозойского геосинклинального периода. Геосинклинальный период характеризуется становлением интрузивов гипербазитовой и норит-пироксенитовой формаций. Тела гипербазитовой формации

локализуются в обрамлении „фемических“ структурных зон. Массивы норит-пироксенитовой формации распространены преимущественно в их внутренних частях. Характерной чертой интрузивов обеих указанных геосинклинальных плутонических формаций является пластовая форма тел с участием их в складчатости. Отчетливо устанавливается их будинирование с расчленением на блоки различных размеров (Зак, Кочнев-Первухов, Проскуряков, 1972). Интрузивы как гипербазитовой, так и норит-пироксенитовой формации подверглись метаморфизму, проявившемуся в амфиболизации, серпентинизации, хлоритизации и других процессах. В отличие от обычно слабодифференцированных интрузивов гипербазитовой формации интрузивы норит-пироксенитовой формации иногда хорошо дифференцированы. Верхние части их сложены габбро, а нижние ультрабазитами. Иногда в габброидах наблюдается ритмичная расслоенность. Интрузивы норит-пироксенитовой формации отличаются от гипербазитовых тел и по минеральному составу. Тела норит-пироксенитовой формации обогащены плагиоклазом и моноклинным пироксеном, которые практически не встречаются в телах гипербазитовой формации. Металлогеническая специализация геосинклинальных интрузивных формаций – медно-никелевая. С массивами гипербазитовой формации ассоциируют медно-никелевые месторождения Аллареченского района, норит-пироксенитовой – Ловнозерского. Важнейшей особенностью до складчатых месторождений геосинклинальных магматических формаций является ведущая роль процессов метаморфизма в формировании руд (Зак и др., 1972; Кочнев-Первухов и др., 1972; Козлов, 1961).

Переход от раннепротерозойского геосинклинального режима к среднепротерозойскому субгеосинклинальному, т.е. этап тектонической стабилизации территории Кольского полуострова, характеризуется качественно другим сообществом плутонических формаций с другой металлогенической специализацией. Сообщество магматических комплексов эпохи стабилизации включает в себя следующие магматические формации: габбро-анортозитовую, габбро-перидотитовую, габбро-норит-перидотитовую, габбро-щелочную.

Большинство интрузивов перечисленных формаций локализуется в стабильных структурных зонах и антиклинорных поднятиях и является постконсолидационными, не затронутыми метаморфизмом. Несколько обособленно расположены массивы габбро-перидотитовой и габбро-норит-перидотитовой формаций. Габбро-перидотитовые интрузивы часто приурочены к внутренним частям синклинорных структур (Печенга), габбро-норит-перидотитовые – к зонам сочленения антиклинорных и синклинорных зон (Мончегорский район). Часть интрузивов эпохи стабилизации участвует в складчатости и претерпела метаморфизм. К ним относятся отдельные тела габбро-анортозитовой (Кейвы) и габбро-перидотитовой (Печенга) формаций.

Форма интрузивов эпохи стабилизации с возрастом закономерно меняется. Интрузивы габбро-анортозитовой формации имеют пластовую форму со значительным превышением протяженности над мощно-

стью. В массивах габбро-щелочной формации появляются элементы кольцевых структур, проявляющихся в образовании на периферии интрузивов эллипсоидных поясов габброидов. В массивах габбро-щелочной формации впервые отмечаются щелочные породы, наличие которых является важнейшей особенностью магматизма эпохи стабилизации. Массивы эпохи стабилизации отличаются от производных геосинклинального магматизма гораздо лучшей дифференциацией.

Важнейшей особенностью интрузивов эпохи стабилизации является их титано-железородная, редкометальная, апатитовая металлогеническая специализация. С телами габбро-анортозитовой формации связаны титаноматматические руды, габбро-щелочной – ильменито-титаноматнетитовые. Следует подчеркнуть, что интрузивы габбро-перидотитовой и габбро-норит-перидотитовой формаций характеризуются медно-никелевой металлогенической специализацией. С массивами габбро-перидотитовой формации ассоциируют медно-никелевые месторождения Печенгского района, габбро-норит-перидотитовой – Мончегорского. От титаносных массивов никеленосные отличаются отсутствием щелочных пород и редкометальных проявлений.

В отличие от геосинклинальных месторождений, связанных с до-складчатыми интрузивами, роль метаморфизма в формировании руд в интрузивах эпохи стабилизации незначительна; ведущая роль в рудообразовании принадлежит магматическим и постмагматическим процессам.

Переход от геосинклинального периода к субгеосинклинальному, отражающий возрастной уровень стабилизации тектонического режима, проявляется и в особенностях химизма интрузивного магматизма и металлогении. В массивах габбро-щелочной формации, принадлежащих к эпохе стабилизации, по сравнению с геосинклинальными формациями впервые появляется ветвь щелочных пород – нефелиновых сиенитов, эссекситов, пуласкитов, уртитов, устанавливается повышение щелочности, несколько уменьшается содержание алюминия, намечаются элементы кольцевых структур многофазных интрузивов, помимо титановой металлогенической специализации проявляется редкометальная.

Металлогеническая специализация интрузивов зависит от первичных типов базальтоидных магм. Родоначальные магмы собственно геосинклинальных интрузивов представлены толеитовыми базальтами, родоначальные магмы эпох стабилизации представленным главным образом щелочными базальтами. В геосинклинальных интрузивах преобладает медно-никелевая металлогеническая специализация, в интрузивах эпохи стабилизации – титаново-железородная, апатитовая, редкометальная. В геосинклинальных до-складчатых интрузивах ведущую роль в формировании руд играют метаморфические процессы, в интрузивах эпохи стабилизации – магматические и постмагматические процессы. Металлогеническая специализация расплавов обусловлена главным образом ювенильными процессами, протекающими в мантийном субстрате, где генерируются различные по составу родоначальные магмы. Генерация различных базальтоидных родоначаль-

ных магм – толеитовых и высокоглиноземистых – происходит параллельно с развитием раннепротерозойских геосинклинальных систем. В геосинклинальных интрузивах преобладает дифференциация базальтоидных магм с тенденцией Боуэна, в интрузивах эпохи стабилизации – дифференциация с тенденцией Феннера.

Генерация в условиях геосинклинального режима преимущественно толеитовых базальтоидных расплавов может быть обусловлена относительно небольшой глубиной заложения магмовыводящих каналов в условия относительно маломощной и пластичной раннепротерозойской земной коры. Повышение мощности и жесткости земной коры в палеозое и среднем протерозое могло привести к заложению более глубоких магмовыводящих каналов, в результате чего при повышенных давлениях генерировались щелочно-базальтовые и щелочные расплавы.

ГЕОЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ

Закономерности пространственного размещения гипербазитовых массивов и их взаимоотношения с вмещающими породами

Массивы гипербазитовой формации Кольского полуострова принадлежат к раннепротерозойскому интрузивному комплексу и залегают как среди архейских образований, так и среди раннепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ. Пространственно интрузивы локализируются в пределах линейно-вытянутых зон, маркирующих положение глубинных разломов, проходящих вдоль границ синклиналий и антиклиналий или секущих гнейсо-гранитные образования последних. Зоны распространения интрузивов гипербазитовой формации в совокупности образуют единую разветвленную систему, условно разделяемую нами для удобства описания на ряд поясов (рис.4). Несколько изолированно расположен Титовско-Воронинский пояс. За пределами линейно-вытянутых поясов находятся только единичные тела гипербазитовой формации. Суммарная протяженность гипербазитовых поясов составляет 1150 км при ширине, меняющейся от 7 до 40 км. Общее количество выявленных к настоящему времени тел гипербазитовой формации более 700.

Ниже приводится характеристика отдельных поясов развития тел гипербазитовой формации. Полнота описания поясов определяется их современным уровнем изученности.

Титовско-Воронинский пояс. Титовско-Воронинский пояс протягивается в направлении СЗ 310° на расстоянии 255 км от р.Титовки на северо-западе до замыкания синклиналии Колмозеро-Воронья на юго-востоке. В северо-западном секторе на протяжении 200 км гипербазитовые тела залегают в архейских гнейсах, гнейсо-гранитах и мигматитах; известны единичные разрозненные тела гипербазитов, расположенные иногда на 70 км друг от друга (В.С.Богданова, 1954 г.; С.Д.Дюков, М.А.Сотникова, 1954 г.). Размеры выходов гипербазитов обычно колеблются от 250 до 1750 м в длину при ширине в несколько десятков метров. Истинные размеры тел, их морфология и взаимоотношения с окружающими породами не изучены.

Гипербазиты пересечены прожилками кварц-полевошпатового состава.

Относительно лучше изучены гипербазитовые тела, залегающие в раннепротерозойской осадочно-вулканогенной толще зоны Колмозеро-Воронья и в подстилающих ее архейских гнейсо-гранитах (В.П. Зуева, 1954 г.; Л.А. Кириченко и др., 1953 г.). Тела гипербазитов имеют линзообразную, дайкообразную и изометричную форму. Протяженность их меняется от 10 до 900 м, ширина — от нескольких метров до 200–500 м. Простираение главным образом СЗ 290–310°, в целом согласное с общим залеганием вмещающих пород. Однако детальное изучение свидетельствует о пересечении некоторыми телами вмещающих кристаллических сланцев под косым углом. В районе горы Лешей выявлен массив гипербазитов, ориентированный под углом 45° к простираению окружающих амфиболитов. Среди гипербазитов Колмозерско-Воронинского синклиория обнаружены рвущие жилы плагиомикроклиновых гранитов.

Аллареченский пояс. Аллареченский пояс протягивается на расстоянии 150 км от государственной границы с Финляндией на северо-западе до Сальнотундровского блока на юго-востоке. В северо-западной части пояс расположен в пределах широкой зоны сближенных глубинных разломов, окаймляющих Сальнотундровский и Печенгский синклиории. На юго-востоке положение его определяется региональным нарушением, проходящим по контакту Сальнотундровского блока с гнейсами. В Аллареченском поясе известно более 400 гипербазитовых тел, подавляющее большинство которых находится в северо-западной, наиболее широкой (40 км) части пояса, в районе сближения крупных тектонических разломов. Вмещающими породами гипербазитов служат биотитовые гнейсы, гнейсо-сланцы, мигматиты, полевошпатовые амфиболиты и гиперстеновые диориты архейского и раннепротерозойского возраста. Большинство тел прорывается жилами нижнепротерозойских гранитоидов.

Локализация интрузий гипербазитов контролируется двумя факторами: а) зонами крупных тектонических нарушений, проходящих вдоль контактов гнейсов с гранулитовым комплексом или с тундровой серией; б) прерывистыми горизонтами полевошпатовых амфиболитов, которые облекают куполовидные поднятия. Сводные данные по мощности, протяженности и условиям залегания для выборки из 233 гипербазитовых тел приведены на рис.6.

В пределах линейно-вытянутых тектонических нарушений гипербазитовые тела сравнительно равномерно распределены по площади, в отдельных случаях наблюдаются скопления по 6–8 тел на ограниченных участках. Удлинение линзообразных тел, как правило, согласное с простираением нарушений. 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.

Там, где гипербазитовые пояса облекают куполовидные поднятия, как для вмещающих пород, так и для массивов типичны пологие па-

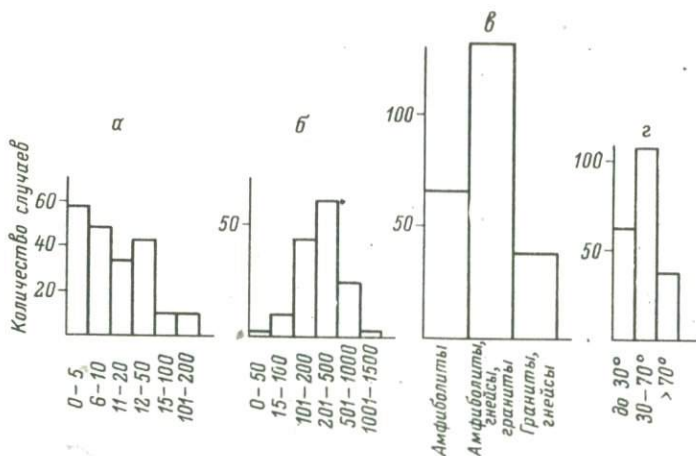


Рис.6. Распределение гипербазитовых тел Аллареченского пояса по мощности (а), протяженности (б), составу вмещающих пород (в) и углам падения (г).

дения от 5 до 40°. Простираение гипербазитовых тел согласно с простираением вмещающих пород и следует изгибам горизонтов полевошпатовых амфиболитов. Наибольшая концентрация гипербазитовых тел устанавливается в перегибах горизонтов амфиболитов, маркирующих положение осей поперечных складок. Характерными являются скопления тел на ограниченной площади. Так, на участке Аллареченского месторождения на площади около 7 км² сосредоточено 27 тел, в 4 км южнее на площади 5 км² — 37 тел. Аналогичные скопления выявлены в районе месторождения Восток и оз.Хутойавр. Между скоплениями обнаруживаются единичные разрозненные тела. В куполовидных структурах преимущественно распространены гиперба-

Рис.7. Схематическая геологическая карта Аллареченского месторождения. Составили С.И.Зак и В.И. Кочнев-Первухов.

1 — сульфидные жилы; 2 — «серые» руды в ультраосновных породах; 3 — плагиомикроклиновый гранит; 4 — ультраосновные породы с мелкой редкой вкрапленностью сульфидов; 5 — ультраосновные породы с гнездами сульфидов; 6 — ультраосновные породы с единичными сульфидными вкрапленниками; 7 — гнейсы биотитовые и биотито-амфиболовые мигматизированные; 8 — амфиболит полевошпатовый; 9 — зона диафторитов; 10 — ось продольной структуры; 11 — оси поперечных складок; а — антиклиналей, б — синклиналей; 12 — тектонические нарушения; 13 — зона наиболее интенсивного смятия, течения, плейчатости гнейсов и будинирования гипербазитов; 14 — залегание полосчатости и погружение линейности.

зитовые тела мощностью более 20 м. Практически только здесь отмечаются тела мощностью свыше 100 м.

Там, где одни и те же тела вскрыты серией скважин, нередко устанавливается их залегание в различных по составу породах. В разных сечениях вмещающими породами служат полевошпатовые амфиболиты, гранитоиды или гнейсы. На участке Акким-I северо-западная часть тела гипербазитов залегает в гранитоидах, а юго-восточная в полевошпатовых амфиболитах и магматитах 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 облекается гнейсами и мигматитами по полевошпатовым амфиболитам (рис.7). Такие же взаимоотношения наблюдаются и по падению массива. Таким образом, залегание одного и того же тела гипербазитов в различных по составу породах является характерным для Аллареченского района и свидетельствует, видимо, о секущем положении некоторых массивов ультраосновных пород.

В разрезах скважин иногда наблюдается неоднократное чередование вмещающих пород и гипербазитов. На горе Алксоайв на участке разреза в 25 м перемежаются четыре „пласта“ гипербазитов мощностью 2-4 м с биотитовыми и биотит-амфиболитовыми гнейсами мощностью до 6 м. В районе месторождения Восток на участке разреза в 20 м среди гипербазитов пересечено 11 „прослоев“ полосчатых амфиболовых гнейсов мощностью от 0,15 до 4,5 м. Южнее Аллареченского месторождения в одном из тел мощностью 50 м установлены „прослой“ полевошпатовых амфиболитов, мигматитов по ним и биотитовых гнейсов мощностью до 4-6 м. Суммарная мощность „прослоев“ вмещающих пород на таких участках может превышать общую („спрессованную“) мощность гипербазитового тела. В телах гипербазитов мощностью более 100 м „прослой“ вмещающих пород обычно не встречаются.

Подавляющее большинство гипербазитовых тел в районе вскрыто лишь скважинами и прямые наблюдения имеются лишь в карьере Аллареченского месторождения. Имеющиеся наблюдения приводят к выводу о том, что отдельные тела гипербазитов представляют собой изолированные будины, окруженные гнейсами и полевошпатовыми амфиболитами (рис.7). Размеры будин измеряются десятками метров, реже достигают 150-200 м. Будины располагаются на расстоянии 40-130 м друг от друга и падают на запад под углом $25-30^{\circ}$. Длинные оси их вытянуты в направлении СЗ $330-350^{\circ}$. Иногда наблюдаются также мелкие будины размером 5х2 м. Форма будин овальная или параллелепипедоидальная. Расчленение на относительно мелкие будины характерно для гипербазитов, окруженных биотитовыми гнейсами. Будины гипербазитов, залегающие в амфиболитах, имеют более крупные размеры.

В карьере Аллареченского месторождения устанавливается обтекание будин гнейсовидностью и полосчатостью вмещающих пород,

что создает впечатление от согласного залегания (Гончаров, 1970; Горбунов, 1968; Горбунов и др., 1968). Вблизи будин в гнейсах и мигматитах наблюдается образование плоек и микроскладок; полево-шлатовые амфиболиты милонитизированы.

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. Их интерпретация структуры месторождения Восток приводится на рис.8. Оруденелые гипербазиты образуют здесь уплощенные линзы-будины мощностью до 5-15 м.

Жилы кислых пород встречены во многих телах гипербазитов. Они представлены гранодиоритами, плагиоклазитами, плагиогранитами, плагиопегматитами, плагиомикроклиновыми гранитами, кварцевыми жилами. Видимая мощность их непостоянна и варьирует от 3-5 см до 9 м, в редких случаях достигая 20 м.

Нотозерский пояс.¹ Нотозерский пояс как бы расчленяется на две ветви (рис.9). Субширотная ветвь протягивается вдоль глубинного разлома по южному обрамлению Сальнотундровского блока. В районе горы Ханлаут она плавно поворачивает на юго-запад и смыкается с Ковдоро-Кандалакшским поясом. Общая протяженность пояса 105 км при ширине 10-20 км. Основные данные о гипербазитах района изложены в работах А.М.Шукевича, Л.А.Кириченко, К.Д.Беляева, Л.А.Виноградова, Е.Г.Мининой, Л.И.Ивановой и др. В субширотной ветви гипербазитовые тела залегают среди архейских гнейсов, реже встречаются в кристаллических сланцах гранулитового комплекса. Для них типична пластообразная и линзообразная форма. Длина тел колеблется от десятков метров до 12 км при мощности от нескольких метров до 700 м. В юго-западной ветви гипербазитовые тела локализируются полностью среди архейских гнейсов и амфиболитов. Для них характерны сравнительно небольшие размеры; протяженность, как правило, не превышает 500 м при мощности 50-100 м. В пределах Нотозерского пояса, по данным Л.И.Ивановой и др., Е.Г.Мининой и др. (1962-1965 гг.), известно около 130 гипербазитовых массивов. Иногда отмечаются цепочки линзообразных тел, представляющих будины более крупных интрузивов.

Гипербазитовые тела залегают обычно согласно с вмещающими породами. В интрузивах гор Ханлаут, Карека и Вайна-тундра Л.И.Ивановой (1969 г.) описаны жилы гранитов мощностью от 0.3 до 3.5 м, секущие ультраосновные породы.

Южноимандра-Варзугский пояс. Южноимандра-Варзугский пояс протягивается в северо-западном направлении от горла Белого моря на Востоке до замка Сальнотундровского блока на западе. Общая протяженность его составляет 420 км при ширине 15-40 км. Положе-

¹ Для данного пояса сохранено наименование, предложенное Л.А.Виноградовым (1971).

ние пояса контролируется глубинным разломом, проходящим по зоне сочленения архейских и протерозойских толщ. Гипербазиты этого пояса изучались Е. К. Козловым, М. Т. Козловым, Е. Д. Чалых, Б. А. Юдиным, С. И. Заком, М. Е. Зильбером, Л. И. Калафати, В. И. Соколовым, А. П. Гавриловым, В. В. Проскуряковым, Е. Е. Селивановской и др.

В пределах пояса известно более 100 массивов гипербазитовой формации. Характерно их кустовое размещение при удалении кустов друг от друга на десятки километров. Гипербазитовые массивы залегают как в архейских гнейсах, мигматитах и амфиболитах, так и в разнообразных по составу раннепротерозойских сланцах. Размеры массивов, как правило, невелики, не превышают 1 км в длину при мощности 100–150 м. В единичных случаях протяженность интрузивов достигает 3–4 км при горизонтальной мощности до 1 км (А. П. Гаврилов, Ю. А. Осинкин, Л. А. Куликова, 1960 г.; Е. Е. Селивановская и др., 1964 г.).

Наиболее детально изучен массив Фалалей, расположенный в центральной части пояса (Е. Д. Чалых, 1962 г.; В. В. Константинов, Р. Г. Колесникова и др., 1965 г.). Интрузия гипербазитов залегает в нижнепротерозойских двуслюдяных сланцах и лишь на отдельных участках в сланцеватых амфиболитах (рис. 10). Общая длина интрузива 1,1 км при ширине 0,7 км, простираение СЗ $310-320^\circ$. Массив состоит из четырех изолированных будин, разделенных графитизированными сланцами. Простирание южной и восточной будин СЗ $310-320^\circ$. Северная и северо-восточная будины развернуты тектоническими движениями относительно других тел почти на 90° . Их простираение СВ $20-30^\circ$. Все будины падают в южных румбах под углами $25-60^\circ$. Южная будина прослежена по падению скважинами на 120 м, северная на 500–550 м. Мощность будин достигает 160 м. Интенсивное развитие графитизации типично лишь для тектонических нарушений межбудинных промежутков. При удалении от массива на 100–200 м графитизация не наблюдается. В непосредственных контактах залегание гипербазитов и вмещающих пород повсеместно согласное. Однако расположение одного и того же тела одновременно в амфиболитах и двуслюдяных сланцах может косвенно свидетельствовать о его секущем положении. Гипербазиты массива пересекаются кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами.

Ковдоро–Кандалакшский пояс. Ковдоро–Кандалакшский пояс характеризуется чрезвычайно слабой изученностью (А. С. Зуйкова, О. П. Леонтьева, Е. Д. Чалых и др.). Пространственно он приурочен к тектонически осложненной зоне на границе Беломорского и Кольского блоков. Простираение пояса СЗ $290-310^\circ$, протяженность 190 км при ширине 5–20 км. На северо-западе он смыкается с южной ветвью Нотозерского пояса, на юго-востоке уходит под Кандалакшский залив Белого моря. В пределах пояса известно около 40 гипербазитовых тел. Они залегают либо в архейских гнейсах, либо в образованиях гранулитового комплекса Колвицкого блока. Длина их меняется от 45 до 800 м при мощности обычно 20–300 м. Гипербазитовые тела обычно ориентированы параллельно общему простиранию

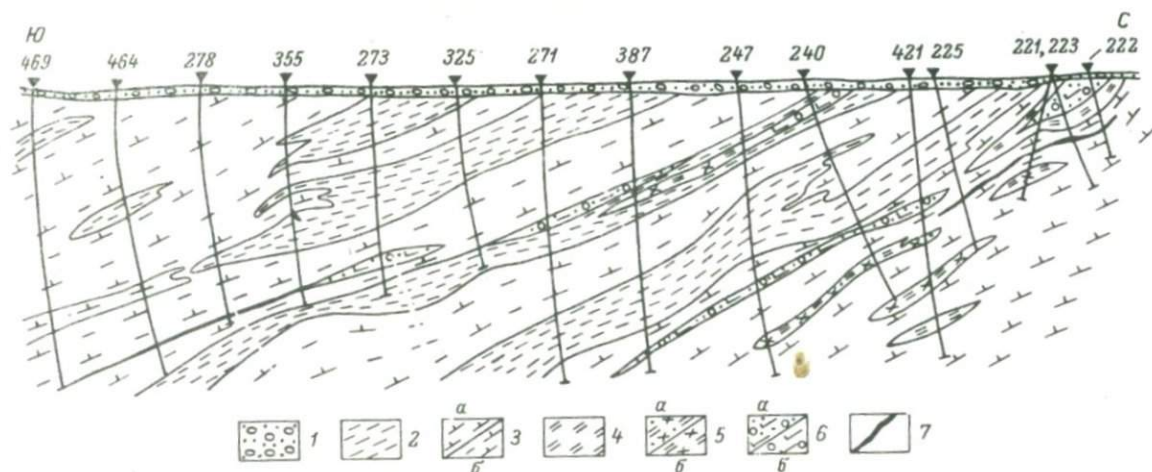


Рис.8. Геологический разрез месторождения Восток.

1 - четвертичные отложения; 2 - гнейсы и гнейсо-граниты; 3 - амфиболиты полевошпатовые (а) и мигматиты по ним (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 - богатые руды, массивные и брекчиевидные.

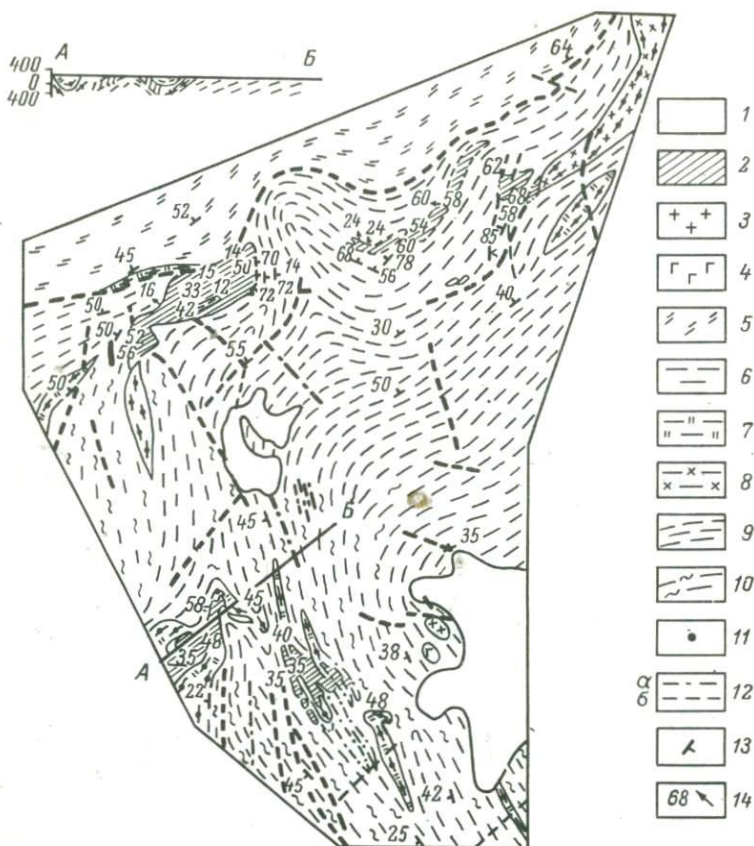


Рис.9. Схема геологического строения Нотозерского пояса (по Л. А. Виноградову).

1 - четвертичные отложения; 2 - гипербазиты; 3 - микрокитиновые граниты и мигматиты; 4 - метагаббро; 5 - гиперглиноземистые сланцы свиты Корва; 6 - параамфиболиты свиты Корва; 7 - параамфиболиты гнейсовой толщи; 8 - эпидот-магнетитовые параамфиболиты; 9 - биотит-амфиболовые гнейсы беломорской серии; 10 - мигматизация; 11 - сульфидная минерализация; 12 - тектонические зоны прослеженные (а), предполагаемые (б); 13 - элементы залегания; 14 - линейность.

пояса. Положение контактов тел, как правило, согласное с гнейсовидностью и полосчатостью вмещающих пород. В отдельных случаях в гипербазитах наблюдались гранитные жилы (Е. Д. Чалых и др., 1967 г.).

Северо-Карельский пояс. Северо-Карельский пояс на территории Кольского полуострова приурочен к глубинному разлому, проходящему

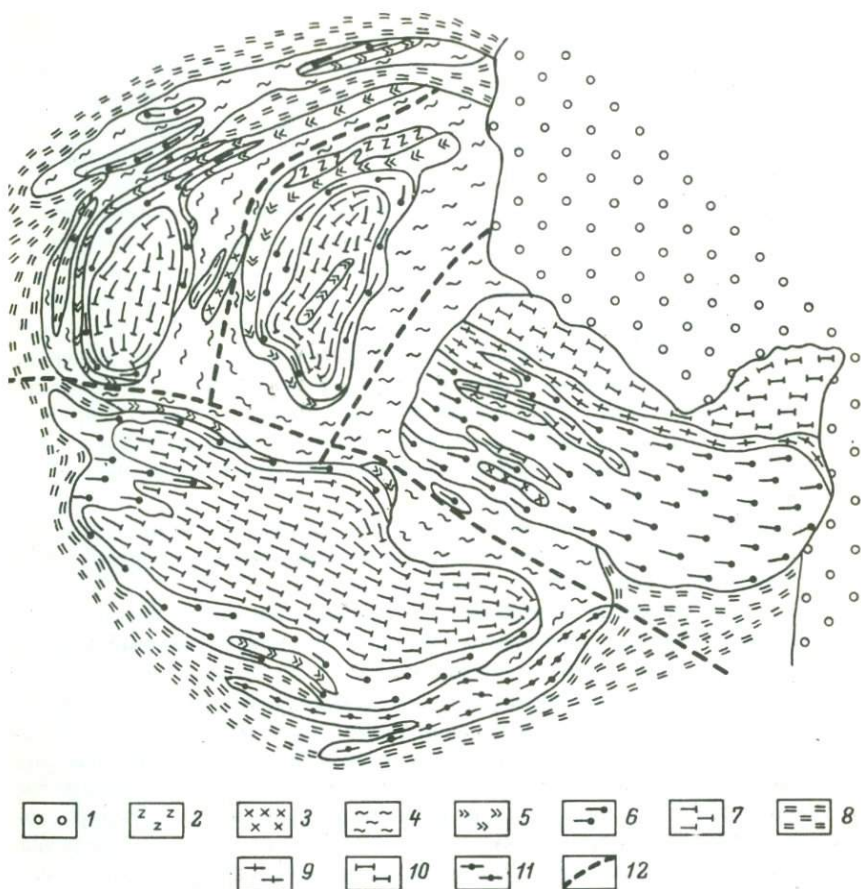


Рис.10. Схема геологического строения массива фалалей. Составили Константинов В.В. и К.Г. Чемисов.

1 - четвертичные отложения; 2 - кварцитовидные породы; 3 - ок-варцованные амфиболиты; 4 - графитизированные сланцы; 5 - актинолит-термолитовые сланцы; 6 - серпентиниты; 7 - метаперидотиты; 8 - двуслюдяные сланцы; 9 - амфиболовые сланцы; 10 - амфиболиты; 11 - биотит-амфиболовые гнейсы; 12 - осевые линии предполагаемых разломов.

вдоль границы Куолаярвинского синклинория. Южнее в Карельской АССР данный пояс детально исследовался М.М.Лавровым (1971), Кочневым-Первуховым и др. (1976). В Мурманской области в пределах пояса на отрезке длиной 45 км, шириной до 8 км известно семь тел гипербазитов (Е.В.Нефедов и др., 1958 г.). Размер тел, имеющих линзовидную форму, меняется от 100 до 300 м в длину

при ширине 20–40 м. Простирание их близкое к субмеридиональному. По данным М. М. Лаврова (1971), все массивы Северо-Карельского пояса представлены согласными телами, дислоцированными совместно с вмещающими породами. Интрузивы в краевых частях интенсивно расщеплены и иногда будинированы. В ряде случаев наблюдаются интрузивные контакты гипербазитовых тел (Кочнев–Первухов и др., 1976).

Условно можно наметить положение Ловозерского гипербазитового пояса, сопряженного с субмеридиональным разломом, проходящим по акватории оз. Ловозеро (Г. П. Колесников, Н. А. Костина, С. И. Зак и др., 1963 г.). В этом районе в настоящее время известно лишь одно скопление гипербазитовых тел вблизи р. Афанасия. Здесь среди поля развития кварцевых гнейсо-диоритов и плагиомикроклиновых гранитов архея выявлена серия изолированных выходов гаршбургитов. Взаимоотношения их с вмещающими породами не изучены. Вероятно, в зоне Ловозерского разлома гипербазитовые тела распространены более широко, но ввиду слабой обнаженности при маршрутных исследованиях они не обнаруживаются.

Заканчивая настоящий раздел, следует особое внимание обратить на общие закономерности размещения и морфологии массивов гипербазитовой формации Кольского полуострова.

1. Пояса развития гипербазитов пространственно сопряжены с линейно-вытянутыми глубинными разломами, приуроченными к зонам тектонического сочленения разновозрастных кристаллических толщ или проходящими в гнейсо-гранитных образованиях антиклинорий.

2. Для большинства массивов устанавливается согласное залегание с вмещающими породами и участие в складчатости. В ряде случаев отмечается их секущее положение. Простирание отдельных тел обычно совпадает с направлением глубинных разломов и гипербазитовых поясов. В районах развития куполовидных структур простирание массивов подчиняется овальным очертаниям куполов, вследствие чего они располагаются под различными углами к общему направлению поясов.

3. Массивы локализуются в архейских и раннепротерозойских толщах. Среди среднепротерозойских образований они не встречаются. Многие интрузивы прорываются жилами гранитов и гранитных пегматитов предположительно раннепротерозойского возраста.

4. В пределах поясов установлено кустовое расположение скоплений гипербазитовых тел. „Кусты“ удалены друг от друга на расстоянии до нескольких десятков километров. Повсеместно развиты явления будинажа интрузивов. В экзоконтактных оторочках будин наблюдается расщепление.

Ультраосновные породы гипербазитовой формации состоят из оливина и ромбического пироксена. В резко подчиненных количествах отмечаются титаномагнетит и ильменит (1–5%), зеленая шпинель и хромит (2–4%), сульфиды (до 0,5%). В единичных случаях присутствуют моноклинный пироксен (до 5–10%) и плагиоклаз (до 5%). По соотношению оливина и ромбического пироксена среди гипербазитов выделяются следующие разновидности (табл.3).

Т а б л и ц а 3

Порода	Содержание породообразующих минералов, %	
	оливин	ортопироксен
Оливинит	>90	< 10
Гарцбургит	50–90	10–50
Существенно пироксеновый гарцбургит	20–50	50–80
Пироксенит	< 10	>90

Обычно даже в слабоизмененных разновидностях гипербазитов наблюдается 10–20% вторичных минералов: серпентина, актинолита, хлорита и талька. В пределах одного массива часто ассоциируют все разновидности ультраосновных пород, связанные между собой постепенными переходами, либо перемежающиеся друг с другом в виде слоев.

Краевые части всех ультраосновных массивов сильно метаморфизованы, поэтому расчленение массивов по первичному составу производится на основе изучения пород, слагающих их наименее измененные центральные части. Господствующее распространение имеют массивы оливинитов и гарцбургитов; изредка отмечаются тела, сложенные пироксенитами.

О л и в и н и т ы . Массивы оливинитов наиболее широко развиты в юго-восточной части Титовско-Воронинского и в Аллареченском поясе. Оливиниты состоят на 90–97% из оливина; в крайне незначительных количествах присутствуют магнетит, титаномагнетит, хромит, иногда ромбический пироксен. Даже в наименее измененных разностях наблюдаются в количестве 5–10% серпентин и актинолит. Изометричные зерна оливина размером 2–4 мм обычно прилегают друг к другу. Среди них располагаются идиоморфные, часто с квадратным сечением кристаллы титаномагнетита и магнетита. Редкие выделения ромбического пироксена находятся в межзерновых пространствах. В телах оливинитов встречаются прослои гарцбургит-

тов и пироксенитов, мощность которых, как правило, не превышает 0,6–2,5 м.

На рис.11 приведен полный разрез оливинитового тела участка Пишкил Аллареченского пояса. Массив оливинитов мощностью 120 м приурочен к контакту полевошпатовых амфиболитов и биотитовых гнейсов. Вмещающие породы и гипербазиты вблизи контактов рассланцованы.

Г а р ц б у р г и т ы. Господствующее развитие среди интрузивов гипербазитовой формации имеют гарцбургиты. По особенностям внутреннего строения интрузивы гарцбургитов разделяются на две группы: а) нерассланцованные или неясно расслоенные, б) отчетливо слоистые. К первой группе принадлежит большинство массивов гарцбургитов. Типичными их представителями являются гарцбургитовые тела Аллареченского пояса. Неизмененные гарцбургиты состоят из оливина, ортопироксена, магнетита, шпинели. Отмечаются единичные вкрапленники сульфидов. Количественные соотношения между главными породообразующими минералами – оливином и ортопироксеном – непостоянны. Оливин встречается как в виде мелких пойкилитовых включений диаметром 0,3–0,5 мм в пироксене, так и в виде крупных изометричных зерен длиной 5–8 мм. В тех слоях, где количество ортопироксена падает до 10–20%, отчетливо видна его приуроченность к интерстициям. 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 – прожилковообразные выделения магнетита, ассоциирующие с серпентином, замещающим оливин.

Закономерности в распределении оливина и ортопироксена по разрезу гипербазитовых тел не устанавливаются. Иногда 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%.

Ряд тел характеризуется сравнительно равномерным распределением породообразующих минералов по всему разрезу массивов; оливина 25–35%, ортопироксена 40–45%. 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 неясно выраженное переслаивание оливинитов и гарцбургитов по всему разрезу при колебаниях содержаний пироксена от 0 до 30%, а оливина от 10 до 90%. У нижних контактов массивов появляются прослои, содержащие до 40% ортопироксена.

На рис.12 приведена колонка тела гарцбургитов участка Акким. Несмотря на относительно высокий метаморфизм ультраосновных пород, в разрезе можно выделить до 14 чередующихся прослоев, обо-

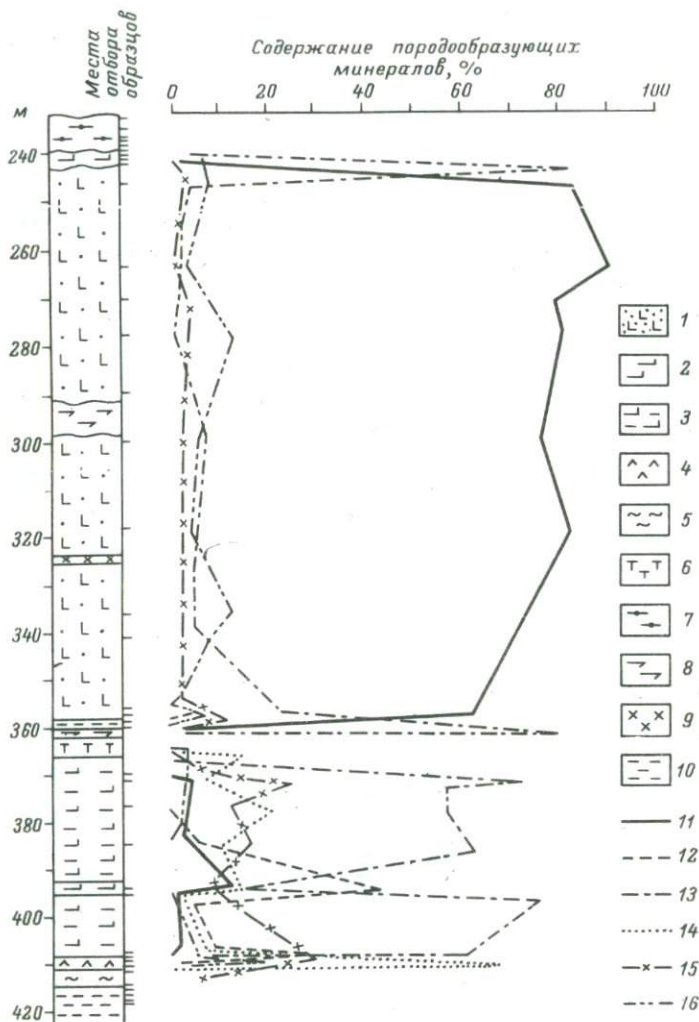


Рис. 11. Колонка тела оливинитов участка Пишкил Аппареченского пояса (скв. 821).

1 - оливинит; 2 - серпентинизированный оливинит; 3 - сильносерпентинизированный оливинит; 4 - сильноамфиболизированный гипербазит; 5 - амфибол-биотитовая порода; 6 - актинолитовая порода; 7 - полевошпатовый амфиболит; 8 - плагиоклазит; 9 - кварцевый диорит; 10 - биотитовый гнейс; 11 - оливин; 12 - ромбический пироксен; 13 - серпентин; 14 - актинолит; 15 - магнетит; 16 - флюгопит-биотит.

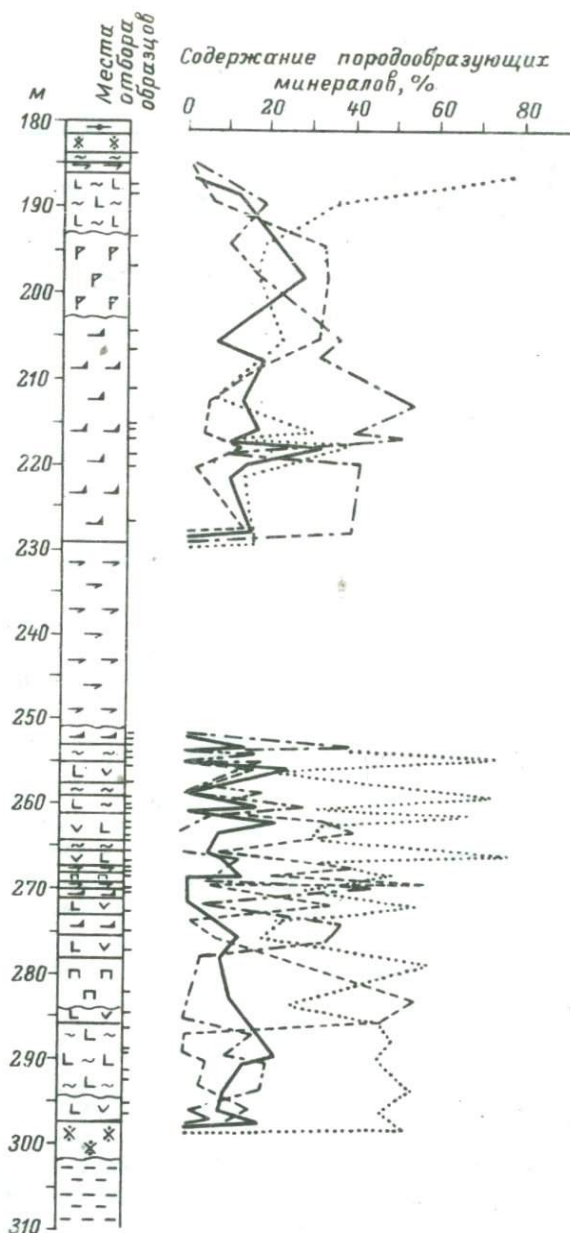
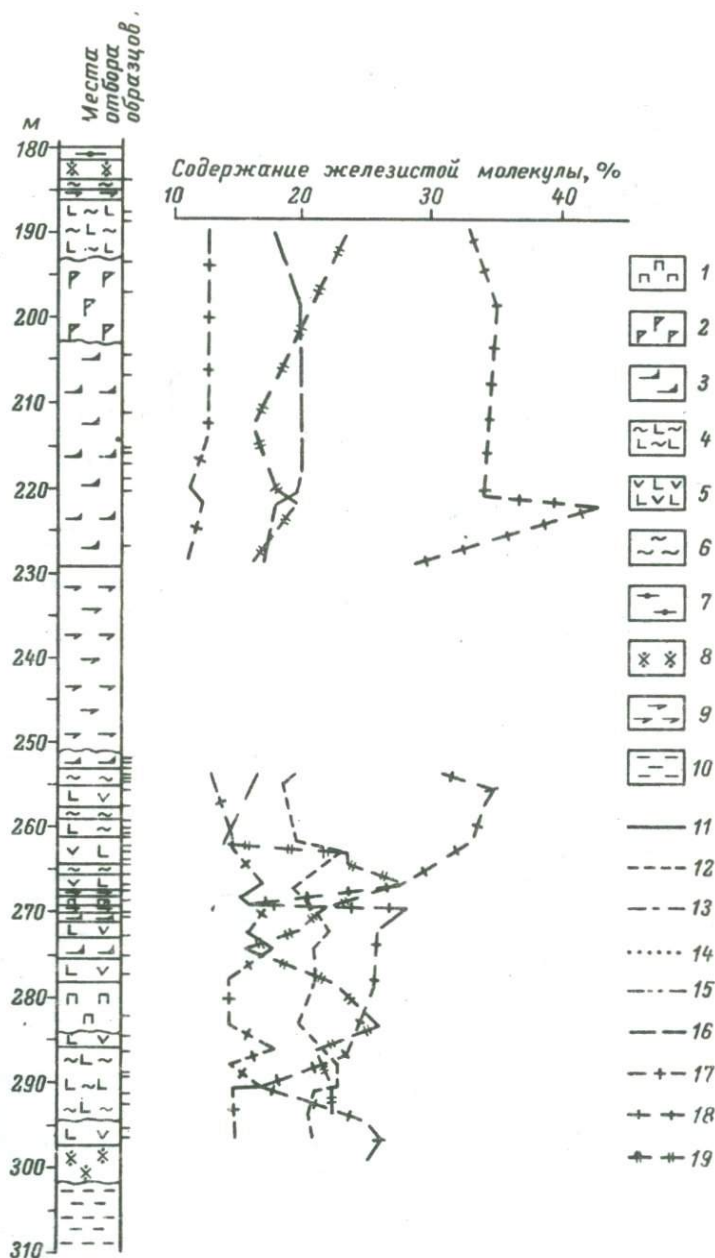


Рис.12. Колонка тела гарцбургитов участка Акким Аллареченского пояса (скв.560).

1 - пироксеновый гарцбургит; 2 - слабосерпентинизированный гарцбургит; 3 - серпентинизированный гарцбургит; 4 - амфиболизированный гипербазит с серпентином; 5 - амфиболизированный гипербазит;



6 - амфибол-флогопитовая порода; 7 - полевошпатовый амфиболит;
8 - кварц-полевошпатовая порода; 9 - плагиоклазит; 10 - биотитовый гнейс; 11 - оливин; 12 - ромбический пироксен; 13 - серпентин; 14 - актинолит; 15 - флогопит; железистость: 16 - оливина, 17 - ромбического пироксена, 18 - актинолита, 19 - флогопита.

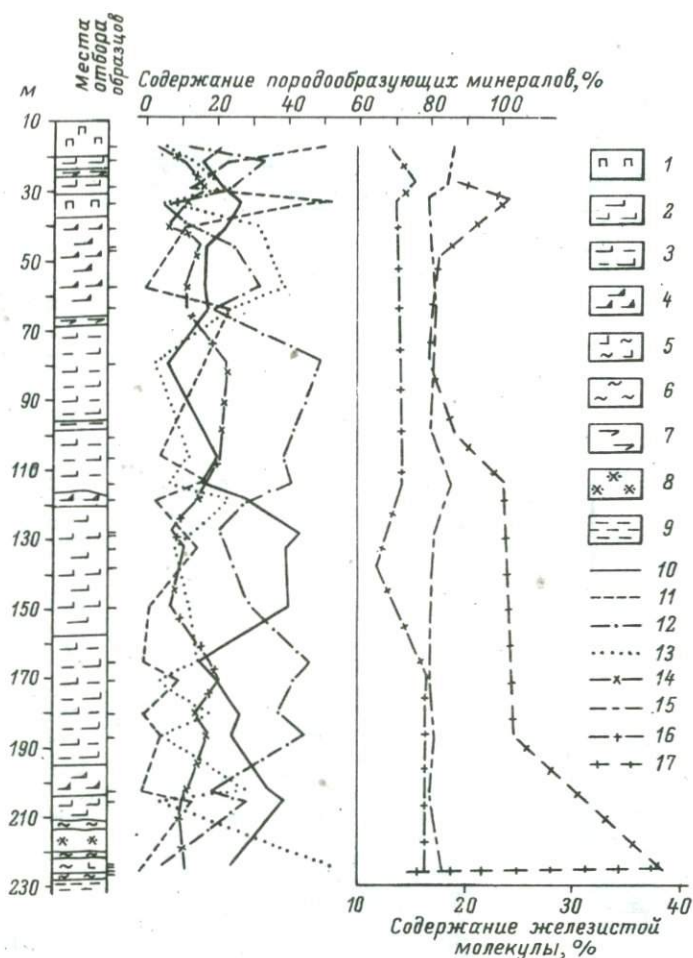


Рис. 13. Колонка тела гарцбургитов участка Копос Аллареченского пояса (скв. 345).

1 - пироксеновый гарцбургит; 2 - серпентинизированный гарцбургит; 3 - сильносерпентинизированный гарцбургит; 4 - серпентинизированный гипербазит с актинолитом; 5 - амфиболизированный гипербазит с серпентином; 6 - амфибол-биотитовая порода; 7 - плагиоклазит; 8 - кварц-полевошпатовая порода; 9 - биотитовый гнейс; 10 - оливин; 11 - ромбический пироксен; 12 - серпентин; 13 - актинолит; 14 - магнетит; железистость: 15 - оливина, 16 - ромбического пироксена, 17 - актинолита.

гашенных то пироксеном, то оливином. Мощность их варьирует в пределах 0,5–20 м. Переходы между прослоями обычно постепенные на расстоянии до 1 м. Гипербазиты пересечены серией жил плагиоклазитов и биотит-плагиоклазовых пород, сложенных крупными кристаллами серицитизированного и пелитизированного плагиоклаза с гнездовыми скоплениями пластинок биотита.

На рис.13 приводится разрез тела гарцбургитов участка Колос. Колонка скважины иллюстрируется данными о количественно-минералогическом составе и изменении железистости породообразующих минералов. Отчетливо расслоенные гарцбургитовые массивы распространены повсеместно только в Нотозерском поясе (Виноградов, 1971). Они сложены многократно чередующимися слоями оливинитов, гарцбургитов и пироксенитов. Мощность прослоев колеблется от 1–3 см до 30–40 м, в единичных случаях достигая 100 м. Границы между слоями резкие, согласные с простиранием контактов интрузивов.

Взаимного пересечения слоев, как правило, не наблюдается. Лишь в единичных случаях отмечались пересечения гарцбургитов пироксенитами. Помимо слоистости изредка отмечается трахитоидность по зернам ромбического пироксена, местами устанавливается линейность.

П и р о к с е н и т ы. Массивы, полностью сложенные пироксенитами, известны в Аллареченском и Южно-Имандра-Варзугском поясах. Наиболее свежие разности пироксенитов представляют собой практически мономинеральные породы, содержащие до 5% магнетита и титаномагнетита. Иногда в них присутствует до 5–7% зерен оливина. В ряде случаев в пироксенитовых массивах обнаружены в количестве до 5% плагиоклаза и до 10% моноклинного пироксена (Е.Е. Селивановская и др., 1964 г.). Плагиоклаз и моноклинный пироксен отмечались также в пироксенитовых слоях ряда массивов Нотозерского пояса (Л.А. Виноградов, 1965 г.). Количество их не превышает в общем 5–10%. Зерна плагиоклаза и моноклинного пироксена имеют неправильную форму и как бы заполняют промежутки между главными породообразующими минералами. Микроструктуры пироксенитов гипидиоморфнозернистые и панидиоморфные. Массивы обычно оталькованы, а в контактах интенсивно амфиболизированы.

Суммируя приведенный материал, следует выделить некоторые общие особенности строения и состава массивов гипербазитовой формации.

Состав ультраосновных пород изменяется от оливинитов через гарцбургиты до пироксенитов. Среди массивов выделяются нерасслоенные, неясно расслоенные и расслоенные тела. В расслоенных массивах наблюдается чередование полос оливинитов, гарцбургитов и пироксенитов с резкими контактами. В отдельных случаях отмечаются структуры течения – трахитоидность и линейность. Краевые части гипербазитовых массивов тектонизированы и метаморфизованы. Для гарцбургитов типична пойкилитовая структура. Пойкилитовые вросстки оливина заключены в крупных кристаллах ромбического пироксена. В породах с незначительным содержанием пироксена он

располагается в межзерновых пространствах. Плагиоклаз и моноклинный пироксен присутствуют в гипербазитах в редких случаях и в незначительных количествах. Зерна их занимают интерстиции между оливином и ромбическим пироксеном.

Состав породообразующих минералов

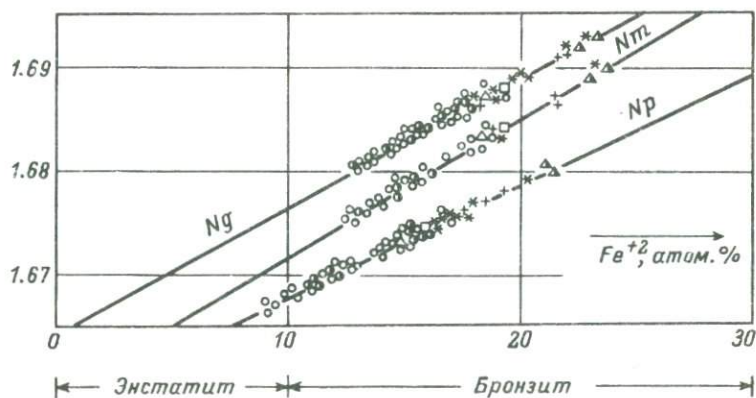
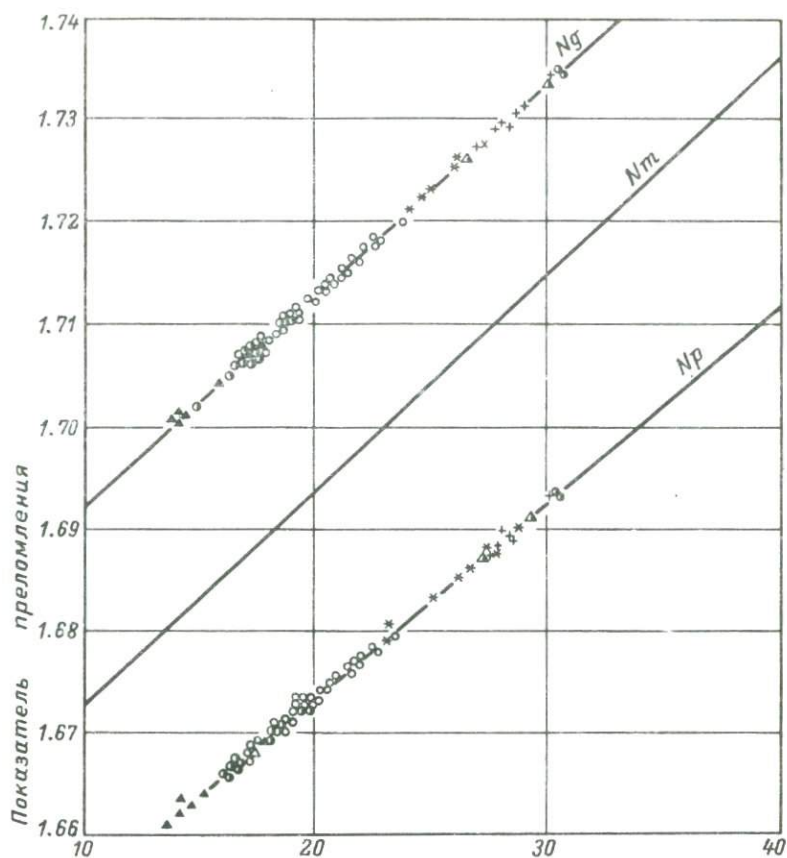
Определение железистости оливинов и ортопироксенов проводилось главным образом путем измерения показателей преломления минералов в иммерсионных жидкостях. Результаты определений по Аллареченскому поясу сведены на рис.14. Химические анализы оливинов и ортопироксенов гипербазитовой формации представлены в табл.4. Состав, установленный по химическим анализам, достаточно хорошо согласуется с оптическими измерениями. Оливины и ортопироксены ультраосновных пород гипербазитовой формации магнезиальны и характеризуются сравнительно узким диапазоном изменения состава. По данным определения, в 57 образцах состав оливина отзывает хризолиту, содержание фаялитовой молекулы в нем изменяется от 12 до 30%. Ортопироксен по 45 измерениям относится к бронзиту, содержание ферросиллитовой молекулы в нем колеблется от 7 до 24%.

В наиболее детально изученном Аллареченском поясе наименьшее содержание фаялитовой молекулы (14-15%) типично для безрудных оливинитов (14-15) и гарцбургитов (16-19%). В слабоамфиболизированных гипербазитах с бедным сульфидным оруденением железистость оливина колеблется в пределах 17-23%, а в амфиболизированных гипербазитах месторождений Аллареченского и Восток возрастает до 27-30%. Подобным же образом изменяется железистость ортопироксенов - от 12-16% в безрудных гарцбургитах до 18-24% в амфиболизированных гипербазитах месторождений Аллареченского и Восток.

Как будет показано ниже, железистость оливинов и пироксенов зависит от степени метаморфизма гипербазитов, поэтому для оценки первоначального состава этих минералов использованы только данные по неизмененным ультраосновным породам Южно-Имандра-Варзугского, Нотозерского и Аллареченского поясов. Содержание фаялитовой молекулы в оливине слабо измененных разновидностей меняется от 12 до 19%, ферросиллитовой в ортопироксене - от 7 до

Рис.14. Составы оливинов и ромбических пироксенов Аллареченского пояса по оптическим свойствам (Трегер, 1968).

1,2 - гипербазиты Аллареченского месторождения (скв.121,104); 3 - массив Акким (скв.560); 4 - массив Копос (скв.345); 5 - массив Алксайв (скв.549); 6 - месторождение Восток (скв.452); 7 - обн.61; 8 - массив Пишкил (скв.821); 9 - месторождение Восток (скв.215).



+ 1 * 2 o 3 o 4 • 5 Δ 6 Δ 7 ▲ 8 □ 9

17%. Наиболее магнезиальный ромбический пироксен — энстатит — отмечен в массиве Фалалей Южно-Имандра-Варзугского пояса. В Нотозерском поясе оливины содержат 11-12%, ортопироксены 10-11%. Относительно железистыми являются оливины (12-19%) и ортопироксены (12-17%) Аллареченского пояса. Несмотря на узкий диапазон изменения составов, следует отметить повышенную железистость оливинов гарцбургитов по сравнению с оливинами оливинитов.

Характер изменчивости железистости оливинов и ортопироксенов в разрезах отдельных тел изучался в трех массивах Аллареченского пояса. В оливинитах массива Пишкил железистость оливина составляет 14-15%. В гарцбургитах массива Копос она меняется в пределах 16-19% с некоторым увеличением в краевых частях; железистость ортопироксена составляет 12-16% также с тенденцией ее повышения в краевых частях (рис.13). В другом гарцбургитовом теле железистость оливина колеблется в пределах 17-23%, ортопироксена 11-18% (рис.12). Так же как и в предыдущих случаях, намечается тенденция повышения железистости в краевых частях массива.

Таким образом, даже в наиболее мощных телах гипербазитов 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.

Исследование Fe/Mg соотношения в сосуществующих оливинах и ортопироксенах проведено для 37 образцов, отобранных в трех телах. Состав минералов определялся по данным измерения показателей преломления. Результаты приведены на рис.15. 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 составляющей соответственно в ортопироксене и оливине. Константа распределения для слабо измененных 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 ($r = +0.65$). Закономерное изменение составов сосуществующих оливинов и ортопироксенов свидетельствует об их образовании в условиях, близких к равновесным.

Составы моноклиновых пироксенов и плагиоклаза изучены лишь по данным нескольких измерений. Плагиоклаз содержит 50-54% анортитовой молекулы. Моноклиновый пироксен близок по составу к ферроавгиту.

Изучение химизма гипербазитов Кольского полуострова, а также их сопоставление с другими докембрийскими и фанерозойскими гипербазитами имеет важное значение, так как гипербазиты служат объектом, дающим представление о составе мантийного субстрата в разные эпохи становления Земли.

Данные о среднем химическом составе гипербазитов различных поясов Кольского полуострова и среднем химическом составе разновидностей ультраосновных пород помещены в табл.5. В ней приведены также результаты расчетов по Аллареченскому, Нотозерскому, Северо-Карельскому поясам и участку Фалалей Южно-Имандра-Варзугского пояса. Химические составы рассчитаны как среднеарифметические из рядовых полных химических анализов неизменных и слабоизмененных гипербазитов. Для средних составов высчитаны железистость (f) и коэффициент Хесса (m).

Сопоставление приведенных данных свидетельствует о существенных различиях в химизме гипербазитов различных поясов. Оливиниты и гарцбургиты Аллареченского района характеризуются отчетливо повышенной железистостью, увеличением содержания титана, алюминия, кальция, натрия и обеднением магнием. Гипербазиты Аллареченского и Нотозерского поясов отличаются по сравнению с Северо-Карельским и Южно-Имандра-Варзугским поясами несколько повышенным содержанием хрома. Наиболее богаты никелем оливиниты Аллареченского пояса и гарцбургиты участка Фалалей. Наименее железистыми являются гипербазиты участка Фалалей, промежуточные значения железистости характерны для ультраосновных пород Северо-Карельского и Нотозерского поясов.

Сопоставление состава различных разновидностей ультраосновных пород гипербазитовой формации Кольского полуострова показывает, что в серии оливинит-гарцбургит-пироксенит происходит последовательный рост содержаний кремнезема, алюминия, кальция, натрия и уменьшение количества закисного железа, магния, никеля, т.е. усугубляется обычное направление изменения химизма, присущее процессам дифференциации расплавов.

В табл.6 сведены средние химические составы гипербазитов Кольского полуострова и заимствованные из литературы сведения о составе уральских дунитов и гарцбургитов (Малахов, 1969), альпинотипных дунитов и перидотитов, гипербазитов габбро-дунит-пироксенитов. 1 формации (Велинский и др., 1970) и средние составы оливинитов и гарцбургитов Советского Союза (Соловьев, 1970б). Тут же помещены данные о химическом составе гипербазитов оз.Моук в Канаде, с которыми связаны промышленные сульфидные медно-никелевые руды.

Материалы, приведенные в табл.6, разнородны. Проанализированные образцы гипербазитов Кольского полуострова обычно содержат до 5-15% серпентина, актинолита и флоголита, чем отчасти обусловлено несколько повышенное содержание в них алюминия, кальция и

Химические составы оливинов и ортопироксенов (в вес.%)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	38.6	40.09	54.11	54.70	40.19	55.34	53.10	49.94
TiO ₂	0.1	0.05	0.21	0.07	0.03	0.08	Сл.	0.07
Al ₂ O ₃	1.22	1.04	2.20	0.92	0.20	1.88	3.37	3.91
Fe ₂ O ₃	10	0.81	Не обн.	0.54	1.19	0.15	1.60	2.24
FeO	10	13.00	10.80	13.87	10.8	6.97	4.02	4.60
MnO	0.19	0.19	1.22	0.36	0.18	0.14	0.08	0.10
MgO	41.60	44.05	30.48	28.53	45.80	32.26	33.14	34.21
CaO	0.26	0.11	1.20	0.50	0.0	1.42	1.66	0.48
Na ₂ O	Не опр.	0.07	Не опр.	0.09	0.015	0.09	0.18	0.18
K ₂ O	"	0.08	"	-	0.07	0.07	0.24	0.18
H ₂ O ⁻	"	0.28	"	0.02	0.17	0.10	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁺	"	Не опр.	"	0.49	0.83	0.54	"	"
Cr ₂ O ₃	"	0.21	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Сл.	Сл.
V ₂ O ₅	"	0.01	"	"	0.14	0.76	Не опр.	Не опр.
NiO	"	0.02	"	"	Не опр.	Не опр.	"	"
CuO	0.39	0.23	0.045	"	0.282	0.09	"	"
CoO	0.001	0.002	Не опр.	"	0.005	Не опр.	"	"
П.н.п.	0.013	0.024	"	"	0.017	0.01	"	"
Сумма	-	100.28	100.26	100.09	100.07	99.95	100.39	100.25
Fe ⁺³								
(Fe ⁺² +Mg)		15.8	17.8	22.4	12.3	10.8	6.3	7.0

П р и м е ч а н и е: 1 - оливин из оливинита массива Копос Аллареченского пояса; 2 - оливин из гарибургитов массива Копос; 3 - ортопироксен из гарибургита массива Копос (Зак и др., 1972); 4 - ортопироксен месторождения Восток Аллареченского пояса (Яковлев, Яковлева, 1967); 5 - оливин массива Подас-тундра Нотозерского пояса; 6 - ортопироксен массива Ягельная Нотозерского пояса (Виноградов, 1965г.); 7, 8 - ортопироксен массива Фалалей Южно-Имандра-Варзугского пояса (Чалых и др., 1962г.).

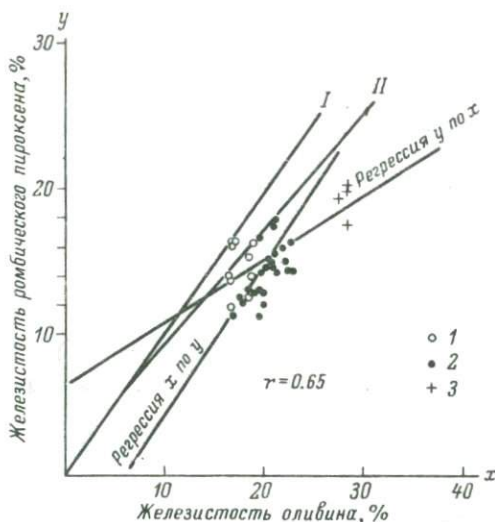


Рис. 15. График зависимости железистости оливина от железистости ромбического пироксена.

Массивы: 1 – Копос, 2 – Акким, 3 – Аллареченского месторождения. I – модальное распределение; II – распределение по А.А. Маракушеву.

щелочей. В.В. Велинским с соавторами в расчетах учтены анализы пород, содержащих до 70% серпентина. И.А. Малахов анализы гипербазитов пересчитал на безводный состав, исходя из гипотезы об изохимической серпентинизации. С.П. Соловьев включил в расчеты практически свежие гипербазиты. С целью приведения сопоставляемого материала к общему виду все приведенные в таблице данные о составе гипербазитов пересчитаны на сухое вещество, хотя представление об изохимической серпентинизации представляется нам дискуссионным.

Сравнение среднего состава оливинитов гипербазитовой формации Кольского полуострова с дунитами и оливинитами других районов Советского Союза показывает, что по содержанию кремнезема, магния, натрия и общей железистости они ближе к породам габбро-дунит-пироксенитовой формации, а по содержанию алюминия и титана занимают промежуточное положение между составами оливинитов альпинотипных гипербазитов и габбро-дунит-пироксенитовой формации. Содержание хрома в них существенно выше, чем в гипербазитах других областей Советского Союза. Содержание никеля сходно с уральскими дунитами и больше, чем в дунитах альпинотипных гипербазитов и тем более габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Гарибургиты Кольского полуострова по содержанию магния, кальция, титана и общей железистости как бы находятся между гарибур-

Средние химические составы гипербазитов различных поясов (в вес.%)

Компо- ненты	1		2	3			4	5		
	оливинит, N=11	гарцбург- гит, N=18	гарцбург- гит, N=13	оливинит, N=13	гарцбург- гит, N=8	пироксе- нит, N=5	оливинит, N=6	оливи- нит	гарцбург- гит	пироксе- нит
SiO ₂	38.97	40.14	42.53	38.50	45.52	54.03	37.3	38.26	42.69	54.03
TiO ₂	0.20	0.46	0.12	0.09	0.23	0.13	0.1	0.13	0.27	0.13
Al ₂ O ₃	1.63	1.90	1.2	0.81	1.45	1.77	1.0	1.15	1.51	1.77
Fe ₂ O ₃	3.25	3.89	1.08	3.46	1.33	3.15	6.3	4.37	2.1	3.15
FeO	11.23	11.85	7.09	8.23	8.58	6.20	5.69	8.38	9.17	6.20
MnO	0.20	0.24	0.14	0.14	0.16	0.12	0.14	0.16	0.18	0.12
MgO	39.11	36.0	38.51	43.33	39.47	30.00	42.5	41.31	37.99	30.00
CaO	2.08	1.8	0.92	1.16	0.90	1.71	0.3	1.18	1.2	1.71
Na ₂ O	0.23	0.3	0.09	0.14	0.06	0.56	0.05	0.14	0.15	0.56
K ₂ O	0.12	0.39	0.09	0.15	0.01	0.03	0.01	0.09	0.16	0.03
Cr ₂ O ₃	0.87	0.62	0.31	1.00	0.73	0.58	0.5	0.79	0.55	0.58
NiO	0.32	0.25	0.3	0.26	0.16	0.11	0.23	0.27	0.23	0.11
П.п.п.	1.64	2.05	8.82	2.24	1.31	1.31	7.2	3.69	4.06	1.31
f, %	16.8	19.2	10.6	12.7	12.2	14.5	12.9	14.4	14	14.5
m	4.9	4.4	8.4	6.8	7.3	6.8	6.7	5.9	6.1	6.8

Примечание. $f = \frac{Fe^{+2} + Fe^{+3}}{Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3}} \cdot 100$ атом. кол.; $f = \frac{Mg}{Fe}$ атом. кол. 1 - Аллареченский пояс по авто-
ру; 2 - Южно-Имандра-Варзугский пояс (участок Фалалей рассчитан автором по материалам Е.Д. Чалых и др., 1962 г.,
и В.В. Константинова и др., 1965 г.); 3 - Нотозерский пояс по Л.А. Виноградову (1965 г.); 4 - Северо-Карельский по-
яс по М.М. Лаврову (1971); 5 - средний состав пород гипербазитовой формации Кольского полуострова. N - число
определений.

Химические составы гипербазитов различных районов и формаций (в вес.%)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	39.77	41.60	40.96	39.60	40.99	38.81	44.29	43.50	44.10	45.01	43.54	43.06
TiO ₂	0.13	0.03	0.15	0.16	0.01	0.39	0.27	0.04	0.45	0.01	0.12	0.58
Al ₂ O ₃	1.22	0.98	3.5	1.55	0.76	1.16	1.62	1.6	3.82	2.08	2.41	3.99
Fe ₂ O ₃	4.52	3.28	7.28	4.22	—	3.11	2.26	3.10	5.03	—	3.76	1.66
FeO	8.68	5.75	4.05	8.90	5.53	10.61	9.62	5.44	8.40	8.00	5.65	6.66
MnO	0.16	0.13	0.09	0.18	0.15	0.20	0.18	0.12	0.19	0.11	0.14	0.13
MgO	42.75	48.10	40.15	43.6	48.67	42.72	39.59	44.5	32.2	43.74	42.57	39.32
CaO	1.26	0.32	0.86	0.73	0.20	1.05	1.29	1.06	5.17	0.34	1.38	2.65
Na ₂ O	0.14	0.05	0.03	0.11	0.031	0.21	0.15	0.08	0.34	0.06	0.22	0.61
K ₂ O	0.09	0.03	0.02	0.03	0.003	0.43	0.16	0.03	0.07	0.007	0.17	0.22
Cr ₂ O ₃	0.82	0.41	0.54	0.30	0.32	—	0.6	0.35	0.05	0.37	—	0.42
NiO	0.27	0.23	1.01	0.24	0.31	—	0.23	0.18	0.03	0.26	—	0.39
П.п.п.	3.69	6.79	11.2	5.23	—	1.25	4.06	6.98	4.58	—	7.29	0.21
f	14.4	9.2	12.9	14	8.9	14.1	14	9.3	16.2	9.2	10.6	10.4
m	5.9	9.8	6.7	6.1	11.5	5.6	6.1	9.7	5.5	9.7	8.4	8.7

Примечание. 1 - оливинит гипербазитовой формации Кольского полуострова; 2 - дунит формации альпинотипных гипербазитов; 3 - оруденелые серпентиниты (пироксеновые оливиниты) оз. Муок-Канада; 4 - дунит габбро-пироксенит-дунитовой формации; 5 - уральский дунит; 6 - средний оливинит СССР; 7 - гарцбургит гипербазитовой формации Кольского полуострова; 8 - перидотит формации альпинотипных гипербазитов; 9 - перидотит габбро-пироксенит-дунитовой формации; 10 - уральский гарцбургит; 11 - средний гарцбургит СССР. 1, 7 - по автору; 2, 4, 8, 9 - по В. В. Велинскому и др. (1970); 5, 10 - по И. А. Малахову (1969); 6, 11 - по С. П. Соловьеву (1970б); 3 - по Дж. Патерсону (Patterson, 1963); 12 - пиролит по А. Э. Рингвуду и др. (1968). П.п.п. в сумму не входят.

гитами альпинотипных гипербазитов и габбро-дунит-пироксенитовой формации. Они существенно обогащены хромом по отношению к перидотитам других областей, а по содержанию никеля опять-таки близки к уральским гарибургитам. Если при решении вопроса о формационной принадлежности гипербазитов Кольского полуострова опираться на граничную величину коэффициента Хесса, равную шести, то следует также признать, что они занимают промежуточное положение между ультраосновными породами формации альпинотипных гипербазитов и габбро-дунит-пироксенитовой формацией.

При рассмотрении химизма гипербазитов отдельно по поясам устанавливается, что ультраосновные породы Аллареченского пояса близки к гипербазитам габбро-дунит-пироксенитовой формации, а породы участка Фалалей сходны с альпинотипными гипербазитами. Гипербазиты Нотозерского и Северо-Карельского поясов имеют как бы промежуточный состав. Изменения химического состава интрузивов с разделением на магнезиальную и железистую ветви установлены также в гипербазитовой формации Сибири (Глазунов, 1971). Общность геологической позиции, структурного положения, возраста и минерального состава описываемых ультраосновных пород, по нашему мнению, исключают возможность их отнесения к различным формационным типам.

О возрасте и структурном контроле гипербазитовых интрузивов

Массивы гипербазитов залегают как среди архейских, так и среди нижнепротерозойских толщ. Среди среднепротерозойских образований недифференцированные оливин-ортопироксеновые интрузивы нигде не отмечались. Следовательно, нижнюю возрастную группу ультраосновного магматизма следует определять как раннепротерозойскую. Пересечение гипербазитовых тел жилами плагиомикроклиновых гранитов, по общепринятым представлениям, датируемых как раннепротерозойские, позволяет наметить и верхнюю возрастную границу. По отношению к архейскому фундаменту, консолидировавшемуся в предпротерозойское время, интрузивы гипербазитов можно рассматривать как постскладчатые.

Несмотря на широкое развитие явлений будинажа и преобладающее согласное залегание массивов, иногда наблюдается кососекающее положение тел гипербазитов. Залегания одних и тех же тел гипербазитов Аллареченского пояса в различных по составу породах также может свидетельствовать о секущем положении некоторых массивов. О позднем внедрении гипербазитов в ранее метаморфизованную толщу гнейсов и полевошпатовых амфиболитов говорит и тот факт, что гипербазитовые тела, сложенные слабоизмененными гарибургитами и оливинитами, окружены гнейсами и полевошпатовыми амфиболитами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации.

Наблюдаемое в подавляющем большинстве случаев согласное залегание гипербазитов среди вмещающих нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ, подчиненность плана их размещения узору пиклятивных деформаций дает основание считать их доскладчатыми или раннескладчатыми образованиями нижнепротерозойского геосинклинального тектоно-магматического цикла (Шуркин, Митрофанов, 1970; Виноградов, 1971; Зак, Кочнев-Первухов, Проскуряков, 1972).

Формирование секущих тел гипербазитов, по-видимому, обусловлено разлизованием интрузивов, перемещением будин в виде „протрузии“ в зоны тектонических нарушений с пониженным давлением.

Гипербазитовые пояса Кольского полуострова образуют большей частью линейно-вытянутые зоны, часто приуроченные к тектонически осложненным контактам архейских и раннепротерозойских толщ. Пространственно гипербазитовые пояса обычно совмещены с глубинными разломами, глубина заложения которых оценивается как превышающая 30 км (Берковский и др., 1971).

Южно-Имандра-Варзугский гипербазитовый пояс располагается в пределах одноименной зоны смятия, трассируемой глубинным разломом. Аллареченский пояс и северная ветвь Нотозерского пояса приурочены к глубинным разломам, обрамляющим Сальнотундровский блок, границы которого маркируются контактом раннепротерозойских и архейских образований. Юго-восточные фланги Титовско-Воронинского и Ковдоро-Кандалакшского поясов сопряжены с глубинными разломами, положение которых определяется контактами разновозрастных комплексов и геофизическими данными. Северо-западные фланги двух указанных поясов и субмеридиональная ветвь Нотозерского пояса располагаются среди относительно однородного гнейсо-амфиболитового фундамента, в котором не установлены интенсивные дислокации и тектонические подвижки. Тем не менее продолжение по этим зонам гипербазитовых поясов само по себе говорит о наличии глубинных разломов, которое следует подтвердить дополнительными исследованиями.

Глубинные разломы, с которыми пространственно сопряжены гипербазитовые пояса, повсеместно ориентированы согласно с общим генеральным простиранием супракрустальных толщ. Особенно наглядно указанная закономерность проявляется в районах изменения направления поясов: в замке Сальнотундровского блока и на участке сочленения субширотной и субмеридиональной ветвей Нотозерского пояса.

Глубинные разломы, контролирующие размещение гипербазитовых поясов, видимо, можно считать „долгоживущими“. Заложение их происходило в период образования раннепротерозойских подвижных зон, они же служили подводными каналами для поступления базит-гипербазитовых магм. Возобновление движений по ним устанавливается по интенсивным деформациям в разломах среднепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ южного обрамления Печенгского и Имандра-Варзугского синклиналиев. В Аллареченском поясе и в центральной части Южно-Имандра-Варзугского пояса размещение гипербазитовых

тел как бы подчинено плану строения куполовидных структур. Гипербазитовые тела плавно меняют свое простирание в соответствии с очертаниями куполов. Массивы обычно распространены в обрамлении куполов и имеют пологие падения под углами $5-40^{\circ}$ в сторону от их ядра. Некоторые исследователи, основываясь на сопряженности залегания гипербазитовых тел с планом строения куполов, высказывали мнение о внедрении их в период архейского куполообразования, но раннепротерозойский возраст интрузивов, приуроченность части тел к глубинным разломам, отдельные случаи секущего положения массивов противоречат такому выводу.

О будинировании интрузивов гипербазитов

Большинство мелких тел гипербазитов являются тектонически перемещенными будинами некогда более крупных ультраосновных интрузивов. На детально изученных участках факты будинирования гипербазитовых интрузивов не вызывают сомнения. В горных выработках Аллареченского месторождения и месторождения Восток непосредственно наблюдается расчленение интрузивов на будины с затеканием в межбудинные пространства более пластичных гнейсов и мигматитов (рис.7). Массив Фалалей состоит из четырех развернутых относительно друг друга тел, разделенных графитизированными сланцами (рис.10). В пользу представления о будинировании гипербазитов свидетельствуют следующие данные: 1) размещение гипербазитовых тел в виде скоплений на ограниченных участках; 2) обычное наличие в экзоконтактах гипербазитовых тел зон рассланцевания; 3) исключительно широкое развитие крайне маломощных тел (тела мощностью менее 5 м составляют 30% общего количества, менее 10 м — 54%); 4) частая перемежаемость тонких „прослоев” гипербазитов мощностью 1-3 м с маломощными пачками вмещающих пород при наличии в их контактах зон рассланцевания.

В Аллареченском поясе лишь крупные тела слабометаморфизованных гипербазитов мощностью свыше 100 м можно, вероятно, считать небудинированными интрузивами или затронутыми процессами блокирования в незначительной степени.

Для наиболее „густых” скоплений тел гипербазитов Аллареченского пояса была предпринята попытка рассчитать первоначальные размеры интрузивов. В основу расчетов положены следующие условия. Протяженность интрузивов определялась по длине участка скопления гипербазитовых тел 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 как сумма мощностей выходящих на поверхность будин. Протяженность по падению вычислялась до глубины, где имеют широкое распространение слепые тела. При этом имелось в виду, что цифры протяженности до падения не говорят о выклинивании интрузива, так как для решения этого вопроса нет достаточных данных.

На участке Аллареченского месторождения в расчет включено 27 гипербазитовых тел, в том числе 18 слепых. Согласно расчету, длина массива до будинирования составляла 2600 м, мощность 50 м, протяженность по падению 600 м. На участке Акким-1 учтено 37 тел, в том числе 22 слепых. Протяженность массива около 4000 м, мощность 60 м, протяженность по падению 400 м.

В свете развиваемых представлений о расчленении крупных массивов на мелкие будины следует рассмотреть вопрос о наличии бескорневых интрузивов. Отдельные тела-будины гипербазитов действительно имеют протяженность по падению 50–200 м и являются бескорневыми. Наряду с этим известны тела, обладающие значительной протяженностью по падению без разрыва сплошности. В Аллареченском поясе одно из тел прослежено скважинами по падению на 550 м без выклинивания. Более того, мощность его на глубине 400 м увеличивается до 110 м при мощности близ поверхности 40 м.

Таким образом, вывод об отношении гипербазитовых интрузивов к бескорневым не согласуется с фактическим материалом. Ультраосновные массивы до будинирования имели, вероятно, протяженность по падению до 1000 м и более и уходили на значительные глубины, имея „корни“.

Время будинирования можно датировать только условно. Поскольку будинаж испытали интрузивы, залегающие и в нижнепротерозойских отложениях, период деформации может быть отнесен к концу нижнепротерозойской эпохи. Не исключена возможность повторного проявления будинажа интрузивов в среднепротерозойскую эпоху, в период ремобилизации фундамента.

Следовательно, в истории становления гипербазитов Кольского полуострова можно выделить два этапа. Первый этап, ознаменовавшийся внедрением ультраосновных магм и их кристаллизацией, отвечает начальным стадиям эволюции раннепротерозойского геосинклинального подвижного пояса. На втором этапе консолидированные гипербазиты подверглись будинированию, расщеплению у контактов и метаморфическим изменениям.

МЕТАМОРФИЗМ ГИПЕРБАЗИТОВ

Вводные замечания

Характеристика вторичных серпентин-актинолит-хлорит-талковых минеральных ассоциаций, возникающих при метаморфизме массивов гипербазитовой формации Кольского полуострова, приводится в работах А.И. Богачева, Г.И. Горбунова, Н.А. Корзилова, В.А. Горелова, В.И. Кочнева-Первухова, Л.А. Виноградова, Ю.И. Яковлева и др. Перечисленные исследователи, отмечая элементы зональности в строении метаморфизованных гипербазитовых тел, относили время формирования разных минералов к следующим последовательно друг за другом обособленным стадиям. В некоторых работах (Богачев и др., 1966; Яковлев, Яковлева, 1967) серпентин, тальк и отчасти хлорит рассматривались преимущественно как аутометаморфические минералы. Подобный подход к объяснению последовательности метаморфических явлений привел к тому, что зональность массивов по существу осталась неизученной, а вопрос о ее возможной метасоматической природе вообще не поднимался. Не исследовались закономерности взаимного расположения зон, их мощность, минеральные ассоциации, химический состав пород, образующих отдельные зоны, направленность изменения химизма для колонки в целом, набор и источники привносимых и выносимых компонентов, термодинамические условия формирования зональности. Работами Д.С. Коржинского, А.Е. Ферсмана, Г.В. Пинуса, В.Я. Меренкова, И.Ф. Романовича, Ю.Н. Колесника и других исследователей убедительно показано, что всестороннее изучение метасоматических колонок служит ключом, раскрывающим сложные процессы метаморфизма ультраосновных пород.

В истории метаморфических преобразований гипербазитов выделяются два этапа. К первому относятся сопряженные процессы серпентинизации, отальковачия, хлоритизации, амфиболизации и флогопитизации, создавшие современный облик пород, ко второму — локальные проявления процессов куммингтонизации и образования поздних генераций серпентина, талька и хлорита.

Характерной чертой метаморфизма гипербазитовых тел является зональность вторичных изменений (Козлов, 1961; Горбунов, 1968).

В наиболее мощных телах в ядре сохраняются слабоизмененные ультраосновные породы, окруженные серпентиновой зоной, которая в свою очередь сменяется серпентин-актинолитовой, серпентин-актинолит-флогопитовой, актинолит-флогопитовой и флогопитовой зонами. Для менее мощных тел типично выпадение из разреза передовых серпентинсодержащих зон: наиболее мелкие тела нацело сложены актинолит-флогопитовыми породами, которые в крупных массивах образуют лишь краевые оторочки. Зональное строение метаморфизованных гипербазитовых тел с теми или другими отклонениями от вышеприведенной идеализированной схемы присуще всем массивам. Однако расчленение гипербазитовых тел по степени метаморфизма на строго формализованной основе произведено лишь для Аллареченского пояса (Кочнев-Первухов и др., 1972), данные изучения которого главным образом и используются для дальнейшего описания метаморфизма гипербазитов с привлечением материала по Нотозерскому, Южно-Имандра-Варзугскому, Ковдору-Кандалакшскому и Титовско-Воронинскому поясам.

Принципиальная схема выделения зон внутри метаморфизованных гипербазитовых тел определяется появлением трех минералов: серпентина, амфибола и флогопита. Кроме неизменных, затронутых лишь автосерпентинизацией гипербазитов выделяются три основные зоны, сменяющие друг друга от центральных частей массивов к их контактам: I – серпентиниты, II – амфиболитизированные серпентиниты, III – флогопитизированные амфиболовые серпентиниты (апосерпентинитовые породы).

Чтобы описание зональности было максимально конкретным, породы, отнесенные к той ли или иной главной зоне, расчленены на несколько разновидностей, в основу выделения которых положены количественные соотношения между минералом-индикатором основной зоны и реликтовыми минералами. В окончательном виде принятая при описаниях схема расчленения гипербазитовых тел по степени метаморфизма выглядит следующим образом.

0. Неизменные и слабоизмененные гипербазиты: первичных минералов не менее 80%, вторичных (серпентин) до 20%.

I. Серпентиновая зона: 1) серпентинизированные гипербазиты (первичных минералов до 60%, серпентина и магнетита 40–60, прочих вторичных минералов не более 20%); 2) сильносерпентинизированные гипербазиты (первичных минералов менее 40%, серпентина и магнетита более 60, прочих вторичных минералов не более 20%).

II. Амфиболовая зона: 1) слабоамфиболитизированные гипербазиты (первичных минералов менее 40%, амфибола 20–45, прочих вторичных минералов до 50%); 2) амфиболитизированные гипербазиты (первичных минералов до 30%, амфибола 45–75, прочих вторичных минералов до 25%); 3) существенно амфиболовые породы с оливином (амфибола не менее 80–90%).

III. Флогопитовая зона: 1) флогопит-амфиболовые породы (амфибола более 50%, флогопита – 10–50%); 2) флогопитовые породы (амфибола до 20%, флогопита до 70%).

Вследствие зонального развития вторичных минеральных ассоциаций то или иное тело относится к определенной группе по преобладанию одной из вышеперечисленных разновидностей в его центральной части. Для выборки из 116 тел Аллареченского пояса распределение по степени метаморфизма выглядит следующим образом: 6 тел относятся к группе слабоизмененных, 24 – серпентинизированных, 13 – сильносерпентинизированных, 10 – слабоамфиболизированных, 22 – амфиболизированных, 4 – существенно амфиболовых с оливином, 37 – флогопит-амфиболовых.

Внутреннее строение тел метаморфизованных гипербазитов

Серпентинизированные гипербазиты, относительно слабо метаморфизованные, наиболее широко распространены в Нотозерском поясе, реже отмечаются среди гипербазитовых тел Аллареченского, Титовско-Воронинского и Южно-Имандра-Варзугского поясов. В подавляющем большинстве тел наблюдается четкая зональность вторичных изменений (рис. 16).

В осевых частях тел гипербазиты серпентинизированы, иногда не изменены. Мощность слабоизмененных пород колеблется от 5 до 30 м. Количество первичных минералов часто превышает количество вторичных. Содержание серпентина не более 50%. Преимущественно развито петельчатое замещение оливина (в меньшей мере ортопироксена) серпентином. Хлорит, тальк, актинолит, флогопит и серпентин составляют 10–15%. По направлению к контактам слабо-серпентинизированные гипербазиты постепенно сменяются сильносерпентинизированными разновидностями, содержащими свыше 60% серпентина и магнетита. Нередко наблюдаются псевдоморфозы серпентина по оливину и актинолиту по ортопироксену.

Мощность этой зоны варьирует в пределах 5–40 м. Далее также через постепенные переходы прослеживается зона серпентинизированных гипербазитов с актинолитом мощностью 2–15 м. Количество актинолита увеличивается до 25–50%, реликтов первичных минералов не более 10–30%, повышается содержание флогопита.

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

У самого контакта располагается зона актинолититов или амфибо-флогопитовых пород. Мощность ее обычно невелика. Границы резкие. Здесь часто исчезают реликты первичных минералов и серпентина. Внутри этой зоны устанавливается четкая зональность. В краевых зонах, как правило, наблюдаются реликтовые минеральные ассоциации центральных зон; в частности серпентин-магнетитовые агрегаты в актинолитизированной массе.

В ряде тел центральная зона, обогащенная первичными минералами, из разреза выпадает, и ее место занимают серпентинизированные разновидности. Часто зона сильносерпентинизированных гипербазитов отсутствует, и амфиболизированные гипербазиты непосредственно граничат с серпентинизированными. Изредка устанавливается лишь односторонняя полная зональность у одного из контактов.

Описанная выше метаморфическая зональность типична для недифференцированных и слабодифференцированных гипербазитовых тел. В первично расслоенных гипербазитовых массивах Нотозерского пояса устанавливаются своеобразные черты метаморфизма. Вдали от контактов оливиниты замещаются серпентинитами, в гаршбургитах наблюдается избирательное развитие серпентина по оливину и амфибола по ромбическому пироксену, пироксениты преобразованы в амфиболиты. Вследствие избирательности процессов замещения во внутренних частях расслоенных интрузивов остаются неизменными текстурные и структурные особенности, что позволяет легко реставрировать их первичный состав и условия залегания. Краевые части массивов здесь сложены актинолит-хлоритовыми и актинолит-тальковыми породами, в которых иногда сохраняются реликты первичных минералов.

Сильносерпентинизированные гипербазиты также широко распространены в Нотозерском поясе. Для них типично зональное строение, в целом аналогичное описанному выше для тел гипербазитов предыдущей группы. Характерной чертой является выпадение из разреза зон слабоизмененных или слабосерпентинизированных гипербазитов. Осевая часть тел сложена сильносерпентинизированными разновидностями — реликтов первичных минералов около 2–7%. Содержание серпентина и магнетита II достигает 80–85%. Серпентин слагает сплошные массы и полные псевдоморфозы по оливину. Часто в количестве 10–15% присутствуют актинолит и флогопит, реже хлорит и тальк. Мощность центральной интенсивно серпентинизированной зоны составляет 40–45 м. Мощность краевых оторочек, сложенных амфиболизированными гипербазитами и амфибол-флогопитовыми породами, не более 1–3 м. В телах мощностью 3–6 м ширина амфиболизированных зон уменьшается до 0.1–0.2 м.

Слабоамфиболизированные гипербазиты составляют группу тел, расположенных в разных поясах. В их разрезе отсутствует зона слабоизмененных или серпентинизированных пород, хотя и встречаются отдельные прослои, содержащие свыше 30% серпентина. По всему разрезу амфибол количественно преобладает над серпентином. Зоны актинолититов или амфибол-флогопитовых пород с резкими границами отмечаются повсюду. Мощность их меняется от 0.1 до 1 м.

В слабоамфиболизированных телах устанавливается, что замещение серпентина актинолитом не всегда сопровождается уменьшением количества первичных минералов. По этому признаку тела слабоамфиболизированных гипербазитов делятся на две подгруппы. К пер-

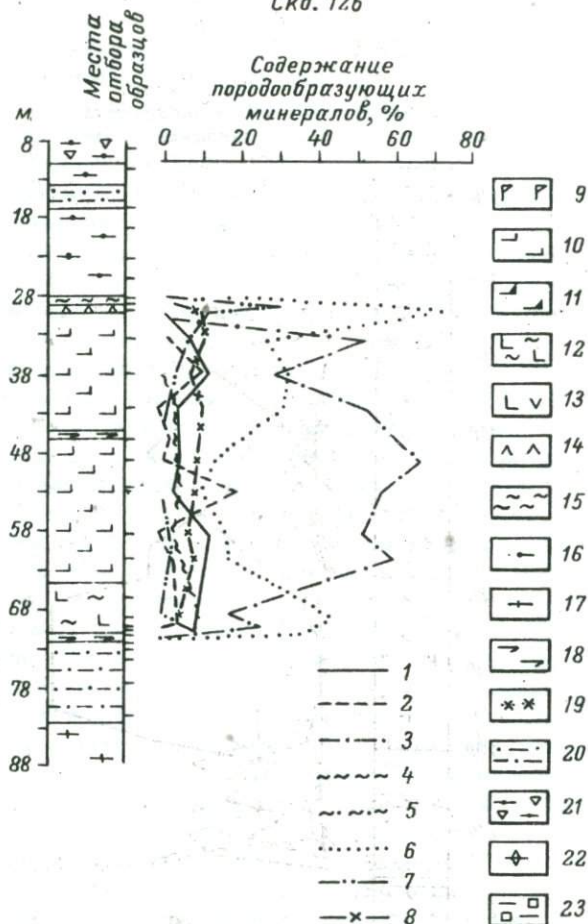
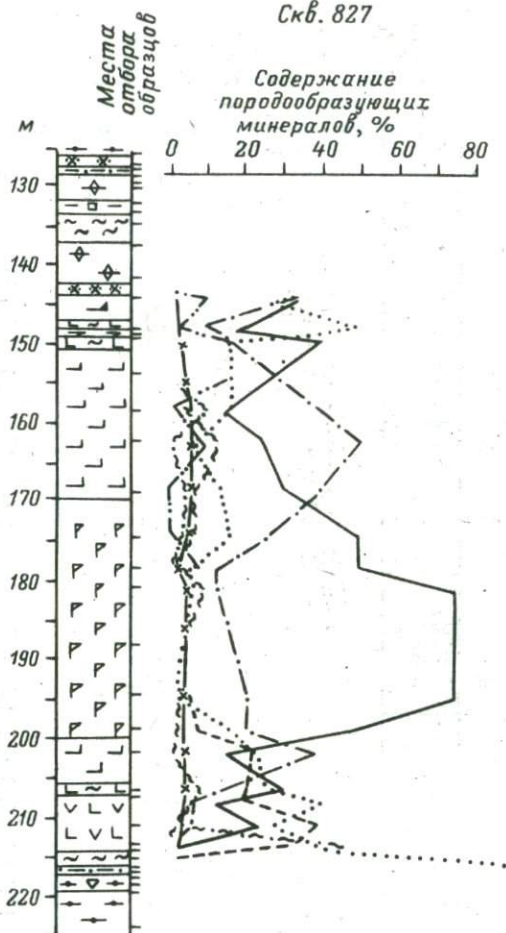


Рис.16. Разрезы тел серпентинизированных гипербазитов Хихнаяр-винского участка Аллареченского пояса.

1 - оливин; 2 - ромбический пироксен; 3 - серпентин; 4 - хлорит; 5 - тальк; 6 - актинолит; 7 - флогопит; 8 - магнетит; 9 - слабо-серпентинизированный гипербазит; 10 - серпентинизированный гипербазит; 11 - серпентинизированный гипербазит с актинолитом;

Скв. 827



12 - амфиболизированный гипербазит с серпентином; 13 - амфиболизированный гипербазит; 14 - сильноамфиболизированный гипербазит; 15 - амфибол-биотитовая порода; 16 - полевошпатовый амфиболит; 17 - мигматит по полевошпатовому амфиболиту; 18 - плагиоклазит; 19 - кварц-полевошпатовая порода; 20 - биотит-кварцевый сланец (милонит); 21 - полевошпатовый амфиболит с гранатом; 22 - мономинеральный роговообманковый амфиболит; 23 - биотит-роговообманково-полевошпатовая порода.

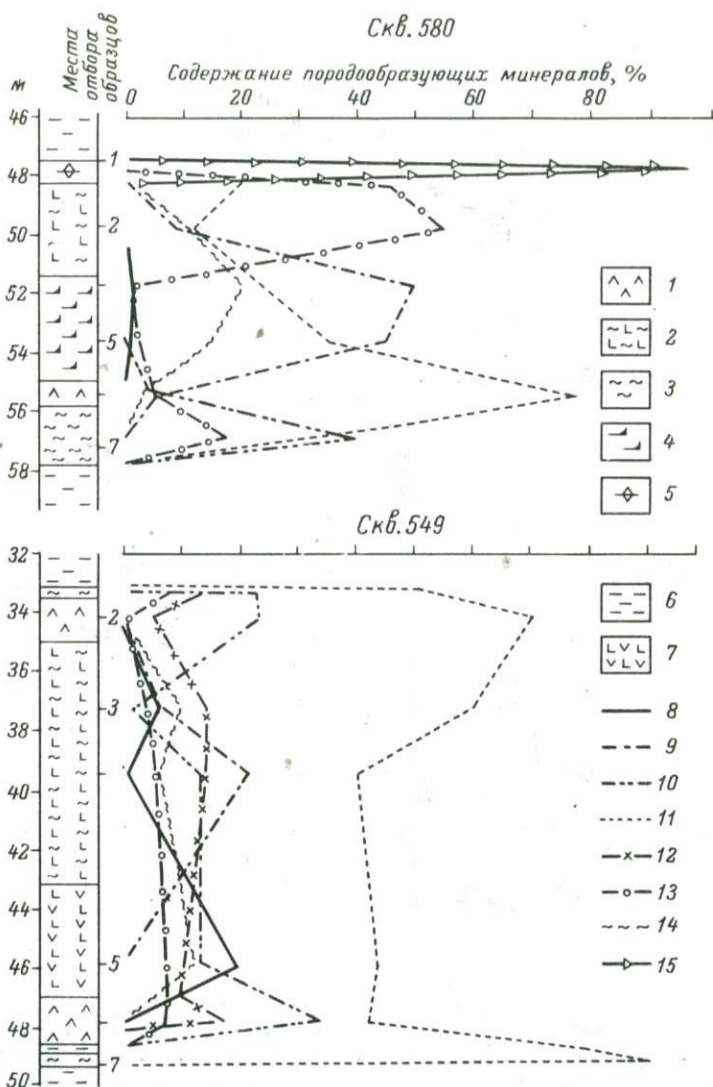


Рис. 17. Разрезы тел амфиболизированных гипербазитов Алксайского участка Аллареченского пояса.

1 - сильноамфиболизированный гипербазит; 2 - амфиболизированный гипербазит с серпентином; 3 - амфибол-биотитовая порода; 4 - серпентинизированный гипербазит с актинолитом; 5 - роговообманковый амфиболит; 6 - биотитовый гнейс; 7 - амфиболизированный гипербазит; 8 - оливин; 9 - серпентин; 10 - флогопит; 11 - актинолит; 12 - магнетит; 13 - куммингтонит; 14 - хлорит; 15 - обыкновенная роговая обманка.

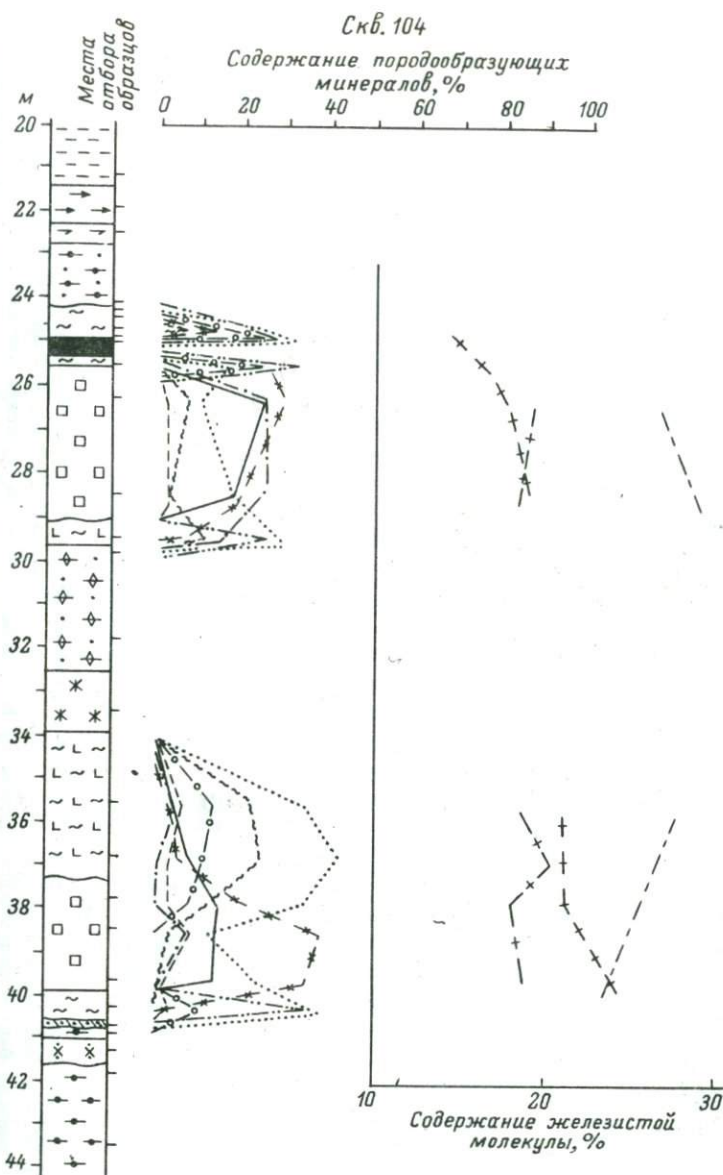


Рис. 18. Колонки скважин Аллареченского месторождения, профиль II.

1 - серпентинизированный гипербазит с актинолитом; 2 - амфиболитизированный гипербазит с серпентином; 3 - амфиболитизированный гипербазит; 4 - сильноамфиболитизированный гипербазит; 5 - амфибол-биотитовая порода; 6 - слюдит; 7 - сплошная сульфидная медно-никелевая руда; 8 - "серая" медно-никелевая руда; 9 - полево-шпатовый амфиболит; 10 - биотитовый гнейс; 11 - плагиоклазит;

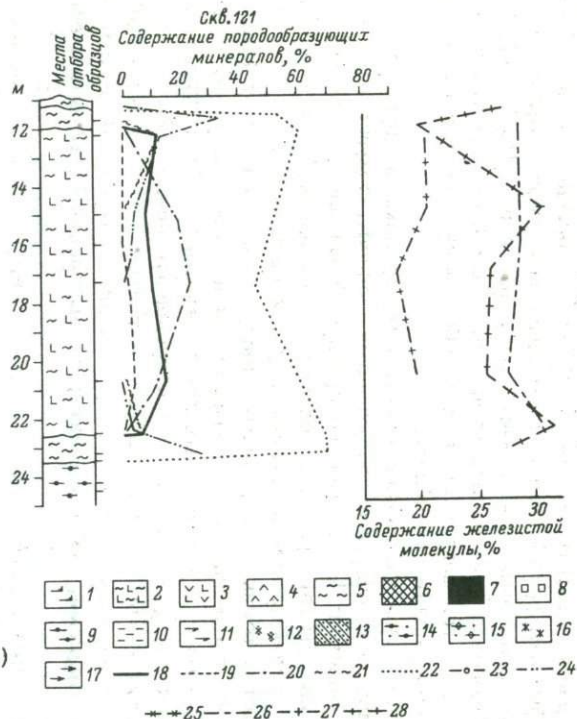
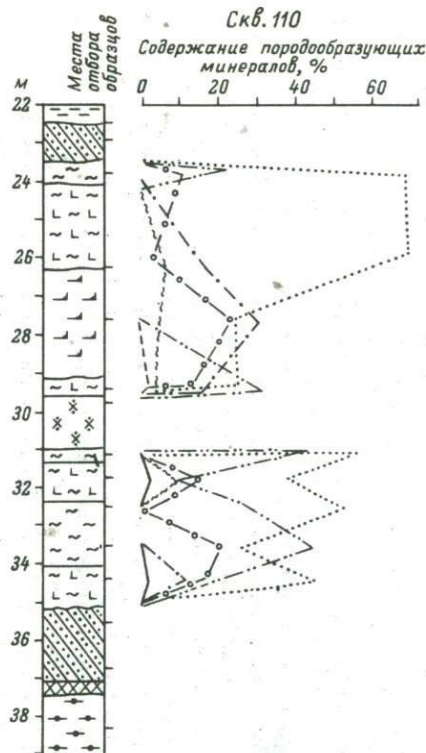


Рис. 18
(продолжение)

12 - кварц-полевошпатовая порода; 13 - роговообманковый амфиболит (1-5% полевого шпата); 14 - полевошпатовый амфиболит с диопсидом; 15 - мономинеральный амфиболит с диопсидом; 16 - скари (кварц, кальцит, диопсид, магнетит); 17 - полевошпатовая диопсид-биотитовая порода с кварцем; 18 - оливин; 19 - ромбический пироксен; 20 - серпентин; 21 - хлорит; 22 - актинолит-тремолит; 23 - куммингтонит; 24 - биотит-флогопит; 25 - сульфиды; железистость: 26 - оливина; 27 - ромбического пироксена; 28 - актинолита.



вой подгруппе относятся массивы с незначительным количеством первичных минералов (до 20–30%) и содержанием серпентина 20–40%, ко второй – тела, в которых при содержании первичных минералов до 50% и актинолита до 40% количество серпентина равно не более 5–10%. По сути дела, это своеобразные оливин–актинолитовые или оливин–пироксен–актинолитовые породы. Иногда в них наблюдаются изометричные, почти несерпентинизированные зерна оливина, окруженные актинолитовой массой, в которой отмечаются редкие реликты серпентина. В пределах одного тела встречаются как оливин–серпентин–актинолитовые, так и оливин–актинолитовые разновидности. Независимо от количественных соотношений между актинолитом и серпентином содержание первичных минералов остается часто постоянным, за исключением приконтактных зон шириной 0,5 м.

Массивы амфиболизированных гипербазитов широко развиты в Аллареченском поясе, юго-западной ветви Нотозерского пояса, на участках рр. Чапамы и Стрельны Южно-Имандра-Варзугского пояса и в других районах. К данной группе принадлежат тела с промышленным сульфидным медно–никелевым оруденением на месторождениях Восток и Аллареченское.

Особенностью амфиболизированных гипербазитов является отсутствие в большинстве случаев не только зон серпентинизированных, но и слабоамфиболизированных гипербазитов. Они состоят из разновидностей, в которых количество актинолита меняется от 35–40 до 70%. В краевых частях мощностью 0,5–3 м наблюдается либо зона сильноамфиболизированных пород, сменяющихся амфибол–флогопитовыми, либо зона амфибол–тальк–флогопитовых пород. На рис. 17, 18 показаны колонки тел гипербазитов описываемой группы. Здесь лишь иногда выделяется центральная зона, обогащенная серпентином при высоком содержании актинолита.

Количественные соотношения между минералами и другие наблюдения позволяют отметить следующие особенности амфиболизированных гипербазитов: 1) высокое содержание актинолита по всему разрезу; 2) присутствие реликтов оливина и ортопироксена в количестве 2–25% (реликты исчезают лишь в узких приконтактных зонах); 3) количество реликтов первичных минералов не зависит от количественных соотношений между актинолитом и серпентином; 4) содержание серпентина в центральных зонах некоторых тел достигает 25–30%; 5) наличие у границ амфиболизированных гипербазитов с амфибол–флогопитовыми породами хлорита и талька в количестве до 20%; 6) присутствие в большинстве тел, особенно у их контактов с вмещающими породами, куммингтонита; 7) выделения сульфидов в количестве 1–2%.

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

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

Флогопит — амфиболовые и актинолитовые породы слагают тела, повсеместно распространенные во всех поясах, за исключением широтной ветви Нотозерской зоны. Общим для этой 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%. Тела сложены нацело измененными гипербазитами, которые в массивах ранее охарактеризованных групп образуют лишь узкие приконтактные зоны. По особенностям состава разделяются: амфибол-флогопитовые породы и актинолититы, амфибол-хлоритовые породы и существенно актинолитовые породы с оливином.

В амфибол-флогопитовых породах и актинолититах первичные минералы и серпентин обычно отсутствуют. Содержание актинолита варьирует от 50 до 90%, флогопита — от 10 до 50%. Часто в центральных частях тел встречаются тальк и хлорит в количестве до 15%, у контактов они отсутствуют. У границ тел прослеживаются оторочки слюдитов и наблюдается поздний куммингтонит. Типично наличие сульфидов (от единичных зерен до 1–2%).

Актинолитовые тела с оливином характеризуются присутствием зерен серпентинизированного и свежего оливина в количестве 5–8%. Наблюдается цепочечное расположение удлиненных, совершенно свежих зерен оливина среди актинолита. Вероятно, что такой оливин является новообразованным.

Основная ткань актинолит-оливиновых пород состоит из прилегающих друг к другу зерен актинолита размером 0,15–0,5 мм. В основной ткани наблюдаются зерна оливина и серпентина в количестве, не превышающем 8%. В крупных зернах оливина отмечаются включения актинолита. Оливин серпентинизируется по волосным трещинам, тончайшие прожилки серпентина пронизывают также и актинолитовую массу. Образование серпентина сопровождается выделением магнетита. Помимо волосовидных прожилков серпентина в породе встречаются серпентин-магнетитовые жилки, содержащие включения как оливина, так и актинолита. Мощность прожилков 1,5–2 мм.

Зависимость между мощностью тел гипербазитов и степенью их метаморфизма

Достоверные материалы, позволяющие судить о зависимости между мощностью гипербазитовых массивов и степенью их метаморфизма, имеются только для Аллареченского и Нотозерского поясов (Зак, Кочнев-Первухов, Проскуряков, 1972; Л. А. Виноградов, 1965).

Обобщенные данные о мощностях тел гипербазитов с различной степенью изменений в Аллареченском поясе сведены на рис. 19. Устанавливается увеличение степени метаморфизма гипербазитов по мере сокращения мощности массивов: в группе серпентинизированных

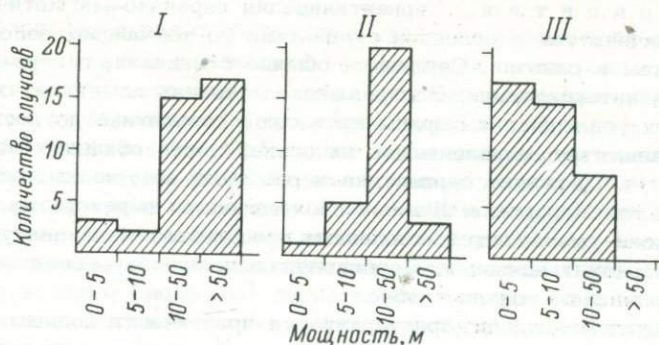


Рис. 19. Гистограммы распределения тел метаморфизованных гипербазитов Аллареченского пояса по мощности.

Тела: I – серпентинизированные, II – амфиболизированные, III – амфибол-флогопитовые.

гипербазитов преобладают тела мощностью свыше 50 м, восемь тел имеют мощность свыше 100 м; для амфиболизированных гипербазитов наиболее типичными являются мощности 10–50 м при уменьшении удельного веса тел мощностью более 50 м и полном отсутствии тел мощностью свыше 100 м; для тел флогопит-амфиболовых пород характерны мощности 1–10 м, тела мощностью более 50 м среди них не обнаружены.

Выше было показано, что смена серпентинизированных тел гипербазитов амфиболизированными, а этих последних флогопит-амфиболовыми происходит за счет выпадения из разреза центральных зон массивов. Вместе с тем уменьшаются мощности тел, причем наряду с общим уменьшением мощности тел наблюдается увеличение ширины периферических зон: если в серпентинизированных гипербазитах ширина краевых амфиболизированных оторочек составляет 1–5 м, то мощность самостоятельных (амфиболизированных) тел равна в среднем 15–20 м.

Аналогичная картина устанавливается и для гипербазитовых массивов Нотозерского пояса – увеличение степени метаморфизма пород при уменьшении мощности тел. Как в Аллареченском, так и в Нотозерском поясе указанная закономерность является статистической, что обусловлено, видимо, различием геолого-тектонической обстановки в локальных зонах развития гипербазитов.

Характеристика вторичных минералов

Как было показано выше, изменения ультраосновных пород – это процессы образования серпентина, актинолита, флогопита и в меньшей степени хлорита и талька.

С е р п е н т и н . Серпентинизация первично-магматических пород начинается с развития серпентина по тончайшим волосным трещинкам в оливине. Серпентин обычно бесцветен, с серо-белыми цветами интерференции. Более высокая степень изменений характеризуется увеличением ширины прожилков серпентина до десятков долей миллиметра, появлением в их осевой части обильных выделений магнетита. Прожилки серпентина пересекают не только оливин, но и зерна ортопироксена. Ширина прожилков при переходе из оливина в пироксен уменьшается, серпентин приобретает зеленоватую окраску, а магнетит исчезает. Серпентинизация ортопироксена по сравнению с оливином всегда слабее.

Следующая стадия характеризуется практически полным исчезновением первичных минералов. Серпентинит представляет собой агрегат, состоящий из пластических прожилкообразных и веретенообразных выделений серпентина. На этой стадии происходит укрупнение магнетитовых зерен и образование прерывистых, хаотично распределенных жилок магнетита. Более всего развит бесцветный серпентин. Обычно серпентин очень слабо двупреломляющий или изотропный. Чаще всего бесцветный, иногда окрашен в буроватые или зеленоватые тона.

Х л о р и т . Широко развит на границе амфиболизированных гипербазитов с флогопит-амфиболовыми породами. В виде единичных чешуек присутствует во всех зонах метаморфизованных гипербазитов. Содержание его обычно 5–10%. Хлорит образует бесцветные или бледноокрашенные чешуйки с четким полисинтетическим двойникованием. Типична интерференция в серых тонах. По оптическим свойствам (Яковлев, Яковлева, 1967) близок к клинохлору.

Т а л ь к . Встречается редко. Наиболее широко распространен в пироксенитах и пироксеновых гарцбургитах. Совместно с хлоритом развивается на границе амфиболизированных гипербазитов с амфибол-флогопитовыми породами. Обычно образует тонкозернистые агрегаты извилистых очертаний. Типично его развитие по краям зерен ортопироксена с проникновением внутрь по поперечным трещинам. Изредка в тальковой массе обнаруживаются реликты оливина. В сильно-серпентинизированных гипербазитах устанавливается замещение серпентина тальком и образование секущих тальк-магнетитовых прожилков. Взаимоотношения его с хлоритом не вполне ясны. В отдельных случаях наблюдались выделения талька по плоскостям спайности хлорита.

А к т и н о л и т . Отмечается в незначительных количествах в центральных зонах колонки и господствует в краевых. Встречается в виде неправильных изометричных зерен размером 0,5–3 мм и призматических кристаллов длиной до 6 мм. Изометричные зерна обычно переполнены тончайшими включениями магнетита.

В центральных частях массивов актинолит практически бесцветен, у контактов приобретает зеленоватую окраску, еще более усиливающуюся в амфибол-флогопитовых породах.

В относительно слабо измененных гипербазитах изредка отмечается прямое развитие актинолита по оливину и ортопироксену. Кристаллы актинолита пересекают зерна первичных минералов, иногда образуются футлярообразные кристаллы амфибола. В серпентинитах обычно актинислитизации 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.

В оливин-актинолитовых и пироксен-актинолитовых породах отмечаются крупные (до 5 мм) зерна почти неизмененных оливина и ортопироксена, которые выглядят как новообразования. Однако часто 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 избирательного замещения актинолитом более легко растворимого серпентина, что отмечалось еще Г.И. Горбуновым (1968).

Зерна 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 оптических определений, меняется от 10 до 40 мол. % (рис. 20), что соответствует тремолисту-актинолиту. Изменение состава актинолита в разрезах конкретных интрузивов изучено в трех телах. Во всех случаях отмечается увеличение железистости актинолита в краевых частях массивов или около секущих гранитных жил (рис. 12, 13, 18). Эта тенденция проявлена достаточно четко и подтверждается изменением окраски актинолита от бесцветной в центральной части тел до зеленой около контактов.

Выявлено также, что железистость первичных минералов — оливина и ортопироксена — зависит от интенсивности актинолитизации. На взаимосвязь железистости реликтов первичных минеральных ассоциаций со степенью метаморфизма пород указывал и А.А. Маракушев (1965). На рис. 21 помещены графики зависимости железистости первичных минералов от содержания актинолита в гипербазитах. Особенно четкая зависимость установлена для оливина: в слабоизмененных 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 ($r = +0.54$).

Теоретически известно, что при метаморфических изменениях исходные минералы первоначально обедняются входящими в их состав катионами, обладающими при данных условиях большей миграционной способностью, и лишь затем замещаются вторичными минералами (Коржинский, 1969). В рассматриваемом нами случае повышение железистости первичных минералов по мере роста интенсивности мета-

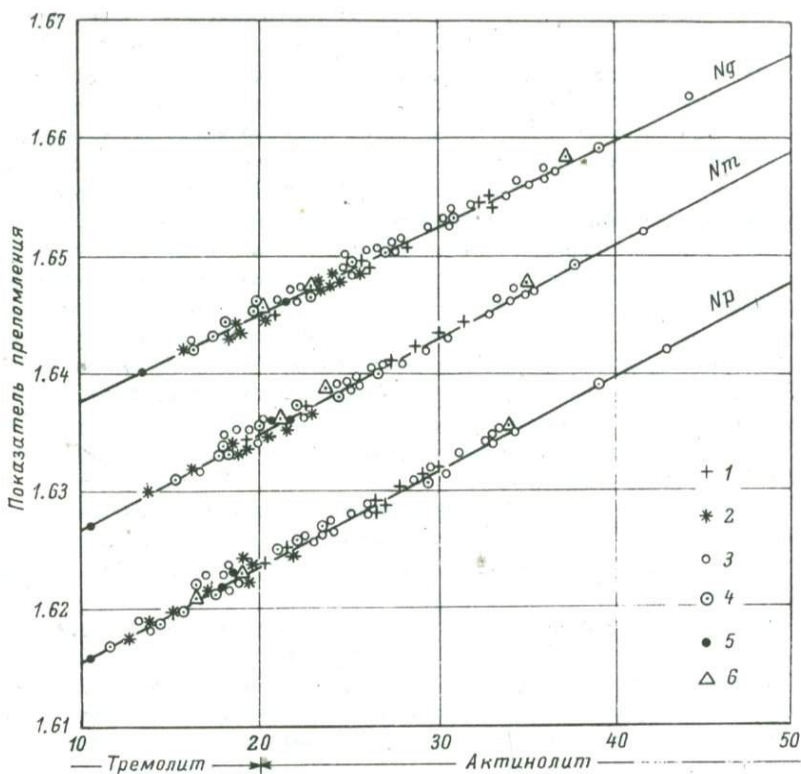


Рис.20. Диаграмма „оптические свойства–состав” для амфиболов актинолитовой группы Аллареченского пояса.

Массивы: 1 – Копос, 2 – Акким, 3 – Алксайв, 4 – Аллареченский, скв.121, 5 – то же, скв.104; 6 – обн.61.

морфизма обусловлено, вероятно, более высокой миграционной подвижностью магния по сравнению с железом,

Ф л о г о п и т. Флогопит развит в краевых частях гипербазитовых тел. У контактов их с кислыми породами часто обнаруживаются мономинеральные оторочки слюдита, мощность которых колеблется в пределах 0,05–0,7 м. Часто флогопит в небольшом количестве (5–10%) встречается и в центральных частях тел серпентинизированных гипербазитов.

Флогопит дает изометричные или короткостолбчатые кристаллы, размер которых меняется от долей миллиметра до 2–3 мм. Среди слюдитов чешуйки флогопита достигают размеров 1 x 1 и даже 2 x 3 см. В центральных частях массивов флогопит слабо окрашен

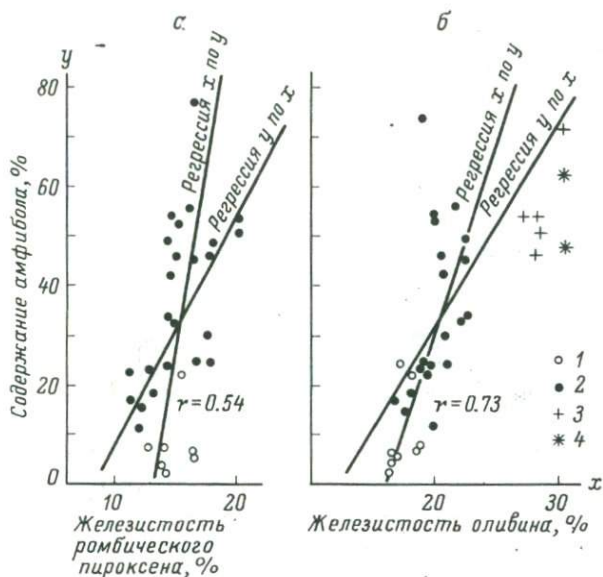


Рис.21. Зависимость железистости ортопироксена (а) и оливина (б) от содержания актинолита.

Массивы: 1 – Копос, 2 – Акким, 3 – Алксайв, 4 – Аллареченский.

или бесцветен, у контактов приобретает светло-коричневую окраску и отчетливый плеохроизм. Развивается по оливину, ортопироксену, серпентину, хлориту, тальку и актинолиту. Чешуйки его содержат реликты перечисленных минералов и проникают в них по трещинам.

Состав флогопита определен по оптическим свойствам. Результаты измерений представлены на рис.22. По данным определений, содержание аннитовой молекулы в нем колеблется от 13 до 37%, более высокая железистость встречается редко. Химические анализы флогопитов из ультраосновных пород района (Яковлев, Яковлева, 1967) согласуются с этими определениями. В разрезах отдельных тел (рис. 12, 13) намечается тенденция увеличения железистости флогопита от центральных частей к краевым.

Метасоматическая зональность

Развитие зональных метасоматических изменений является одной из наиболее характерных черт метаморфизма гипербазитов. Выделяются два подтипа зональных образований: зональность внутренних частей и зональность эндо- и экзоконтактов. Формирование зональности обоих подтипов обусловлено единым направленным процессом

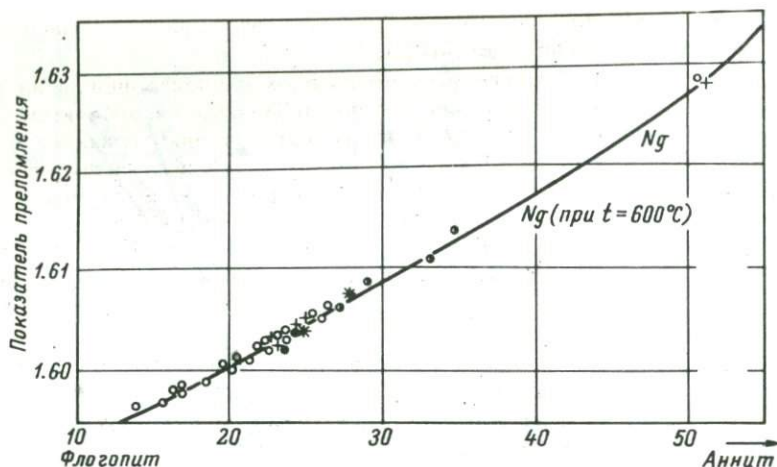


Рис. 22. Диаграмма „оптические свойства—состав” для флогопитов Аллареченского пояса (по Диру и др., 1966).

Условные обозначения те же, что на рис. 20.

изменений. Тем не менее, учитывая особенности метасоматических образований обоих подтипов, представляется рациональным дать их раздельное описание с последующим анализом сходства и различия.

Зональность внутренних частей метаморфизованных гипербазитов. Полная метасоматическая колонка характеризуется следующим строением: центральная часть тел сложена слабоизмененными (O) или серпентинизированными (I_1) гипербазитами; к ним примыкает подзона сильносерпентинизированных (I_2) гипербазитов, за которой развиты слабоамфиболизированные (II_1) и амфиболизированные (II_2 , II_3) гипербазиты. У контакта располагаются породы флогопитовой зоны (III_{1-2}). На границе зон амфиболизированных гипербазитов и флогопит-амфиболовых пород наблюдается обогащение хлоритом или тальком.

В тыловых¹ зонах отмечаются реликтовые минеральные ассоциации головных (центральных) зон. Наличие реликтов первичных минералов в количестве 10–30% характерно для всех зон, кроме флогопит-амфиболовой. Переход серпентинизированных гипербазитов в слабоамфиболизированные и амфиболизированные часто не сопровождается уменьшением количества первичных минералов. Конкретные зоны колонки выделяются по преобладающему развитию типоморфного для данной зоны минерала, но в каждой из них почти всегда присутствуют минералы, типичные для других зон. Так, например,

¹ Здесь и далее тыловыми зонами именуются краевые части гипербазитовых тел, а головными, или передовыми, зонами — центральные.

среди серпентинизированных гипербазитов постоянно отмечаются актинолит и флогопит (до 5–10%).

Полная колонка развивается не во всех случаях, иногда из разреза выпадает зона сильносерпентинизированных гипербазитов, и серпентинизированные гипербазиты непосредственно граничат с амфиболизированными. Зоны связаны между собой постепенными переходами. Центральные зоны характеризуются наибольшей мощностью, тогда как мощность амфиболизированных гипербазитов в разрезах с полной колонкой колеблется в пределах 3–7 м, а мощность флогопит-амфиболовых пород не превышает 0,2–2 м. Четкая граница типична только для зоны флогопит-амфиболовых пород и следующей за ней зоны слюдитов.

Метаморфизм гипербазитов характеризуется изменением их химического состава, обусловленным миграцией компонентов и массообменом с вмещающими породами. Для оценки закономерностей изменения химизма и физических свойств рассчитаны химические составы и усредненные значения плотности и магнитной восприимчивости для следующих групп гипербазитов: слабоизмененных, серпентинизированных, сильносерпентинизированных, слабоамфиболизированных, амфиболизированных, сильноамфиболизированных ультрабазитов и флогопит-амфиболовых пород (табл. 7).

Образование псевдоморфоз актинолита по ортопироксену и серпентина по оливину позволяет допускать изобъемный характер метасоматического замещения, поэтому при расчетах баланса привноса-выноса вещества использован атомно-объемный метод В. В. Рудника (Казисын, Рудник, 1968). Следует признать, однако, что вопрос об изобъемности процессов метасоматических изменений гипербазитов нельзя считать решенным однозначно.

Результаты расчетов привноса-выноса элементов приведены на рис. 23. Тут же помещены данные об изменении физических свойств. Для определения общей кислотности минеральных парагенезисов на различных ступенях изменений по данным табл. 7 вычислены условные потенциалы ионизации.

Повышение условного потенциала ионизации означает в общем случае повышение общего уровня кислотности породы (Жариков, 1967). Судя по данным расчета условных потенциалов ионизации (рис. 23), 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 190,9 ккал/моль в амфиболизированных гипербазитах. В флогопит-амфиболовых породах отмечается повышение щелочности (условный потенциал ионизации 188,3 ккал/моль).

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

Средние химические составы гипербазитов, составляющих различные зоны полной метасоматической колонки (в вес.%)

Компо- ненты	0 N = 12	I ₁ N = 8	I ₂ N = 15	II ₁ N = 18	II ₂ N = 14	II ₃ N = 4	III N = 3
SiO ₂	39.00	39.67	36.85	38.83	40.97	44.69	47.17
TiO ₂	0.20	0.43	0.38	0.53	0.92	1.00	0.67
Al ₂ O ₃	1.63	2.22	2.04	2.39	4.30	5.20	6.90
Fe ₂ O ₃	3.25	6.16	7.70	7.33	7.49	5.69	3.26
FeO	11.22	7.57	6.13	7.26	10.10	9.99	7.03
MnO	0.20	0.14	0.13	0.15	0.19	0.19	0.26
MgO	39.03	34.68	35.48	33.86	25.67	21.63	21.13
CaO	2.08	1.81	0.86	1.74	4.24	7.79	7.98
Na ₂ O	0.23	0.28	0.16	0.24	0.38	0.31	0.8
K ₂ O	0.12	0.27	0.10	0.09	0.30	1.08	1.22
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	3.79
P ₂ O ₅	Не опр.	0.22	0.13	0.10	0.13	0.16	0.01
Cr ₂ O ₃	0.86	0.57	0.61	0.41	0.47	0.33	0.31
V ₂ O ₅	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0.01	0.02	0.08
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	0.024
NiO	0.32	0.29	0.29	0.25	0.18	0.15	0.128
CoO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.012
б, г/см ³	3.24	3.01	2.86	2.98	3.13	3.13	3.07
Н·10 ⁻⁶ ед. СГС	500	3300	6550	6600	6800	5700	1600

Примечание. N - число определений, 0 - оливинит, I₁ - серпентинизированный гипербазит, I₂ - сильносерпентинизированный гипербазит, II₁ - слабоамфиболизированный гипербазит, II₂ - амфиболизированный гипербазит, II₃ - сильноамфиболизированный гипербазит, III - флогопит-амфиболовая порода.

Рис. 23. Графики, иллюстрирующие привнос-вынос компонентов и изменения физических свойств в разрезе апогипербазитовой метасоматической колонки.

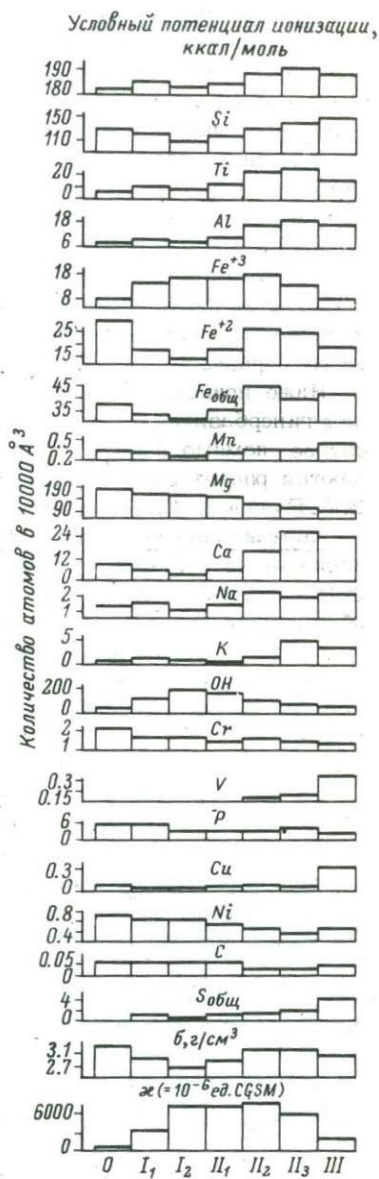
Для зон амфиболизированных гипербазитов характерен привнос кремния, железа, титана, алюминия, кальция, ванадия, серы и вынос воды, магния, никеля, кобальта, хрома, фосфора, а для последней тыловой зоны — сильно амфиболизированных гипербазитов — еще и железа.

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

Для оценки дальности миграции компонентов на рис. 24 показан разрез по массиву Копос. Как видно из рисунка, кремний, кальций и 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 50 м от контактов.

Плотность гипербазитов из зон серпентинизации падает по сравнению с неизмененными разновидностями от 3.24 до 2.86 г/см³, а затем в зонах амфиболизированных пород вновь увеличивается до 3.13 г/см³. В флогопит-амфиболовой зоне плотность снижается до 3.07 г/см³.

Магнитная восприимчивость возрастает в зонах серпентинизации (от $500 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС в неизмененных породах до $6600 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС в полных серпентинитах), остается практически неизменной в амфиболизированных гипербазитах и снижается в флогопит-амфиболовой зоне (до $1600 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС).



Зональность эндо- и экзоконтактовых образований. Метасоматические изменения в узких (мощность менее 1 м) эндо- и экзоконтактовых зонах гипербазитов детально рассмотрены в работе С.И. Зака и В.И. Кочнева-Первухова (1971) на примере Аллареченского массива. Выводы, основанные на изучении контактов Аллареченского массива, могут быть распространены и на другие тела гипербазитов. Следует иметь лишь в виду насыщенность приконтактовых зон Аллареченского массива сульфидами, обычно отсутствующими у границ гипербазитовых тел, не содержащих оруденения. Эндоконтактовая зональность детализирует строение флогопит-амфиболовой зоны, и приконтактовые зональные образования являются дополнением к вышеописанной метасоматической колонке, охватывающей и вмещающие породы.

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

Контактовая серия гипербазит-гранит. Контактково-реакционная серия между гранитом и гипербазитом состоит из пяти зон (рис. 25): плагиоклиновый и роговообманковый плагиоклазит (1); роговообманковая грачитовая порода мощностью 3 см (2); роговообманковая порода мощностью 3 см (3); флогопит-актинолитовая порода мощностью 6 см (4); тальк-флогопит-актинолитовая порода (актинолитизированный гипербазит) (5). Контакты между зонами резкие, четкие.

Зоны 1-3, представленные амфиболсодержащими породами, возникли за счет гранитов. В роговообманковых плагиоклазитах зоны 1 наблюдаются реликтовые минеральные ассоциации первичных гранитов (кварц, альбит, микроклин), устанавливается также замещение кислого плагиоклаза более основным — олигоклазом № 30. В зоне 2 обнаруживается еще более основной плагиоклаз (№ 60), появляются порфиробласты граната с включениями полевого шпата. В роговообманковой основной массе следующей зоны 3 отмечают реликты граната и псевдоморфозы по нему биотита. Указанные факты свидетельствуют о возникновении зон 1-3 в результате преобразования гранитов с разрастанием одной зоны за счет предыдущей в строгой последовательности. Зоны 4 и 5, состоящие из флогопит-актинолитовых пород, содержат иногда реликтовые зерна оливина, ортопироксена и серпентина, что говорит об их первичной гипербазитовой природе.

Результаты расчетов миграции элементов на основе полных химических анализов штучных проб, отобранных в каждой зоне, помещены на рис. 25. Анализ приведенных данных позволяет прийти к следующим выводам.

1. Замещение гранита плагиоклазитом происходит при взаимодействии кислого плагиоклаза, микроклина и кварца. Из гранитов выносятся калий и кремнекислота, в результате образуется плагиоклаз среднего состава, следствием привноса магния и железа является

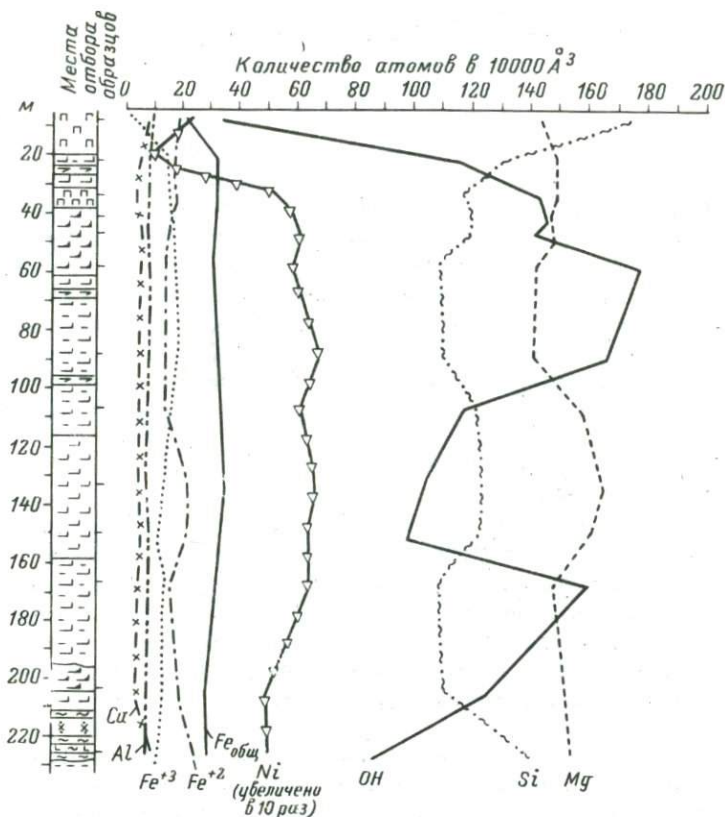


Рис. 24. Изменение химизма гипербазитов по разрезу массива Колос Аппалаченского пояса (скв. 345).

1 - плагиоклазит; 2 - пироксеновый гарцбургит; 3 - серпентинизированный гипербазит; 4 - сильносерпентинизированный гипербазит; 5 - серпентинизированный гипербазит с актинолитом; 6 - актинолитизированный гипербазит с серпентином; 7 - актинолит-флогопитовая порода; 8 - кварц-полевошпатовая порода; 9 - биотитовый гнейс.

образование роговой обманки. Вновь образованная порода обогащается алюминием и кальцием.

2. Замещение плагиоклазита амфибол-гранатовой породой происходит при продолжающемся привносе магния и железа и выносе кремниевой кислоты и натрия. Вместо среднего плагиоклаза образуется основной, продолжается образование роговой обманки и появляется гранат (альмандин).

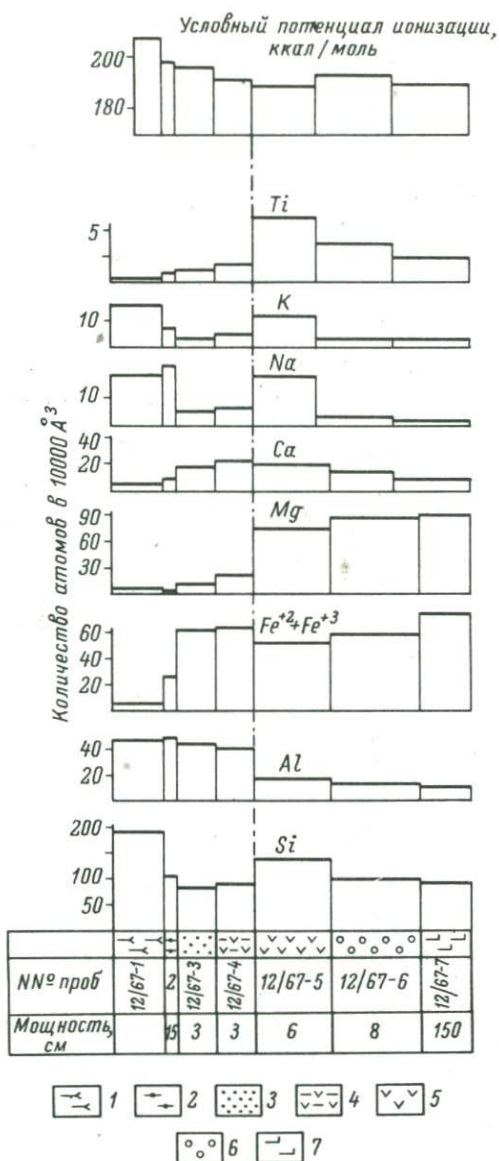


Рис.25. Графики привноса-выноса элементов в контактовой серии гипербазит-гранит.

1 - плагиомикроклиновый гранит; 2 - роговообманковый плагиоклазит; 3 - роговообманково-гранитовая порода; 4 - роговообманковая порода; 5 - актинолит-флогопитовая порода; 6 - тальк-флогопит-актинолитовая порода; 7 - актинолитизированный гипербазит.

3. Образование роговообманковой породы по амфибол-гранатовой происходит вследствие продолжающегося привноса магния и железа и выноса алюминия. В преобразовании исходного гранита намечается направленность процесса, заключающаяся в непрерывном привносе магния и железа, обогащении гранитов алюминием и кальцием и выносе из них калия, натрия, кремнекислоты.

4. Замещение гипербазитов тальк-флогопит-актинолитовой породой, а последней флогопит-актинолитовой проявляется 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 об уравнивании кислотности пород в процессе образования метасоматической колонки. Условный потенциал гранитов составляет 207.5 ккал/моль, актинолитизированных гипербазитов – 195, 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 соответствует биметасоматическому реакционному процессу между недосыщенными кремнеземом и богатыми основаниями гипербазитами, с одной стороны, и пересыщенными кремнекислотой и бедными железом и магнием гранитоидами – с другой. Наличие высоких градиентов концентрации кремнекислоты, 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 подобен таковому в вышеописанном разрезе и отличается лишь отсутствием плагиоклазитов. 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 при увеличении в гнейсах содержания амфибола; в контактах с амфиболовыми гнейсами эта зона чаще всего отсутствует вовсе, сменяясь биотитовым сланцем с единичными зернами граната.

В изученном разрезе через контакт гипербазитов с гнейсами устанавливаются следующие зоны (рис.26): (биотитовый гнейс) – (1) роговообманково-гранатовая порода мощностью 3 см – (2) роговообманковая порода мощностью 8 см – (3) тальк-флогопит-актинолитовая порода мощностью 10 см – (4) сильноактинолитизированный гипербазит мощностью 15 см.

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

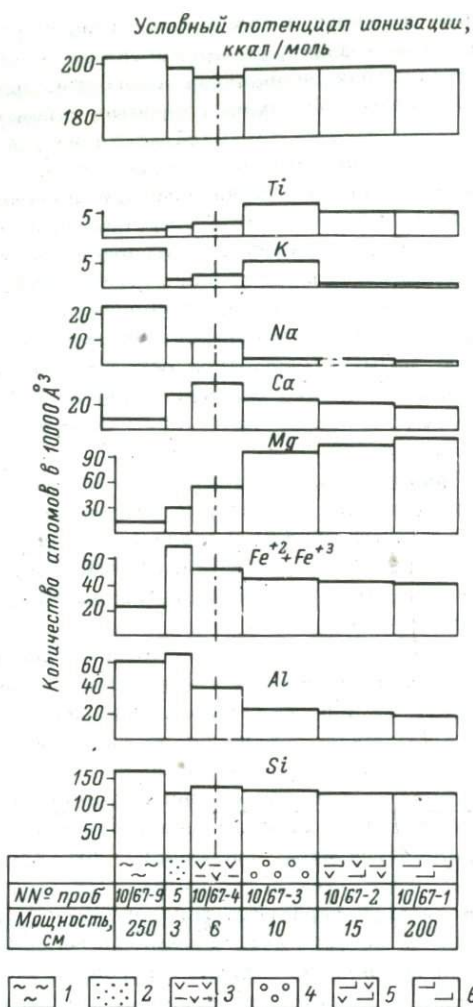


Рис. 26. Графики привноса-выноса элементов в контактовой серии гипербазит-гнейс.

1 - биотитовый гнейс; 2 - роговообманково-гранатовая порода; 3 - роговообманковая порода; 4 - тальк-флогопит-актинолитовая порода; 5 - сильноактинолитизированный гипербазит; 6 - актинолитизированный гипербазит.

футлярообразные и венцовые порфиробласты граната с включениями полевого шпата.

Зона 2, состоящая в основном из роговой обманки, расчленяется на две подзоны: внешнюю со стороны гнейса и внутреннюю со сто-

роны гипербазита. Во внешней подзоне, состоящей из биотита и обыкновенной роговой обманки, обнаруживаются зерна корродированного граната и серицитизированного полевого шпата. Характерно замещение граната 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.

Апогипербазитовая природа зон 3 и 4; в которых отмечаются иногда зерна оливина и серпентина, замещающиеся актинолитом, не вызывают сомнения. В экзоконтактовой, реже в эндоконтактовой зонах отмечается густая сеть сульфидных прожилков.

Для реакционной серии выполнены химические анализы проб из каждой зоны, по данным которых произведен расчет привноса-выноса компонентов, данный на рис.26. Как видно из рисунка, формирование апогнейсовых зон связано с выносом во вмещающие породы магния и железа — элементов, типичных для гипербазитов, а формирование апогипербазитовых зон — с привносом щелочей и кремния — элементов, характерных для гнейсов. В узкую приконтактовую зону гипербазитов на незначительное расстояние привносятся также алюминий и кальций. Вынос кремния из окружающих пород приводит к их десиликации. 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. так же, как и в предыдущем случае, устанавливается тенденция к выравниванию разницы в кислотности реагирующих пород.

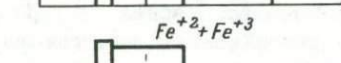
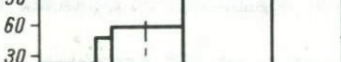
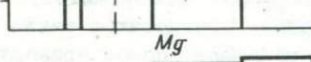
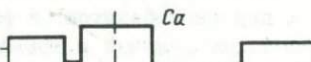
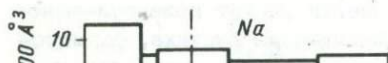
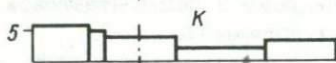
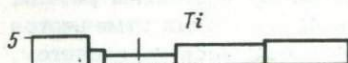
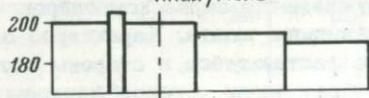
Контактовая серия гипербазит-полевошпатовый амфиболит. Этот тип контактов характеризуется наименьшей степенью изменений контактирующих пород. Мощность реакционной зоны, как правило, не превышает 20 см.

Ниже приводится характеристика типового разреза, представленного следующими зонами (рис.27): (амфиболит)–(1) биотит-роговообманковый сланец мощностью 1 см–(2) роговообманковая порода мощностью 7 см–(3) флогопитовый актинолит мощностью 10 см (актинолитизированный гипербазит).

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

Для описываемой реакционной серии также выполнены расчеты привноса-выноса вещества (рис.27). Анализ имеющихся данных по-

Условный потенциал ионизации,
ккал/моль



	1/67-1	2	1/67-3	1/67-4	1/67-5
Мощность, см.	200	1	7	10	180

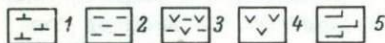


Рис. 27. Графики привноса-выноса элементов в контактовой серии гипербазит-полевошпатовый амфиболит.

1 - полевошпатовый амфиболит; 2 - биотит-роговообманковый сланец; 3 - роговообманковая порода; 4 - флогопитовый актинолит; 5 - актинолитизированный гипербазит.

звolyет установить, что основной процесс образования реакционной зональности является вынос из полевошпатовых амфиболитов кремния, натрия, калия 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 служит биотит. Незначительный масштаб контактовых изменений на границе амфиболитов с гипербазитами объясняется 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.

Суммируя материал, полученный при изучении метасоматической зональности тел метаморфизованных гипербазитов, необходимо подчеркнуть следующее.

1. Эндо- и экзоконтактовые метаморфические образования, возникающие в результате изменения гипербазитов и вмещающих их алюмосиликатных пород, представляют собой единую контактово-реакционную метасоматическую колонку. Она характеризуется отчетливо-

асимметричным строением. Вмещающие породы изменены в зонах шириной до 0,5 м, гипербазиты — до 50 м.

2. Формирование зон метасоматической колонки происходит в строгой последовательности за счет наступания тыловых зон на головные. Головные зоны апогипербазитовой колонки представлены серпентинизированными гипербазитами, промежуточные — актинолитизированными, краевые — флогопит-амфиболовыми породами. В тыловых зонах отмечаются реликтовые минеральные ассоциации головных зон. Последовательность формирования зон совпадает с последовательностью метаморфического минералообразования: серпентин → тальк, хлорит → актинолит → флогопит. Следует подчеркнуть, что этот ряд минералообразования ни в коей мере не свидетельствует о том, что формирование 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.

3. Возникновение контактово-реакционной метасоматической зональности связано с биметасоматическими процессами, протекающими на контактах неравновесных по химическому составу пород, существенно различающихся по своей кислотности. Условные потенциалы ионизации, показывающие уровень кислотности, для неизмененных пород составляют 181–182, а для вмещающих — 199–207 ккал/моль. Во всех случаях выявляется тенденция к уравниванию кислотности реагирующих пород, служащая индикатором механизма реакций.

4. Интенсивность биметасоматических реакций определяется величиной градиентов и концентрацией важнейших породообразующих компонентов. На контактах гипербазитов с гнейсами и гранитами, характеризующихся наибольшими 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 кислотности — уменьшаются.

5. Максимальная степень метасоматических изменений, соответствующая образованию практически мономинеральных роговообманковых пород и слюдитов (Коржинский, 1955), характерна для 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.

При приближении к ядру тел, сложенных слабоизмененными гипербазитами, количество вторичных минералов вновь убывает.

6. Вместе с увеличением количества актинолита и флогопита при движении от головной к тыловой части колонки количество первич-

ных минералов часто остается постоянным (10–30%). При этом наблюдается избирательное развитие актинолита по серпентину в петельчатых структурах замещения оливина.

7. В гарцбургитах и расслоенных массивах Нотозерского пояса в головных частях колонки устанавливается одновременное избирательное псевдоморфное замещение оливина серпентином, ортопироксеном и амфиболом.

8. В серпентиновой, серпентин-актинолитовой и серпентин-актинолит-флогопитовой зонах устанавливается переменность состава метасоматических минералов: от тремолита и магнезиального флогопита в головной части колонки до актинолита и относительно железистого флогопита в тыловой. В актинолит-флогопитовой и флогопитовой зонах состав указанных минералов близок к постоянному.

9. Образование мономинеральных роговообманковых амфиболитов связано обычно с замещением окружающих гнейсов и полевошпатовых амфиболитов.

10. Приконтактовые амфиболовые породы гипербазитов представляют собой члены метасоматической колонки, возникающей 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 альмандиновых амфиболитов.

11. Практически все компоненты, входящие в состав гипербазитов и вмещающих их пород, в процессе биметасоматических изменений являются в той или иной степени подвижными.² 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, медь, сера. Вода мигрирует в головные зоны колонки. Медь и сера концентрируются главным образом в тыловой актинолит-флогопитовой зоне.

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

В. Относительно инертные компоненты: алюминий, титан, фосфор, ванадий. Обогащение апогранитных пород алюминием происходит в

² Понятия „инертный“ и „подвижный“ компонент употребляются здесь не в строгом термодинамическом смысле по Д. С. Коржинскому. Они характеризуют относительные различия в массе привнесенных и вынесенных компонентов, определяющие миграционную способность элементов.

основном не за счет его привноса, а в результате миграции подвижных компонентов. Однако, будучи относительно инертным компонентом, алюминий тоже мигрирует в апогипербазитовые зоны, но в незначительных количествах и на небольшие расстояния.

Околожильная и околотрещинная метасоматическая зональность

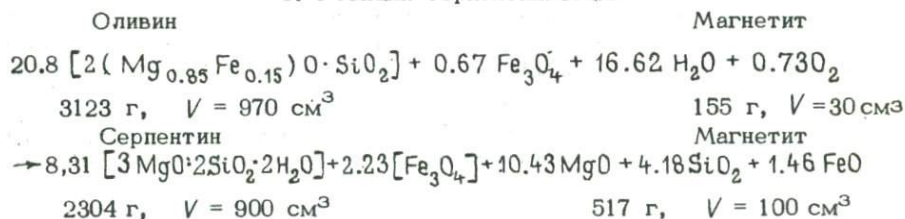
У контактов жил гранитов и плагиоклазитов, пересекающих гипербазиты, а также у трещин часто наблюдается образование четкой, обычно симметричной зональности. Суммарная мощность зон варьирует в пределах 1–1.5 см, редко достигая первых десятков сантиметров. Границы между зонами резкие и отчетливо устанавливаются даже макроскопически. Количество зон достигает пяти–восьми.

Колонка метасоматических изменений около жил и трещин характеризуется такой последовательностью зон: 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 наступания одной зоны на другую. Зоны с тальком могут из колонки выпадать. В головных зонах постоянно отмечаются в небольших количествах минералы тыловых зон – флогопит и актинолит.

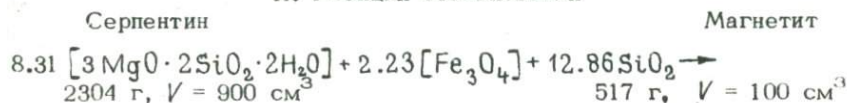
Особо следует подчеркнуть сходство последовательности зон при околожильных и околотрещинных изменениях с порядком расположения их в гипербазитовых телах в целом. Важнейшими отличиями околожильной и околотрещинной зональности от зональности гипербазитовых тел в целом являются: небольшая мощность колонки, всегда резкие границы между зонами, простой моно- или биминеральный состав.

Результаты расчетов привноса–выноса компонентов для околотрещинных образований приведены на рис. 28. Уравнения химических изобъемных реакций формирования околотрещинной зональности, рассчитанные для реальных парагенезисов, представляются в следующем виде:

I. Реакция серпентинизации

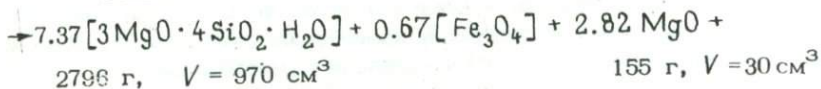


II. Реакция оталькования



Тальк

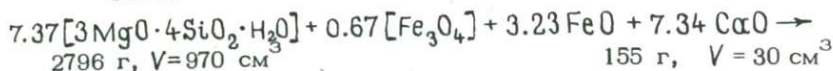
Магнетит



III. Реакция актинолитизации

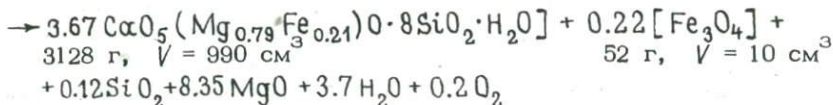
Тальк

Магнетит



Актинолит

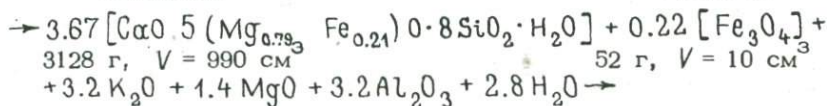
Магнетит



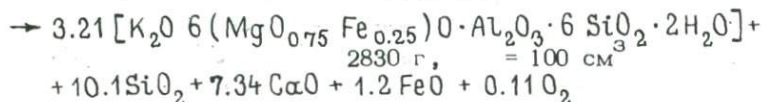
IV. Реакция флогопитизации

Актинолит

Магнетит



Флогопит



Как следует из уравнений, образование метасоматической зональности обусловлено дифференциальной подвижностью привносимых в гипербазиты компонентов: воды, кремния (алюминия), кальция и калия. Набор привносимых компонентов аналогичен элементам, мигрирующим в гипербазиты при образовании общей зональности. Однако механизм образования околожильной и околотрещинной зональности безусловно имеет свои специфические особенности.

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 относятся: куммингтонитизация, поздняя серпентинизация, образование талька и хлорита поздних генераций и карбонатизация.

Рис. 28. Графики привноса-выноса компонентов при формировании околотрещинной метасоматической зональности.

Куммингтонитизация впервые подробно рассмотрена Ю. Н. Яковлевым и А. К. Яковлевой (1967). Ими же дана характеристика химического состава и оптических свойств куммингтонита и часто ассоциирующего с ним антофиллита. Куммингтонитизация типична для тел сильноамфиболизированных гипербазитов, в краевых (1–2 м от контакта) частях которых содержится иногда до 25–70% куммингтонита. В виде отдельных зерен он отмечается и в менее измененных гипербазитах.

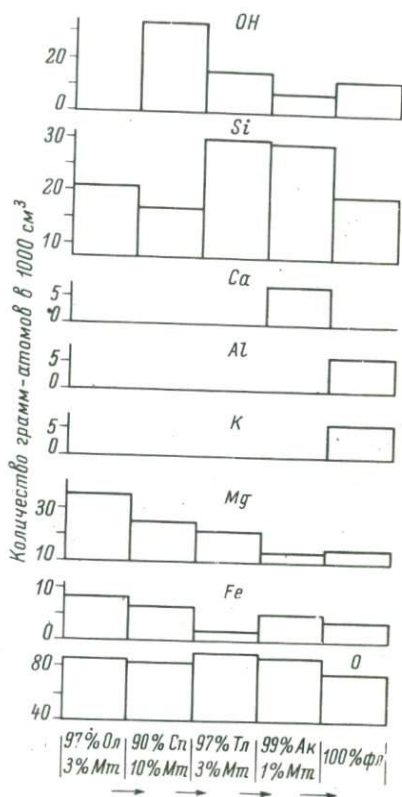
Куммингтонит образует игольчатые кристаллы длиной 7–10 мм. Обычно они ориентированы беспорядочно. Развивается по минеральным ассоциациям первого этапа метаморфизма, его иголки „протыкают“ актинолит и флогопит.

По сравнению с актинолитом куммингтонит является более высокотемпературным и дегидратированным минералом (Boyd, 1959). Образование его связано не только с привносом магния и выносом кальция и алюминия, но и с повышением температуры. По-видимому, куммингтонитизация типична для локальных зон повышенных давлений и может проявляться неоднократно.

Серпентинизация относится по существу к сквозным процессам, сопутствующим метаморфизму гипербазитов на всем его протяжении. Обычно удается наблюдать, как один и тот же прожилок серпентина пересекает не только зерна оливина, но и кристаллы актинолита. Иногда секущие прожилки серпентина обнаруживаются в актинолитизированных гипербазитах и пересекают куммингтонит.

Серпентин поздних генераций – как бесцветный, так и зеленоватый. Петельчатые структуры, типичные для серпентинизации ранней стадии, обычно отсутствуют. Поздняя серпентинизация не имеет широкого площадного распространения и проявляется в развитии незначительного количества секущих маломощных прожилков.

Многостадийность процессов серпентинизации и растянутость их во времени для гипербазитов Аллареченского месторождения отме-



чались Ю.Н. Яковлевым и А.К. Яковлевой (1967). Высокая подвижность воды, заключенной как в метаморфизованных гипербазитах, так и в окружающих породах, и ее чувствительность к любым изменениям термодинамических условий объясняют эти явления.

Оталькование, хлоритизация и карбонатизация, более поздние по отношению к актинолитизации и флогопитизации первого этапа, распространены довольно широко. Агрегаты позднего талька нередко разрезают зерна актинолита, образуя прожилки. Хлорит второй генерации 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 тальком и хлоритом.

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

Природа метаморфизма гипербазитов

О типе метаморфизма. Процессы преобразования гипербазитов характеризуются рядом важных специфических черт, говорящих об их своеобразной природе. Повсеместное распространение однотипных изменений в сотнях массивов, развитых на обширных территориях, позволяют, казалось бы, связывать их с региональным метаморфизмом. Специфичность метаморфизма проявляется в том, что изменения гипербазитов являются метасоматическими и проходят с привнесением петрогенных элементов, в то время как региональный метаморфизм представляется как изохимический при подвижном поведении только воды, углекислоты, отчасти щелочей (Коржинский, 1955; Семенов, 1966; Белевцев, 1972). Если эволюция регионального метаморфизма характеризуется прогрессивным направлением преобразований за счет смены низкотемпературных и „водонасыщенных“ минеральных ассоциаций высокотемпературными и дегидратированными, то для изменений гипербазитов типично обратное регрессивное направление перехода от высокотемпературных безводных первично магматических ассоциаций к низкотемпературным гидратированным. На специфические особенности метаморфизма сравнительно сухих ортопород, залегающих среди водоносных толщ, указывали Н.Г. Судовиков (1964), У. Файф и др. (1962).

Приведенный выше материал о привносе в гипербазиты при метаморфизме из вмещающих пород воды, кремния, кальция, алюминия, калия и выносе магния и железа при одновременной десиликации экзоконтактовых образований свидетельствует о контактово-реакционной биметасоматической природе их преобразований. Главнейшая причина изменений – неравновесность состава контактирующих пород и особенно их различная кислотность.

Предыдущими исследователями (Богачев и др., 1966; Козлов, 1961) процессы изменения гипербазитов связывались с автометаморфизмом и региональным метаморфизмом. По их мнению, гипербазитовые интрузии первоначально испытали автометаморфизм, что устанавливается по серпентин-хлорит-актинолитовым минеральным ассоциациям, а впоследствии совместно с вмещающими породами под влиянием прогрева гранитами – метаморфизм фации амфиболитов. Сохранность низкотемпературных минералов во внутренних частях гипербазитовых тел и отсутствие изофациальных критических минералов во вмещающих гнейсах объясняются ими образованием „брони“ из роговообманковых пород, препятствовавшей дальнейшему развитию метаморфизма гипербазитов в амфиболитовой фации. Однако представлению о прохождении гипербазитами амфиболитовой фации метаморфизма противоречат, как нам кажется, и общие соображения, и прямые наблюдения. Гипербазитовые интрузивы по отношению к архейскому фундаменту, по нашим данным, являются посторогенными, внедрившимися после метаморфизма пород в амфиболитовой фации и гранитизации. Следовательно, гипербазиты не участвовали в региональном метаморфизме амфиболитовой фации, которому подвергались архейские образования.

В то же время факты будинирования гипербазитовых массивов говорят о переходе вмещающих толщ в пластичное состояние, что может происходить в ходе ремобилизации фундамента и повторных пликативных деформаций, имевших место на заключительной стадии раннепротерозойского тектонического цикла. Активизация фундамента не сопровождается сменой минеральных парагенезисов в гнейсах и амфиболитах по мере роста температур и давлений и поэтому существенно отличается от регионального метаморфизма. О достаточно высоких температурах в период ремобилизации свидетельствует появление выплавок гранитного состава, слагающих межбужинные пространства и пересекающие гипербазиты жилы. Будинирование сопровождается повышением температуры и пластическими деформациями окружающих гипербазиты пород, что способствует протеканию метасоматических процессов и повышению активности растворов (Флинн, 1967; Ициксон, 1969; Семененко, 1972, и др.).

При изменении гипербазитов образуется типичная контактово-реакционная колонка, возникающая в результате комбинированного воздействия диффузионного и инфильтрационного метасоматоза. Диффузионная природа головных частей апогипербазитовой колонки устанавливается по изменчивости состава минералов в пределах каждой конкретной зоны колонки и по уменьшению количества минералов

при приближении к непосредственному контакту гипербазитов с вмещающими породами (Коржинский, 1969). Наличие в эндо- и экзоконтактовом ореоле моно- и биминеральных зон с резкими границами и постоянным составом минералов свидетельствует о преимущественном развитии инфильтрационного метасоматоза. Образование около-трещинной зональности, судя по резким границам между зонами, простому составу зон и постоянству составов минералов, связано с инфильтрационным метасоматозом. Диффузионный метасоматоз, сыгравший ведущую роль в формировании метасоматической колонки в гипербазитах, происходит без существенных перепадов температур и давлений (Коржинский, 1969). Инфильтрационный метасоматоз, проявившийся в околожильных и эколотрещинных пространствах, также должен рассматриваться как изотермический и изобарический, так как предположение о резкой смене температур и давлений при развитии колонки мощностью в 2–15 см представляется маловероятным. Перепад температур в несколько десятков градусов может иметь место, но им можно пренебречь для приблизительной оценки термодинамических условий метасоматоза. Исходя из вышеизложенных соображений, процессы формирования колонки могут рассматриваться как изотермическо-изобарические.

Об источнике серпентинизирующих растворов. Проблема источников серпентинизирующих растворов до сих пор остается дискуссионной. В.Н. Лодочников (1936), Г.Хесс (1938) и другие исследователи рассматривали серпентинизацию как автометаморфический позднемагматический процесс. По мнению Н.Д. Соболева (1959), Ф. Тернера и Д. Ферхугена (1961) и многих других геологов, источником воды для серпентинизации могут служить более молодые граниты и вмещающие интрузивы геосинклинальные осадки. В работах, изданных за последнее время, показана гетерогенная природа серпентинизации (Маракушев, 1968; Боголепов, 1969; Штейнберг и др., 1969), что обуславливает целесообразность в каждом районе подходить к обсуждению данного вопроса дифференцированно. Применительно к гипербазитовым массивам Кольского полуострова А.И. Богачев с соавторами (1966), Ю.Н. Яковлев и А.К. Яковлева (1967) и другие исследователи склонялись к представлению об автометаморфической серпентинизации. Г.И. Горбунов (1968), Л.А. Виноградов (1971) и В.И. Кочнев-Первухов (1968, 1971) ведущую роль отводили аллометаморфической серпентинизации с поступлением воды из вмещающих пород. При этом не отрицалось развитие в небольших количествах автометаморфического петельчатого серпентина.

Действительно, в гипербазитовой формации Кольского полуострова серпентинизация часто охватывает краевые части ультраосновных массивов не затрагивая их ядра, что позволяет относить ее к локальному типу и считать источником воды вмещающие породы (Боголепов, 1969). В пользу подобного предположения свидетельствует прямая зависимость между интенсивностью серпентинизации гипербазитов и водонасыщенностью вмещающих пород, особенно наглядно проявляющаяся при сопоставлении Аллареченского и Печенгского

районов (Горбунов, 1968). В Печенгском районе массивы гипербазитов мощностью 50–300 м, залегающие в насыщенных водой алевролитах и филлитах, серпентинизированы нацело, в Аллареченском тела мощностью менее 100 м, окруженные относительно дегидратированными гнейсами и амфиболитами, серпентинизированы только в краевых частях. Аналогичная связь между интенсивностью серпентинизации гипербазитов и водонасыщенностью вмещающих их пород известна в других районах мира (Хесс, 1957; Гончаренко, 1971, и др.). Об аллометаморфической природе серпентинизации говорит и установленная Л.А. Виноградовым прямая зависимость и между количеством в гипербазитах серпентина и содержанием глинозема, который может привноситься только извне.

Можно бы, казалось, считать, что вода извлекается из вмещающих пород при прохождении через них кашеобразных ультраосновных магм, а затем серпентинизация происходит аутометаморфическим путем. Однако экспериментальные данные о низкой растворимости воды в ультраосновных расплавах противоречат такому предположению (Хитаров и др., 1971).

Наиболее убедительным доводом в пользу поступления воды извне после полной консолидации интрузивов служат наблюдения над метасоматической зональностью будинированных интрузивов. В массиве Фалалей установлено, что каждая из четырех близ расположенных будин состоит из малоизмененного ядра и серпентинитовой оторочки (рис. 10). Аналогичные факты известны в ряде других массивов. Если бы серпентинизация имела место до будинирования, то возможность зональной серпентинизации каждого блока была бы исключена. Массовая серпентинизация происходила, по-видимому, в период будинирования твердых гипербазитовых массивов и пластинчатых деформаций вмещающих толщ. Тектонические дислокации, вероятно, стимулировали приток воды в „сухие“ гипербазиты.

Нет и достаточно веских доказательств, свидетельствующих о связи аллометаморфической серпентинизации с внедрением постгипербазитовых гранитов, что, по данным Д.С. Штейнберга с соавторами (1969), типично для Урала. Многие зонально серпентинизированные массивы, особенно лежащие в нижнепротерозойских толщах, удалены на несколько километров от гранитоидных интрузивов. В Печенгском районе наблюдается полная серпентинизация гипербазитовых массивов без пространственной связи с проявлениями более молодого кислого магматизма.

Механизм процесса массовой серпентинизации определяется главным образом миграцией воды из вмещающих пород в гипербазитовые тела в обстановке напряженных тектонических дислокаций.

Особенности химизма метасоматических процессов. Зональное строение метаморфизованных тел гипербазитов отмечалось ранее многими исследователями (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 гипербазитов³ к единовременному процессу формирования метасоматической колонки.

Минеральные ассоциации из серпентина, талька, хлорита, актинолита и флогопита на контактах гипербазитов с кислыми породами широко распространены во многих районах мира (Шерстюк, 1965;

Cerny, 1968; Bruckne, 1969; Меренков, Хмара, 1969, и др.). Последовательная смена зон от антигритовых или тальковых в центральной части гипербазитовых тел до актинолитовых и флогопитовых у контактов отмечалась на Украине (Усенко, 1961), Шотландских островах (Curties, Broun, 1969), в Шотландии (Matthews, 1967) и США (Coleman, 1967). Большинство исследователей рассматривают формирование зональности как результат реакционных взаимоотношений неравновесных пород. Применительно к Кольскому полуострову следует остановиться на обосновании включения в колонку серпентиновой зоны, так как имеющиеся в литературе описания, за редкими исключениями (Greenwood, 1963; Curties, Broun, 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 неизмененных гипербазитов амфиболизированными без промежуточной серпентиновой зоны. Степень серпентинизации гипербазитов между неизмененными и амфиболизированными породами бывает 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 (Усенко, 1961; Смирнова, Романович, 1966, и др.), где благодаря большим различиям в кислотности создаются условия для подвижности петрогенных элементов, необходимых для формирования полной метасоматической колонки. 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 не сопровождаются зональными изменениями с проявлением амфиболизации и флогопитизации.

³ Имеются в виду метасоматические изменения первого этапа.

Механизм образования метасоматической диффузионной и инфильтрационной зональности детально разобран Д. С. Кюржинским (1969).

Исходя из этой основополагающей работы, ниже рассматриваются закономерности образования метасоматических колонок в гипербазах Кольского полуострова. Как известно, ход реакции минералообразования зависит от температуры, давления и химических потенциалов реагирующих компонентов. В изотермическо-изобарических условиях, типичных для формирования исследованных колонок, ведущую роль играют химические факторы: окислительно-восстановительные (E_h) и кислотно-основные свойства исходных пород и реагирующих с ними растворов, которые предопределяют состав новообразованных равновесных минеральных парагенезисов, последовательность их расположения в колонке, растворимость минералов и подвижность элементов. Без проведения сложных экспериментов отсутствует возможность количественно определить E_h и P_h реагирующих сред для природных минеральных ассоциаций. В первом приближении для обсуждения вопроса химизма процессов минералообразования целесообразно использовать предложенные В. А. Жариковым (1967) значения условных потенциалов ионизации, количественно определяющих кислотность-основность минеральных ассоциаций путем прямого расчета химических анализов пород, занимающих закономерное положение в колонке. Рассчитав количественно кислотно-основные характеристики субстрата и замещающих его вторичных минеральных ассоциаций, можно ориентировочно оценивать состав поступающих растворов и направленность реакции. Сопоставление кислотно-основных характеристик (условных потенциалов ионизации) дает лишь ориентировочные сведения о закономерностях протекания метасоматических процессов. Участвующие в реакциях минералообразования растворы частично уходят за пределы системы, поэтому новообразованные продукты замещения не полностью отражают их состав. Вместе с тем кислотно-основные характеристики рассчитаны для стандартных условий, в то время как природные процессы проходят при повышенных температурах и давлениях. Несмотря на приближенные оценки химизма минералообразования, сравнение кислотно-основных характеристик пород и минералов в детально изученных колонках дает возможность наметить важные тенденции метасоматических процессов.

На рис. 25-27 в виде гистограмм даны значения условных потенциалов ионизации для пород, образующих различные типы метасоматических колонок. Выше нами отмечалось, что в биметасоматических колонках отчетливо проявляется тенденция к уравниванию кислотности вторичных минеральных ассоциаций, расположенных между реагирующими породами, что определяет сущность механизма обменных реакций. При переходе от оливинитов (условный потенциал ионизации 182) через серпентинитовые (184-185) к актинолитовым зонам (186-190) кислотность парагенезисов неуклонно возрастает, что дает основание рассматривать процесс изменения гипербазитов как кислотное выщелачивание. В экзоконтактах гипербазитовых тел,

наоборот, наблюдается понижение кислотности вторичных минеральных ассоциаций по сравнению с первичными гнейсами и гранитами, т.е. имеет место как бы отраженная базификация (рис.16). В целом реакционная метасоматическая колонка образуется в результате сопряженно-синхронных встречно направленных процессов кислотного выщелачивания гипербазитов и базификации гнейсов и гранитов. В процессе кислотного выщелачивания происходит вынос халькофильных элементов: никеля, кобальта и частично железа, что имеет существенное значение для последующего метаморфогенного рудообразования. В смежных зонах метасоматической колонки кислотность минеральных парагенезисов меняется постепенно; резко отличающиеся по кислотности парагенезисы являются неравновесными не только у контактов гипербазитов с вмещающими породами, но и на границах зон.

В соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия, в случае повышения кислотности порового раствора ультраосновных пород за счет диффузии или переноса компонентов из вмещающих гранитоидов и гнейсов, при прочих равных условиях (концентрации и т.д.) должны дифференциально повышаться активности кислотных компонентов. Наименее растворимыми становятся соединения (минералов), близкие по своим кислотно-основным характеристикам к замещаемым гипербазитам. Общая основность вновь образованных минеральных ассоциаций по отношению к гипербазитам снижается, прерывисто приближаясь к кислотности раствора, т.е. имеет место кислотное выщелачивание. При диффузии или переносе компонентов гипербазитов в поровые растворы гнейсов и гранитов происходит понижение кислотности растворов опять-таки с различным по отношению к каждому основному компоненту ростом его химической активности. Поэтому осаждаются смежные по кислотности минеральные ассоциации в условиях общей базификации алюмосиликатных пород. Если устранить влияние других факторов, то можно предполагать, что в изотермически-изобарических условиях минералы и минеральные ассоциации, резко различные по кислотно-основным характеристикам, несовместимы и неравновесны в силу „высокой растворимости“ друг в друге. И наоборот, минералы и минеральные ассоциации, близкие по кислотно-основным характеристикам, обычно сосуществуют в смежных зонах вследствие эффекта понижения „растворимости“.

Существенное значение правила близости кислотно-основных характеристик замещаемых и вновь образованных минералов проявляется не только в рамках метасоматической колонки в целом, но и в образовании псевдоморфоз и последовательности выпадения минералов в петельчатых структурах. В массивах, сложенных не оливинитами, а биминеральными гарцбургитами, отчетливо наблюдается избирательное псевдоморфное развитие по оливину (условный потенциал ионизации 178.6 ккал/моль) серпентина (190.7), а по ортопироксену (195.4) актинолита (197.1). Процесс этот происходит одновременно с образованием часто идеальных псевдоморфоз, сохранив-

ших кристаллографические формы первичных минералов. По-видимому, правомерно допущение, что при заданных температурах и давлениях и относительно равномерном составе раствора в данной зоне может осуществляться избирательное „замещение“ первичного минерала близким ему по кислотности вторичным минералом. Вероятно, для реализации подобных явлений помимо фиксированных РТ условий необходима и повышенная подвижность петрогенных элементов, характерная в целом для метаморфизма массивов гипербазитовой формации на Кольском полуострове. В Печенгском районе (Горбунов, 1968), на Урале (Малахов, 1966) и в ряде других областей полной серпентинизации подвергаются не только оливиниты, но и перидотиты, в состав которых входит ромбический и моноклинный пироксен.

Своеобразие оливин-актинолитовых минеральных ассоциаций, в которых актинолит (197.1 ккал/моль) избирательно развивается по серпентину (190.7), не затрагивая оливина (178.1), также, возможно, обусловлено воздействием эффекта взаимного понижения „растворимости“ близких по кислотно-основным характеристикам минералов.

Рассмотренные особенности формирования метасоматической колонки не отвергают, а лишь полнее раскрывают основополагающий принцип механизма образования метасоматической зональности, выражающейся в дифференциальной подвижности компонентов, что определяет их концентрацию в метасоматическом растворе. Одна из диалектических черт биметасоматического процесса состоит в том, что, с одной стороны, для интенсивного протекания его необходимы резкие градиенты по кислотности реагирующих пород, с другой — при формировании колонки образуются близкие по кислотно-основным характеристикам минеральные парагенезисы смежных зон.

Что касается причин формирования асимметричной колонки, широкой в алогипербазитовой части и узкой в экзоконтактовой, то, согласно экспериментальным данным, это может объясняться различной миграционной способностью элементов в конкретной геохимической обстановке (Зарайский и др., 1972). В исследованной колонке привносимые в гипербазиты вода и кальций обладают большей миграционной способностью по сравнению с выносимыми магнием и железом.

О термодинамических условиях метасоматоза. Метасоматическую колонку гипербазитов образуют минералы, температура образования 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 почти все перечисленные минералы являются широко развитыми в породах, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, и нижний предел их образования определяется температурой 200–300° (Судовиков, 1964). Естественно, температура формирования изотермической колонки в целом может быть оценена по наименее устойчивому минералу — серпентину, что дает цифру порядка 400–430°.

Т а б л и ц а 8

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

Минерал	Компоненты, вес. %				Mg Fe+Mg+Mn	t, °C	Примечание
	MgO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃			
Гранат	2.51	3.83	26.11	1.37	0.126	450± +20	Месторождение Восток, скв. 218, глуб. 201 м
Биотит	14.10	—	17.05	0.68	0.600		
Гранат	1.75	1.26	27.82	1.29	0.093	400± +20	Месторождение Аллареченское, скв. 63
Биотит	14.20	—	17.00	0.74	0.600		

П р и м е ч а н и е. Гранат взят из коллекции Ю. Н. Яковлева.

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 близко 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 изменения происходят за счет реакций с вмещающими породами без участия дополнительных магматических источников тепла. В данных условиях нагрев растворов до 400–450° следует скорее всего связывать с геотермическим градиентом. Если учесть субокеанический геотермический градиент, принятый в работах Д. Грина, А. Рингвуда (1968, 1972), то для установления температур 400–470° ориентировочно 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), рассчитавший условия, в которых может идти серпентинизация оливина без предварительного оталькования, также оценивает общее давление в 5 кбар и более.

Некоторые особенности охарактеризованной метасоматической колонки существенно отличают ее от описанных в литературе разнообразных типов зональности (Шлыгин, 1970).

1) В единой изотермической колонке сосуществуют, казалось бы, несовместимые по температурам образования минералы: серпентин, роговая обманка и гранат-альмандин.

2) Ядра гипербазитовых тел, несмотря на их малую мощность, часто не затронуты процессами серпентинизации.

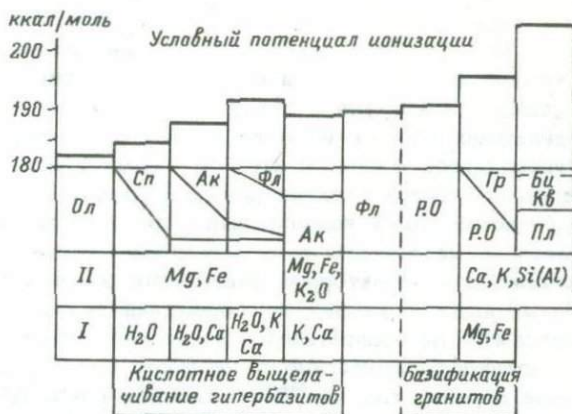


Рис. 29. Идеализированная схема метасоматической зональности.

I – компоненты, не влияющие на количество минеральных фаз; II – компоненты, определяющие количество минеральных фаз (подвижные, переходящие в инертное состояние).

3) Головная зона колонки состоит из серпентина.

4) Сопоставление минерального и химического состава гипербазитов и вторичных минеральных ассоциаций показывает, что привнос каждого компонента из вмещающих пород вызывает появление новой минеральной фазы (рис. 29). Привнос воды приводит к появлению серпентина, кальция–актинолита, алюминия–хлорита, калия–флогопита. Количество сосуществующих новообразованных минералов в головной части апогипербазитовой колонки увеличивается, а в тыловой уменьшается.

5) Практически во всех зонах апогипербазитовой колонки, в том числе и в тыловой актинолит–флогопитовой, обычно наблюдаются реликты первичных минералов.

Анализ идеализированной схемы метасоматической зональности, представленной на рис. 29, свидетельствует о том, что набор и поведение термодинамически инертных и подвижных компонентов в апогипербазитовой и апоалюмосиликатной (вмещающие толщи) частях единой колонки в процессе ее формирования существенно различны. В апогипербазитовой части колонки привносимые извне подвижные компоненты (вода, кальций, калий) переходят в инертное состояние и определяют количество минеральных фаз. Несмотря на практическое отсутствие указанных компонентов в первичном составе гипербазитов, массы их играют роль экстенсивных факторов равновесия. Химические потенциалы железа, магния и кремния, являющихся главными составными частями гипербазитов, выступают здесь как интенсивные факторы равновесия. Участвуя в метасоматических реакциях на всем протяжении апогипербазитовой колонки, эти компоненты не влияют на количество вновь образованных минеральных

фаз. Обратная картина устанавливается в апоалюмосиликатной части общей колонки. В качестве интенсивных факторов равновесия здесь выступают химические потенциалы кальция, алюминия, кремнезема, калия, находящихся в избытке в исходных породах, а в качестве факторов, определяющих количество минеральных фаз, — массы привносимых из гипербазитов магния и железа. Таким образом, при протекании биметасоматических реакций для апогипербазитовой и апоалюмосиликатной частей общей колонки выделяются отдельные экстенсивные и интенсивные факторы равновесия. Обращает на себя внимание, что экстенсивными факторами равновесия постоянно служат массы привносимых извне компонентов, содержание которых ограничено и они являются как бы дефицитными. В виде интенсивных факторов равновесия выступают химические потенциалы компонентов, составляющих исходные породы, т.е. как бы находящиеся в избытке. Разделение компонентов на термодинамические инертные и подвижные в случаях, подобных изученному нами, как указывает Д. С. Коржинский (1969), становится условным; при этом возможен переход подвижных компонентов в инертное состояние.

Некоторые своеобразные черты строения метасоматической колонки, проявляющиеся в распространении в ядрах маломощных массивов неизменных гипербазитов, в сохранении практически во всех зонах реликтов первичных минералов, в одновременном образовании серпентина, роговой обманки и граната, в наличии передовой серпентиновой зоны, при формировании которой масса воды играет роль экстенсивного фактора равновесия, наиболее логично объясняются, если исходить из допущения о протекании метасоматических процессов в условиях недостатка воды. Геологически установлено, что источником воды при метаморфизме гипербазитов являлись значительно обезвоженные гнейсы, мигматиты и амфиболиты. Их начальная низкая влагонасыщенность послужила одной из главнейших причин протекания метаморфизма гипербазитов в условиях недостатка воды.

Концепция о метаморфизме при дефиците воды разработана В. А. Николаевым (1947) и Г. С. Йодером (1952). Согласно термодинамическим расчетам и экспериментальным исследованиям, температурная устойчивость минералов определяется содержанием в системе воды. В условиях недостаточного и меняющегося содержания воды гранат и другие „высокотемпературные“ минералы могут образовываться совместно с хлоритом и серпентином, что типично для изученных колонок. В подобных условиях масса воды может выступать как экстенсивный фактор равновесия, определяющий количество минеральных фаз. Данная концепция в учении о фациях регионального метаморфизма была подвергнута справедливой критике (Коржинский, 1960; Файф и др., 1962, и др.). Однако отвергать механизм метасоматического минералообразования в условиях недостатка воды для контактов гипербазитов с дегидратированными гнейсами и мигматитами в свете приведенных нами материалов представляется неоправданным. На принципиальную возможность протекания метасоматических процессов при дефиците воды в узких зонах контакто-реакционных изменений и при метаморфизме „сухих“ изверженных пород указывал Н. Л. Добрецов (1970).

МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ,
СВЯЗАННОЕ С ГИПЕРБАЗИТАМИ

Вводные замечания

Подавляющее большинство сульфидных медно-никелевых месторождений мира пространственно и генетически связано с интрузивами базальтоидного ряда (Годлевский, 1968а, 1968б). Месторождения Канады, Финляндии, Австралии, ассоциирующие с телами гипербазитовой формации, изучены слабо; вопросы их строения и генезиса остаются дискуссионными. Своеобразные черты месторождений гипербазитовой формации, заключающиеся в приуроченности их к недифференцированным высокомагнезиальным оливинитам и гарцбургитам, и в небольших размерах „рудоматеринских“ массивов, часто несоизмеримых со значительными объемами рудных залежей, а также в интенсивном дорудном метаморфизме гипербазитов требуют особого рассмотрения проблем их происхождения и разработки специального комплекса поисковых признаков.

В Советском Союзе известны только два месторождения медно-никелевых руд гипербазитовой формации, находящиеся в северо-западной части Кольского полуострова. Характеристика их приводится в работах А.И.Богачева, В.А.Горелова (1968), В.И.Кочнева-Первухова (1968), Г.И.Горбунова (1968), Н.А.Корнилова (1962, 1963), Ю.В.Гончарова (1970), Ю.Н.Яковлева и А.К.Яковлевой (1967, 1974).

Рудные запасы Аллареченского месторождения пространственно связаны с интрузивом амфиболизированных гарцбургитов мощностью 10–80 м, протяженностью 1000 м, падающим на запад под углом 20–30°. Вмещающие его породы представлены гнейсами, мигматитами и полевошпатовыми амфиболитами архея. Бедные вкрапленные руды залегают в амфиболизированных гипербазитах; большая часть богатых вкрапленных и сплошных руд локализуется в субвертикальном тектоническом нарушении, секущем рудоносный массив. Рудные жилы прослеживаются на значительном удалении от ультраосновного тела. Форма рудных залежей сложная, ветвящаяся. Углы падения ко-

леблются от 15–30° до вертикальных. Ультраосновной массив и сульфидные тела являются бескорневыми, рудоподводящие проводники к ним не обнаружены. В бедных вкрапленных рудах и в безрудных гипербазитах отмечаются мельчайшие округлые выделения сульфидов в оливине, свидетельствующие о проявлении ликвационных процессов. Обычно устанавливается развитие по ранним сульфидам магнетита и актинолита, которые в свою очередь замещаются сульфидами поздних генераций. В богатых вкрапленных рудах сульфиды также развиваются по актинолиту, тальку и хлориту. Главнейшие рудные минералы представлены пирротинном, халькопиритом, пентландитом, второстепенные – кубанитом, троилитом, борнитом, миллеритом и т.д. В богатых вкрапленных и сплошных рудах содержание никеля варьирует в пределах 0,8–8%, меди – 0,3–5%. В околорудные породы выносятся сера, медь, кобальт и никель. По данным А.И. Богачева с соавторами, сплошные рудные жилы пересекают как амфиболизированные гипербазиты, так и секущие их жилы гранитов. Таким образом, период образования рудных тел отделен от консолидации интрузивов внедрением гранитов.

О генезисе медно-никелевых руд высказываются противоречивые суждения. Г.И. Горбунов (1968), Ю.В. Гончаров (1970), Д.В. Полферов, И.В. Барканов ведущую роль в рудогенезисе отводит магматической ликвации, приводящей к отделению от ультраосновного расплава сульфидной жидкости. Если исходить из ликвационно-магматических концепций, остаются неясными причины локализации богатых руд в маломощных сильноамфиболизированных телах и отсутствие их в крупные слабоизмененных интрузивах, значительный разрыв во времени между консолидацией массивов и постметаморфическим рудообразованием, приуроченность сульфидных залежей к тектоническим нарушениям, в которых „рудоматеринские“ гипербазиты подверглись будинированию. Е.К. Козлов (1960, 1961), А.И. Богачев и др. (1966, 1968), В.А. Корнилов (1962, 1968), Ю.Н. Яковлев и А.К. Яковлева (1967, 1974) связывают образование вкрапленных руд с процессами дифференциации и ликвации расплавов, а образование сплошных сульфидных жил и отчасти богатых вкрапленных руд – с переотложением вещества первично магматических сульфидов под влиянием регионального метаморфизма и гранитизации. Однако геологические данные свидетельствуют о том, что региональный метаморфизм и гранитизация предшествовали внедрению гипербазитов в древние толщи и поэтому не могли иметь решающего значения в эпигенетическом рудогенезе. Представления о связи рудообразования с региональным метаморфизмом и гранитизацией, охватывающими значительные по площади территории, не могут объяснить причины локального формирования сульфидных медно-никелевых залежей в единичных телах гипербазитов. Кроме того, за счет первичных сульфидов нельзя обеспечить извлечение того количества никеля, которое необходимо для образования рудных залежей в мелких гипербазитовых телах известных месторождений. На основе картирования карьера Аллареченского месторождения, детальной документации скважин.

изучения взаимоотношений гипербазитов, метаморфических минеральных ассоциаций и руд и околорудной метасоматической зональности автором установлен ряд перечисленных ниже особенностей строения месторождений, позволяющих по-новому рассмотреть важнейшие аспекты их генезиса и механизма рудообразования.

1. Эпигенетические руды ассоциируют не с отдельными интрузивами, а с будинами, перемещенными в твердом состоянии. Рудоносные будины расположены среди кустовых скоплений безрудных. Промышленное оруденение связано лишь с маломощными (10–20 м) амфиболитизированными телами гипербазитов. В слабоизмененных и серпентинизированных массивах мощностью более 50 м отмечаются лишь единичные вкрапленники сульфидов.

2. В процессе метаморфизма на стадии кислотного выщелачивания происходит значительный вынос никеля, кобальта и железа из первичных силикатов. В тыловых частях метасоматической колонки наблюдается образование вторичных сульфидов и рост основности минеральных ассоциаций с привнесом извне серы и меди.

3. В краевых частях отдельных метаморфизованных гипербазитовых тел устанавливается повышение содержания сульфидного никеля при неизменном и постоянном уровне валового, что говорит о переходе никеля из силикатов в сульфиды. В экзоконтактовых зонах при этом отмечается резкое обогащение никелем пирротина за счет выноса его из гипербазитов.

4. В ассоциации с эпигенетическими рудами появляются новообразованные кристаллы оливина и ортопироксена, замещающие актинолит и хлорит.

5. Полизональные метасоматические оторочки около жил сплошных сульфидных руд по своему составу и строению типичны для инфильтрационно-гидротермальных образований.

6. Медно-никелевое сульфидное рудообразование не находится в прямой связи с региональным метаморфизмом и гранитизацией. Руды приурочены к локальным узким зонам смятия, будинажа и пластических деформаций.

В свете приведенных данных в истории формирования месторождений выделяются два этапа: магматический и метаморфический.

К магматическому этапу относится образование ликвационных убогих непромышленных вкрапленных руд. Распределение металлов между силикатным и сульфидным расплавами зависит от их сродства к кислороду и сере. Наибольшей халькофильностью обладает медь, не входящая практически в решетку силикатов. Большая часть никеля связывается в оливине и ортопироксене вследствие изоморфизма в ряду $Fe - Ni - Mg$.

Метаморфический этап характеризуется формированием богатых вкрапленных и сплошных жильных сульфидных руд. Во времени он отделен от внедрения гипербазитов значительным промежутком и сопряжен со складчатостью и будинажем.

Аллареченское месторождение и месторождение Восток находятся в юго-западной периферической части Аллареченского купола.

А л л а р е ч е н с к о е м е с т о р о ж д е н и е открыто в 1957 г. К. Д. Беляевым. Рудоносный массив гипербазитов расположен среди кустового скопления амфиболизированных ультраосновных тел. Тела слабоизмененных гипербазитов на участке месторождения не встречены.

Рудная залежь приурочена к субмеридиональному будинированному массиву амфиболизированных гипербазитов. Вмещающие породы, представленные мигматизированными гнейсами и полевошпатовыми амфиболитами, падают на запад под углом $20-30^{\circ}$. Основная масса сплошных и богатых вкрапленных руд локализуется в крутопадающей тектонической зоне, проходящей в западной части гипербазитового массива. Вначале предполагалось, что никеленосные перидотиты являются молодыми дайками. Впервые Е. К. Козлов (1961) отнес тела Аллареченского месторождения к группе „мертвых“ тел, а руды – к переотложенным метаморфическим, что было подтверждено в процессе разведки. Представления о структуре месторождения существенно менялись по мере его изучения. В период разведки считалось, что руды приурочены к западному крылу опрокинутой асимметричной синклинальной складки (Козлов, 1961; А. И. Богачев и др., 1968). Позднее Г. И. Горбуновым (1968) было показано существование рудоконтролирующего нарушения. В соответствии с новыми данными А. И. Богачев и В. В. Горелов (1968) классифицировали синклинальную структуру как приразломную складку. Е. К. Козлов, а затем Ю. В. Гончаров установили, что в приконтактной части рудоносного интрузива происходит приспособление залегания полосчатости и гнейсовидности вмещающих пород к ориентировке плоскости контакта гипербазитов. По данным С. И. Зака, В. И. Кочнева-Первухова (1970) и С. И. Зака, В. И. Кочнева-Первухова, В. В. Проскуракова (1972), рудоконтролирующее нарушение представляет собой не дизъюнктивный разлом, а зону смятия, становление которой сопровождалось будинированием гипербазитов и пластичным течением гнейсов (рис. 7). Независимо от представлений различных исследователей можно считать доказанным наличие в западной части рудоносного массива крутопадающей тектонической зоны, в которой локализуются сплошные и богатые вкрапленные руды.

Рудное тело месторождения – это сложно ветвящаяся залежь, мощность которой варьирует от 0,5 до 15 м. На значительной глубине от поверхности залежь выклинивается. Строение ее характеризуется асимметрией – интенсивность оруденения нарастает к югу и юго-западу. Северный и восточный фланги месторождения, находящиеся вне зоны смятия, сложены гипербазитами с убогой сульфидной вкрапленностью, центральная и южная части в пределах зоны смятия и в непосредственной близости от нее – жильными и густовкрапленными рудами. Жильные руды часто залегают в гнейсах и мигматитах ино-

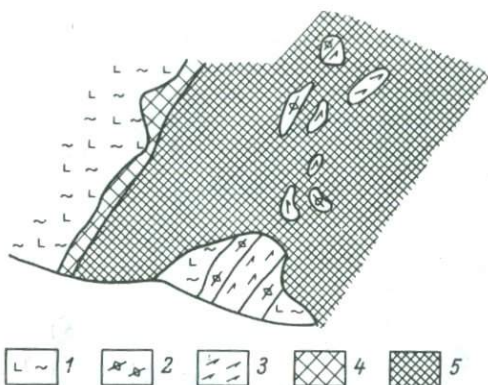


Рис.30. Взаимоотношения между жилой плагиоклазитов, гипербазитами и жильными рудами.

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

гда на удалении 150-200 м от рудоносного массива гипербазитов. Довольно широко проявлена пострудная тектоника. С пострудными нарушениями связаны расщепление руд, кварцевые и кальцитовые прожилки.

Ультраосновные породы с бедной сульфидной вкрапленностью прорываются жилами гранитов и плагиоклазитов, которые в свою очередь пересекаются жилами сплошных сульфидных руд (рис.30).

Месторождение Восток открыто в 1961 г., находится в южной части скопления гипербазитовых тел, в 3 км восточнее Аллареченского месторождения. Все тела гипербазитов, в том числе и непосредственно связанные с рудами, амфиболитизированы или преобразованы в амфибол-флогопитовые породы. Отчетливо проявлены процессы будинажа, и некогда более крупные интрузивы растащены на будины как по простиранию, так и по падению (рис.8). Вблизи рудных тел проходит мощная пластовая зона окварцевания и диопсидизации.

На месторождении выделяются две рудные залежи - верхняя и нижняя. Западная часть верхней залежи сложена гипербазитами с бедным вкрапленным оруденением, восточная - богатыми вкрапленными и жильными рудами. Вдоль залежи проходит межслоевая зона милонитизации и дробления, прослеживающаяся во вмещающие породы. Интенсивность оруденения нарастает с запада на восток, от бедной вкрапленности в гипербазитах до брекчиевидных и жильных руд в зоне дробления. Нижняя залежь расположена под верхней на расстоянии 120-140 м по вертикали. Она представлена серией кулисообразно залегающих маломощных рудных тел. Более всего развиты

гипербазиты с бедным вкрапленным оруденением. На участках выклинивания отдельных тел наблюдаются зоны дробления с прожилковыми богатыми рудами.

Особенностью локализации руд обоих месторождений Аллареченского рудного поля является приуроченность их к зонам нарушений и связь с маломощными телами амфиболизированных гипербазитов, представляющих собой будины более крупных интрузивов.

Природные типы руд

На месторождениях выделяются три типа руд: бедные вкрапленные, богатые вкрапленные и жильные (табл.9).

Бедные вкрапленные руды слагают участки гипербазитовых тел в удалении от зон смятия и дробления. К ним относятся руды с содержаниями никеля и меди не более 0,6%.

Оруденение представлено сидеронитовой вкрапленностью, каплевидными, часто расслоенными выделениями сульфидов 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 рассеяно-вкрапленные руды с содержанием сульфидов 7–10%. Гнезда и штироподобные выделения сульфидов редки. Главными минералами являются пирротин, пентландит и халькопирит в весьма постоянных соотношениях. Развита структура распада твердых растворов пирротин–пентландит, пентландит–валлериит, халькопирит–пентландит–кубанит (Яковлев, Яковлева, 1967). Иногда наблюдается замещение сульфидов магнетитом и актинолитом.

Богатые вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды в гипербазитах содержат 0,6–8,0% никеля и 0,3–5,0% меди. В рудах этой группы выделяются две разновидности: рудные оливиниты („серые“ руды) и рудные актинолититы.

Структура „серых“ руд напоминает сидеронитовую – сульфиды цементируют силикаты (оливин и ортопироксен), выполняя промежутки между ними. Однако между типичными сидеронитовыми структурами бедных руд и структурами рудных оливинитов устанавливается ряд различий. Если в бедных рудах сульфиды не корродируют силикаты, то в рудных оливинитах явления замещения силикатов по трещинам разрыва и спайности широко развиты. Сульфиды часто замещают актинолит, серпентин и хлорит, реликты которых наблюдаются повсеместно в сульфидных массах; отмечаются срастания сульфидов с вторичными силикатами. Важной особенностью является развитие процессов перекристаллизации оливина. Новообразованный оливин замещает хлорит и актинолит, изредка образуя крупные, до 5 см в поперечнике, кристаллы. Развитие сульфидов по метаморфическим минералам вместе с образованием вторичного оливина, цементиру-

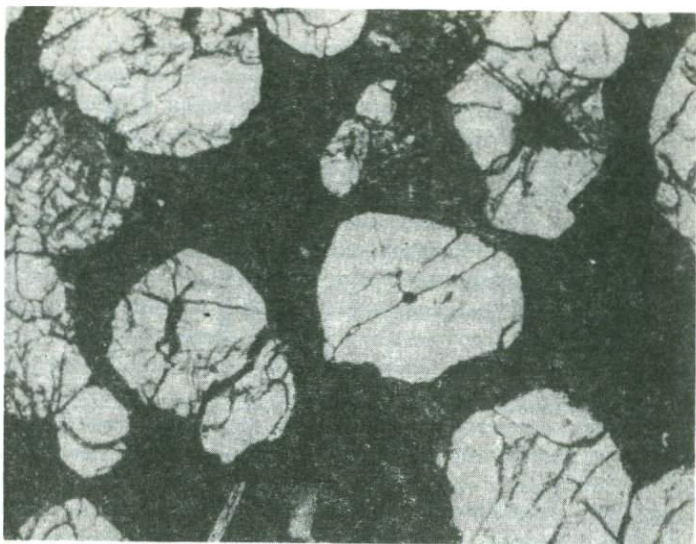


Рис. 31. Сидеронитоподобная структура в оруденелой экзоконтактовой биотит-гранатовой породе.

евого сульфидами, позволяют трактовать структуру рудных оливинитов как псевдосидеронитовую структуру метасоматического замещения.

Следует указать, что структуры, подобные сидеронитовым, возникают и вне связи с гипербазитами. На рис. 31 помещено микрофото оруденелой биотит-гранатовой породы. В ней вследствие избирательного замещения силикатов сульфидами возникает типично „сидеронитовая“ структура, в которой силикат представлен гранатом, а сульфидный цемент замещает биотит.

„Серые“ руды и рудные актинолититы залегают обычно в пределах рудоконтролирующих зон смятия или в близости от них. В сульфидных массах отмечаются останцы безрудных серпентин-актинолитовых пород. Контуров останцев неровные, изрезанные. Текстура руд вкрапленная, гнездово-вкрапленная, прожилковая. Часто наблюдается полосчатость, обусловленная чередованием полос пентландит-пирротиновой и халькопиритовой вкрапленности. Структуры: псевдосидеронитовая – цементная, микробрекчиевая и метасоматического замещения. Главные 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. Структуры распада твердых растворов в отличие от руд предыдущих групп распространены мало.

Помимо прямого замещения силикатов сульфидами на границах сульфидных зерен с новообразованным оливинитом наблюдается кайма

Типы руд Аллареченских месторождений (Зак, Кочнев-Первухов, Проскуряков, 1972)

Морфологический тип руды	Текстурно-структурные особенности	Структурная приуроченность	Вмещающие породы	Вещественный состав (рудные минералы)
Бедные вкрапленные	Вкрапленные с сидеритовыми структурами	Подошва интрузивов, висящие залежи в удалении от тектонических зон	Гипербазиты	Халькопирит, пирротин, пентландит, титаномagnetит, шпидель, кубанит, троилит
Богатые вкрапленные	Вкрапленные и прожилково-вкрапленные со структурами замещения и выполнения	Зоны смятия и дробления	То же	Халькопирит, пирротин, пентландит, магнетит
			Экзоконтактовые породы, гнейсы, гранитоиды, амфиболиты	Халькопирит, пирротин, пентландит, борнит, миллерит, минералы-примеси
Жильные	Жильные с пегматонидной или брекчиевой текстурой	Трещины в гипербазитах	Гипербазиты	Халькопирит, пирротин, пентландит
	Жильные с массивной или брекчиевидной текстурой	Зоны смятия и дробления	Любые породы	Халькопирит, пирротин, пентландит, магнетит, редко борнит, миллерит, минералы-примеси

бесцветного серпентина; ортопироксен замещается тальком, а по актинолиту развивается клинохлор.

Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды встречаются также в породах экзоконтакта, где образуют маломощный (менее 1 м) ореол вокруг рудных тел и имеют существенно халькопиритовый состав.

Ж и л ь н ы е р у д ы встречаются в двух разновидностях – оливин-карбонат-сульфидные и сульфидные.

Редко встречающиеся оливин-карбонат-сульфидные руды не выходят за пределы ультраосновных тел. Они слагают 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 15 см длиной) и обилием минералов с летучими – карбонатов и апатита. Сульфиды представлены пирротинном, пентландитом, халькопиритом. Текстуры: массивная, брекчиевая и брекчиевидная. Обломки нерудных минералов разъедаются сульфидами. Оливин на границе с сульфидами замещается зональным агрегатом иддингсита и серпентина, реже актинолитом. Карбонат (доломит) замещается кальцитом.

Сульфидные руды залегают в виде тел в рудоконтролирующих нарушениях, выходя за пределы массивов гипербазитов на расстояние 150–200 м. Жилы часто сопровождаются ореолом богатых вкрапленных руд. По текстурным признакам различаются руды массивные и брекчиевидные. Количество обломков в брекчиевидных рудах колеблется от 10 до 60%, размеры – от первых миллиметров до 5–7 см. Представлены они измененными гипербазитами, биотит-роговообманковыми и гранатсодержащими породами экзоконтактовых зон, полевошпатовыми амфиболитами, гнейсами и гранитами.

Мощность жил сплошных руд колеблется от 0,1 до 3 м. В осевой части жил руды часто состоят главным образом из пирротина и пентландита, в краевых отмечается обогащение халькопиритом. Существенно халькопиритовые руды тяготеют также к участкам жил, пересекающим кислые породы; борнит-халькопиритовые руды цементируют агрегаты кварца в зонах выклинивания.

У границ сплошных руд с безрудными гипербазитами, гнейсами и полевошпатовыми амфиболитами прослеживаются зональные контактово-метасоматически измененные породы; границы между зонами резкие. Независимо от мощности сульфидных жил ширина метасоматически измененных пород остается незначительной, не превышающей, как правило, 5–15 см. На контактах с гипербазитами непосредственно к жиле прилегает зона биотитовых или роговообманково-биститовых пород с гранатом; далее следует актинолит-флогопитовая зона, сменяющаяся актинолитизированным гипербазитом. В приконтактных зонах отмечается повышенное количество сульфидов. Результаты расчета баланса привноса-выноса вещества, выполненные по методике, изложенной в гл.1У, приведены на рис.32. В околосильное пространство привносятся никель, сера, медь, кобальт, кремний, калий, натрий, калий, выносятся магний. Инертное поведение халь-

рактерно для титана и алюминия. Судя по расчетам условных потенциалов ионизации, процессы изменения являются кислотными по отношению к актинолитизированным гипербазитам. Условный потенциал ионизации околожильных роговообманково-биотитовых пород 195,3, актинолит-флогопитовых 190,7, актинолитизированных гипербазитов 188,3 ккал/моль.

На контакте с гнейсами к жиле примыкает роговообманково-биотитовая или биотитовая зона часто с гранатом, далее роговообманково-полевошпато-биотитовая зона, сменяющаяся биотитовым гнейсом. По мере удаления от рудной жилы в гнейсах постепенно падает количество сульфидов. Изменения сопровождались привнесом в гнейсы серы, меди, кобальта, никеля, железа, титана, магния, кальция; выносом кремния, алюминия, калия и натрия. Возникающие вблизи жил минеральные ассоциации являются по отношению к гнейсам более основными. Условный потенциал ионизации гнейсов 202,6, а роговообманково-биотитовых пород, граничащих с жилой, 191,2 ккал/моль.

На контактах сплошных руд с богатыми вкрапленными рудами при наличии резких границ никаких изменений не наблюдается. Резкие границы между зонами на контактах со сплошными рудами, постоянство составов, входящих в них минералов, преобладание привноса-выноса компонентов над перемещениями внутри околожильного пространства свидетельствуют о формировании зональности в условиях инфильтрационного метасоматоза (Коржинский, 1969).

О генезисе медно-никелевого оруденения

В литературе, посвященной медно-никелевым рудам Кольского полуострова, рассматриваются ликвационно-магматическая, гидротермальная и метаморфическая гипотезы их образования. Приверженцы ликвационно-магматической гипотезы (Väyrynen, 1938; Котульский, 1948; Холмов, 1958; Горбунов, 1968) обосновывают идею об абиссальной ликвации в основных-ультраосновных магмах и полагают, что рудное вещество может поступать в виде сульфидного расплава, кристаллизация которого после выделения силикатных минералов приводит к формированию руд. Перерыв по времени между становлением интрузивов и формированием руд незначителен, а роль постмагматических процессов, по мнению большинства, невелика.

Приверженцы гидротермальной гипотезы (Елисеев, 1958; Елисеев и др., 1956, 1961) полагают, что рудное вещество отделяется от кристаллизующегося расплава в виде водного раствора. Из этого раствора образуется основная масса руд как жильных, так и вкрапленных. Процесс рудообразования завершается гидротермальным метаморфизмом и перераспределением рудного вещества.

Е. К. Козлов (1960, 1961) впервые высказал идею о преобладающей роли метаморфических явлений в образовании медно-никелевых руд, связанных с докембриями складчатыми областями. По его

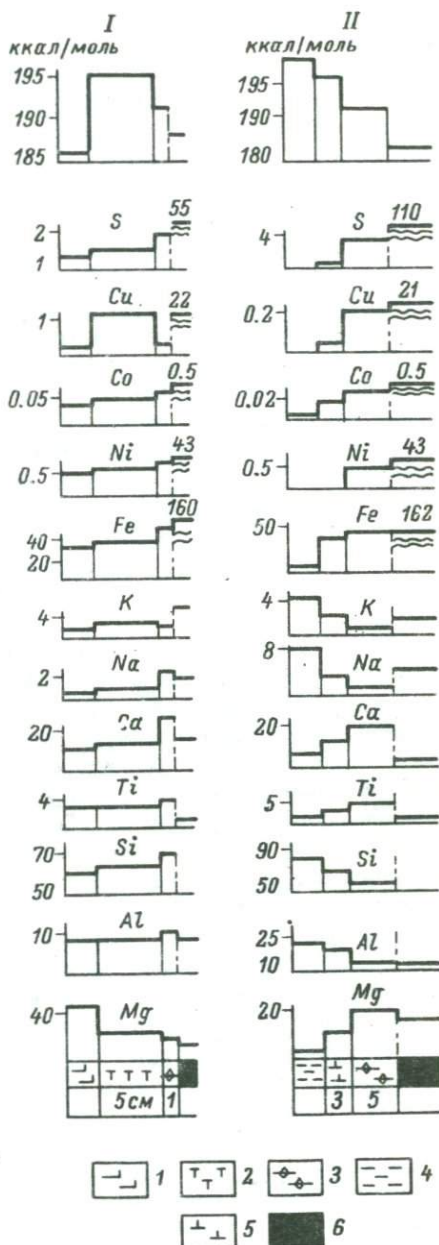
Рис. 32. Графики, иллюстрирующие привнос-вынос компонентов в зонах I, II околорудных изменений.

1 - амфиболизированный гипербазит; 2 - актинолит-флогопитовая порода; 3 - роговообманково-гранатовая порода; 4 - биотитовый гнейс; 5 - плагиоклаз-биотит-роговообманковая порода; 6 - жильная руда.

мнению, эпигенетические руды могут возникать в результате перераспределения сульфидов сингенетичной вкрапленности под влиянием процессов регионального метаморфизма и гранитизации.

В представлениях о происхождении Аллареченских месторождений преобладают ликвидационно-магматическая и метаморфическая гипотезы в сочетании друг с другом. Ликвидационно-магматическая гипотеза в применении к Аллареченским месторождениям наиболее последовательно разработана Г.И. Горбуновым (1968б). По его представлениям, после глубинной ликвации происходило внедрение сульфидно-силикатного расплава, дифференциация которого *in situ* привела к формированию сидеронитовых руд (бедновкрапленных и рудных оливинитов) и обособлению значительной части рудного вещества в виде сульфидного расплава, длительное время сохранявшегося в прикорневой части интрузива.

В расплаве накапливались щелочи и летучие, обусловившие автометаморфизм и рудный метасоматоз гипербазитов. После становления гипербазитов, их автометаморфизма, внедрения жил гранитов и образования тектонического нарушения по западному краю Алларечен-



ского интрузива рудный расплав устремляется в трещины, формируя жильные эпигенетические руды. Воздействие метаморфических процессов проявилось в перекристаллизации и динамометаморфизме руд.

Если исходить из ликвационных генетических представлений, остаются неясными такие вопросы, как причины локализации богатых вкрапленных и жильных руд в малоомощных сильноамфиболизированных массивах и отсутствие их в крупных слабоизмененных интрузивах, значительный разрыв во времени между становлением массивов и рудообразованием, приуроченность руд к нарушениям, в которых жесткие „рудоматеринские“ гипербазитовые тела подверглись будинированию и т.д.

А.И. Богачев (Богачев и др., 1966; Богачев, Горелов, 1968) связывает формирование вкрапленных и оливин-карбонат-сульфидных руд с процессами ликвации и магматической дифференциации, а образование жильных руд в зонах смятия — с переотложением первичной вкрапленности под влиянием регионального метаморфизма и гранитизации. Близкой точки зрения придерживаются также Н.А. Корнилов (1962, 1963), Ю.Н. Яковлев (1971), Ю.Н. Яковлев и А.К. Яковлева (1967, 1974). Они относят к эпигенетическим не только жильные, но и часть богатых вкрапленных руд (рудные актинолититы), считая причиной их образования процессы регионального метаморфизма.

Однако геологические данные свидетельствуют о том, что региональный метаморфизм и гранитизация предшествовали внедрению гипербазитов и не могли играть решающей роли в образовании эпигенетических медно-никелевых руд. Кроме того, условия регионального метаморфизма и гранитизации не благоприятствуют формированию медно-никелевых руд, так как характеризуются повышенным окислительным потенциалом (Годлевский, 19685).

Несколько спорным представляется также вывод о формировании богатых метаморфогенных эпигенетических руд только в результате переотложения первично магматических сульфидов. За счет этого источника нельзя покрыть дефицит никеля, необходимый для образования существенных рудных масс в весьма мелких гипербазитовых массивах месторождений Аллареченского и Восток.

По нашему мнению, любая концепция о происхождении сульфидных медно-никелевых руд гипербазитовой формации Кольского полуострова должна учитывать следующие факты: 1) в бедных вкрапленных рудах и безрудных гипербазитах отмечаются мелкие округлые включения расслоенных сульфидов в первичных минералах ультраосновных пород; 2) в бедных вкрапленных рудах иногда отчетливо устанавливается замещение сульфидов первой генерации магнетитом и актинолитом и обильное развитие поздних сульфидов по актинолиту; 3) ультраосновные массивы с богатым промышленным оруденением располагаются среди кустовых скоплений гипербазитовых тел, представляющих собой будины некогда более крупных интрузивов (тела гипербазитов в пределах скоплений сложены либо амфиболизированными разновидностями, либо амфибол-флогопитовыми поро-

дами); 4) богатые сульфидные руды локализуются только в связи с телами амфиболизированных гипербазитов мощностью от 10 до 30 м и нигде не встречаются среди более мощных тел слабоизмененных или серпентинизированных ультраосновных пород; 5) сплошные и богатые вкрапленные руды, в том числе рудные оливиниты и гаршбургиты, приурочены к зонам смятия и милонитизации; 6) рудные залежи и жилы относятся к категории бескорневых, рудоуплодняющие каналы к ним не обнаруживаются; 7) сплошные руды содержат включения амфиболизированных гипербазитов и секут жилы плагиоклазитов и гранитов, в свою очередь пересекающих метаморфизованные ультраосновные породы; 8) у границ жил сплошных руд, залегающих в гнейсах и амфиолитах, наблюдается контактово-метасоматическая зональность инфильтрационного типа; 9) в окрестностях месторождений отмечаются многочисленные кварцевые жилы и зоны окварцевания.

Анализ перечисленных фактов дает возможность выделить два этапа рудогенеза: магматический – образование бедных вкрапленных руд и метаморфический – формирование эпигенетических богатых вкрапленных и сплошных руд. Несколько позже в зонах пострудных нарушений проявляются процессы динамометаморфизма и пиритизации руд.

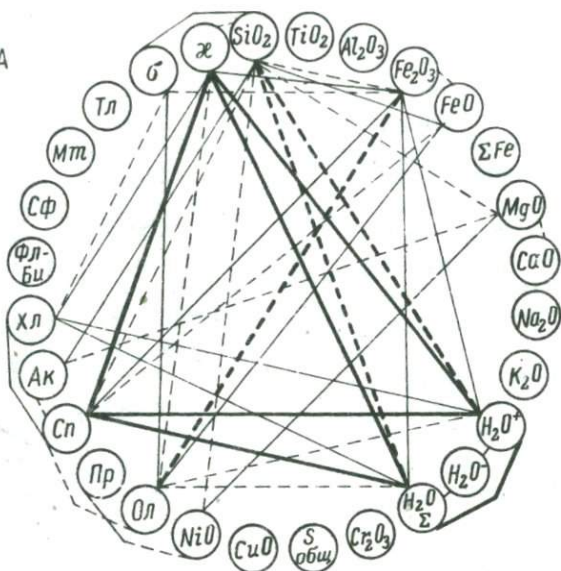
Магматический этап.¹ Наличие расслоенных каплевидных включений установлено Г.И.Горбуновым (1968) в оливинах Аллареченского массива и обнаружено нами в оливинах массива оз.Колос. Появление первичных магматических сульфидов обязано процессам ликвации, которые происходили до начала кристаллизации силикатов. По мере кристаллизации оливина и ортопироксена отликвировавший сульфидный расплав накапливался в межзерновых пространствах силикатов. Кристаллизация его 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 превышает предел ее растворимости. По данным 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 уменьшается, а при небольших добавках глинозема (около 2%), кальция и щелочей составляет менее 1.1%.

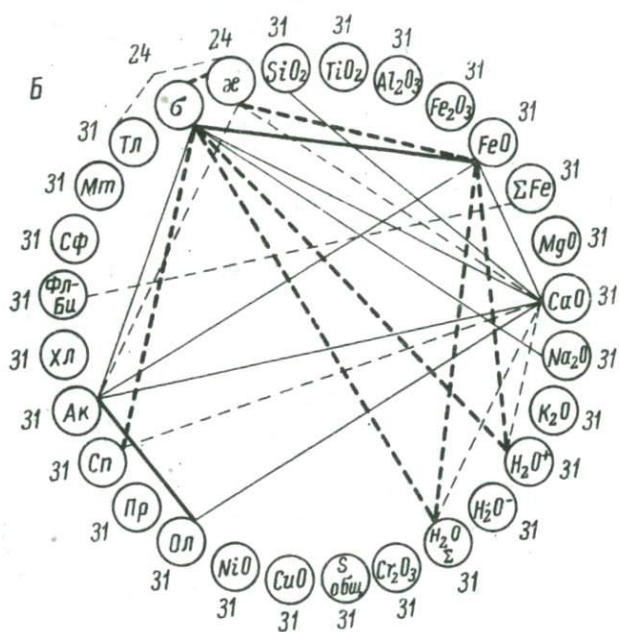
Распределение металлов между силикатным и сульфидным расплавами определяется прежде всего степенью их сродства к сере

¹ Обстоятельное описание магматического этапа образования сульфидных медно-никелевых руд имеется в работах Г.И.Горбунова (1968) и М.Н.Годлевского (1968а, 1968б). Здесь приводятся лишь краткие сведения.

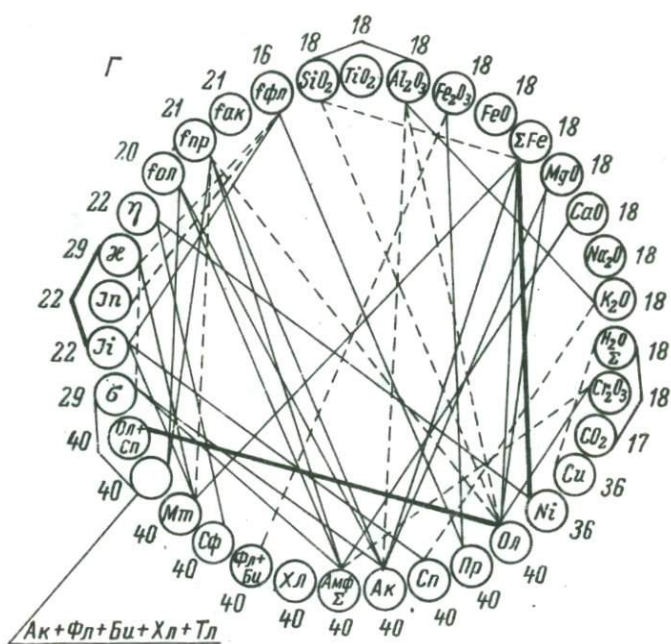
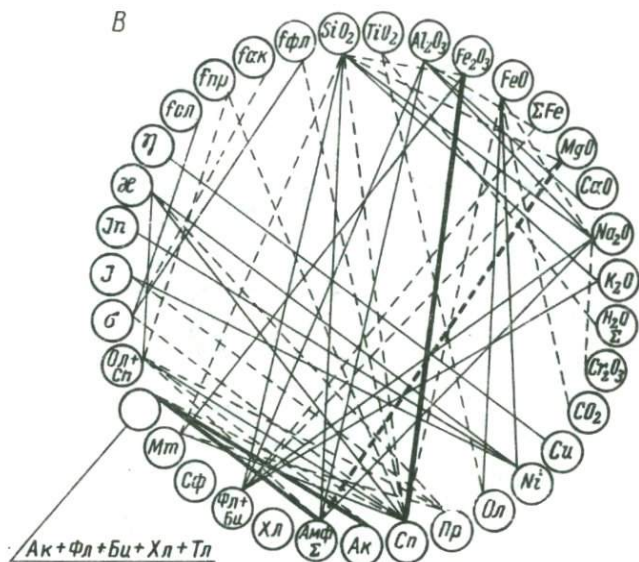
A



Б



B



и кислороду. А. А. Маракушев (1969) приводит следующий ряд, в котором степень сродства к сере уменьшается: $\text{Cu} - \text{Ni} - \text{Co} - \text{Fe}$. Наибольшей халькофильностью обладает медь, благодаря чему она практически не входит в силикаты, что подтверждается как нашими данными, так и результатами наблюдений других исследований (Гинзбург, Ро-говер, 1960). Никель переходит в сульфидный расплав частично. Часть его связывается в силикатах вследствие изоморфизма в ряду $\text{Fe} - \text{Mg} - \text{Ni}$ (Ringwood, 1956). В гипербазитах Аллареченского района содержание Ni в оливине составляет 0.23–0.39% (табл. 4), что подтверждается наличием в корреляционных матрицах неизмененных гипербазитов положительной связи $\text{Ni} - \text{Mg}$ и отрицательной $\text{Ni} - \text{SiO}_2$, т.е. связи никеля с литофильными элементами, входящими в состав силикатов (рис. 33). Связи содержаний серы и сульфидов с другими параметрами выборки не устанавливаются.

Относительно существенную роль магматических процессов в формировании практически интересного оруденения можно предполагать лишь для бедных вкрапленных руд, расположенных вне зон смятия и характеризующихся часто равномерным распределением оруденения.

Метаморфический этап. Метаморфический этап отделен от магматического значительным промежутком времени, в течение которого происходили будинаж и метаморфические преобразования гипербазитов, внедрение жил гранитов и формирование рудоконтролирующих зон смятия.

Гипербазиты после внедрения и консолидации испытали метаморфические изменения, приведшие к формированию метасоматической колонки, состоящей из серпентиновой, актинолитовой и амфибол-флогопитовой зон. При этом происходил процесс высвобождения халькофильных элементов: никеля, кобальта и железа за счет замещения силикатов и первичной сульфидной вкрапленности. Содержание никеля снижается: от 0.25–0.29% в серпентинизированных гипербазитах до 0.15–0.18% в актинолитизированных гипербазитах.

Формирование метасоматической колонки сопровождается увеличением кислотности минеральных ассоциаций, что позволяет рассматривать вынос металлов как процесс кислотного выщелачивания. На фоне общего развития кислотного выщелачивания в тыловых частях колонки, представленных сильноамфиболизованными разновидностями и амфибол-флогопитовыми породами, наблюдается рост основности парагенезисов, привнос меди и серы и увеличение количества

Рис. 33. Сводные диаграммы парных корреляций.

А–Б – безрудные гипербазиты тела Копос; В–Г – гипербазиты с сульфидным рудопроявлением тела Акким; Д–Е – гипербазитовые тела с оруденением Аллареченского месторождения (А–В–Е в нормальном, Б–Г–Д в логарифмическом масштабах). Положительная связь: $1 - 0.8 \leq r \leq 1.0$, $2 - 0.5 \leq r < 0.8$; отрицательная связь: $3 - 0.8 < r \leq 1.0$, $4 - 0.5 \leq r < 0.8$.

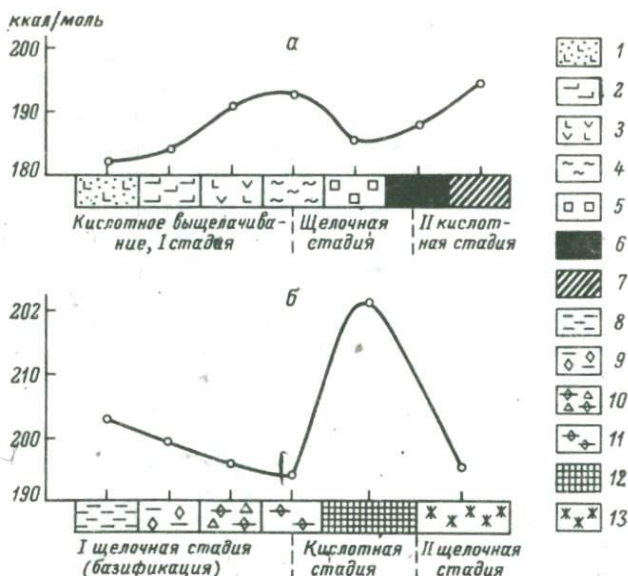


Рис. 34. Изменение режима кислотности-основности при метаморфизме гипербазитов и процессах рудообразования в гипербазитах (а) и во вмещающих породах (б).

1 - оливинит; 2 - серпентинизированный гипербазит; 3 - амфиболизированный гипербазит; 4 - амфибол-флогопитовая порода; 5 - вкрапленная руда; 6 - сплошная руда; 7 - пиритизированная сплошная руда; 8 - биотитовый гнейс; 9 - роговообманковый плагиоклазит; 10 - роговообманково-гранатовая порода; 11 - роговообманковая порода; 12 - кварцитолит; 13 - пироксеновый скарн.

сульфидов (рис. 34). Эти данные говорят о процессах эволюционного перехода от кислотного выщелачивания к рудообразованию и осаждению сульфидов на щелочной ветви общего процесса.

Как известно, опытами Г. Куллерауда и Г. С. Йодера (1965) доказана принципиальная возможность сульфуризации, т.е. образования пирротина с вросками пентландита в результате воздействия сернистого газа на природные оливины при температуре около 600° . Источником металлов для сульфидов в этом случае являлись силикаты. Прямые свидетельства подобного перехода никеля из силикатной формы в сульфидную получены нами при изучении зональности Аллареченских интрузивов (рис. 35). В эндоконтакте гипербазитового тела с пирротиноносными сланцами по мере увеличения степени актинолитизации при постоянном содержании валового никеля наблюдается неуклонное повышение содержания сульфидного никеля за счет образования сульфидов, возникающих при извлечении серы из вмещающих пород и соединении ее с никелем и железом, высвобож-

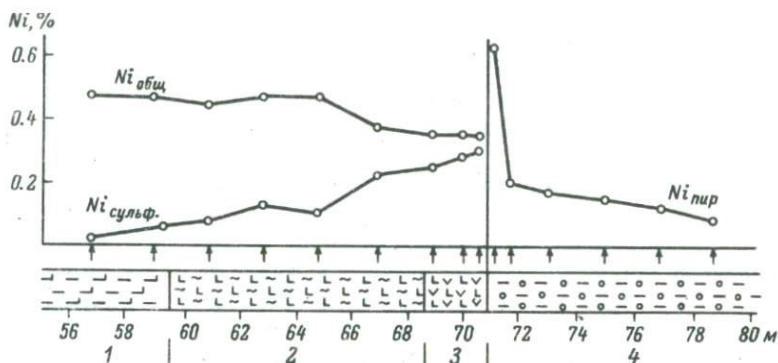


Рис. 35. Изменение содержаний различных форм никеля в гипербазитах и содержания никеля в пирротине вмещающих пород. Скв.126, участок Хихна Аллареченского пояса.

1 — сильноамфиболизированный гипербазит; 2 — амфиболизированный гипербазит; 3 — актинолитит; 4 — кварц-полевошпатовая порода с графит-пирротинovým вкрапленным оруденением.

денными из первично магматических силикатов. Одновременно в пирротине вмещающих пород экзоконтакта отчетливо устанавливается увеличение содержания никеля, заимствованного из гипербазитов.

О переходе никеля из силикатов в сульфиды при увеличении степени амфиболизации косвенно свидетельствует характер корреляционных связей в выборках из различно метаморфизованных гипербазитовых тел. В неизмененных и слабоизмененных гипербазитах отмечаются корреляционные связи никеля с литофильными элементами. В выборке, отвечающей слабоамфиболизированному гипербазитовому телу, несущему бедное оруденение, появляются связи $Ni-Cu, Ni-FeO$, т.е. обнаруживается как бы сродство никеля с халькофильными элементами, связи с литофильными элементами исчезают (рис. 33). Однако прямых связей количества сульфидов с содержанием никеля, меди и железа не выявляется. В выборке, относящейся к амфиболизированному гипербазитовому массиву с промышленным оруденением,² устанавливаются не только связи $Ni-Cu, Ni-S, Cu-S$, но и связи сульфиды-никель (рис. 33).

Приведенные данные достаточно убедительно подтверждают реальность процесса сульфуризации в природных условиях.

Вместе с тем в природных условиях процессы сульфуризации существенно отличаются от экспериментальной модели (Куллеруд, Йодер, 1965). Высвобождение никеля и железа из силикатов может происходить не под воздействием серы на неизмененные гипербази-

² Во все выборки включались лишь пробы безрудных пород, содержащих менее 0.3% никеля.

ты, а в результате актинолитизации или других процессов метаморфизма, требующих меньших температур и энергетических затрат.

Процесс метаморфогенного рудообразования обычно обрывается после проявления слабой сульфуризации в тыловых зонах колонки. Избыточные массы металлов ввиду дефицита серы, видимо, рессеиваются.

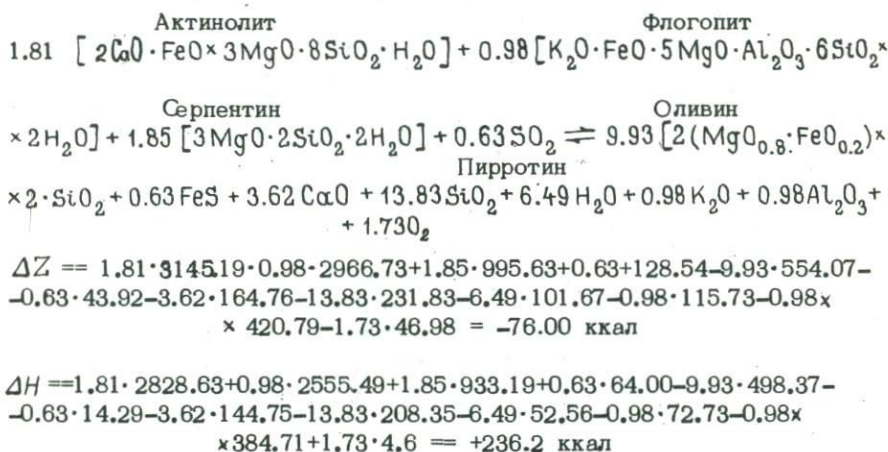
Формирование промышленных залежей сульфидных медно-никелевых руд связано с проявлениями тектонических напряжений в узких зонах смятия, по которым поступали сера и медь, вступившие в соединение с мобилизованными никелем и железом. Одновременно происходила полная переработка первичной сульфидной вкрапленности. Характер околорудных изменений на контактах эпигенетических руд свидетельствует об инфильтрационном рудообразовании. Богатые вкрапленные руды, видимо, возникли в условиях осаждения из инфильтрационного порового раствора в гипербазитах, а сплошные — при выполнении трещинных полостей.

Следует остановиться на дискуссионных вопросах происхождения богатых вкрапленных руд, представленных рудными оливинитами и гарцбургитами. В них широко распространены сидеронитоподобные структуры, что наряду с высоким содержанием оливина и ромбического пироксена давало основание считать их магматическими образованиями (Корнилов, 1962; Богачев и др., 1966; Горбунов, 1968). Против этого, по нашему мнению, свидетельствуют следующие данные: а) приуроченность руд к центральным частям зон смятия, где, казалось бы, степень метаморфизма должна быть максимальной; б) при интенсивной актинолитизации гипербазитов Аллареченского месторождения сохранность блоков слабоизмененных первичных пород маловероятна; в) мощность рудных оливинитов и гарцбургитов не превышает 5–10 м, а тела гипербазитов такой мощности в случае отсутствия оруденения почти нацело актинолитизированы (рис.19); г) присутствие в рудных оливинитах реликтовых выделений актинолитизированных гипербазитов, не содержащих сульфидов; д) конвергентность сидеронитоподобных структур, которые могут возникать не только при кристаллизации расплава, но и при метасоматическом замещении силикатов сульфидами (рис.31); е) в рудных оливинитах и гарцбургитах наряду с сидеронитоподобными структурами повсеместно наблюдаются прожилки сульфидов, пересекающие метаморфический актинолит; ж) присутствие в сплошных рудах крупных новообразованных кристаллов оливина, возникших при перекристаллизации.

Рудные оливиниты и гарцбургиты, на наш взгляд, сформировались в процессе высокотемпературного сернистого метасоматоза, сопровождающегося дегидратацией и образованием вторичного оливина и ромбического пироксена. В богатых вкрапленных рудах наряду с резким увеличением количества оливина или ромбического пироксена в целом устанавливается повышение количества серпентина по сравнению с актинолитизированными гипербазитами. Содержание воды в богатых вкрапленных рудах составляет 6,4%, что позволяет предполагать, что миграция серы осуществлялась в среде надкрити-

ческого водного флюида, в присутствии которого могут протекать реакции дегидратации (Файф и др., 1962). Экспериментами Н.Л. Боуэна и О.Ф. Татла (1950) доказано, что недосыщенные кремнеземом пары воды при температуре выше 600° способствуют образованию вторичного оливина, а насыщенные им — образованию вторичного пироксена. Лишь последующее понижение температуры сопровождалось выпадением серпентина.

Реакцию минералообразования при замещении амфиболизированного гипербазита сульфидно-оливиновой минеральной ассоциацией можно схематически представить в следующем виде:



Термодинамический расчет свободной энергии реакции произведен для температуры 600°C, так как только в этом случае получаются минусовые значения функции ΔZ , говорящие о возможности самопроизвольного течения реакции в сторону сульфидно-оливиновой минеральной ассоциации.

Значения термодинамических констант заимствованы из работ И.К. Карпова и др. (1968) и А.А. Маракушева (1968). Аналогичными значениями может оцениваться температура образования рудных оливинитов, если учесть необходимость замещения при этом актинолита с железистостью 20–35% (Добрецов и др., 1970) и дегидратации серпентина (Сняжков, 1971).

Кремнезем, освобождающийся при реакциях метасоматоза, выносится во вмещающие породы, образуя кварцевые жилы и зоны окварцевания, развитые обычно вблизи месторождений.

Причины резкого повышения температуры в узких локальных зонах смятия остаются недостаточно ясными. По мнению автора, выделение тепла связано с процессами интенсивных деформаций. Файф и др. (1962, с.113) применительно к микронарушениям указывали, что „если встречаются две перемежающиеся дислокации противоположного знака, они могут погасить друг друга и выделить энергию, достаточную, чтобы увеличить температуру в этом участке до 1000°C за очень короткое время“.

Пространственная ассоциация эпигенетических руд с измененными ультраосновными породами в данном случае имеет парагенетическую природу и, по-видимому, объясняется благоприятными условиями рудоотложения в относительно восстановительной среде. В силу ранее рассмотренного принципа близости кислотно-основных характеристик сосуществующих минеральных ассоциаций наиболее благоприятной средой для рудоотложения являются амфиболизированные гипербазиты. Сернистые флюиды, вступая в близкую к ним по кислотности среду измененных гипербазитов, насыщенную высвобожденными при метасоматозе никелем, кобальтом, железом, образуют совместно с ними малорастворимые соединения, высаживающиеся в виде сульфидных агрегатов. Изучение околорудных изменений у жил сплошных сульфидов наглядно иллюстрирует сущность действия подобного механизма. На контактах жил с гнейсами околорудные изменения проводят к повышению основности среды, при которой понижается растворимость сульфидов, что является важным условием для их осаждения (рис. 34). На границах жил с гипербазитами в зоне изменения наблюдается повышение кислотности минеральных ассоциаций, также направленное на сближение кислотности руд и вмещающих пород (рис. 32). Таким образом, околорудные зональные оторочки могут играть роль своеобразных прокладок, создающих химическую обстановку, благоприятную для концентрированного осаждения сульфидов. В Аллареченском районе для эпигенетического медно-никелевого рудообразования благоприятен сравнительно узкий диапазон изменения кислотности среды, отвечающей актинолитизированным гипербазитам и роговообманковым породам (186–192 ккал/моль).

Об избирательном осаждении различных по составу сульфидов в породах, близких к ним по кислотности, свидетельствуют и общие данные о сульфидной минерализации Аллареченского района. Для относительно кислых полевошпатовых амфиболитов типична пиритовая минерализация, для экзоконтактовых зон рудоносных гипербазитовых тел – халькопиритовая, для внутренних частей измененных ультраосновных массивов – пирротиновая и пирротин–пентландитовая. В гнейсах и гранитоидах зон смятия, расположенных вне кустов рудоносных массивов, сульфидный метасоматоз отсутствует. Сернистый флюид в этом случае перемещается в среде, богатой щелочами, кальцием, кремнеземом, которые в силу своей высокой растворимости являются неустойчивыми и не выпадают в осадок (Helgeson, 1969; Маракушев, 1972). Рассчитанный А.А. Маракушевым (1969) для широкого диапазона температур ряд сродства металлов с серой свидетельствует о правомерности данного вывода, подтверждая предпочтительность соединения серы с медью, никелем и кобальтом по сравнению с кальцием, натрием и калием.

Сопоставление величин условных потенциалов ионизации гипербазитов, вмещающих пород и руд позволяет судить и о кислотно-основном режиме рудогенеза (рис. 32). При изменении гипербазитов за первой стадией кислотного выщелачивания следует щелочная стадия сульфидного медно-никелевого рудообразования и далее вторая

кислотная стадия, выражающаяся в пиритизации руд. При преобразовании вмещающих пород первая стадия базификации гнейсов сменяется кислотной стадией окварцевания и второй стадией базификации, связанной с образованием пироксеновых скарнов. Каждой стадии повышения кислотности и основности в гипербазитах отвечает отраженная обратная стадия во вмещающих породах, что подчеркивает взаимосвязь общего процесса биметасоматоза и рудообразования. Стадия кислотного выщелачивания в гипербазитах сопряжена с базификацией гнейсов, стадия рудоотложения отвечает их окварцеванию. Подобная гипотетическая схема в своей основе соответствует широко известным положениям Д. С. Коржинского (1969) о кислотно-основном режиме метасоматических и рудообразующих процессов. Сера и медь, необходимые для реализации сульфуризации, могут привноситься как из глубинных источников, так и из вмещающих пород. При этом ювенильная сера может привноситься не гипербазитовыми расплавами, а самостоятельными интрателлурическими растворами (Смирнов, 1971; Овчинников, 1971). Возможно заимствование серы и меди из окружающих амфиболитов, возникших за счет метаморфизма базальтов мантийного происхождения.

Рассмотренная схема рудообразования вряд ли приемлема для медно-никелевых месторождений, связанных с крупными интрузивами базальтового ряда в районах Норильска, Мончегорска, Седбери и отчасти Печенги, где широко распространены первично магматические руды (Годлевский, 1968а; Горбунов, 1968). Она может быть использована для выяснения условий образования редко встречающихся в природе месторождений сульфидных медно-никелевых руд, ассоциирующихся с гипербазитовой формацией. Судя по литературным источникам, к такому типу месторождений принадлежат рудные залежи ряда месторождений Канады (Patterson, 1963; Graterol, Naldrett, 1971, и др.).

Метаморфогенные руды не являются в прямом смысле продуктами регионального метаморфизма, гипербазитовые интрузивы внедрились после завершения метаморфизма архейских пород в амфиболитовой фации и гранитизации. Промышленные залежи образуются в узких локальных зонах смятия и пластичного течения, в условиях, которые вернее всего было бы называть дислокационным метаморфизмом (Котляр, 1968; Казанский, 1972). Метаморфогенная природа руд определяется тем, что они осаждались растворами, генерированными из кристаллических пород в результате дислокационного метаморфизма или других процессов (Белевцев, 1968, 1972).

Поисковые признаки на медно-никелевые руды гипербазитовой формации

Месторождения сульфидных медно-никелевых руд гипербазитовой формации Кольского полуострова по геологическому строению, структурной позиции, составу рудоносных интрузивов и вмещающих толщ,

Систематика основных поисковых признаков сульфидных медно-никелевых руд гипербазитовой формации
Кольского полуострова (составили С.И. Зак и В.В. Проскураков)

Типы признаков	Безрудные гипербазиты	Гипербазиты с медно-никелевым оруденением	
		рудопоявления	месторождения
Структурное положение областей развития гипербазитов	Линейные пояса распространения гипербазитовых массивов, приуроченные к глубинным разломам, проходящим большей частью по границам разновозрастных комплексов. В пределах поясов часто широкое развитие куполовидных структур		
Вмещающие породы	Различные по составу гнейсы, долевошпатовые амфиболиты архея, амфиболиты и разнообразные кристаллические сланцы нижнего протерозоя		
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 неизменные гипербазиты	Преобладают амфиболовые и флогопитовые зоны метасоматической колонки	
Основные разновидности гипербазитов	Свежие и слабоизмененные оливиниты и гарцбургиты	Серпентинизированные и амфиболитизированные гипербазиты	Сильноамфиболитизированные 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. зер.	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. зер. титаномагнетит – нет шпинель – 2,4	0,1–0,3 3–7 Нет 0,5–1	Сульфиды: пирротин, пентландит, халькопирит 0,2–3 2–8 0,5–4 Ед. зер. Сл.	Сульфиды: пирротин, пентландит, халькопирит 0,5–3 2–8 2–4 1–2 Сл.
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 21–68 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. 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
Околорудные изменения			Окварцевание вмещающих гнейсов и амфиболитов, образование в экзоконтактах рудных тел мало-мощных оторочек гранатосодержащих пород	

характеру метаморфизма гипербазитов и геохимическим особенностям резко отличаются от месторождений, связанных с базальтоидными плутоническими формациями как Кольского полуострова, так и большинства районов мира (Годлевский, 1968б; Елисеев и др., 1956). Для успешного проведения поисков месторождений подобного типа необходим специальный комплекс поисковых признаков, который разработан автором с учетом данных предыдущих исследователей (Богачев и др., 1966; Кочнев-Первухов, 1968) и собственных материалов (табл.10).

Для выявления различий рудных и безрудных гипербазитов по химизму и минералогическому составу выбраны типовые гипербазитовые тела с промышленным сульфидным медно-никелевым оруденением (Аллареченское месторождение), с непромышленным оруденением (Аккимское рудопоявление) и безрудные (Копосовский массив). Данные, приведенные в табл.10, свидетельствуют, что различные по рудоносности тела гипербазитов четко различаются друг от друга как по содержанию петрогенных элементов, так и по количеству оливина, серпентина и амфибола. Различия в минеральном составе позволяют выделять гипербазиты с различной потенциальной рудоносностью даже по наблюдениям в шлифах без производства дорогостоящих химических анализов. Так, например, содержание в гипербазитовом теле по всему разрезу от 40 до 70% актинолита позволяет относить его к разряду потенциально рудоносных. Следует подчеркнуть, что амфиболизация является необходимым, но недостаточным условием для формирования руд. Поэтому выделение участков по степени амфиболизации гипербазитов позволяет сужать круг перспективных объектов.

Необходимо подчеркнуть, что ввиду зонального строения гипербазитов далеко не каждый химический анализ и количественно-минералогический подсчет является представительным. Поэтому использование единичных химических анализов, например пород контактовой зоны, может привести к неправильной оценке перспективности тела. Для того чтобы вовлекать в расчеты единичные анализы, необходима уверенность в их представительности для полных разрезов гипербазитовых тел.

Из положительных критериев оценки перспективности локальных площадей (табл.10) следует подчеркнуть те, которым не придавалось до сих пор должного внимания: а) приуроченность месторождений к кустовым скоплениям гипербазитовых тел, представляющих собой будины некогда более крупных интрузивов; б) развитие в пределах этих скоплений тел амфиболизированных гипербазитов и амфибол-флогопитовых пород мощностью 2-30 м; в) наличие во вмещающих породах зон окварцевания, а в гипербазитовых телах обилие кварцевых и кварцево-полевошпатовых жил.

Остается не вполне ясным вопрос зависимости оруденения гипербазитов от обогащения серой вмещающих гипербазиты пород. На Аллареченских месторождениях вмещающие породы бедны пирротинном и серой. Тем не менее, исходя из общих соображений и необходимости наличия серы для реакции сульфуризации, обогащение пирротинном

или пиритом вмещающих гипербазиты образований должно рассматриваться как положительный поисковый признак.

Районы распространения гипербазитов на Кольском полуострове характеризуются крайне слабой обнаженностью, и поиски медно-никелевых руд по сути дела начинаются с геофизических работ с последующим выявлением природы аномалий с помощью бурения. В связи с этим сфера применения предлагаемого комплекса поисковых признаков, требующего знаний закономерностей размещения гипербазитовых тел и оценки степени их метаморфизма, к сожалению, остается весьма ограниченной. На наш взгляд, он может быть использован для выделения площадей под поиски слепых залежей и для принятия решений о полноте опробования участков после хотя бы частичного изучения природы геофизических аномалий. Так, например, если одной-тремя скважинами вскрыта серия маломощных амфиболизированных и амфибол-флогопитовых гипербазитовых тел, то, несмотря на отсутствие заслуживающего внимания сульфидного оруденения, на данном участке должны быть поставлены более детальные поиски. И наоборот, выявление поисковыми скважинами крупных тел, относящихся к группе слабоизмененных и серпентинизированных, дает основание приостановить поисковые работы. Естественно, при этом следует иметь в виду результаты магнитной съемки, электроразведки и изучения геохимических ореолов.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Разбор данной проблемы следует начать с вопроса об изменении химического состава континентальной верхней мантии в ходе эволюции Земли.

Предположение о постоянстве химического состава верхней мантии в ходе более чем 4-миллиардного периода эволюции Земли представляется со всей очевидностью маловероятным. С целью исследования этого вопроса автором составлена диаграмма сопоставления химического состава докембрийских и фанерозойских гипербазитов (рис. 36). Для этого использованы аналитические данные автора и других отечественных и зарубежных исследователей (Богачев и др., 1976; Зак и др., 1975; Каневский, Фомин, 1973; Чернышев и др., 1974). Из диаграммы следует, что докембрийские гипербазиты по сравнению с фанерозойскими обладают повышенной железистостью. К выводу о более железистом составе докембрийских гипербазитов пришли также исследователи Саяно-Байкальской области (Глазунов, Корнаков, 1973), установившие, что фанерозойские гипербазиты относительно более магнезиальны. К заключению о формировании докембрийских ультраосновных лав и вулканитов Канады и Западной Австралии из специфических высокожелезистых магм приходят также зарубежные исследователи (Barnes, Lewis, 1974). Независимо от различия во взглядах практически все они единодушны в мнении о том, что гипербазиты являются индикаторами химического состава верхнемантийного субстрата. Таким образом, есть основание считать, что состав верхней мантии в ходе эволюции Земли менялся от более железистого к относительно магнезиальному. Относительно железистый состав докембрийского верхнемантийного субстрата скорее всего обусловлен повышенным геотермическим градиентом, типичным для докембрийского периода (Green, 1975). Повышенный геотермический градиент мог служить одной из причин чрезвычайно интенсивного плавления мантийного субстрата, вследствие чего формировались столь типичные для докембрийской эпохи зеленокаменные пояса. Относительно легкоплавкая железистая часть мантийного субстрата, представленного гипотетическим

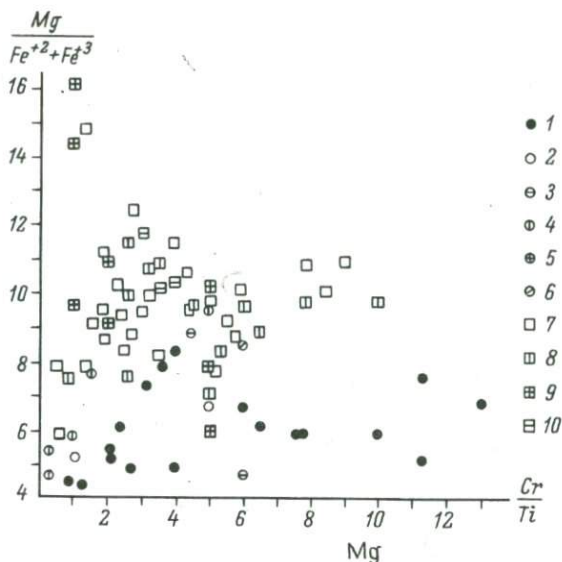


Рис. 36. Диаграмма зависимости $\frac{Mg}{Fe^{+2} + Fe^{+3}}$ от соотношения Cr/Ti для ультраосновных пород гипербазитовой формации.

Докембрийские гипербазиты: 1 – Балтийского щита, 2 – Канады, 3 – Кавказа, 4 – Гренландии, 5 – Украинского щита, 6 – Воронежского массива; фанерозойские гипербазиты: 7 – Урала, 8 – Сибири, 9 – Казахстана, 10 – Кавказа. Химические анализы заимствованы из работ А. Я. Каневского, А. Б. Фомина (1973), Н. М. Чернышева и др. (1974), М. М. Лаврова (1971), О. М. Глазунова и Ю. Н. Корнакова (1973), С. И. Зака (1974), Н. Д. Соболева (1952), Г. В. Пинуса и Ю. Н. Колесника (1966), Г. В. Пинуса и др. (1973), Н. П. Михайлова (1962), И. А. Малахова (1966), З. Мизара (Misar, 1973), Дж. Паттерсона (Patterson, 1963), Г. Папунена (Papunen, 1970); В. Вахатоло (Vähätölo, 1953).

пиролитом (Грин, Рингвуд, 1968), в процессе плавления расходозалась на формирование базальтов зеленокаменных поясов; тугоплавкий рестит по составу становился относительно магниезиальным, вследствие чего в ходе эволюций Земли в фанерозойскую эпоху могли формироваться относительно магниезиальные базит-гипербазитовые расплавы.

Вывод о специфическом высокожелезистом составе докембрийских магм имеет важное значение для понимания металлогенических особенностей докембрийской эпохи, заключающихся в формировании только в докембрии железисто-кремнистой формации, титано-железорудных габбро-анортозитов, в преимущественной приуроченности к докембрию месторождений сульфидных медно-никелевых руд и относительной бедности докембрийских гипербазитовых интрузивов месторождениями хромита. Относительно формирования только в докембрии

месторождений железистых кварцитов высказываются противоречивые суждения. Часть исследователей полагает, что приуроченность только к докембрийской эпохе месторождений джеспилитов обусловлена незначительным содержанием в древней атмосфере кислорода и общим низким окислительно-восстановительным потенциалом (Сапоп, 1973). Другие считают, что количество кислорода в древней атмосфере было сопоставимо с современным (Горяинов, 1973). Автор склоняется к тому, что одной из важнейших причин формирования в докембрии джеспилитовых формаций был не кислородный режим атмосферы, а специфический высокожелезистый состав магматических расплавов.

Кроме того, относительно железистые магматические расплавы характеризуются повышенной растворимостью по отношению к сере, никелю и железу, что может служить одной из причин преимущественного формирования в докембрии сульфидных медно-никелевых месторождений (Ольшанский, 1951).

Полученные в последние годы геологические и экспериментальные материалы по докембрийским гипербазитовым массивам всего мира свидетельствуют о различиях докембрийских и фанерозойских гипербазитовых массивов также по структурному положению, эффузивным и интрузивным формам проявления. Докембрийские массивы в отличие от фанерозойских иногда встречаются в виде эффузивных покровов, сложенных серпентинизированными перидотитами (Barnes, Lewis, 1974). Докембрийские массивы отличаются от фанерозойских также меньшими размерами. Так, для выборки из 223 тел Аллареченского пояса 30% имеет мощность от 1 до 10 м (Зак и др., 1972). В отличие от фанерозойских массивов пространственное размещение докембрийских гипербазитовых тел часто контролируется куполовидными структурами, столь характерными для древнейших образований. Экспериментальными исследованиями установлено, что докембрийские гипербазиты отличаются от фанерозойских пониженными температурами плавления (Green, Nicholls, 1975). Изучение докембрийских массивов показало, что в отличие от фанерозойских они подвергаются будинированию вблизи мест их современного залегания (Зак, Корчнев-Первухов, Проскуряков, 1972). Никаких убедительных данных о перемещении блоков гипербазитов на значительные расстояния не установлено.

Приведенные выше отличие докембрийских и фанерозойских гипербазитовых массивов, по-видимому, являются столь существенными, что вызывают необходимость раздельного, не совместного, как это делалось ранее, обсуждения проблем происхождения пород гипербазитовой формации докембрия и фанерозоя. Этим проблемам посвящена обширная литература. Длительное время они повсеместно рассматривались многими исследователями до сих пор как типично магматические породы, возникшие либо в результате кристаллизационной дифференциации базальтоидных магм, либо при консолидации самостоятельных ультраосновных расплавов (В. Н. Лодочников, Г. Штилле, А. Н. Заварицкий, Н. Д. Соболев, Н. В. Павлов).

Магматический облик, наличие расслоенности, высокие температуры плавления и кристаллизации породообразующих минералов, залегание гипербазитов в нижних горизонтах дифференцированных габброидных интрузивов, широкие вариации состава от оливинитов до пироксенитов, связь с ними „ранне- и позднемагматических“ месторождений хромитов, приуроченность массивов к глубинным разломам и ряд других фактов позволяли считать данную гипотезу достаточно обоснованной. Позже было обращено внимание на некоторые особенности их геологического положения, строения, состава и химизма, заставившие многих исследователей усомниться в магматической природе ультраосновных пород, принадлежавших к комплексу альпинотипных гипербазитов, локализующихся в „гипербазитовых“ поясах и представленных массивами почти нацело сложенными оливинитами и гарцбургитами с весьма подчиненным развитием перцолитов и габбро. Главнейшие возражения против магматической концепции сводятся к тому, что неизвестны излившиеся лавы, соответствующие по составу альпинотипным гипербазитам; у границ массивов отсутствуют термальные изменения, свидетельствующие о кристаллизации высокотемпературных расплавов; тела альпинотипных гипербазитов характеризуются удивительным однообразием минерального и химического состава, что противоречит представлениям об образовании их при дифференциации расплавов.

В связи с этим были разработаны альтернативные гипотезы генезиса альпинотипных гипербазитов. По мнению Н.Л.Боуэна (Боуэн, Таттл, 1950), поддержанного Ю.А.Кузнецовым (1964), Г.В.Пинусом, Ю.Н.Колесником (1966) и другими исследователями, гипербазитовое вещество внедряется в земную кору в виде состоящей из кристаллов и расплава „мигмы“, значительно растратившей свои тепловые ресурсы. Г.Хессом, Р.Дитцем, а в СССР С.В.Москалевой выдвинуты представления о проникновении гипербазитов в верхние слои коры в виде твердых блоков, сложенных мантийным веществом. Данная гипотеза получила особенно широкую популярность в последнее время в связи с интенсивными исследованиями океанического ложа. Изучение дна океанических впадин и разрезов океанической коры, выведенных на современную поверхность, в тектонических блоках показало, что гарцбургиты слагают подбазальтовый слой коры, перекрываемый последовательно габброидами, основными вулканитами и глубоководными кремнистыми осадками. В процессе надвижения пластин океанической коры гарцбургиты подвергались будинированию и протрузивной транспортировке с образованием меланжа, состоящего из блоков ультраосновных пород, хаотично распределенных в габброидах, вулканитах и осадках. Признавая обоснованность представлений о внедрении гипербазитов в виде протрузий для многих районов мира, где обнаруживается или реконструируется указанная последовательность напластования, следует подчеркнуть, что она установлена далеко не во всех областях распространения альпинотипных гипербазитов. В районах Сибири, Казахстана, Канады, Балтийского щита, Украины, Воронежского массива структурное положение, условия

залегания, пространственные ассоциации с окружающими породами не дают весомых оснований рассматривать тела гипербазитов как составные части подбазальтового ультраосновного слоя океанической коры, претерпевшей меланжирование при надвигании ее сегментов на континент (Пинус, Колесник, 1966; Усенко, 1961; Чернышев и др., 1974).

Дискуссионным остается данный вопрос и для Урала (И. А. Малахов, А. А. Ефимов, Д. С. Штейнберг, С. В. Москалева, Н. Д. Соболев и др.). Так, например, в пределах Балтийского щита на Кольском полуострове наблюдаются цепочечные скопления гипербазитовых тел среди гнейсов, мигматитов и полевошпатовых амфиболитов Ковдорско-Кандалакшского и Титовско-Воронинского поясов. Имеющиеся данные о первичной природе гнейсо-мигматитовых амфиболитовых толщ не позволяют сопоставлять их с габбро-диабазо-кремнистыми ассоциациями океанической коры. Не устанавливается также пространственной связи гипербазитовых тел с габброидами и глубоководными осадочными отложениями в Нотозерском, Северо-Карельской и других поясах, проходящих по границам эвгеосинклинальных трогов. Необходимо подчеркнуть, что гипербазитовые пояса приурочены к глубинным разломам, имеющим большей частью субвертикальное или вертикальное падение, не типичное для надвиговых структур. В отношении районов с подобным геологическим строением докембрийских образований и структурным положением гипербазитовых массивов представляется неправомерным объяснять механизм внедрения гипербазитов как результат меланжирования блоков океанической коры. В данном случае протрузивно-мантийная гипотеза внедрения гипербазитов может быть предметом обсуждения лишь применительно к перемещению собственно ультраосновных массивов вне связи их с вмещающими породами.

Таким образом, для рассмотрения проблемы происхождения гипербазитов принципиально важным является разделение областей их развития на два типа: 1) области субдукции с перемещением сегментов коры океанического типа, сопровождавшимся меланжированием подбазальтового слоя гипербазитов; 2) области, охватывающие эвгеосинклинальные структурные зоны докембрийских геосинклинальных систем и их фундамент.

Применительно к областям второго типа целесообразно рассмотреть две группы критериев распознавания происхождения массивов гипербазитовой формации. К первой группе относятся геолого-петрографические критерии, устанавливаемые при исследовании природных объектов, ко второй – критерии, касающиеся глубинных условий образования гипербазитового вещества и способа его перемещения в земную кору.

Обратимся к рассмотрению геолого-петрографических аргументов, якобы отвергающих представления о магматической природе гипербазитов: 1) отсутствие эффузивных аналогов альпийских гипербазитов; 2) отсутствие контакто-термального воздействия у границ гипербазитовых тел; 3) однородность минерального и химичес-

кого составов массивов гипербазитовой формации. Что касается первого аргумента, то, как отмечалось выше, в докембрийских образованиях Канады и Южной Африки эффузивные аналоги ультрабазитов описывались неоднократно. Важно подчеркнуть, что редкая встречаемость лавовых аналогов наиболее магнезиальных гипербазитов не отклоняет представления о внедрении ультраосновного вещества в виде „мигмы“, так как подобная субстанция, будучи еще на большой глубине перенасыщена кристаллами, могла и не достигать поверхности. Второй тезис справедлив для большинства, но не для всех гипербазитовых массивов. На Урале, в Новой Зеландии и Англии у контактов ряда гипербазитовых массивов развиты высокотемпературные роговики (Ефимов, 1973; Chaills, Lander, 1966). „Холодные“ контакты действительно типичны для преобладающей части массивов, многие исследователи склонны объяснять их будинированием и перемещением твердых блоков. Широкое развитие будинирования некогда более крупных массивов, установленное нами на Кольском полуострове, подтверждает этот вывод, свидетельствуя, что подобные процессы типичны для древнейших докембрийских складчатых областей. Перемещение будин удовлетворительно объясняет наблюдаемые обычно тектонические контакты тел и отсутствие роговиков, но конечно не означает, что ультраосновные массивы изначально проникали в земную кору в твердом состоянии. Будинированию могли подвергаться гипербазитовые интрузивы, кристаллизовавшиеся первоначально из расплава (Илич, 1971; Карамата, 1968).

Касаясь третьего аргумента, можно сказать следующее. Как известно, среди комплекса альпинотипных гипербазитов помимо преобладающих оливинитов и гарцбургитов отмечаются перидотиты, пироксениты и даже габбро – свидетельство того, что их петрографический состав далеко не однороден. В Нотозерском поясе Кольского полуострова распространены четко расслоенные массивы с многократным чередованием слоев оливинитов, гарцбургитов и пироксенитов. Обобщение материалов по химическому составу докембрийских гипербазитов Кольского полуострова свидетельствует о широких вариациях их химизма. Совокупность докембрийских и фанерозойских оливинитов и гарцбургитов характеризуется широким диапазоном изменения химизма от близких к высокожелезистым ультрабазитам базальтоидного ряда до ультрамагнезиальных форстерит-энстатитовых пород.

Таким образом, анализ главнейших геологических и петрографических аргументов, выдвигавшихся в пользу представлений о внедрении гипербазитовых блоков в земную кору в твердом состоянии, показывает, что они не дают оснований для отрицания гипотезы о магматической природе докембрийских пород гипербазитовой формации.

Наиболее полно и четко прямые признаки магматического происхождения альпинотипных гипербазитов охарактеризованы Н. Д. Соболевым (1974). Уместно повторить некоторые из них: миариолитовые пустоты в дунитах, зоны закалки в отдельных массивах, ксенолиты вмещающих пород, повторные внедрения гипербазитового расплава,

породившие дайки и апофизы, явления гибридизации у контактов и т.д. В Северной Карелии описан массив гипербазитов, от которого отходят апофизы, пересекающие вмещающие гнейсы (Кочнев-Первухов и др., 1976).

Что касается докембрийской гипербазитовой формации Кольского полуострова, то следует указать на следующие факты, свидетельствующие об участии расплавов в становлении гипербазитовых массивов: 1) разобщенные будины некогда единых массивов, сосредоточенные в небольших по площади скоплениях, сложены как оливинитами, так и гарцбургитами и пироксенитами, что говорит о процессах дифференциации, предшествующих будинированию; 2) в Нотозерском поясе распространены отчетливо расслоенные массивы с многократным чередованием прослоев оливинитов, гарцбургитов и пироксенитов, что типично для многих интрузивов, магматическое происхождение которых не подвергается сомнению; 3) приспособление залегания расслоенности к положению контактовых поверхностей массивов с выполаживанием слоев по мере удаления от них; 4) несколько повышенная железистость гарцбургитов по сравнению с оливинитами.

Вторая группа критериев относится к глубинным условиям образования гипербазитового вещества, способу его отделения и механизма перемещения в земную кору. Исследования последних лет дают основание считать, что верхняя мантия на глубинах 60–150 км, где происходит генерация базальтоидных магм, сложена предположительно перidotитами или эклогитами (Соболев, 1973; Йодер, Тилли, 1965), близкими по составу к гипотетическому пиролиту, состоящему на 3/4 из ультраосновного и 1/4 базальтового вещества (Грин, Рингвуд, 1968). Большинство исследователей единодушно во мнении, разделяемом и автором (Зак, 1974), о том, что породы гипербазитовой формации являются остатками-реститами мантийного субстрата, возникшего после удаления легкоплавкой фракции, обогащенной алюминием, кремнием, кальцием, железом, титаном и давшей базальты толеитовой серии. Суть разногласий состоит в том, внедрился ли тугоплавкий остаток-рестит в земную кору в виде твердых блоков или в виде вещества, содержащего расплав. Сторонники протрузивного происхождения и внедрения в твердом состоянии ссылаются на то, что на глубинах генерации базальтовых магм температура не превышает 1400–1500°C, т.е. ниже, необходимой для плавления тугоплавкого ультраосновного рестита (Грин, Рингвуд, 1968; Велинский, Пинус, 1973). Следовательно, в верхней мантии отсутствуют условия для образования гомогенного или даже „кашеобразного“ ультраосновного расплава. Если опираться на данные экспериментов Д.Грина и А.Рингвуда (1968) по плавлению гипербазитов при давлении 30–46 кбар, то такое заключение кажется справедливым. По материалам экспериментальных плавок Ю.С.Геншафта и др. (1973) при давлениях, соответствующих глубинам зарождения базальтовых магм, реально образование гипербазитовой „мигмы“. Кроме того, степень разогрева мантийного субстрата может определяться не только геотермическим

градиентом, на котором основаны расчеты температур, но и другими источниками тепла, которые мы не в состоянии учесть: притока его с газовыми струями вследствие крупномасштабных дислокаций, конвекционных потоков и т.д. Для докембрийской эпохи мог быть характерен более высокий геотермический градиент (Green, 1975). Дискуссионным остается вопрос о возможности понижения температур плавления ультраосновного рестита за счет снятия избыточного давления в зонах проницаемости или вследствие влияния воды.

Таким образом, данные о термодинамическом режиме верхней мантии, не отвергая по сути представлений о магматической природе гипербазитов в силу своей гипотетичности, не дают однозначного решения вопроса о состоянии ультраосновного вещества в момент внедрения его в земную кору.

Вместе с тем широкое развитие на Кольском полуострове и в других районах докембрийских гипербазитов с повышенной железистостью дает основание судить о вариациях степени плавления глубинного пиrolита, говоря о том, что в рестите могут оставаться в том или ином количестве составные части базальта. Указанные данные подтверждают представления о существовании промежуточных по своему составу образований между гипербазитами и базальтами, свидетельствующими о правомерности концепций об их комплементарности (Шейнманн, Лутц, 1974; Дмитриев, 1973). Распространение докембрийских гипербазитов с повышенной железистостью на Кольском полуострове, в Финляндии, Канаде одновременно свидетельствует о слабой дифференциации пиrolитового субстрата отдельных районов Земли на ранних стадиях ее становления. Наряду с этим господствующее развитие обычных по химизму магнезиальных докембрийских гипербазитов на Украине, в Воронежском массиве, Гренландии может косвенно указывать на колебания полноты зонного плавления глубинного субстрата по латерали.

В заключение необходимо подчеркнуть, что наиболее приемлемой в свете современных знаний представляется поддерживаемая многими исследователями гипотеза о внедрении гипербазитового вещества в виде "мигмы" с варьирующим соотношением кристаллов и жидкости и с последующим после ее застывания будинированием интрузивов и перемещением твердых блоков.

Гипербазитовая формация Кольского полуострова возникла на ранней стадии раннепротерозойского геосинклинального развития, характеризующегося расчленением территории на подвижные троговые зоны с эвгеосинклинальным „фемическим“ типом разрезом и на широкие стабильные зоны, сложенные преимущественно архейскими образованиями.

Данной ранней стадии геосинклинального периода присущее развитие доорогенных и синорогенных эффузивных и интрузивных основных и ультраосновных пород (интрузии гипербазитовой, норит-пироксенитовой и габбро-анортозитовой формаций). На заключительной стадии образуются формации гранитоидных пород.

Тела гипербазитовой формации приурочены к линейно-вытянутым поясам, проходящим по границам Печенгской, Имандро-Варзугской, Сальютундровской и Колвишской зон, и иногда прослеживаются по тем же направлениям в глубь стабильных областей.

Общая длина гипербазитовых поясов (Титовско-Воронинского, Аллареченского, Нотозерского, Южно-Имандра-Варзугского, Ковдор-Кандалакшского, Северо-Карельского) около 1200 км при ширине от 7 до 40 км. Общее количество тел в поясах превышает 700. Глубинные разломы, с которыми пространственно сопряжены гипербазитовые пояса, повсеместно ориентированы согласно с общим генеральным простиранием супракрустальных толщ. В пределах поясов устанавливается кустовое расположение скоплений гипербазитовых тел, удаленных друг от друга на расстояние до нескольких десятков километров. Большинство мелких тел гипербазитов является тектоническими перемещенными будинами более крупных ультраосновных интрузивов.

Секущее положение гипербазитовых тел, по-видимому, обусловлено разлинзованием интрузивов и перемещением будин в виде „протрузий“ в зоны тектонических нарушений с пониженным давлением.

В истории становления гипербазитов можно выделить два этапа: 1) внедрение „кашеобразных“ ультраосновных магм и их кристаллизация; 2) расщепление у контактов и метаморфические изменения консолидированных гипербазитов.

Состав гипербазитов изменяется от оливинитов через гарцбургиты к пироксенитам. Преобладают оливиниты и гарцбургиты. Среди массивов выделяются нерасслоенные, неясно расслоенные и „слоистые“ тела. В отдельных случаях отмечаются линейность и трахитоидность. В неизмененных разностях первичный оливин представлен хризолитом (12–19% Fx), ромбический пироксен – бронзитом (7–17% Fs). В серии оливинит–гарцбургит–пироксенит происходит последовательный рост содержаний кремнезема, алюминия, кальция, натрия и уменьшение количеств закисного железа, магния, никеля, что присуще известково-щелочному направлению дифференциации.

Устанавливаются различия в химизме гипербазитов различных поясов. Оливиниты и гарцбургиты Аллареченского района характеризуются отчетливо повышенными содержаниями железа, алюминия, кальция, натрия, титана.

В истории метаморфических преобразований гипербазитов выделяются два этапа. К первому относятся сопряженные процессы серпентинизации, иногда сопровождающиеся образованием талька и хлорита, амфиболитизации и флогопитизации, ко второму – локальные проявления процессов куммингтонизации и образование поздних генераций серпентина, талька и хлорита.

Метаморфизм первого этапа приводит к образованию в массивах гипербазитов четкой зональности: в ядрах наиболее мощных тел сохраняются слабоизмененные оливиниты и гарцбургиты, окруженные серпентинитовой зоной, которая в свою очередь сменяется актинолитовой и флогопитовой зонами. Для менее мощных тел типично выпадение из разреза внутренних зон, вплоть до возникновения мелких тел, нацело сложенных актинолит–флогопитовыми породами.

При изменении гипербазитов образуются реакционные колонки двух типов: диффузионная метасоматическая для массово проявленного процесса изменений и инфильтрационная в околожильных и околотрещинных пространствах. Реакционный биметасоматический характер изменений в эндо- и экзоконтактах гипербазитов, наблюдаемая повсеместно одна и та же последовательность зон позволяют свести все процессы метаморфизма гипербазитов к единовременному процессу формирования метасоматической колонки. При этих процессах происходит привнос в гипербазиты воды, кремния, кальция, алюминия, калия и вынос магния и железа при одновременной десиликации экзоконтактовых образований. На границах между резко неравновесными гипербазитами с гранитами и гнейсами степень преобразования ультраосновных пород наиболее глубока.

В связи с тем что гипербазитовые интрузивы по отношению к архейскому фундаменту являются посторогенными, внедрившимися после метаморфизма пород фундамента в амфиболитовой фации и гранитизации, они не участвовали в региональном метаморфизме амфиболитовой фации, которому подвергались архейские образования. Основной метаморфизм, в том числе массовая серпентинизация гипербазитов, происходила, по-видимому, в период будинирования твердых гипербазитовых тел и пластических деформаций вмещающих толщ,

соответствующих ремобилизации фундамента и повторных пликативных деформаций, имевших место на заключительной стадии раннепротерозойского тектономагматического цикла. Механизм процесса массовой серпентинизации определялся главным образом миграцией воды из вмещающих пород в гипербазитовые тела в обстановке напряженных тектонических дислокаций.

В медно-никелевых месторождениях, связанных с телами гипербазитовой формации, выделяются три типа руд (бедные вкрапленные, богатые вкрапленные и жильные), возникших в два этапа рудогенеза – магматический и метаморфический. В магматический этап образовались сингенетические ликвидационные бедные вкрапленные руды, в метаморфический – эпигенетические богатые вкрапленные и сплошные руды. Несколько позже в зонах пострудных нарушений проявились процессы динамометаморфизма и пиритизации руд. Метаморфический этап отделен от магматического значительным промежутком времени, в течение которого происходили будинаж и метаморфические преобразования гипербазитов, внедрение жил гранитов и формирование рудоконтролирующих зон смятия, по которым поступали сера и медь, соединившиеся с мобилизованным никелем и железом, что приводило к образованию эпигенетических сульфидных медно-никелевых руд. Одновременно полностью перерабатывалась первичная сульфидная вкрапленность. Изучение окорудных изменений на контактах эпигенетических руд свидетельствует об инфильтрационном характере рудообразования.

Сопоставление величин условных потенциалов ионизации гипербазитов, вмещающих пород и руд свидетельствует о кислотно-основном режиме рудогенеза. При изменении гипербазитов за первой стадией кислотного выщелачивания следует щелочная стадия сульфидного медно-никелевого рудообразования и далее – вторая кислотная стадия, выражающаяся в пиритизации руд. Каждой стадии повышения кислотности и основности в гипербазитах отвечает отраженная обратная стадия во вмещающих породах: стадия кислотного выщелачивания в гипербазитах сопряжена с базификацией гнейсов, стадия рудоотложения отвечает их окварцеванию. В процессах сульфуризации, протекающих при образовании эпигенетических медно-никелевых руд, сера и медь могут привноситься как из глубинных источников, так и из вмещающих пород. В Аплареченском районе для эпигенетического медно-никелевого рудообразования благоприятен сравнительно узкий диапазон изменения кислотности среды, отвечающей актинолитизированным гипербазитам и роговообманковым породам. В породах, близких по кислотности, происходит избирательное осаждение различных по составу сульфидов. Для относительно кислых полевошпатовых амфиболитов типична пиритовая минерализация, для экзоконтактовых зон рудоносных гипербазитовых тел – халькопиритовая, для внутренних частей измененных ультраосновных массивов – пирротиновая и пирротин-пентландитовая минерализация.

Необходимой предпосылкой сульфидного эпигенетического рудообразования является не региональный метаморфизм, а процессы кис-

лотного метасоматического изменения гипербазитов, связанные, вероятнее всего, с периодом ремобилизации архейского фундамента. Эти процессы приводили к образованию убогой сульфидной вкрапленности в тыловых частях апогипербазитовой колонки. Промышленные же залежи эпигенетических руд образуются в узких локальных зонах нарушений смятия и пластического течения в условиях дислокационного метаморфизма (Котляр, 1968; Казанский, 1972). Становление и развитие узких зон смятия происходит на завершающих этапах регионального метаморфизма, гранитизации или ремобилизации фундамента метаморфических толщ, но не является прямым и неизбежным следствием геологических процессов, распространенных на обширных территориях.

Сопоставление химических составов гипербазитов Кольского полуострова и ряда других докембрийских и фанерозойских гипербазитов подтверждает положение о том, что состав верхней мантии в ходе эволюции Земли меняется от более железистого к относительно магнизальному. В связи с этим в процессе плавления палеомантии образовывались зеленокаменные пояса повышенной железистости, что имело важные металлогенические следствия, заключающиеся в формировании только в докембрии железисто-кремнистой формации, титаново-железорудных габбро-апортозитов, преимущественной приуроченности к докембрию месторождений сульфидных медно-никелевых руд и относительной бедности докембрийских гипербазитовых интрузивов месторождениями хромита.

Докембрийские и фанерозойские гипербазиты существенно отличаются также по структурному положению, эффузивным и интрузивным формам проявления, что позволяет подразделить их на два типа: 1) области субдукции с перемещением сегментов коры океанического типа, сопровождавшимся меланжированием подбазальтового слоя гипербазитов и 2) области, охватывающие эвгеосинклинальные структурные зоны докембрийских геосинклинальных систем и их фундамент

- Б а т и е в а И.Д., Б е л ь к о в Н.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. – В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., 1968, с.5–144.
- Б а т и е в а И.Д., Б е л ь к о в Н.В. Вопросы металлогении гранитоидов северо-восточной части Балтийского щита. – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с.78–91.
- Б е л е в ц е в Я.Н. Метаморфогенные месторождения. – В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968. 654 с.
- Б е л е в ц е в Я.Н. Аспекты теории метаморфогенного рудообразования. – В кн.: Геохимия и рудообразование. Вып.1. Киев, 1972, с.17–25.
- Б е л я е в К.Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова. – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с.218–225.
- Б е р к о в с к и й А.Н., Д е д е е в В.А., К р а т ц К.О. О некоторых общих аспектах основного и ультраосновного магматизма восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с.136–139.
- Б о г а ч е в А.И., Б е л ь к о в И.В., З а г о р о д н ы й В.Г., З а к С.И., П р е д о в с к и й А.А., С о х о л о в В.А., С т е н а р ь М.М. и др. Главные черты геологического строения и формационный анализ метаморфических и магматических образований докембрия восточной части Балтийского щита. – В кн.: Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. Тезисы докладов. Воронеж, 1972, с.4–6.
- Б о г а ч е в А.И., Г о р е л о в В.А., Е с е л е в Я.Х., К о ч н е в – П е р в у х о в В.И., Д и н к е в и ч Л.С. О генезисе медно-никелевых руд северо-западной части Кольского полуострова. – В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с.339–355.
- Б о г а ч е в А.И., Г о р е л о в В.А. Некоторые черты структуры и оруднения Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения. – Геология рудных месторождений, 1968, № 2, с.74–78.
- Б о г а ч е в А.И., З а к С.И., К о ч н е в – П е р в у х о в В.И. О происхождении эпигенетических руд некоторых сульфидных медно-никелевых месторождений. – В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968, с.285–289. (Тр. Института геологии Карельск. ФАН СССР, вып.1).
- Б о г а ч е в А.И., К о ч н е в – П е р в у х о в В.И., Л а в р о в М.М. и др. Опыт формационного анализа гипербазитов протерозоя некоторых районов Карело-Кольского региона. – В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с.293–294.

- Б о г а ч е в А.И. и др. Вопросы магматизма Карело-Кольского региона. – В кн.: Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1976, с.58–67.
- Б о г о л е в о в В.Г. К проблеме серпентинизации ультраосновных пород. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 4, с.35–40.
- Б о р о д и н Л.С. и др. Роль процессов метасоматического изменения гипербазитов в формировании комплексных массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов. – В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., 1966.
- Б о р о д и н Л.С. Магматические ийолиты и ийолитизация в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Л., 1971.
- Б о у э н Н.Л., Т а т т л О.Ф. Система $MgO - SiO_2 - H_2O$. В кн.: Вопросы физической химии, минералогии и петрографии. М., 1950.
- Б у с с е н И.В., С а х а р о в А.С. Геология Ловозерских тундр. Л., 1967, 125с.
- В е л и н с к и й В.В., П и н у с Г.В., Л е с н о в Ф.П., В а с и л ь е в Ю.Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение. – ДАН СССР, 1970, т.191, № 1, с.203–206.
- В е л и н с к и й В.В., П и н у с Г.В. Проблема ультраосновных пород складчатых областей. Новосибирск, 1973.
- В и н о г р а д о в Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова. – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с.147–153.
- Г а л а х о в А.В. О механизме центральных интрузий на примере Хибинского щелочного массива. – В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.1. Апатиты, 1970, с.258–266.
- Г а л а х о в А.В. К петрологии Хибинского щелочного массива. – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с.250–261.
- Г е н ш а ф т Ю.С., М о л ч а н о в В.А., С о л о в ь е в Т.П. Петрология гипербазитов складчатых областей по данным экспериментальных исследований при высоких давлениях и температурах. – В кн.: Петрология гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973.
- Г е о л о г и я СССР. Т. XXVII. Под ред. Л. Я. Харитоновой. – Госгеолотехиздат, М., 1958.
- Г е о х р о н о л о г и ч е с к и е рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972. 193 с.
- Г е р а с и м о в с к и й В.И., В о л к о в В.П., К о г а р к о Л.Н. и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М., 1966. 395 с.
- Г и н з б у р г В.Л., Р о г о в е р Г.Б. Закономерности распределения цветных и благородных металлов в главнейших рудных минералах и силикатах Норильского месторождения. – Сов. геология, 1960, № 3, с.48–60.
- Г и л ь р о в а М.А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., 1972. 218 с.
- Г и л ь р о в а М.А. Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1974. 223 с.
- Г л а з у н о в О.М. Некоторые геохимические аспекты проблемы дифференциации гипербазитов. – В кн.: Вопросы геологии Сибири. Томск, 1971, с.88–89.
- Г л а з у н о в О.М., К о р н а к о в Ю.Н. Гипербазиты и химический состав верхней мантии складчатого обрамления юга Сибирской платформы. – Геохимия, 1973, № 5, с.723–731.

- Г о д л е в с к и й М.Н. О дифференциальной подвижности компонентов при формировании сульфидных медно-никелевых руд. – Геология рудных месторождений, 1967, № 2, с.17–31.
- Г о д л е в с к и й М.Н. Магматические месторождения. – В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968а, с.15–19.
- Г о д л е в с к и й М.Н. Проблемы формирования медно-никелевых месторождений. – XXIII сессия МКГ. Докл. советских геологов. Л., 1968б, с.7–14.
- Г о д л е в с к и й М.Н. Физико-химический аспект условий образования медно-никелевых руд Норильского района. – В кн.: Траппы Сибирской платформы. Иркутск, 1971.
- Г о н ч а р е н к о А.И. Генетические типы серпентинизации гипербазитов Кузнецкого Алатау в связи с прогнозной оценкой их асбестовосности. – В кн.: Вопросы геологии Сибири. Томск, 1971, с.176–177.
- Г о н ч а р о в Ю.В. Структура Адлареченского сульфидного медно-никелевого месторождения. – В кн.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л., 1970, с.32–43.
- Г о р б у н о в Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., 1968, 352 с.
- Г о р б у н о в Г.И., А с т а ф ь е в Ю.А., Г о н ч а р о в Ю.В. и др. Некоторые итоги изучения структур медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Апатиты. 1968, с.47–60.
- Г о р я н о в П.М. К вопросу о составе нижнепротерозойской атмосферы. – В кн.: X Всесоюзное литологическое совещание. Тезисы докл., 1973.
- Г р и г о р ь е в а Л.В., К о л е с н и к Н.Н., Ш и н к а р ь е в Н.Ф. Тектоно-магматическая активизация на Балтийском щите, формы проявления и металлогения. – Тезисы докл. на I совещании по металлогении докембрия. Л., 1975, с.79–81.
- Г р и н Д.Х., Р и н г в у д А.Э. Происхождение базальтовых магм. – В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с.132–227.
- Г р и н Д.Х., Р и н г в у д А.Э. Происхождение базальтовых магм. – В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972.
- Д и р У.А., Х а у и Р.А., З у с м а н Дж. Пороодообразующие минералы. Т.1–3. М., 1965–1966.
- Д м и т р и е в Л.В. Петрология и геохимия ультрабазитов срединных океанических хребтов. – В кн.: Петрология гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973.
- Д о б р е ц о в Н.Л. и др. Фации метаморфизма. М., 1970. 432 с.
- Е л и с е е в Н.А. Генезис сульфидных медно-никелевых месторождений. – Вестник ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1953, № 24, вып.4, с.5–16.
- Е л и с е е в Н.А., Г о р б у н о в Г.И. и др. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.-Л., 1961. 357 с.
- Е л и с е е в Н.А., Е л и с е е в Э.Н., К о з л о в Е.К. и др. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. М.-Л., 1956.
- Е л и с е е в Н.А., О ж и н с к и й И.С., В о л о д и н Е.И. Геологическая карта Хибинских тундр. – Труды Ленингр. геол. упр., 1939, вып.19, с.68.
- Е л и с е е в Н.А., Ф е д о р о в Э.Е. Ловозерский плутон и его месторождения. – Матер. ЛАГЕД, 1952, вып.1.
- Е ф и м о в А.А. О роли метасоматоза в формировании дунит-пироксенит-габбровой ассоциации. – В кн.: Петрология гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973.

- Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов. – Геология рудных месторождений, 1967, т.9, № 5, с.75–89.
- Жданов В.В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лопатки. М., 1966. 66 с.
- Загородный В.Г. Некоторые тенденции в разработке сводных схем стратиграфии докембрия Кольского полуострова. – В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.2. Апатиты, 1971, с.3–9.
- Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сусллова С.Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.–Л., 1964. 208 с.
- Зак С.И. Контактково-метасоматические изменения у границ Хибинского щелочного массива. – В кн.: Геология и магматизм Кольского полуострова. М., 1963а, с.45–55.
- Зак С.И. Тектоника Хибинского щелочного массива. – В кн.: Геология и магматизм Кольского полуострова. М., 1963б, с.9–14.
- Зак С.И. Нижнепротерозойская гипербазитовая формация Кольского полуострова. – В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.5. Апатиты, 1973.
- Зак С.И. Нижнепротерозойская гипербазитовая формация Кольского полуострова. – В кн.: Проблемы докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1974, с.69–81.
- Зак С.И., Богачёв А.И., Соколов В.А., Загородный В.Г. и др. Основные стратиграфические подразделения. Тектонические структуры и этапы магматизма. – В кн.: Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск. 1976а, с.11–13.
- Зак С.И., Богачёв А.И., Куликов В.С., Слюсарев В.Д. и др. Вопросы магматизма Карело-Кольского региона. – В кн.: Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1976б, с.53–67.
- Зак С.И., Каменев Е.А. Новые данные о геологии Хибинского щелочного массива. – Сов. геология, 1964, № 7, с.42–51.
- Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. и др. Хибинский щелочной массив. Л., 1972. 175 с.
- Зак С.И., Кочнев-Первухов В.И. Новые данные о структуре и строении Аллареченского медно-никелевого месторождения. – В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.1. Апатиты, 1970, с.193–197.
- Зак С.И., Кочнев-Первухов В.И. Контактные изменения гипербазитов Аллареченских месторождений медно-никелевых руд. – В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., 1971, с.109–122.
- Зак С.И., Кочнев-Первухов В.И., Проскуряков В.В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск, 1972. 130 с.
- Зак С.И., Ланев В.С. Магматизм и металлогения Кольского полуострова. – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с.31–37.
- Зак С.И., Макаров В.Н., Арзамасцев А.А. Типизация интрузивов центральной части Печенгского рудного поля в целях прогнозирования. М., 1975 а.
- Зак С.И., Проскуряков В.В. Некоторые вопросы связи метаморфизма с образованием сульфидных медно-никелевых руд в Алларе-

- ченском районе. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.2. Апатиты, 1971а, с.72-77.
- З а к С.И., П р о с к у р я к о в В.В. Процессы медно-никелевого рудообразования в нижнепротерозойской гипербазитовой формации Кольского полуострова. — В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1971б. (Тезисы совещания).
- З а к С.И., П р о с к у р я к о в В.В. Некоторые вопросы механизма образования метаморфогенных сульфидных медно-никелевых руд в Аллареченском никелеосном районе. — Геология рудных месторождений, 1971в, № 4, с.30-40.
- З а к С.И., П р о с к у р я к о в В.В., О б о л е н с к и й А.М. О генетическом смысле петрохимических критериев никеле-ности гипербазитов Аллареченского района. — В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., 1971, с.106-109.
- З а к С.И., С л ю с а р е в В.Д., Б о г а ч е в А.И., К о ч н е в - П е р в у х о в В.И. Гипербазитовые пояса Карело-Кольского региона. — ДАН СССР, 1975, т.221, № 6, с.1395-1398.
- З а к С.И., Ю д и н Б.А. Закономерности изменения состава титано-магнетитов в габбро-анортозитовой, габбро-щелочной и ультраосновной щелочной формациях Кольского полуострова и Северной Карелии. — Матер. по минералогии Кольского полуострова, вып.7, Л., 1967, с.147-152.
- З а к С.И., Ю д и н Б.А. Главнейшие титаноносные магматические формации Кольского полуострова и Северной Карелии. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с.140-147.
- З а р а й с к и й Г.П., Ж а р и к о в В.А., С т о я н о в с к а я Ф.М. Экспериментальные исследования биметасоматического взаимодействия кальций-магнезиальных и алюмосиликатных пород. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972.
- И в а н о в а Т.Н. Апатитовые месторождения Хибинских Тундр. М., 1963. 238 с.
- И л и ч М. О политектонике альпинотипных гипербазитовых массивов Динарид. — Сов. геология, 1971, № 5, с.96-113.
- И ц и к с о н Г.В. Структура поля тектонических напряжений как фактор изменения физико-химических параметров раствора при метасоматозе. — В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., 1969, с.7-17.
- Й о д е р Г.С., Т и л л и К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., 1965.
- К а д и к А.А., Л е б е д е в Е.Б., Х и т а р о в Н.И. Вода в магматических расплавах. М., 1971.
- К а н е в с к и й А.А., Ф о м и н А.Б. Хромитоносные гипербазиты Среднего Побужья. — Сов. геология, 1973, № 12, с.115-124.
- К а з а н с к и й В.И. Дислокационный метаморфизм и эндогенное рудообразование в разломах кристаллического фундамента. — В кн.: Минеральные месторождения. М., 1972, с.63-73 (XXIV сессия МГК).
- К а з и ц ы н Ю.В., Р у д н и к В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., 1968. 364 с.
- К а р а м а т а С. Ультраосновные (ультрамафические) интрузии Динарид. — Зап. ВМО, 1968, № 1, с.49-54.
- К а р п о в И.К. и д р. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М., 1968. 143 с.
- К и р и ч е н к о Л.А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. М., 1970. 111 с.

- К л у ш и н И.Г. Оценка глубины распространения интрузии центрального типа по геофизическим аномалиям. – В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с.167–172.
- К н и п п е р А.Л., М а р к о в М.С. О возрастном взаимоотношении пород внутри офиолитового комплекса. – В кн.: Петрология гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973.
- К о з л о в Е.К. Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Кольского полуострова. – В кн.: Металлогения докембрийских шитов и древних подвижных зон. Киев, 1960, с.142–149. (Докл. 2-й Всесоюз. объедин. сес. по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам, ч.1).
- К о з л о в Е.К. Основные итоги изучения и перспективы открытия медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове. – В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961, с.20–21.
- К о з л о в Е.К. Типы медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. – В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.3. Апатиты, 1972.
- К о р ж и н с к и й Д.С. Очерк метасоматических процессов. – В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955.
- К о р ж и н с к и й Д.С. Теория метасоматических зональностей. М., 1969.
- К о р н и л о в Н.А. О сульфидных оливинитах и гарцбургитах Аллареченского никеленосного интрузива (Кольский полуостров). – ДАН СССР, 1962, т.146, № 1.
- К о р н и л о в Н.А. О переотложении вкрапленных сульфидов в процессе формирования сульфидных медно-никелевых месторождений. – ДАН СССР, 1963, т.152, № 2.
- К о т л я р В.Н. Основы теории рудообразования. М., 1970.
- К о т у л ь с к и й В.К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений. – ДАН СССР, 1946, т.51, № 5.
- К о т у л ь с к и й В.К. О магматических и гидротермальных месторождениях. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
- К о т у л ь с к и й В.К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений. – Сов. геология, 1948, № 29, с.11–24.
- К о ч н е в – П е р в у х о в В.И. Ультраосновные интрузии Аллареченского района. – В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968, с.181–199. (Тр. Ин-та геол. Карельск. филиала АН СССР, вып.1).
- К о ч н е в – П е р в у х о в В.И. Нотозерский антиклинорий (Аллареченский рудный район). – В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., 1971, с.55–60.
- К о ч н е в – П е р в у х о в В.И., З а к С.И., П р о с к у р я к о в В.В. Метасоматическая зональность и рудообразование в Аллареченском никеленосном районе (Кольский полуостров). – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972. (Тезисы совещания).
- К о ч н е в – П е р в у х о в В.И. и др. Базит-ультрабазитовые формации Пана-Куолаярвинского синклиория. – В кн.: Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л., 1976, с.26–41.
- К р а т ц К.О. О генезисе магматических титаномагнетитовых месторождений. – Труды лаборатории геологии докембрия, вып.7. Изд-во АН СССР, 1957, с.5–21.
- К р а т ц К.О., Л о б а ч – Ж у ч е н к о С.Б. Предположения о составе и возрасте земной коры. – В кн.: Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Л., 1969, с.214–217.

- К р а т ц К.О., Ч е р н о в В.М. Геологические формации и некоторые особенности палеотектоники раннего протерозоя Балтийского щита. – В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., 1971, с.5–21.
- К р а т ц К.О., Ш у р к и н К.А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. – Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл.сов. геологов, пробл.9. М., 1960.
- К р е с т и н Е.М. Микрогетерогенность основных магматических расплавов как причина разных схем дифференциации. – В кн.: Траппы Сибирской платформы и ее металлогения. Иркутск, 1971.
- К у з н е ц о в Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. 387 с.
- К у л л е р у д Г., Й о д е р Г.С. Сульфидно-силикатные реакции и их влияние на рудообразование в магматических, постмагматических и метаморфических условиях. – В кн.: Проблемы послемагматического рудообразования. Т.2. Прага, 1965.
- К у н о Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг. – В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., 1970, с.249–262.
- К у с и р о И. Плавление в системах форстерит– $\text{Ca Al}_2\text{SiO}_6$ –кремнезем и форстерит–нефелин–кремнезем при высоких давлениях. – В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с.300–306.
- К у х а р е н к о А.А. Щелочной магматизм восточной части Балтийского щита. – Зап. ВМО, 1967, ч.95, вып.5, с.547–566.
- К у х а р е н к о А.А., Б у л а х А.Г., И л ь и н с к и й Г.А., Ш и н к а р е в Н.Ф., О р л о в а М.П. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л., 1971, 277 с.
- К у х а р е н к о А.А., О р л о в а М.П., Б у л а х А.Г., Б о г д а с а р о в Э.А., Р и м с к а я – К о р с а к о в а О.М. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., 1965. 772 с.
- К у х а р е н к о А.А., О р л о в а М.П., Б о г д а с а р о в Э.А. Щелочные габброиды Карелии. Л., 1969, 184 с.
- Л а в р о в М.М. Северо-Карельская синклиниальная зона. – В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. М., 1971, с.14–21.
- Л и т в и н е н к о И.В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов земной коры различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. – В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968а, с.185–190.
- Л и т в и н е н к о И.В. Особенности глубинного разреза земной коры северо-западной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря. – В кн.: Геология и глубинное строение Восточной части Балтийского щита. Л., 1968б, с.90–95.
- Л и т в и н е н к о И.В., П л а т о н е н к о в а А.Н., С и л а р о в а Ю.А., А н к у д и н о в С.А. Глубинный разрез Имандра-Варзугской синклиниальной зоны. – В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с.96–103.
- Л о д о ч н и к о в В.Н. Серпентиниты и серпентины ильчирские и другие петрологические вопросы с ними связанные. – Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 38, 817 с.
- М а л а х о в И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. – Тр. Института геологии, вып.73, Свердловск, 1966. 234 с.
- М а л а х о в И.А. Средний состав ультраосновных пород Урала. – В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Т.2. Свердловск, 1969.

- М а р а к у ш е в А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., 1965. 327 с.
- М а р а к у ш е в А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., 1968. 200 с.
- М а р а к у ш е в А.А. Химическое средство металлов к кислороду и сере. – Геология рудных месторождений, 1969, № 4.
- М а р а к у ш е в А.А. Термодинамические аспекты концентрации и рассеяния металлов в эндогенных процессах. – В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972, с.211–216.
- М а р а к у ш е в А.А. и др. Петрография. М., 1976.
- М а с л е н н и к о в В.А. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. – В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с.60–11.
- М е р е н к о в Б.Я., Х м а р а А.Я. 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, 1969.
- М о с к а л ё в а В.Н. Карта магматических формаций СССР м-ба 1:2 500 000. Краткая объяснительная записка ВСЕГЕИ. Л., 1971.
- Н а л и в к и н а Э.Б., Ж д а н о в В.В. Карты магматических формаций Балтийского щита и Украинского кристаллического массива. – Закономерности развития и распределения формаций. – В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы (тезисы докладов). Киев, 1966.
- Н и к о л а е в В.А. О некоторых особенностях реакций метаморфизма с участием воды и уголекислоты. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 4, с.3–30.
- О в ч и н н и к о в Л.Н. Геологические процессы рудообразования. – В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1971. (Тезисы совещания).
- О л ь ш а н с к и й Я.И. О растворимости сернистого железа в железистых силикатных расплавах. – ДАН СССР, 1947, т.58, № 9, с.2005–2008.
- О л ь ш а н с к и й Я.И. Растворимость сернистого железа в силикатных расплавах. – Тр. ГИН АН СССР. Сер. петрогр., 1950, № 36, вып.121, с.39–63.
- О л ь ш а н с к и й Я.И. Растворимость FeS в железистых силикатных расплавах, содержащих добавки CaO, MgO, Al₂O₃. – Тр. ГИН АН СССР. Сер. петрогр., 1951, № 40, вып.137, с.33–59.
- П е р е в о з ч и к о в а В.А., С и н и ц ы н А.В. Тектоно–магматические циклы карелид восточной части Балтийского щита. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7, с.39–47.
- П е р ч у к Л.Л. Бiotит–гранатовый геотермометр. – ДАН СССР, 1967, т.177, № 2, с.411–414.
- П е т р о в В.П. Магма и генезис магматических пород. М., 1972, 135 с.
- П и н у с Г.В., К о л е с н и к Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., 1966.
- П о л к а н о в А.А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части фенноскандинавского кристаллического щита. – В кн.: Международный геологический конгресс. Т.11, 1939, с.27–58. (Тр. XVII сессии).

- Полканов А.А., Елисеев Н.А., Кавардин Г.И., Елисеев Э.Н. Массив Гремяха-Вурмес на Кольском полуострове. Л., 1967. 236 с.
- Полферов Д.В. О метаморфизме эпигенетических медно-никелевых сульфидных руд. - Геология рудных месторождений, 1967, № 3.
- Полферов Д.В., Суслова С.И. Геохимические критерии никеленосных основных-ультраосновных массивов. - Геохимия, 1966, № 6.
- Поротова Г.А., Болгурцев Н.Н. Глубинное строение восточной части Балтийского кристаллического щита и некоторые вопросы связи с ним магматизма. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с.16-24.
- Предовский А.А., Жантуров А.А., Федотов Ж.А. Эволюция состава базит-гидербазитовых пород и ее роль в формировании медно-никелевого оруденения Печенги. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с.166-176.
- Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М. Геохимия Печенгского комплекса. Л., 1974. 139 с.
- Проскуряков В.В., Зак С.И. Кургинский массив ультраосновных и щелочных пород на Кольском полуострове. - В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Л., 1966, с.44-54.
- Проскуряков В.В., Зак С.И. О генезисе и поисковых признаках медно-никелевых руд Аллареченского никеленосного района. - Разведка и охрана недр, 1969, № 8, с.2-8.
- Пугин В.А., Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б. и др. Реакция серпентинизации и десерпентинизации. - Геохимия, 1969, № 10, с.1188-1194.
- Рингвуд А.Э., Мак-Грегори И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии. - В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с.272-277.
- Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., 1973.
- Семеновко Н.П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, 1966.
- Семеновко Н.П. Природа и модель метаморфизма. - Геохимия и рудообразование, 1972, вып.1, с.3-16.
- Синяков И.З. Исследование физико-химических процессов в серпентинизированных дунитах при высоких температурах. - В кн.: По проблемам физических и химических процессов горного производства. 1971.
- Смирнов В.И. Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторождений. - В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, 1971.
- Смирнов В.И. Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1976. 72 с.
- Смирнова Т.А., Романович И.Ф. Некоторые особенности метаморфизма гипербазитов, приуроченных к гранито-гнейсовым комплексам южного Урала. Вып.11. Ультрабазиты. Свердловск, 1966, с.73-74. (Второе уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов).
- Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. XIII чтение им.В.И.Вернадского, М., 1973. 34 с.
- Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., 1952. 240 с.
- Соболев Н.Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. - Геохимия, 1959, № 8, с.678-695.
- Соболев Н.Д. Трансформизм, магматизм ультрабазитов и хромитовое оруденение в них. - В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М., 1974.

- С о л о в ъ е в С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., 1970а. 311 с.
- С о л о в ъ е в С.П. Основные черты химизма гипербазитов СССР. - В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., 1970б, с.85-95.
- С у д о в и к о в Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии, Л., 1964. 550 с.
- Т е р н е р Ф., Ф е р х у г е н Д. Петрология изверженных и метаморфических горных пород. М., 1961. 592 с.
- Т о к а р е в В.А. Главные и глубинные разломы Кольского полуострова. - В кн.: Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. Л., 1972, с.35-40.
- Т р е г е р В.Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М., 1968. 198 с.
- У с е н к о И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев, 1961. 179 с.
- Ф а й ф У., Т е р н е р Ф., Ф е р х у г е н Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., 1962. 414 с.
- Ф л и н н Д. Деформации при метаморфизме. - В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967.
- Х а р и т о н о в Л.Н. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966. 360 с.
- Х е с с Г.Г. Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита. - Тр. XXVII Межд. геол. конгресса, т.II, М., 1938, с.279-300.
- Х е с с Г.Г. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез. М., 1957.
- Х и т а р о в Н.И., Л е б е д е в Е.Б., К а д и к А.А. Растворимость воды в расплавах основного и ультраосновного состава. Экспериментальное моделирование природных процессов. Л., 1971. (Тр. VIII совещ. по эксперимент. и техн. минер. и петрогр.).
- Х о л м о в Г.В. Современные представления о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. - Тр. ин-та „Гипроникель“, вып.3, Л., 1958.
- Ц и р у л ь н и к о в а М.Я., С о к о л Р.С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с.78-79.
- Ц и р у л ь н и к о в а М.Я., Ч е ч е л ь Э.К., Ш у с т о в а Л.Е., С о к о л Р.С. Глубинное строение земной коры восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с.178-184.
- Ч е р н ы ш е в Н.М., Ф р о л о в С.М., Б о ч а р о в В.Л. Новый формационный тип ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива. - Сов. геология, 1974, № 6, с.88-89.
- Ш е й н м а н н Ю.М. Очерки глубинной геологии. М., 1968, 231 с.
- Ш е й н м а н н Ю.М. Об условиях образования магм. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1970, № 5, с.31-50.
- Ш е й н м а н н Ю.М., Л у т ц Б.Г. Вещественные группы ультрабазитов, их значение для тектонического анализа. - Геотектоника, 1974, № 4, с.3-18.
- Ш е р с т ю к А.И. Слюдитовые комплексы и их классификация. - Зап. ВМО, 1965, ч.95, вып.1, с.62-70.
- Ш и н к а р е в Н.Ф. Происхождение рядов пород в щелочных ультраосновных формациях. - В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., 1969, с.70-81.

- Ш л ы г и н А.Е. Зональность продуктов метасоматических процессов. - В кн.: Проблемы метасоматизма. М., 1970.
- Ш т е й н б е р г Д.С., М а л а х о в И.А., Б у л ы г и н Л.Д., Ч а щ у х и н И.С. Итоги изучения серпентинизации ультрабазитов Урала. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1969, с.158-167.
- Ш у р к и н К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с.5-59.
- Ш у р к и н К.А., М и т р о ф а н о в Ф.П. Магматизм Балтийского щита и фундамента Северной части Русской плиты. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5, с.12-22.
- Ш у р к и н К.А., М и т р о ф а н о в Ф.П. Магматогенные и ультраметаматогенные комплексы восточной части Балтийского щита и их корреляция на основе принципов формационного анализа. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с.10-16.
- Ш е г л о в А.Д. Основные особенности металлогении областей тектономагматической активизации и новые пути прогноза рудных месторождений. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1975, с.7-17.
- Ю д и н Б.А. Титано-магнетитовое оруденение в Цагинском массиве габбро-лабрадоритов. - В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып.3. М.-Л., 1960, с.3-88.
- Ю д и н Б.А. Петрохимические и металлогенические особенности габбро-лабрадоритовой формации Кольского полуострова. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.1. Апатиты, 1970.
- Ю д и н Б.А., З а к С.И. Титановые месторождения Северо-Запада СССР (восточная часть Балтийского щита). - Сов. геология, 1970, № 9, с.138-147.
- Я к о в л е в Ю.Н. Сравнительная минералогическая характеристика сингенетического и эпигенетического типов медно-никелевого оруденения в Аллареченском районе. - В кн.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л., 1970, с.63-76.
- Я к о в л е в Ю.Н., Я к о в л е в а А.К. Минеральный состав руд и окolorудных пород восточного фланга Аллареченского сульфидного месторождения (Мурманская область). - В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып.5. Л., 1967, с.10-63.
- Я к о в л е в Ю.Н., Я к о в л е в а А.К. Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд. Л., 1974. 330 с.
- Я р о ш е в с к и й А.А. О происхождении ритмических структур изверженных горных пород. - Геохимия, 1970, № 5, с.562-574.
- A h o A.E. Geology and genesis of ultrabasic nickel-copper pyrrhotite deposits of the Pacific Nickel Property, south-western British Columbia. - Econ. Geol., 1956, vol. 51.
- B a r n e s R.G., L e w i s J.D., G e e R.D. Archaean ultramafic lavas from Mount Clifford. - Geol. Surv. West Aust. Ann. Rept., 1973; Extr. Rept. Dep. Mines, Perth, 1974.
- B o w e n W.L., S h a i r e r I.F. The system $MgO-FeO-SiO_2$. - Amer. J. Sci., 1935, vol. 29.
- B o y d F.R. Hydrothermal investigation of amphiboles. - In: Researches in Geochemistry. N.Y., 1959.
- B r u c k n e H.A. Timing of ultramafic intrusions in the

- core zone of the Caledonides of southern Norway. - Amer. J. Sci., 1969, vol. 267, N 10.
- C e r n y P. Comments on serpentinization and related metasomatism. - Amer. Miner., 1968, N 7-8.
- C h a l l i s J.A., L a n d e r W.B. The genetic position of "alpine" type ultramafic rocks. - Bull. volcanol., 1966, vol. 29.
- C h e n e y E.S., L a n g e J.M. Evidence for sulfurization and the origin of some Sudbury-type ores. - Mineralium Deposita, 1967, vol. 2, N 2.
- C o l e m a n R.G. Low-temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington. - Geol. Survey Bull., 1967, N 1247.
- C u r t i s C.D., B r o w n P.E. The metasomatic development of zoned ultrabasic bodies in Unst, Shetland. - Contr. Miner. and Petrol., 1969, vol. 24, N 4.
- G r a t e r o l M., N a l d r e t t A.J. Mineralogy on the Marbridge No 3 and N 4 nickel-iron sulfide deposits. - Econ. Geol., 1971, vol. 66, N 6.
- G r e e n D.H. Genesis of Archean peridotite magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics. - Geology, 1975, vol. 3, N 1.
- G r e e n w o o d H.J. The synthesis and stability of anthrophyllite. - J. Petrology, 1963, vol. 4, N 3.
- H e l g e s o n H.C. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. - Amer. J. Sci., 1969, vol. 267, N 7.
- J o d e r H.S. The $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ system and related metamorphic facies. - Amer. J. Sci., 1952, Bowen vol.
- K u n o H. High-aluminum basalt. - J. Petrology, 1960, vol. 1.
- M a t t h e w s D.W. Zoned ultrabasic bodies in the Lewisian of the Moine Nappe in Skye. - Scott. J. Geol., 1967, vol. 3, N 1.
- M i s a r Z. Precambrian ultramafic rocks south of Sermilik, Frederikshab district, south-west Greenland. - Grøn. geol. undera. Bull., 1973, N 107.
- P a p u n e n H. Sulfide mineralogy of the Kotalahti and Hitura nickel-copper ores, Finland. - Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, III. Geol.-Geogr., 1970, vol. 109.
- P a t t e r s o n J.M. Geology of the Thompson-Moak Lake, Winnipeg, 1963.
- P y k e D.R., M i d d l e t o n R. S. Distribution and characteristics on the sulphide ores of the Timmins area. - Can. Mining and Metallurg. Bull., 1971, vol. 64, N 710.
- R i n g w o o d A.E. Melting relationships of Ni-Mg olivines and some geochemical implications. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1956, vol. 10.
- V ä h ä t o l o V.O. On the geology of the Outokumpu or deposit in Finland. - Bull. Comm. Geol. Finlande, 1953, N 164.
- V ä y r y n e n H. Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi-Kammikivitturi in Petsamo. - Bull. Comm. Geol. Finlande, 1938, N 116.

О Г Л А В Л Е Н И Е

От редколлегии	3
Введение	5
Глава I. Главнейшие черты стратиграфии, структуры, магматизма и глубинного строения Кольского полуострова	7
Глава II. Основные черты интрузивного базит-гипербазитового маг- матизма протерозоя	16
Краткая характеристика интрузивных базит-гипербазитовых формаций	16
Некоторые общие закономерности эволюции магматизма протерозоя	32
Глава III. Геология гипербазитов	36
Закономерности пространственного размещения гипербази- товых массивов и их взаимоотношения с вмещающими породами	36
Состав и внутреннее строение	47
Состав породообразующих минералов	54
Особенности химизма гипербазитов	57
О возрасте и структурном контроле гипербазитовых интру- зивов	62
О будинировании интрузивов гипербазитов	64
Глава IV. Метаморфизм гипербазитов	66
Вводные замечания	66
Внутреннее строение тел метаморфизованных гипербазитов	68
Зависимость между мощностью тел гипербазитов и степе- нью их метаморфизма	76
Характеристика вторичных минералов	77
Метасоматическая зональность	81
Околожильная и околотрешинная метасоматическая зональ- ность	95
Метаморфические изменения второго этапа	96
Природа метаморфизма гипербазитов	98
Глава V. Медно-никелевое оруденение, связанное с гипербазитами	109
Вводные замечания	109
Структура месторождений	112
Природные типы руд	114
О генезисе медно-никелевого оруденения	118
Поисковые признаки на медно-никелевые руды гипербази- товой формации	131
Глава VI. О происхождении докембрийских гипербазитов	136
Заключение	144
Литература	148

1 р. 80 к.

3109



«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ