

Д. В. ПОЛФЕРОВ



*ГЕОЛОГИЯ,  
ГЕОХИМИЯ  
И ГЕНЕЗИС*

*месторождений  
медно-никелевых  
сульфидных  
руд*



Д. В. ПОЛФЕРОВ



*ГЕОЛОГИЯ,  
ГЕОХИМИЯ  
И ГЕНЕЗИС  
месторождений  
медно-никелевых  
сульфидных руд*

2937



Ленинград  
«Недра»  
Ленинградское отделение  
1979



**Полферов Д. В.** Геология, геохимия и генезис месторождений медно-никелевых сульфидных руд. Л., Недра, 1979. 294 с.

В книге приводится сводная геологическая характеристика промышленных месторождений медно-никелевых сульфидных руд, рассматриваются их региональное структурное положение, взаимосвязь внутреннего строения с тектоническим режимом и структурами вмещающих комплексов, зональность рудных тел, химизм руд, влияние метаморфизма на сульфидное оруденение. Приводятся сведения о геохимии главных пороодо- и рудообразующих элементов никеленосных массивов и медно-никелевых руд, обосновывается возможность петрогеохимической оценки никеленосности основных — ультраосновных массивов. Рассмотрены главные особенности первичных и вторичных ореолов рассеяния медно-никелевых месторождений. На основании всего фактического материала признается собственно магматическая природа медно-никелевого оруденения, формулируются геолого-геохимические критерии и признаки наличия никеленосных массивов и медно-никелевого оруденения. Дается формационная классификация промышленных медно-никелевых месторождений.

Книга предназначена для геологов и геохимиков, занятых изучением основных — ультраосновных массивов и поисками собственно магматических месторождений.

Табл. 19, ил. 28, список лит. 547 назв.

## ПРЕДИСЛОВИЕ



Советские геологи добились немалых успехов в деле расширения сырьевой базы сульфидных медно-никелевых руд, но наряду с этим эффективность выполнявшихся поисков сульфидного никеля все же недостаточная. Такое положение отчасти объясняется сравнительной редкостью промышленных месторождений медно-никелевых сульфидных руд, но главная причина, по мнению автора, — малая геолого-геофизическая обоснованность выделения локальных объектов для постановки детальных поисковых работ, т. е. несовершенство используемых поисковых методов. Еще одним отрицательным фактором является различная трактовка генезиса данного типа руд: большинство исследователей считают их собственно магматическими, но некоторые — гидротермально-метасоматическими или даже метаморфогенными образованиями. Эта «тройственность» генетических концепций соответствующим образом отражается на поисковых критериях и признаках, осложняя ведение самих поисков.

Для повышения эффективности поисковых работ на никель необходимо, во-первых, утверждение какой-либо одной точки зрения на генезис медно-никелевых сульфидных руд (а следовательно, и принятие определенных поисковых критериев и признаков, основанных на этой генетической концепции) и, во-вторых, совершенствование комплекса методов, используемых при выявлении месторождений данного вида сырья. Одним из возможных путей этого совершенствования может быть широкое использование геохимических методов поисков, дающих сведения о химизме изучаемого геологического объекта. Это позволяет во многих случаях резко сузить круг изучаемых объектов как за счет выделения (с учетом геологических критериев и признаков, базирующихся на наиболее вероятной генетической концепции) основных — ультраосновных массивов, обладающих оптимальными перспективами в отношении промышленного медно-никелевого оруденения, так и за счет отбраковки комплексных геофизических аномалий, не связанных с наличием этого оруденения.

Но прежде чем широко внедрять геохимические методы в практику, необходимо обобщить и систематизировать имею-

щиеся материалы по геохимии месторождений сульфидного никеля, предпослав этому обобщению нужное геолого-генетическое обоснование. Именно эти две главные цели и ставил перед собою автор. Более конкретными задачами работы являются:

1) изложение основных данных о геологии месторождений медно-никелевых сульфидных руд СССР и более подробное рассмотрение ряда геологических вопросов, имеющих отношение к проблеме генезиса этого вида минерального сырья;

2) систематическое обобщение материала по геохимии медно-никелевых сульфидных руд;

3) обоснование наиболее вероятной концепции генезиса медно-никелевых сульфидных руд и выделение главных формационных типов их месторождений;

4) формулирование геолого-геохимических критериев и признаков наличия медно-никелевых сульфидных руд.

Автор отдает должное нелегким исканиям геохимиков ВИТР, создавших в короткие сроки совместно с сотрудниками производственных геологических организаций ряд новых геохимических методов поисков сульфидных руд никеля; итоги этих исследований послужили фундаментом геохимической части данной работы.

Рукопись работы была критически просмотрена М. Н. Годлевским, Н. И. Сафроновым, Ю. Г. Старицким и С. И. Суловой, которые сделали ряд ценных замечаний, направленных на улучшение и сокращение текста. Немалую помощь оказала автору Е. С. Судакова, выполнявшая всю машинописную работу. Всем перечисленным лицам автор приносит свою глубокую благодарность.



## КРАТКИЙ ОБЗОР современного состояния проблемы

Геологическое строение медно-никелевых месторождений Северо-Енисейского региона изучалось Н. Н. Урванцевым, В. К. Котульским, М. Н. Годлевским, В. Н. Егоровым, Л. Л. Ваулиным, Е. Н. Сухановой, В. Ф. Кравцовым, В. В. Золотухиным, М. Л. Лурье, Н. С. Маличем, Ю. Г. Старицким, Г. И. Кавардиным, Г. Н. Старицкой и другими исследователями, Карело-Кольского региона — В. К. Котульским, Д. Ф. Мурашевым, Г. В. Холмовым, С. М. Рутштейном, Н. А. Елисеевым, Е. К. Козловым, Г. И. Горбуновым, К. Н. Уткиным, Д. В. Полферовым, Л. И. Увадьевым, В. А. Гореловым, В. В. Проскураковым, С. А. Морозовым и другими. Месторождения Северо-Байкальского никеленосного региона освещены в трудах Л. И. Салопа, Д. Ф. Мурашева, Ф. К. Чинакаева, В. А. Антонченко, Л. М. Бабурина, В. П. Сафронова, Р. С. Тарасовой, Ю. А. Чешенко, И. Н. Сахаровского, Центрально-русского никеленосного региона — в работах М. Н. Годлевского, Н. М. Чернышева, С. П. Молоткова, В. Н. Алехина, Б. Н. и А. А. Одокий, В. В. Буковшина. Из зарубежных сводок по данной проблеме следует отметить работы И. Фогта, А. Колмэна, А. Етса, Д. Хоули, Д. Шольца, Д. Паттерсона и А. Налдретта.

В итоге этих исследований были выяснены основные особенности стратиграфии, тектоники и магматизма никеленосных регионов, с той или иной степенью детально расшифрована геология рудных полей и отдельных месторождений медно-никелевых руд; все это послужило основой для создания трех главных концепций, объясняющих с различных исходных позиций генезис указанного вида минерального сырья.

Большинство исследователей (И. Фогт, А. Барлоу, А. Колмэн, А. Н. Заварицкий, В. А. Обручев, Г. Шнейдерхен, Д. Шольц, В. К. Котульский, Д. Ф. Мурашев, Н. Н. Урванцев, Г. В. Холмов, М. Н. Годлевский, П. М. Тараринов, Д. Хоули и другие) относит медно-никелевые сульфидные руды к классу собственно магматических, придавая ведущее значение процессу ликвации исходной основной — ультраосновной магмы на силикатную и сульфидную части. Ликвация могла идти как на значительных глубинах — в очагах зарождения никеленосных магм (в так называемом нижнем структурном ярусе, по терминологии В. К. Котульского), так и на более высоких горизонтах — в земной коре, куда внедрялись доступные наблюдению никеленосные базит-гипербазитовые интрузивы. Судьба обособившегося в ходе ликвации сульфидного расплава могла быть разной. В одних случаях он оставался внутри магматического очага, образуя скопления сингенетических руд; при напряженной тектонической обстановке расплав мог выжиматься за пределы глубинного магматического очага, образуя «отщепленные» тела эпигенетических медно-никелевых руд.

В последние годы сторонники собственно магматического происхождения медно-никелевых руд (Д. В. Полферов, Г. И. Горбунов, Ю. Н. Яковлев) стали придавать немалое значение постериорным изменениям никеленосных базитов и гипербазитов, выделяя среди них: а) автометаморфные, б) обусловленные влиянием регионального метаморфизма, в) связанные с влиянием более поздних гранитов [107, 273].

Другие исследователи (Р. Бек, У. Кэмпбелл, А. Етс, Н. А. Елисеев, Э. Н. Елисеев, К. Н. Уткин, Г. И. Кавардин) считают медно-никелевые руды гидротермально-метасоматическими образованиями. Сторонники этой точки зрения чаще всего оперируют следующими фактами:

1) на ряде месторождений не наблюдается гравитационной садки сульфидов в придонных частях материнских интрузивов, имеются «висячие» пласты и линзы вкрапленных руд;

2) отмечается значительный разрыв во времени между периодом кристаллизации основных — ультраосновных пород никеленосных массивов и формированием эпигенетических руд. В подтверждение этого обычно ссылаются на факты пересечения пород дайковой серии никеленосных массивов эпигенетическими рудами\*;

3) сульфиды медно-никелевых руд «постоянно» ассоциируют с низкотемпературными водосодержащими силикатами — амфиболами, биотитом, серпентинитом, тальком, хлоритом, нередко замещаая их;

4) вкрапленное («гидротермально-метасоматическое») медно-никелевое оруденение пространственно приурочено к тем частям массивов, которые подстилаются оруденелыми тектоническими зонами.

В последнее время некоторыми исследователями [154] усиленно пропагандируется гипотеза метаморфогенного происхождения некоторых медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. В основе этой точки зрения заложен тезис о возможности извлечения никеля из силикатов и сульфидов ультраосновных пород с убогим сингенетическим оруденением растворами, связанными с гранитами и содержащими серу, с последующим отложением богатых никелевых руд из этих растворов в благоприятных структурах (в частности, тектонически ослабленных зонах). Основанием для возникновения подобной гипотезы послужили факт появления сплошных медно-никелевых руд в гнейсах и мигматитах без видимой связи с основными или ультраосновными породами (месторождения Восток, Томпсон-Майн, рудопроявление Приозерное) и совершенно необычная насыщенность сульфидами Аллареченской интрузии гипербазитов, представлявшей ее первоисследователям «бескорневым» факолитом.

Сейчас уже надежно установлена пространственная связь сплошных руд месторождений Восток и Томпсон-Майн с материнскими ультрабазитами, а сплошных руд участка Приозерный — с массивом амфиболизированного габбро. Выявлены дискордантный характер Аллареченской интрузии по отношению к вмещающим породам и пересечение древних гранитов эпигенетическими рудами этого месторождения. Несмотря на это сторонники расматриваемой гипотезы не отказываются от своих предположений. Заметим попутно, что их концепция не является принципиально новой: идея о связи сульфидных руд с процессами гранитизации возникла более 20—30 лет тому назад [432, 463, 495, 525]; близки к ней по своему существу регенерационная теория Г. Шнейдерхена и позиции Н. Г. Судовикова [336, 337], считавшего, что формирование некоторых типов рудных месторождений следует связывать с процессами регионального метаморфизма и гранитизации. Некоторые авторы (Е. К. Козлов) допускают полигенность медно-никелевых руд, полагая, что их природа в каждом случае определяется конкретной геологической и физико-химической обстановкой, существовавшей в период рудообразования. В заключение следует упомянуть о сульфуризационной гипотезе Г. Куллера, сводящейся к возможности образования медно-никелевых сульфидов за счет воздействия паров серы на никельсодержащие оливины при температуре порядка 800°С. Таково вкратце современное состояние проблемы генезиса медно-никелевых сульфидных руд.

\* Ранее А. Етс [547] приводил еще более существенный аргумент — наличие гранитов Крейтон и Мюррей между норитами Садбери и рудными брекчиями. Однако обстоятельная ревизия геологии района Садбери показала, что подавляющая часть этих гранитов древнее норитов [470] и лишь аплитовидные граниты типа Мюррей являются интравидными.

Общие особенности химизма основных-ультраосновных пород, являющиеся теоретической основой геохимических методов поисков сульфидных руд никеля, изучались Ф. Кларком, В. И. Вернадским, Г. Розенбушем, В. М. Гольдшмидтом, И. Фогтом, А. Н. Заварицким, А. Е. Ферсманом, А. П. Виноградовым; их исследования в дальнейшем были продолжены и развиты В. В. Щербиной, А. А. Сауковым, М. Н. Годлевским, И. И. Малышевым, Н. А. Елисеевым, Г. А. Соколовым, В. П. Логиновым, Д. С. Штейнбергом, Н. Д. Соболевым, С. П. Соловьевым, И. И. Эдельштейном, Г. В. Пинусом и другими авторами; из зарубежных исследователей этой проблемы следует назвать К. Ранкаму, С. Нокколдса, Л. Уэйджера, К. Митчелла, Э. Сэнделла, С. Голдича.

В настоящее время углубленное изучение геохимии основных-ультраосновных пород осуществляется ГЕОХИ им. В. И. Вернадского, Институтом геохимии СО АН СССР, Уральским, Кольским, Карельским, Якутским филиалами АН СССР, ВСЕГЕИ, НИИГА, ИГЕМ, ИМГРЭ, тематическими подразделениями ряда территориальных геологических управлений МГ РСФСР.

Исследованием химизма сульфидов, слагающих медно-никелевые руды, занимались отечественные и зарубежные ученые: Н. А. и Э. Н. Елисеевы, Е. К. Козлов, А. Д. Генкин, Н. Н. Масленицкий, Н. Н. Шишкин с соавторами, Д. В. Полферов, Т. И. Нюппенен, И. В. Ляхницкая, Д. А. Додин, А. И. Архипова, О. Е. Юшко-Захарова, Д. Хоули, Б. Цамбел и другие.

Первые сведения о характере первичных ореолов медно-никелевых сульфидных руд были получены на месторождениях района Садбери [524]; в СССР этот вопрос изучается начиная с 1956 г. За истекшие двадцатилетия с той или иной детальностью А. Н. Архиповой, И. Д. Волковым, Д. А. Додиним, Г. И. Кавардиним, Т. И. Нюппененом, Д. В. Полферовым, О. П. Разгоновым и другими исследованы первичные ореолы медно-никелевых месторождений Кольского полуострова, Северного Прибайкалья, Воронежской антеклизы и Северо-Енисейской рудной провинции; полученные материалы частично обобщены в работе Н. И. Сафронова и др. [90].

Общие положения теории формирования вторичных ореолов рассеяния разработаны А. Е. Ферсманом, В. В. Щербиной, А. А. Сауковым, А. П. Виноградовым, А. И. Перельманом; основы учения о геохимических ландшафтах сформулированы в трудах Б. Б. Полюнова, А. И. Перельмана, М. А. Глазковской; проблеме кор выветривания посвящены работы Б. Б. Полюнова, И. И. Гинзбурга, В. В. Петрова; сводка по корам выветривания ультраосновных массивов составлена К. К. Никитиним и А. А. Глазковским.

Прикладная геохимия возникла в середине 30-х годов XX в., когда Н. И. Сафронов, Е. А. Сергеев и А. П. Соловов сформулировали основные принципы поисков, основанных на использовании вторичных ореолов рассеяния. В конце 30-х — начале 40-х годов публикуются первые данные о результатах исследований вторичных ореолов рассеяния медно-никелевых и колчеданных месторождений Фенноскандии [438, 512].

Обобщение результатов многолетних работ советских геологов, проводивших поиски рудных месторождений с помощью вторичных ореолов рассеяния, выполнено в 1971 г. Н. И. Сафроновым; то же, но для работ зарубежных геохимиков (Р. Бойля, Г. Кэннон, Р. Делаво, Г. Лэйкина, Т. Ловеринга, К. Ранкамы, Д. Риддела, М. Сальми, Р. Стейнтонга, Г. Уоррена, Д. Уэбба, Х. Хокса, Л. Хаффа) — Х. Хоксом и Д. Уэббом [374].

Итоги прикладной гидрогеохимии рассмотрены в работах О. А. Алейкиной, А. А. Бродского, А. М. Овчинникова, основы и методика биогеохимических методов поисков рудных месторождений — в работах А. П. Виноградова, Д. П. Малюги и С. М. Ткалеча.

Систематические разработки геохимических методов поисков медно-никелевых сульфидных руд начались в 1956 г. во Всесоюзном научно-исследовательском институте методики и техники разведки (ВИТР). Они явились важнейшей составляющей исследований ВИТР по созданию комплексных методик поисков медно-никелевых сульфидных руд применительно к условиям трех никеленосных регионов СССР — Карело-Кольского, Северо-Байкальского и Центральнорусского. В результате были созданы методы

петрогеохимической оценки никеленосности основных — ультраосновных массивов, поисков «слепых» тел медно-никелевых руд по первичным ореолам рассеяния и поисков перекрытых наносами тел медно-никелевых руд по вторичным ореолам рассеяния (применительно к конкретным физико-географическим условиям трех указанных никеленосных регионов).

Помимо ВИТР разработка методик поисков медно-никелевых руд по вторичным ореолам рассеяния проводилась сотрудниками НИИГА, Норильской КГРЭ, ЛГУ и ЛГИ.

Результаты всех этих исследований показывают, что типы (а следовательно, и методика практического использования) вторичных ореолов, возникающих при гипергенезе медно-никелевых месторождений, резко различны\* и определяются в основном спецификой геохимических ландшафтов, существовавших в период эрозии.

В последние годы совершенствование и практическое применение геохимических методов поисков сульфидных руд никеля осуществляются многими научно-исследовательскими и производственными организациями — ВСЕГЕИ, ИМГРЭ, НИИГА, ЦНИГРИ, ЛГИ, ЛГУ, КТГУ, СЗТГУ, ЗГТ и др., однако ведущее значение среди практически используемых пока имеют лишь поиски по вторичным ореолам рассеяния.

---

\* Имеется в виду типизация по формам нахождения элементов-индикаторов вторичных ореолов.

## II



### ГЕОЛОГИЯ месторождений медно-никелевых сульфидных руд

#### *II.1. Некоторые особенности глобального структурно-тектонического положения никеленосных регионов и расположенных в их пределах месторождений медно-никелевых сульфидных руд*

Проявления медно-никелевой сульфидной минерализации встречаются в самых разнообразных по своему структурному положению и возрасту регионах мира, однако, как писал В. К. Котульский [182], «все известные промышленные медно-никелевые сульфидные месторождения располагаются или на платформах или на щитах»\*. Это положение разделяется Г. В. Холмовым, Д. В. Полферовым, И. Г. Магакьяном, М. Н. Годлевским и может быть иллюстрировано рис. 1. Рассмотрим его несколько подробнее.

Медно-никелевые месторождения Енисейской рудной провинции расположены в перикратоне, на северо-западной окраине Сибирской платформы, месторождения Кольского полуострова — в геосинклинальных прогибах раннего протерозоя, на северной окраине Балтийского кристаллического щита. Аналогичную (краевую) позицию занимают интрузии габбро-долеритов Инсизвы, никеленосные интрузии провинции Сычуань и тихоокеанские никеленосные массивы — Пасифик-Никл, Стиллуотер и др.

Другая группа месторождений сульфидного никеля приурочена к зонам сочленений кратогенов архея — протерозоя со складчатыми сооружениями среднего-позднего протерозоя. В нее входят Садбери, Томпсон-Майн, Линн-Лейк, месторождения Северного Прибайкалья, Воронежской антеклизы (последние одновременно тяготеют к юго-восточной оконечности Русской платформы) и Австралии.

Таким образом, первой глобальной закономерностью структурно-тектонического положения основных — ультраосновных массивов с промышленным медно-никелевым оруденением

---

\* Имеются в виду докембрийские платформы и щиты, включающие в себя кратогены архея — раннего протерозоя и средне-позднепротерозойские геосинклинали, консолидированные к концу докембрия.

является их приуроченность либо к краевым частям докембрийских щитов и платформ, либо к зонам сочленения архейских — раннепротерозойских структур со средне-позднепротерозойскими. Однако возраст самих никеленосных массивов может быть различным. Так, массивы Кольского полуострова и Канады счи-

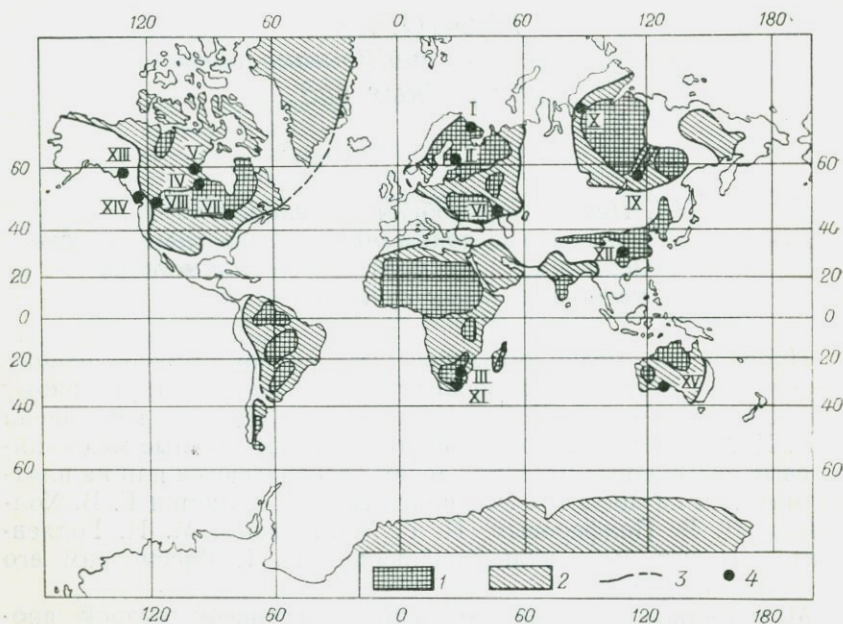


Рис. 1. Структурно-тектоническое положение главнейших районов распространения медно-никелевых месторождений. По М. Н. Годлевскому [98].

*I* — архейские и раннепротерозойские ядра древних платформ (кратогены); *2* — складчатые сооружения среднего и позднего протерозоя; *3* — границы древних платформ; *4* — главные районы медно-никелевых месторождений: *I—VI* — архейские, ранне- и среднепротерозойские (*I* — Кольский полуостров, *II* — Финляндия, *III* — Бушвелдский допит, *IV* — пояс Томпсон, *V* — район Линн-Лейк, *VI* — район Воронежской антеклизы); *VII—IX* — позднепротерозойские (*VII* — Садбери, *VIII* — Стиллуотер, *IX* — район Северного Прибайкалья); *X—XII* — позднепалеозойские и мезозойские на древних платформах (*X* — Норильский район, *XI* — Инсизва, *XII* — район Сычуани); *XIII—XIV* — месторождения Тихоокеанского пояса (невадские), (*XIII* — район Юго-Восточной Аляски, *XIV* — Тасифик-Никл); *XV* — Западная Австралия.

таются среднепротерозойскими, а габбро-долеритовые интрузии Сибирской платформы — раннемезозойскими\*.

Основные — ультраосновные породы массивов, располагающихся в более молодых складчатых сооружениях, порой также

\* Значения абсолютного возраста докембрийских никеленосных массивов, полученные с помощью свинцового и калий-аргонового метода, в ряде случаев сильно расходятся [12] и здесь не приведены. Одной из причин искажения абсолютного возраста при использовании калий-аргонового метода могут быть различные постериорные изменения слюд, резко нарушающие первичные соотношения калия-40 и аргона [248].

несут в себе медно-никелевую сульфидную минерализацию, но она, как правило, не представляет собою интереса в практическом отношении вследствие низких содержаний полезных компонентов или малого масштаба оруденения. Примерами могут служить некоторые каледонские массивы Казахстана (Камкор [293], Златогорский [235]), герцинские Урала (Халиловский, Хабарнинский, Гологорский, Уфалейский, Кемпирсайский, Ишкининский [49, 50, 75, 211, 222, 224, 404]) и, наконец, альпийские (локализованные в пределах Средиземноморской и Тихоокеанской геосинклиналей [75, 157, 428]).

Второй общей структурно-тектонической закономерностью никеленосных массивов является их приуроченность к зонам глубинных разломов, что можно рассматривать как частный случай планетарной взаимосвязи базит-гипербазитовых формаций с названными дизъюнктивами [186, 264, 390—393]. Так, например, никеленосные массивы северо-запада Сибирской платформы контролируются Норильско-Хараелахской зоной разломов [91], массивы Северного Прибайкалья — серией глубинных разломов, развивающихся на границе внешней и внутренней зон байкалид [298, 299], массивы Воронежской антеклизы — Лосевско-Мамоновской зоной разлома [379].

Глубинные разломы служили, по-видимому, не только путями движения основных — ультраосновных магм, возникавших, скорее всего, за счет регенерации (переплавления) вещества верхней мантии Земли. Зарождение и развитие глубинных разломов и появление основных — ультраосновных магм следует рассматривать как взаимосвязанные процессы, поскольку в зонах разломов проявлялись локальные нарушения глубинного термодинамического режима [264]. Многие исследователи полагают, что при этом происходил резкий спад давления, вследствие чего и оказывался возможным переход раскаленного сжатого вещества верхней мантии в кашеобразное или жидкое состояние [89, 146, 199, 238, 393].

Вряд ли случайна приуроченность большинства промышленных медно-никелевых месторождений мира к глубинным разломам, ограничивающим докембрийские щиты и платформы. Краевые части данных мегаструктур представляли собой протяженные зоны перегибов и растяжения древней (в то время — сравнительно маломощной) земной коры, т. е. были механически значительно ослабленными. Это, по-видимому, и повлекло за собой появление здесь серий разломов, наиболее далеко проникавших в глубины Земли, вплоть до верхней мантии.

М. Н. Годлевский, подытоживая современное состояние проблемы источника никеленосных магм, полагает, что им могут быть «особые выплавки «хондритового» слоя мантии, промежуточные по составу между базальтами и дунитами» [98, с. 7]. В главе IV будут приведены некоторые петрохимические данные,

подтверждающие это мнение. Здесь же уместно отметить третью глобальную закономерность глубинного строения никеленосных регионов — относительно малую мощность гранитного слоя и поднятие границ поверхностей Конрада и Мохоровичича, что также говорит о связи никеленосных основных — ультраосновных магм с верхней мантией Земли. Так, ГСЗ, проведенным в районе Великих озер, было установлено заметное воздымание поверхности Мохоровичича при движении от восточной половины оз. Верхнего в район оз. Гурон, т. е. в направлении лополита Садбери [121]. Глубинное зондирование на территории Печенгского синклиория [207] показало, по мнению исполнителей работ, отсутствие гранитного слоя в центральной части структуры, где толща основных лав печенгской серии непосредственно подстилается породами базальтового слоя. Сведения о поднятии поверхности Мохоровичича в Печенгско-Аллареченском районе приведены и в работе Л. Е. Шустовой и др. [405].

К. А. Савинский [294] и Н. Н. Урванцев [361] указывают на воздымание поверхности Мохоровичича в районе Туруханско-Норильской гряды и Предтаймырской депрессии; по данным первого автора, отчетливое куполовидное поднятие слоя Мохоровичича зафиксировано и на восточной окраине Сибирской платформы, в пределах Вилюйской синеклизы, — в последние годы северо-западнее ее обнаружены интрузии никеленосных габбро-долеритов [331]. Резкое уменьшение мощности гранитного слоя — с 30 до 9 км — отмечено также в пределах пояса никеленосных основных — ультраосновных массивов Томпсон [484].

## *II.2. Сравнительная характеристика геологических особенностей медно-никелевых месторождений СССР*

Геологии отечественных месторождений медно-никелевых сульфидных руд посвящены многие работы, однако в них, как правило, описываются или отдельные месторождения, или серии близких по своему строению месторождений, располагающиеся в каком-либо одном никеленосном регионе [107, 170, 379]. И лишь недавно в сводке «Рудные месторождения СССР» [291] опубликована краткая геологическая характеристика промышленно важных медно-никелевых месторождений всех четырех никеленосных регионов СССР.

Для обоснованного подхода к решению проблемы генезиса медно-никелевых сульфидных руд следует прежде всего сопоставить наиболее характерные черты геологии названных объектов (к сожалению, такой сравнительной характеристики в указанном источнике нет). Это выполнено здесь в виде табл. 1, составленной на основании материалов исследователей, перечисленных в начале главы.

Общими особенностями геологического строения рассматриваемых месторождений являются:

1) глобальное структурно-тектоническое положение никеленосных регионов (см. раздел II.1);

2) близость общего состава никеленосных магм (табл. 1, п. 4); в то же время породы никеленосных интрузий весьма разнообразны по своей петрографической номенклатуре (табл. 1, п. 7) и относятся к различным магматическим формациям (табл. 1, п. 1) — от габбро-долеритовой и габбро-норитовой (Норильской и Ловноозерский районы) до гарцбургитовой и верлитовой (Аллареченский и Центральнорусский районы);

3) непосредственная приуроченность никеленосных массивов к механически ослабленным структурам (табл. 1, п. 2, б);

4) наличие двух главных структурно-генетических типов руд — син- и эпигенетических, обладающих одинаковой ассоциацией главных рудных минералов (табл. 1, п. 9 и 10); лишь в месторождениях Северо-Енисейского региона к этой ассоциации добавляется кубанит;

5) высокотемпературный характер сингенетических руд (табл. 1, п. 11 и 12), «сухость» их сульфидной фазы (табл. 1, п. 15);

6) единая последовательность процесса формирования главных типов руд и пород дайковой серии — производных никеленосной магмы: сингенетические руды — интравудные дайки — эпигенетические руды (табл. 1, п. 17 и 18);

7) более позднее проявление автометаморфных изменений пород никеленосных массивов по отношению к периоду формирования сингенетических руд (табл. 1, п. 20);

8) весьма малое содержание «жилых» минералов в подавляющей массе эпигенетических руд, за исключением брекчиевидных и массивных руд Печенги; явления резорбции сульфидами эпигенетических руд ксенолитов вмещающих пород (табл. 1, п. 22)\*;

9) слабое (очень слабое) развитие околорудных изменений, связанных с телами эпигенетических руд, за исключением месторождений Печенги (табл. 1, п. 23);

10) высокие начальные температуры кристаллизации син- и эпигенетических руд (табл. 1, п. 12, 24 и 27).

Наряду с этим рассматриваемые месторождения различаются между собой по некоторым геологическим позициям:

1) по структурно-тектоническому режиму периода внедрения и кристаллизации никеленосных массивов (табл. 1, п. 3);

2) по степени развития асимметричной дифференциации никеленосных массивов, по условиям их залегания (углам падения) (табл. 1, п. 2, б, 5);

---

\* Аналогичная резорбция часто наблюдается в богатых разностях сингенетических руд, на участках шлировых скоплениях сплошных сульфидов [273].

## Сопоставление основных геологических особенностей

Сравниваемые особенности	Рудные	
	Коль	
	Северо-Енисейский	северо-западная и центральная части
1. Общегеологическая характеристика никеленосного региона, месторождения	Северо-западная окраина Сибирской платформы (Норильский перикратон). Строение двухъярусное: нижний ярус — докембрийские сложнодислоцированные гнейсы, сланцы и песчаники; верхний ярус — слабодислоцированные морские, лагунные и континентальные осадки верхнего протерозоя — среднего палеозоя, перекрытые мощной толщей континентально-вулканогенных образований перми — триаса, возникших в результате проявления нескольких циклов вулканизма. Медно-никелевое оруденение пространственно и генетически связано с гипабиссальными интрузиями габбро-долеритов норильского (в меньшей степени курейского) комплекса. Широко развиты неникеленосные габбро-долериты, отличающиеся от никеленосных по своим петрохимическим показателям Норильск-1, Талнахское	Северо-восточная окраина Балтийского кристаллического щита. Строение двухъярусное: нижний ярус — сложнодислоцированные архейские гнейсы, амфиболиты, мигматиты, гнейсограниты; верхний ярус — различно дислоцированные осадочно-вулканогенные образования протерозоя, слагающие крупные грабен-синклинали. Медно-никелевое оруденение пространственно и генетически связано с абиссальными интрузиями габбро-верлитовой (Печенгский район) и норит-пироксенит-перидотитовый (Мончегорский район) формаций среднего протерозоя. Помимо этого в районе имеются раннепротерозойские массивы габбро-норитовой формации (Мончегорский, Восточный, Кольский районы) и разновозрастные граниты Печенгский район: Ждановское, Котсельваара, Каула Мончегорский район: «Донная» залежь Мончегорского плутона, Нитис-Кумужье, Нюд-II

## медно-никелевых месторождений СССР

регионы	Северо-Байкальский		Центральнорусский
	западная часть	восточная часть	
ский	Северо-восточная окраина Балтийского кристаллического щита. Строение одноярусное. В северной половине площади (Аллареченский район) развиты гнейсы, мигматиты, гнейсограниты и амфиболиты раннего архея, слагающие ряд куполовидных структур. Медно-никелевое оруденение пространственно и генетически связано с абиссальными массивами гарцбургитовой формации (аллареченский тип). Широко развиты практически неникеленосные массивы оливинит-гарцбургитовой формации (копосовский тип). В южной половине площади (Сальютундровско-Ловноозерский район) развиты метаморфизованные в условиях гранулитовой фации позднеархейские (?) породы ряда габбро-диорит — андезитит, слагающие крупный синклинал-плутон (массив габбро-диоритовой серии), местами мигматизированный плагиомикроклиновыми гранитами. Медно-никелевое оруденение пространственно и генетически связано с абиссальными интрузиями габбро-норитовой формации. В обоих районах непромышленное пирит-пиритиновое оруденение Аллареченское, Восток, Ловноозерское	Южная окраина Сибирской платформы — зона сочленения внешней и внутренней частей Байкальской геосинклинали, включающей в себя крупные глыбы (антиклинории) сложнодислоцированных и метаморфизованных образований архея. Протерозойские образования (песчаники, сланцы, мраморизованные известняки и др.) слагают крупную дугообразную в плане зону, структуры — сложноскладчатые; местами отложения протерозоя перекрыты менее измененными осадками нижнего палеозоя, собранными в простые пологие складки. Медно-никелевое оруденение пространственно и генетически связано с абиссальными многофазными массивами габбро-верлитовой формации позднего протерозоя (довыренский комплекс). Промышленная минерализация отмечается в породах II фазы комплекса. Широко развиты массивы неникеленосных основных — ультраосновных пород и разновозрастных гранитов Байкальское, Чайское	Южная окраина Русской платформы — крупное куполовидное поднятие кристаллических пород докембрия, перекрытое сравнительно маломощным чехлом осадочных образований девона — четвертичной системы (Воронежская антеклиз). Архейские образования фундамента (1-й структурный ярус) — различные гнейсы, мигматиты и граниты, слагающие крупные сложнодислоцированные антиклинории; протерозойские (2-й структурный ярус) — сланцы, амфиболиты, песчаники, железистые кварциты, вулканыты — выполняют крупные грабен-синклинории. Для восточного синклинория (Липецко-Мамоновского) характерно сравнительно простое складчатое строение, в двух западных синклинориях (район КМА) складчатость более интенсивная (до изоклинальной). Медно-никелевое оруденение пространственно и генетически связано с абиссальными многофазными массивами габбро-верлитовой формации (тростнянско-мамоновский комплекс). Промышленная минерализация отмечается в породах I фазы комплекса Нижнемамоновское, Подколедновское

Сравниваемые особенности	Рудные	
	Северо-Енисейский	Коль
		северо-западная и центральная части
2. Характер основных структур, контролирующих:		
а) внедрение никеленосной магмы в пределах всего рудного района	Крутопадающие глубинные разломы, приурочен с синклинорными зонами PR <sub>2-3</sub>	
б) непосредственную локализацию никеленосных интрузий	Пологие внутрiformационные контакты пород платформенного чехла; иногда экраном для никеленосных интрузий являются покровы эффузивных траппов	Наклонные и крутопа формационные контакты (Ловноозерская интрузия), синклинальных складок северо-западной и северо-восточной ориентировки эффузивно-осадочных пород печенгской серии (массивы Печенгского рудного поля)
3. Тектонический режим, существовавший в период внедрения и кристаллизации никеленосных интрузий	Относительно спокойный — платформенный	Не особо напряженный — субгеосинклинальный
4. Усредненный состав никеленосной магмы (никеленосной фазы)	Основной	Основной — ультраосновной
5. Морфология и масштабы никеленосных интрузий, фазность их внедрения; степень и тип вертикальной дифференциации	Хонолиты, сложные линзы, крупные и средние, однофазные; весьма отчетливая, асимметричная	Линзы, лополиты, крупные и средние, однофазные; отчетливая, асимметричная
6. Проявления горизонтальной дифференциации никеленосных интрузий	Некоторое (порой весьма заметное) возрастание при движении на более высокие горизонты (в «голов	

регионы	ский		
	западная часть	Северо-Байкальский	Центральнорусский
	ные к окраинам докембрийских платформ и стыкам	кратогенов AR — PR <sub>1</sub>	
	дающие меж- и внутри- (Мончегорский плутон, плоскости отслоения краевых частей куполов, слагаемых гнейсами, мигматитами, амфиболитами и ослабленных дизъюнктивами различной ориентировки (массивы Аллареченского рудного района)	Крутопадающие (до вертикальных) межформационные и внутрiformационные контакты и зоны разломов	Крутопадающие (до вертикальных) внутрiformационные контакты
	Напряженный — переходный к геоантиклинальному	Весьма напряженный —	геоантиклинальный
	Основной и ультраосновной	Основной — ультраосновной (II фаза)	Ультраосновной (I фаза)
	Факолиты, неправильные линзы, средние и мелкие, однофазные; неотчетливая «обратная» или не проявлена совсем	Пласто- и линзообразные тела, крупные и средние, многофазные; весьма неотчетливая, асимметричная	Линзы, штоки (некки?), средние и мелкие, многофазные; весьма неотчетливая или не проявлена совсем
	общей основности породную часть интрузий)	?	

2937



Сравнимые особенности	Рудные	
	Северо-Енисейский	Коль
		северо-западная и центральная части
7. Петрографический состав никеленосных интрузий (в графах 2 и 3 сверху вниз приведены разрезы асимметрично дифференцированных интрузий, в графах 5 и 6 — состав фаз интрузий)	Габбро-диориты Безоливиновые габбро-долериты Оливиновые габбро-долериты Оливин-биотитовые габбро-долериты Пикритовые габбро-долериты Такситовые габбро-долериты Контактные габбро-долериты	Печенгское рудное поле Габбро эссекситовое Пироксениты Верлиты серпентинизированные Наряду с этим развиты интрузивы, сложенные только габбро, пироксенитами или аповерлитовыми серпентинитами  Мончегорский плутон  Габбро-нориты амфиболитизированные Нориты (оливиновые и без оливина) Плагипироксениты Бронзититы Оливиновые бронзититы Гарцбургиты Нориты, пироксениты, кварцевые нориты
8. Изменения вмещающих пород, вызванные внедрением никеленосных интрузий	Образование гибридных пород, роговиков, доскарновых метасоматитов — прогрессивная стадия, образование диффузионных и инфильтрационных скарнов, низкотемпературных метасоматитов — регрессивная стадия	Развитие роговиков, узловатых сланцев, адидолов (Печенгский район); появление ставролита, силлиманита, дистена, кордиерита, граната и наложенной сульфидной минерализации (Мончегорский район)
9. Главные генетические типы медно-никелевых сульфидных руд, имеющие промышленное значение		Сингенетические (вкрапленные), Эпигенетические (сплошные),
10. Главная парагенетическая ассоциация сульфидов, характерная для всех промышленных типов медно-никелевых руд	Пирротин + пентландит + халькопирит + кубанит	Пирротин + пентландит

регионы	скй	
	западная часть	Северо-Байкальский
		Центральнорусский
Аллареченский район	Аподунитовые серпентиниты (I фаза) Плагиперидотиты, оливиновые и безоливиновые пироксениты, меланократовое оливиновое габбро (II фаза) Безоливиновые габбро и габбро-нориты (III фаза)	Апооливинитовые и аповерлитовые серпентиниты (I фаза) Оливиновые и безоливиновые габбро (II—III фазы) Плагииграниты жильные (IV фаза)
Гарцбургиты амфиболитизированные Ловноозерский район Нориты меланократовые безоливиновые Нориты лейкократовые безоливиновые Габбро-нориты безоливиновые амфиболитизированные (перечисление дериватов начиная с «головной» части интрузии и далее по ее падению)	Развитие роговиков, мраморов, офикальцитов, пиритизация, появление рутила, сфена, лейкоксена	Развитие наложенной пирит-пирротиновой минерализации (возможно, за счет регенерации первичного сульфидного оруденения?), не исключено ороговование
Развитие гранатосодержащих амфиболитов с наложенной сульфидной минерализацией (либо только одной сульфидной минерализации)	Развитие роговиков, мраморов, офикальцитов, пиритизация, появление рутила, сфена, лейкоксена	Развитие наложенной пирит-пирротиновой минерализации (возможно, за счет регенерации первичного сульфидного оруденения?), не исключено ороговование
вкрапленно-агрегатные до шлировых) брекчиевидные, вкрапленно-прожилковые)		Сингенетические — вкрапленные, вкрапленно-агрегатные, вкрапленно-прожилковидные
+ халькопирит		

Сравниваемые особенности	Рудные	
	Северо-Енисейский	Коль
		северо-западная и центральная части
11. Природные минеральные образования, указывающие на начальную и промежуточную температуры кристаллизации сингенетических медно-никелевых руд	Кубический халькопирит, троилит; структуры распада твердых растворов: магнетит + ильменит, пирротин + халькопирит, пирротин + пентландит и др.	Эвтектоидные сростания плагиоклаза с пирротином + пентландитом; троилит; структуры распада твердого раствора пирротин + пентландит
12. Условия кристаллизации сингенетических руд	Высокотемпературные,	температура начала
13. Морфология, пространственная локализация тел сингенетических руд, распределение сульфидов внутри оруденелых интервалов	Пласто- и линзообразные залежи, линзы, неправильные в лежачем боку материнских интрузий, содержание сульфидов плавно возрастает при движении к подошве рудного тела и одновременно снижается — при движении по склонению или падению интрузии. Скопления наиболее богатых сингенетических руд приурочены к локальным синклинальным прогибам подошвы материнской интрузии	Иногда встречаются «висячие» линзы и пласты
14. Зональность строения тел сингенетических медно-никелевых руд	Относительное обогащение халькопиритом флангов тел сингенетических руд. Постепенное разубоживание (склонению) тел	
15. Изменения силикатов метаморфизованных сингенетических руд на непосредственном контакте с сульфидами	Эпизодическое появление узких кайм биотита, талька, ангидрита, хлорита	Практически
16. Характер и состав дайковой серии пород, являющихся производными никеленосных интрузий	Проявлена слабо в верхних частях никеленосных интрузий	Развита широко, много главным образом основных (реже ультраосновные и интрузиях) наблюдается лении дериватов

регионы	ский	
	западная часть	Северо-Байкальский
		Центральнорусский
Структуры распада твердого раствора: магнетит + ильменит, пирротин + пентландит	Эвтектоидные сростания оливина с пирротином + пентландитом, плагиоклаза — с пирротином + пентландитом; обрастание сульфидных капель каймами ромбического и моноклинного пироксенов и амфибола; троилит; кубический халькопирит; структуры распада твердого раствора: пирротин + пентландит	Эвтектоидные сростания пироксенов с пирротином; кубический халькопирит, троилит; структуры распада твердого раствора: пирротин + пентландит, пирротин + халькопирит
кристаллизации < 1000° С	Весьма высокотемпературные, температура начала кристаллизации < 1200—1100° С	температура начала кристаллизации < 1200—1100° С
ные тела сосредоточены в верхних частях материнской интрузии, при движении по падению (склонению) содержание сульфидов снижается	Линзообразные тела тяготеют к лежачему боку тел, сложенных породами никеленосной фазы, распределение сульфидов внутри оруденелых интервалов — весьма незакономерное, иногда намечается разубоживание сульфидной вкрапленности при движении на более глубокие горизонты	Линзообразные тела распределены без особой закономерности по всем участкам материнской интрузии, изменений в содержании сульфидов с глубиной пока не замечено
гов и верхних горизонтов оруденения по падению	Не изучена	
отсутствуют		
фазная, присутствуют и средние дериваты (кислые), в отдельных зональности в распре-	Развита не особенно широко, многофазная, присутствуют ультраосновные и основные дериваты	Развита не особенно широко, многофазная, присутствуют ультраосновные, основные, средние и кислые дериваты

Сравнимые особенности	Рудные	
	Северо-Енисейский	Коль северо-западная и центральная части
17. Изменения сингенетических руд на непосредственных контактах с породами дайковой серии	Пересечений сингенетических руд с дайками не отмечено	Замещаются магнетитом, марказитом, сфером, удалении от контакта под рекристаллизации
18. Возрастные взаимоотношения даек с эпигенетическими рудами	Эпигенетические руды	кристаллизуются позже
19. Интенсивность и стадийность автометаморфизма пород никеленосных интрузий	Средний, по-видимому, многостадийный, увеличивается в верхних частях интрузий	Интенсивный двухстадийный (на месторождениях Печенги), очень слабый (Мончегорский плутон)
20. Влияние автометаморфизма на сульфиды сингенетических руд	Не изучено	Замещаются магнетитом лизации (частичной и поллитового ряда, талька и
21. Пространственная локализация, структурный контроль, морфология тел эпигенетических разновидностей медно-никелевых руд	Приурочены к приподнятой части материнской интрузии, контролируются прогибами их дна, контактными швами и трещинами; плито- и пластообразные тела, реже — крутопадающие жилы, быстро выклинивающиеся по падению и восстанию, и пологие сложные жилы	Локализуются в тектонических зонах, идущих или по подошве материнских интрузий, или параллельно им (Печенга), в трещинах осевой части материнских интрузий (Мончегорский плутон); плитообразные тела (Печенга), крутопадающие жилы (Мончегорский плутон)
22. Обогащенность эпигенетических медно-никелевых руд «жилыными» минералами	Отсутствуют, нередко резорбированные ксенолиты вмещающих пород	Изредка — оливин (Мончегорский плутон), постоянно — альбит, хлорит, карбонаты, кварц (Печенга), реже — моноклинный пироксен (Печенга), часты ксенолиты вмещающих пород (Печенга), резорбированные кристаллы плагиоклаза габбро-пегматитов (Мончегорский плутон)

регионы	Северо-Байкальский		Центральноорусский
	западная часть	Средний (?)	
том, реже ильменитом, при некотором вергаются частичной перекристаллизации	Замещаются марказитом, подвергаются перекристаллизации	Пересечений сингенетических руд с дайками не отмечено	
пород дайковой серии	Средний одностадийный (Аллареченское рудное поле); слабый, возможно, многостадийный (Ловноозерское месторождение)	Средний, сильно затушеван последующими аллометаморфными изменениями, по-видимому, многостадийный	
— при серпентинизации, подвергаются перекристаллизацией — при возникновении амфибола тремолит-актинохлорита	Средний (?), затушеван последующими аллометаморфными изменениями, возможно, многостадийный	Замещаются магнетитом и пиритом, подвергаются частичной перекристаллизации при развитии вторичного амфибола	
Сосредоточиваются в местах выклинивания материнской интрузии («затеки» сульфидного расплава), отжаты на фланги интрузии, встречаются также в структурах, вмещающих породы дайковой серии (Ловноозерское месторождение); плитообразные тела (Аллареченское поле), «сетка» жил (Ловноозерское месторождение)	Локализуются в трещинах оперения дизъюнктивных нарушений, идущих по контакту лежачего бока материнских интрузий, в трещинах отдельности (?) центральной части материнских интрузий, в структурах, вмещающих породы дайковой серии; неправильные жилы, линзы	Встречаются эпизодически в виде маломощных прожилков в трещинах отдельности, по всему телу материнской интрузии	
Очень редко — оливин (Аллареченское месторождение), карбонаты (существенно халькопиритовые руды того же месторождения), часто — резорбированные ксенолиты вмещающих пород (Ловноозерское месторождение)	Не наблюдались		

Сравнимые особенности	Рудные	
	Северо-Енисейский	Коль
		северо-западная и центральная части
23. Околорудные изменения, вызванные эпигенетическими медно-никелевыми рудами	Незначительная хлоритизация габбро-долеритов, изредка ооксование угля	Практически отсутствует гландит-пирротиновыми месторождениями, Алларе Мончегорский никеленос оталькование и хлоритизация существенно халькопиритовый плутон, Алларе На месторождениях Печенгского рудного поля сильное оталькование и хлоритизация. Замещение сингенетиче на контактах с существен разностями эпигенетиче реченское, Ждановское (ния)
24. Природные минеральные образования, указывающие на начальную и промежуточную температуры кристаллизации эпигенетических медно-никелевых руд; возможная начальная температура их кристаллизации	Кубический халькопирит, структуры распада твердых растворов: халькопирит + кубанит, пирротин + пентландит, борнит + халькопирит, халькопирит + сфалерит, халькопирит + миллерит и др.; ~900° С	Оливин (Мончегорский плутон), моноклинный пироксен (глубокие горизонты месторождения Каула), структуры распада твердого раствора: магнетит + ильменит, пирротин + пентландит (Мончегорский плутон); ~1200° С (силикаты), ~900—800° С (сульфидная часть)
25. Зональность строения тел эпигенетических медно-никелевых руд	Обогащение существенно халькопиритовыми разностями руд в головной части, на флангах и в местах выклинивания, переход от существенно халькопиритовых к борнит-миллеритовым рудам — в местах выклинивания (месторождения Енисейской провинции), появление в местах выклинивания «гранит-аплитов», кварц-карбонатных жил. Развитие зональной сульфидно-кварц-карбонатной минерализации во вмещающих филлитах вкрест, по протиранию, восстанию и падению рудоконтролирующих зон тектонических нарушений (Печенгское рудное поле)	
26. Последовательность образования эпигенетических руд по отношению к периоду автотометаморфизма никеленосных интрузий	Не выяснена	Автотометаморфные изменения были позже вне эпигенетических руд Моннозерского месторождения Печенги и поля (в последнем случае, некоторое повышение рудообразования?)

регионы	ский	
	Западная часть	Северо-Байкальский
		Центральнорусский
	вуют на контакте с пегматитами (Ловноозерское рудное поле, новый плутон), слабое зация — на контакте с товыми рудами (Мончегорское месторождение).	Практически отсутствуют
	ских руд халькопиритом но халькопиритовыми ских руд (Каула, Аллареченское месторождение).	
	Оливин (Аллареченское месторождение), структуры распада твердого раствора пирротин + пентландит (Аллареченское рудное поле, Ловноозерское месторождение); ~1200° С (силикаты), ~900—800° С (сульфидная часть)	Установить невозможно ввиду интенсивного бластеза руд
	нения никеленосных интрузий и кристаллизации чегорского плутона и Ловноозерского рудного поля (в последнем случае, произошло повышение температуры процесса	Автотометаморфные изменения оливиновых базитов II фазы довыренского комплекса были позже формирования эпигенетических руд

Сравниваемые особенности	Рудные	
	Северо-Енисейский	Коль
		северо-западная и центральная части
27. Развитие низко-температурных гидротермальных прожилков, их возрастные взаимоотношения с син- и эпигенетическими медно-никелевыми рудами	Эпизодически встречаются во многих участках нике-руд (исключая месторождения Печенгского рудного рення брекчиевидных руд). Вызывают замещение и гидроокислами железа	
28. Процессы гипогенного метаморфизма эпигенетических медно-никелевых руд	Не описаны	Бластез, пиритизация ского месторождения, Пелутона); частичное и титом, пиритом и бравой месторождения Ниттис-часть участка Солча)
29. Процессы аллометаморфизма и их влияние на сульфидное ору-денение	То же	Не проявлялись (Мон-чегорский плутон); сер-пентинизация и хлорити-зация — при воздействии факторов региональ-ного метаморфизма, до-полнительная перекри-сталлизация сульфидов сингенетических руд (Печенга) *

\* Мнение о воздействии регионального метаморфизма на никеленосные массивы и основных — ультраосновных пород и руд Печенгского поля, имеющего сравнительно регионального метаморфизма.

\*\* Исключением является локальный участок выклинивания 1-й рудной залежи более поздних кварц-карбонатных жил (см. раздел II.11).

3) по фазности никеленосных массивов, степени развития пород дайковой серии (табл. 1, п. 5, 15);

4) по пространственному расположению тел син- и эпигенетических руд (табл. 1, п. 13, 21);

5) по степени проявления аутометаморфных изменений пород никеленосных массивов (табл. 1, п. 19).

Рассмотрим теперь более подробно некоторые малоизученные аспекты геологического строения месторождений медно-никелевых сульфидных руд и попытаемся дать объяснение тем различиям, которые выявились при анализе табл. 1.

регионы	Северо-Байкальский		Центральнорусский
	ский	западная часть	
леносных интрузий, пересекают син- и эпигенетические разности медно-никелевых поля, где часть гидротермальных прожилков, очевидно, сформировалась до внед-сульфидов обоих типов руд магнетитом, пиритом, марказитом, халькозинном			
(руды Ловно, Алларечен-чегги, Мончегорского полное замещение магнетитом (юго-западный фланг Кумужье, глубинная	Интенсивная грану-ляция и бластез, не со-провождаящиеся сме-ной минеральных ассо-циаций		
Практически не про-являлись (Ловноозер-ское месторождение)**; амфиболитизация и хлоритизация — при воздействии факторов регио-нального метаморфизма, частичная перекристаллизация сульфидов син-генетических руд (Алла-реченское рудное поле)	Повторная серпенти-низация основных — ультраосновных пород никеленосных интрузий, дальнейшее замещение сульфидов магнетитом		Мигматизация, амфи-болитизация, повторная серпентинизация, кар-бонатизация никеленос-ных ультрабазитов; пиритизация и бравоити-зация сульфидов — при мигматизации, пере-кристаллизация — при развитии амфибола тре-молит - актинолитового ряда, частичное и полное замещение сульфидов магнетитом — в резуль-тате аллосерпентиниза-ции и карбонатизации

руды Печенги [107 и др.] не разделяется автором; интенсивность постериорных изменений малую протяженность, весьма неодинакова, что противоречит самому понятию данного месторождения, где нориты и эпигенетические руды подверглись воздействию

### II.3. Взаимосвязь тектонического режима, структур вмещающих пород и внутреннего строения никеленосных базит-гипербазитовых массивов

В 1960 г. Ю. Г. Старицким [330] было показано, что многие особенности медно-никелевых месторождений определяются их расположением на платформах или в складчатых областях. Это положение было развито в дальнейшем автором данной работы, предположившим, что общий тектонический режим и особенности структур вмещающих пород во многом определяют

специфику морфологии и внутреннего строения никеленосных интрузий\*.

Для обоснования этого тезиса попробуем реконструировать тектонические режимы, существовавшие в период внедрения и кристаллизации никеленосных массивов.

Геосинклинальный этап развития Енисейской рудной провинции закончился в протерозое; в пермо-триасе наблюдается некоторая активизация тектонического режима: развиваются (возможно, обновляются ранее заложенные) глубинные разломы, контролирующие размещение никеленосных массивов габбро-долеритов, возникают пологие пликативные структуры — Тунгусская синеклиза, на фоне которой появляются многочисленные прогибы (Аянский, Агатский, Тутончанский и т. п.) и поднятия (Хантайско-Рыбинское, Курейско-Летнинское и т. п.). Но общий тектонический режим на данном этапе все же можно считать сравнительно спокойным; это в основном и обусловило появление пологозалегающих никеленосных массивов габбро-долеритов норильского типа с четко проявленной асимметричной дифференциацией и локализацией син- и эпигенетических руд в приподошвенной части.

Несколько иная обстановка существовала в эпоху формирования никеленосных массивов Кольского полуострова. Если и не все, то большинство из них возникло в среднем протерозое, на средних (а возможно, и на завершающих?) этапах развития геосинклинали, т. е. в эпоху ее начальной инверсии. Уже одно это говорит о более напряженной, чем в предыдущем случае, тектонической обстановке, то же вытекает из наличия довольно сложных складчатых структур протерозойских образований региона, вмещающих никеленосные массивы (Печенгский синклиний, Имандра-Варзугская структурная зона и др.). Немаловажную роль играл общий характер пород, вмещавших никеленосные массивы. В случае «жесткой рамы» (гнейсы и мигматиты Аллареченского района, интрузивные породы габбро-диоритовой серии района оз. Ловно) возникали сравнительно небольшие, весьма сложные по своей морфологии, очень слабо (а порой и необычно!) дифференцированные интрузии базитов и ультрабазитов. В более пластичной среде (филлиты и туффиты печенгской серии) формировались средние и крупные, линзо- и пластообразные асимметрично дифференцированные массивы. Очевидно, что при прочих равных условиях обстановка в первом случае была более напряженной.

Еще более сложную и напряженную тектоническую обстановку можно предположить в период формирования никеленосных массивов Северо-Байкальского региона; становление их совпало с заключительными стадиями развития геосинклинали.

---

\* Основой обоих выводов является общеизвестное положение акад. А. А. Полканова о различии интрузивов кратогенов и складчатых областей.

Наличие интенсивных дислокаций в отложениях сыннерской толщи, вмещающей массивы, серии глубинных разломов на границе внешней и внутренней зон Байкальской геосинклинали, широкое распространение мамско-оронского и тельмамского комплексов гранитоидов, многофазность самого довыренского никеленосного комплекса — все это свидетельствует о формировании никеленосных массивов Северо-Байкальского региона в геоантиклинальных условиях. Эта специфика тектонического режима резко повлияла на внутреннее строение никеленосных массивов довыренского комплекса и на пространственное распределение син- и эпигенетических руд.

Недостаточность общегеологической изученности докембрия Воронежской антеклизы пока не позволяет более или менее надежно реконструировать тектоническую обстановку периода становления никеленосных интрузий мамоновского комплекса. Но их большое сходство по ряду особенностей с никеленосными интрузиями Северного Прибайкалья (табл. 1) указывает на вероятность такой же геоантиклинальной обстановки. Это подтверждается историей геологического развития антеклизы: геосинклиальный период здесь завершился скорее всего в конце протерозоя; о возможном напряженном тектоническом режиме в этом периоде также свидетельствуют широкое развитие гранитов и интенсивные пликативные дислокации, проявленные в породах михайловской и курской серий района КМА.

Вполне естественно, что переход от сравнительно спокойного платформенного тектонического режима к более напряженному сопровождается осложнением пликативных структур. В свою очередь, это вызывает смену пологозалегающих (практически горизонтальных) четко дифференцированных интрузий наклонными и субвертикальными, обладающими менее отчетливой дифференциацией. Параллельно с этим возрастает роль пород дайковой серии: она становится более разнообразной по составу и многочисленной по количеству фаз; при наиболее напряженной тектонической обстановке многофазными становятся и сами интрузии, а иногда и сингенетическое медно-никелевое оруденение. Все это говорит не только о напряженном, но и пульсирующем тектоническом режиме.

Далее, ослабление степени дифференциации никеленосных интрузий сопровождается изменением пространственного положения сингенетического оруденения. Если в интрузиях платформенных областей оно практически целиком сконцентрировано в приподошвенной части, то уже в интрузиях геосинклиналей наряду с придонными залежами появляются «висячие» линзы и пласты. Еще более незакономерно и необычно распределение вкрапленных руд в интрузиях, внедрившихся в «жесткую раму». При более напряженной тектонической обстановке (запад Кольского полуострова) здесь появляются почти целиком оруденелые участки интрузий и в том числе апофизы, отходящие вверх от

неминерализованной глубинной (материнской) части. Однако наиболее беспорядочно распределяются сингенетические руды в северобайкальских и центрально-русских никеленосных массивах — здесь особенно часто отмечаются чередование оруденелых «пластов» и линз с неминерализованными основными — ультраосновными породами и «висячие» тела вкрапленных руд. В итоге усиление тектонического режима, вызывающее усложнение структур вмещающих пород, ведет к ослаблению степени дифференциации и сопровождается уменьшением полноты «садки» вкрапленных руд, которые все более и более рассредоточиваются в различных участках материнской интрузии.

Аналогичное рассредоточение, но уже по различным дизъюнктивным структурам, можно видеть (при усилении тектонического режима) и для эпигенетических медно-никелевых руд. В интрузиях норильского типа они локализируются в основном в приподошвенных частях, в кольских и северобайкальских — не только по контакту лежащего бока или вблизи него, но и в центральных частях, и на флангах интрузий, а также в структурах, послуживших ранее контролем для внедрения пород дайковой серии. Здесь же появляются и брекчиевидные разности эпигенетических руд — дополнительное свидетельство сохранения напряженного тектонического режима на заключительных стадиях формирования никеленосных интрузивов.

Рассмотрим теперь некоторые физические аспекты установленных взаимосвязей. Логично полагать, что при напряженной тектонической обстановке «внешнее» давление возрастает не только в глубинном магматическом очаге, но и в потоке основного — ультраосновного расплава, движущегося от этого очага вверх по какой-либо ослабленной зоне (подводящему каналу). При прочих равных условиях рост давления неизбежно вызовет рост скорости движения потока магмы, и не исключено, что в какой-то момент будет превышено критическое значение числа Рейнольдса ( $Re$ ) — ламинарное движение магмы сменится турбулентным и исчезнет возможность ее послышной дифференциации.

Попробуем рассчитать порядок этой «критической» скорости исходя из следующих условий:  $Re_{кр} = V_{кр} r \rho / \eta = 1000$ ; радиус подводящего канала  $r = 1000$  м; плотность основного — ультраосновного расплава  $\rho = 3$  г/см<sup>3</sup>; вязкость основного — ультраосновного расплава  $\eta = 10^2$  пз.

При заданных условиях  $v_{кр}$  будет порядка 30 м/сек, что в 6 раз больше скорости движения поверхностного лавового потока Элайка — 4,88 м/сек [153] и примерно в 3 раза больше предполагаемой скорости внедрения магмы, образовавшей никеленосный массив Норильск-1 (по данным Д. М. Печерского и др. [266], не менее 30 км/ч, или 8,3 м/сек). Если учесть катастрофический характер извержений современных вулканов, прекрасно описанный Г. Тазиевым [347, 348], то можно полагать, что

при напряженной тектонической обстановке скорость основной — ультраосновной магмы в подводящем канале вполне может превысить критическое значение.

Довольно простой по своей природе представляется «обратная» взаимосвязь степени дифференциации основных — ультра-

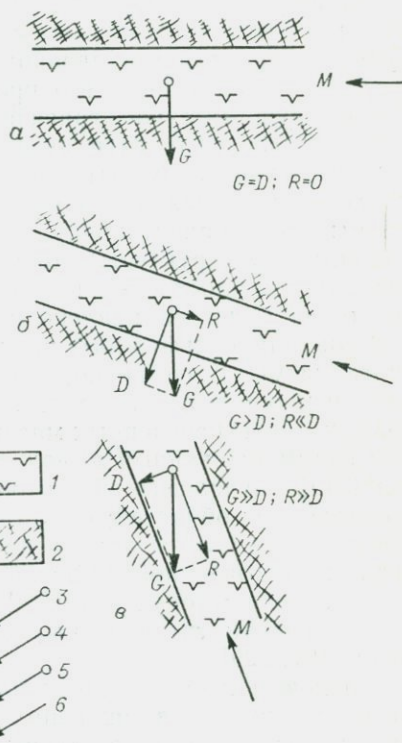


Рис. 2. Положение составляющих вектора силы тяжести при различном залегании тел кристаллизующихся основных — ультраосновных пород.

1 — кристаллизующийся основной — ультраосновной расплав; 2 — вмещающая толща; 3 — вектор силы тяжести; 4 и 5 — составляющие силы тяжести, обуславливающие гравитационную концентрацию кристаллизатов и капель сульфидов в придонной части магматической камеры (4) и «скатывание» тех и других в направлении источника расплава (5); 6 — направление потока внедряющегося расплава.

основных пород массивов и сложности структур вмещающих пород. В любом случае — при горизонтальном, наклонном и вертикальном положении осевой плоскости магматической камеры — на выделяющиеся из расплава кристаллы феррических минералов или капли сульфидной жидкости действует сила тяжести. Применяя с некоторым допущением известное «правило параллелограмма»\*, можно убедиться в следующем (рис. 2):

а) при горизонтальном или слабо наклонном залегании осевой плоскости магматической камеры, а следовательно, и слоев

\* В системах основные — ультраосновные расплавы — кристаллы силикатов (капли сульфидов) данное правило применимо без особых погрешностей, поскольку эти расплавы обладают ощутимой вязкостью и при наличии в них слоев течения (см. раздел II.4) последние на протяжении сравнительно коротких промежутков времени могут рассматриваться как квазитвердые поверхности.

течения магмы («платформенные» структуры вмещающих пород) воздействие силы тяжести на кристаллы или капли сульфидного расплава будет при прочих равных условиях максимальным, что создаст наиболее благоприятную обстановку для полного осаждения кристаллов или капель на дно камеры;

б) при наклонном залегании этой плоскости и слоев течения магмы («геосинклинальные» структуры) действие силы тяжести будет осуществляться двояко: перпендикулярно к плоскости и слоям (под влиянием чего произойдет менее интенсивная, чем в предыдущем случае, гравитационная садка кристаллов и капель сульфидного расплава) и параллельно им (что, естественно, будет нарушать процесс гравитационной садки);

в) если осевая плоскость магматической камеры и слои магмы имеют ориентировку, близкую к вертикальной («геоантиклинальные» структуры), то вектор силы тяжести практически совпадает с плоскостью и слоями магмы и все усилие земного тяготения будет направлено в этом случае на осаждение кристаллов или сульфидного расплава в направлении глубинного очага магмы. Естественно, что при таких условиях трудно ожидать возникновения даже неотчетливо дифференцированных основных — ультраосновных массивов.

Сформулированный вывод подтверждается данными Т. Тайера [349], изучавшего хромитоносные интрузии платформенных и складчатых областей; он установил, что вторая группа массивов характеризуется ослаблением степени дифференциации, наличием многочленной дайковой серии и более незакономерным распределением оруденения. Аналогичная картина намечается при сравнении титаноносных основных — ультраосновных массивов [197, 229].

Следовательно, определяющее влияние тектонического режима и структур вмещающих пород может быть распространено на всю группу собственно магматических месторождений [97, 219]. Этот вывод весьма важен для стадии поиска: зная общегеологическую ситуацию, можно восстановить структурно-тектоническую обстановку периода формирования исследуемого объекта и в зависимости от этого судить (в первом приближении) о возможном пространственном распределении оруденения.

#### *II.4. О причинах дифференциации основных — ультраосновных массивов*

Анизотропность строения основных — ультраосновных массивов может проявляться самым различным образом. Чаще всего наблюдается постепенное возрастание основности пород при движении от кровли массива к его подошве (вертикальная асимметричная дифференциация), значительно реже — изменение основности пород по простиранию (восстанию или падению) массива (горизонтальная дифференциация); иногда же в крае-

вых частях базит-гипербазитовых массивов появляются дериваты, обогащенные кальцием.

Довольно часто в основных — ультраосновных массивах наблюдается полосатость — ритмическая перемежаемость примерно параллельных слоев, имеющих различный минералогический состав, зернистость, текстуру и структуру. Кроме полосатости в основных — ультраосновных породах иногда можно наблюдать параллельную ориентировку лейст плагиоклаза в плоскости, перпендикулярной к слоям течения, — трахитоидность, и план-параллельную ориентировку удлиненных зерен фемических минералов в плоскости, параллельной слоям течения — линейность.

Т. Барт [20] считает, что наиболее вероятными причинами анизотропного строения основных — ультраосновных пород массивов могут быть процессы магматической дифференциации, последовательное внедрение различных по составу порций магмы (многофазность) и «вторичное» происхождение отдельных массивов, возникших путем магнезиально-железистого метасоматоза осадочных комплексов, обладавших до этого отчетливой ритмической слоистостью. Для никеленосных основных — ультраосновных пород массивов наиболее важной является первая причина. Влияние второй причины ограничено: многофазные никеленосные массивы Северного Прибайкалья обладают весьма несовершенной асимметричной дифференциацией, а в массивах Центральнорусского региона она большей частью отсутствует. Третья причина в данном случае исключена, поскольку нет убедительных фактов, подтверждающих образование какого-либо никеленосного массива за счет одних процессов метасоматоза\*.

Рассмотрим более подробно первую причину.

Возможные элементарные процессы магматической дифференциации Д. П. Григорьев [110] разделял на две группы: а) диффузионные, связанные с разнопричинной диффузией молекул в магматическом расплаве; б) гравитационные, обусловленные воздействием силы тяжести.

Диффузионная магматическая дифференциация может идти под влиянием двух факторов: а) различия концентраций тех или иных компонентов расплава в магматической камере; б) различия температур в центральной и краевой частях магматического очага, т. е. в силу действия принципа Лудвига—Сорэ. Из этого принципа вытекает неизбежность миграции более легкоплавких и подвижных компонентов магмы — щелочей и кальция — к краям магматического очага; центральная часть его, естественно, должна обогатиться менее подвижными и более

\* Н. М. Успенский [363], С. В. Москалева [236], Г. А. Бакиров [19], Г. М. Виноградская [70] выдвинули предположение о метасоматической природе уральских базит-гипербазитовых массивов. Обстоятельный критический разбор этих взглядов содержится в работах П. М. Татарина [353], Д. С. Коржинского [177], Н. В. Павлова [261] и др.

тугоплавкими элементами — магнием, железом, титаном, алюминием [35, 110]. Гравитационная магматическая дифференциация может также осуществляться двояко — разделением молекул расплава (по принципу Гуи—Шаперона) или ранних кристаллизатов магмы, движение которых определяется законом Стокса.

В связи с вопросом о вероятном времени формирования «донных» залежей медно-никелевых руд интересно изложить результаты опытов А. А. Леонтьевой [203], исследовавшей скорости опускания сульфидных капель в полевошпатово-пироксеновом расплаве. Ею было установлено, что скорость опускания капли диаметром  $5 \cdot 10^{-3}$  мм равна  $4,5 \cdot 10^{-9}$  см/сек — 1 см капля пройдет за 233 дня. При увеличении диаметра капли до 0,4 мм скорость возрастает до  $8 \cdot 10^{-3}$  см/сек, следовательно, то же расстояние (1 см) капля пройдет уже за 2,2 ч. Нетрудно подсчитать, что для опускания сульфидных капель диаметром 0,4 мм на дно магматического очага, глубина которого 200—300 м, потребуется 0,5—1 месяц.

В последнее время возможное влияние гравитационных полей на расплавы стало изучаться с несколько иным подходом. Так, А. А. Кадик произвел приближенные термодинамические расчеты гравитационных равновесий в системах диопсид—анортит—альбит и диопсид—лейцит—кремнезем, положив в основу расчетов уравнения термического, механического и химического равновесия Д. Гиббса, и пришел к следующему выводу: «Тенденция и порядок процесса, получающиеся по проведенным приближенным расчетам, позволяют считать поле тяготения одной из возможных причин магматической дифференциации» [166, с. 28]. Однако для существенного влияния только одного фактора гравитации, по мнению А. А. Кадика, необходима значительная вертикальная протяженность магматической «колонны».

Большинство петрологов [20, 46, 126, 132, 201, 270, 355] считают, что главной причиной асимметричной вертикальной дифференциации базит-гипербазитовых массивов является гравитационная садка более ранних кристаллизатов — фемических минералов — на дно магматической камеры. Однако этот процесс может осложняться рядом факторов: развитием конвективных токов в магме [169], спорадически проявляющейся складчатостью, явлениями «вскипания» магмы при достижении критических температур.

Коротко о возможном влиянии летучих компонентов на полноту проявления вертикальной расслоенности базит-гипербазитовых массивов. Существенное влияние этих компонентов на ход и результаты кристаллизации магматических расплавов и на их вязкость общеизвестно [72, 153, 245], но в рассматриваемом случае оно заметно снижается. Так, например, практически одновременное появление асимметрично дифференцированных и недифференцированных интрузий габбро-долеритов Енисейской провинции многими исследователями в числе прочих при-

чин объясняется различием содержаний серы и (ОН)- в исходном расплаве, что в общем соответствует действительности. В то же время в самой группе дифференцированных интрузий габбро-долеритов наблюдаются широкие вариации содержаний серы [62, 91, 331], практически не отражающиеся на полноте дифференциации.

Далее, несколько пониженное (по отношению мировых кларков) содержание летучих отмечено в основных — ультраосновных породах массивов с весьма неотчетливой вертикальной расслоенностью (Северное Прибайкалье) и одновременно с этим в таких же по составу асимметрично дифференцированных массивах (Мончегорский плутон). Одной из возможных причин этого отклонения от «общего правила» может быть относительно малое содержание летучих в основных — ультраосновных расплавах: содержание  $H_2O^+$  в неметаморфизованных базитах и гипербазитах варьирует в пределах 0,7—5,0% [126]\*, сера присутствует в количестве от 0,3—0,2% до сотых долей процента (см. главу IV).

Значительно реже наблюдается иной тип дифференциации основных — ультраосновных пород массивов — смена по падению или по склонению более основных пород менее основными, обогащенными полевыми шпатами. Приведем некоторые примеры.

**Первая рудная залежь Ловноозерского месторождения.** Выше (табл. I, п. 7) уже указывалось на весьма необычное пространственное распределение разновидностей норитов в этой интрузии. Головные части ее сложены в основном средне- и мелкозернистыми меланократовыми норитами (норит-пироксенитами), несущими в себе довольно густую вкрапленность сингенетических медно-никелевых сульфидных руд; среди этих норитов лишь изредка попадаются маломощные шилры более лейкократовых разновидностей, по своему составу иногда приближающихся к лабрадоритам. Обычной для никеленосных основных — ультраосновных массивов локализации сульфидной вкрапленности в придонной части здесь не наблюдается — сульфидами насыщена почти вся головная часть интрузии. По падению отмечается постепенное разубоживание вкрапленной сульфидной минерализации (вплоть до полного исчезновения ее в местах выклинивания и пережимов); вместо нее появляются жильные эпигенетические медно-никелевые руды — результат кристаллизации сульфидного расплава, стекавшего по трещинам из более высоко расположенной части интрузии. По падению и по склонению наблюдается смена меланократовых норитов мезо- и лейкократовыми разновидностями норитов и габбро-норитов, которые слагают глубинные части интрузии. Кроме того, в экзоконтакте апофизы оруденелых норитов встречены неправильные жильобразные тела полевошпатовых гиперстенитов, секущие вмещающие гнейсо-диориты и нередко содержащие в себе вкрапленную пентландит-пирротинную минерализацию. Эти гиперстениты обрамляют оруденелую апофизу в виде «жильной бахромы» и отсутствуют в глубинных частях интрузии.

\* По более поздним экспериментальным данным [168] в системе диопсид — форстерит — анортит при давлениях 1—5 тыс. кг/см<sup>2</sup> и температуре 1400°С может растворяться 1,55—4,02% воды. Авторы считают маловероятным существование глубинных основных — ультраосновных расплавов с большими количествами растворенной воды.

Таким образом, особенностью рассмотренной интрузии является постепенный переход от оруденелых меланократовых норитов (норит-пироксенитов) к более лейкократовым безрудным норитам и габбро-норитам по падению и по склонению.

В нескольких километрах к северо-западу от Ловноозерского месторождения находится пироксенитовый массив Суэйнлагаш, исследованный В. Н. Спировым. В этом массиве проявлена начальная стадия горизонтальной дифференциации — преимущественное обособление оливинсодержащих разностей пироксенитов в головной части и безоливиновых — в более глубоких частях массива.

**Мончегорский никеленосный плутон.** Дифференциация Мончегорского плутона — двоякого типа: вертикальная и одновременно с этим горизонтальная, проявленная по его простиранию. Если исключить из рассмотрения ряд деталей второстепенного значения, то в общем плане рисуется следующее: при движении с севера на юг и далее на восток ультраосновные дериваты уступают место основным. Это подтверждается анализом вертикальных разрезов различных участков плутона.

В северной части плутона (участок Травяная-Кумужье) наиболее высокие горизонты сложены оливиновыми пироксенитами (бронзититами), ниже идет зона чередования оливиновых пироксенитов с перидотитами, еще ниже — зона перидотитов (гарцбургитов), сменяющихся в самой подошве маломощным слоем грубозернистых пегматоидных пироксенитов (так называемый маркирующий горизонт плутона), за которым следует горизонт норитов. Нижняя пироксенит-норитовая зона прослеживается по всей периферии плутона, начиная от горы Травяной и до горы Сопча включительно.

Разрез центральной части плутона (участок Сопча) несколько иной. На наиболее высоких горизонтах развиты бронзититы, сменяющиеся при движении к подошве оливинсодержащими разностями, а еще ниже — перидотитами, пегматоидными пироксенитами и норитами эндоконтакта. При движении далее на юго-восток заметно уменьшается роль оливинсодержащих разностей ультрабазитов, в породах возрастает содержание плагиоклаза.

Восточная часть плутона (участок Нюд) сложена почти исключительно основными разностями. В верхах разреза локализованы нормальные (безоливиновые) нориты, ниже — оливиновые и еще ниже — пойкилитовые оливиновые нориты, за которыми следует оторочка безоливиновых норитов эндоконтакта. На юго-восточной границе участка нориты переслаиваются с габбро-норитами горы Выручайвенч, принадлежность которых к породам плутона доказана в последнее время работами Имандровской ГРП СЗТГУ.

Горизонтальную дифференциацию Мончегорского плутона подчеркивает также постепенное изменение характера син- и эпигенетической сульфидной минерализации при движении с севера на юг и на восток. Судя по имеющимся результатам анализа керновых проб руд «донной» залежи, более богатая сульфидная минерализация свойственна ее северной половине: на участке Травяная — Ниттис средние содержания никеля равны 0,29—0,30, на участке Сопча — 0,15—0,30 и на участке Нюд — 0,10%.

**Интрузив Маскокс с хромитовым и ильменит-магнетитовым оруденением.** По данным Т. Ирвина и К. Смита [219], массив Маскокс в плане представляет собой сильно вытянутый лополит, переходящий по простиранию к югу в тонкую протяженную дайку — подводный канал. Длина лополитообразной (головной) части массива — порядка 30, подводного канала — около 40 миль. Головная часть — четко расслоенная, сложена многократным чередованием ультраосновных (ряда дунит—пироксенит), основных и в значительно меньшей мере кислых пород; ультраосновные дериваты преобладают в нижней части массива, основные и кислые — в верхней. Подводящий канал целиком выполнен бронзититовым габбро, которое слагает маломощные оторочки обих эндоконтактов головной части.

**Верхнеталнахский никеленосный интрузив.** От обычных дифференцированных габбро-долеритовых интрузий Норильского района Верхнеталнахский интрузив отличается присутствием ультраосновных дериватов — плагиоперидотитов и оливинитов, которые локализованы главным образом в южной ветви

интрузии, т. е. в ее головной части; северные участки интрузии почти не содержат в себе ультраосновных дериватов габбро-долеритов [129]. Е. Н. Суханова подчеркивает, что в головных частях Верхнеталнахского интрузива локализованы более магнезиальные разновидности габбро-долеритов. Далее, средние содержания никеля в сингенетических рудах южной и северной части массива практически одинаковые, но богатые разновидности сингенетических руд в северной части месторождений встречаются реже.

Весьма сложная морфология Верхнеталнахского интрузива, усугубляемая явлениями автобрекчирования пород и более поздними дизъюнктивными нарушениями, не позволяя в данный момент более подробно охарактеризовать ее намечающуюся горизонтальную дифференциацию.

**Никеленосная интрузия Норильск-I.** Из опубликованных данных [341] следует, что общая основность и магнезиальность пород интрузии Норильск-I постепенно растет при движении с юга на север, т. е. по восстанию интрузии.

По М. Ф. Смирнову [316], пикритовые габбро-долериты — наиболее магнезиальные дериваты интрузии — в ее южной и средней частях образуют узкое полосовидное тело, которое резко расширяется в северной оконечности интрузии, занимая ее почти целиком. Результаты детального изучения пространственной локализации эпигенетических руд месторождения Норильск-I [91] свидетельствуют о явном тяготении рудных залежей к северной, наиболее высоко расположенной части материнской интрузии.

Что же может являться причиной горизонтальной дифференциации, четко проявленной в трех первых рассмотренных интрузиях и намечающейся в остальных?

Для ответа на этот вопрос еще раз подчеркнем основную тенденцию данного типа дифференциации — постепенную смену по простиранию и по падению (склонению) массивов более меланократовых дериватов (в том числе содержащих сингенетическое медно-никелевое сульфидное оруденение) менее меланократовыми, обогащенными плагиоклазом. Таким образом, на более высоких горизонтах рассмотренных интрузий локализуются дериваты, обогащенные магнием и железом, а на более низких — обогащенные кремнеземом и алюминием. Именно это обстоятельство (различная кислотность пород) и является главной причиной наблюдаемого явления.

Хорошо известно, что кислые магмы обладают значительно большей вязкостью, чем основные и особенно ультраосновные. Кремнезем и глинозем образуют в силикатных расплавах комплексные относительно малоподвижные анионы переменного состава, тогда как металлы в этих расплавах существуют в виде более мобильных катионов [145]. По данным А. Н. Заварицкого [153], при температуре  $1400^{\circ}\text{C}$  вязкость базальтового расплава равна  $5,5 \cdot 10$  пз, андезитового —  $1,17 \cdot 10^3$  пз, обсидианового —  $1,7 \cdot 10^5$  пз. А. А. Кадик и Н. И. Хитаров [167] полагают, что при  $p=7$  тыс. кгс/см<sup>2</sup> (т. е. при вероятных давлениях, существующих на месте кристаллизации основных — ультраосновных пород) вязкость основного расплава равна примерно  $10^2$  пз, то же значение (при температурах расплава, равных  $1400-1500^{\circ}\text{C}$ ) приводится М. П. Воларовичем [72].

Вторым фактором, влияющим на вязкость силикатных расплавов, является содержание летучих компонентов. Повышенное

содержание  $H_2O$  резко понижает вязкость расплава [72, 200, 266]. Аналогичное понижение вязкости следует ожидать при наличии в системе сульфидного расплава, отличающегося необычайной текучестью [251].

Логично предполагать, что при прочих равных  $p$ — $T$ -условиях скорости движения основных—ультраосновных магм, внедряющихся из глубинных областей Земли в более высокие горизонты, будут дифференцироваться в обратной зависимости от вязкости. В ходе движения магматического потока менее вязкие (ультраосновные и меланократовые основные, в том числе содержащие сульфидный расплав) части его будут несколько опережать остальную, более кислую и более вязкую, часть магмы, занимая, естественно, более высокие горизонты раскрывающихся полостей коры\*. Противостоять этому процессу может гравитационная дифференциация магматического расплава; реальное взаимодействие этих двух антагонистических факторов и определит, по-видимому, конечный результат. Не исключено, что влияние гравитационной дифференциации во многих случаях сильнее, чем дифференциации, вызванной различием вязкости; это и обусловило сравнительную редкость проявления последней.

Помимо этого ход кинетической дифференциации основных—ультраосновных магм в той или иной степени может зависеть от коэффициентов диффузии  $D$  ионов, содержащихся в расплаве. А. В. Ванюков и И. Монтильо [51], изучавшие диффузию кальция, железа, никеля и серы в жидких шлаках, показали, что для силикатных расплавов с малой вязкостью  $D$  перечисленных элементов близки по своим значениям. Однако с увеличением вязкости наблюдается не только общее снижение коэффициентов  $D$ , но и резкое дифференцирование их в зависимости от свойств того или иного иона, и в частности от ионного радиуса\*\*. Например, в расплаве состава 39%  $CaO$ , 40%  $SiO_2$  и 21%  $Al_2O_3$  коэффициент  $D$  кальция оказался на порядок больше  $D$  кремния. Это различие  $D$ , возможно, способствует более мобильному поведению катионов магния, железа, никеля, титана, хрома и других металлов, постепенно обособляющихся в виде «передовой ультраосновной волны» движущегося магматического потока.

---

\* Этот же принцип может быть использован для объяснения фактов локализации серпентинизированных ультрабазитов в апикальных и периферийных частях материнских массивов. В головной части потока ультраосновной магмы может обособиться порция, обогащенная летучими компонентами; при внедрении в камеру она как более подвижная займет более высоко расположенные горизонты и периферию под давлением отставшей, более вязкой «сухой» магмы.

\*\* В шлаке состава 39,9%  $SiO_2$ , 21%  $CaO$ , 19,1%  $FeO$ , 9,8%  $Al_2O_3$  и 10,2%  $MgO$  при  $t=1450\div 1250^\circ C$  диффузия шла в приблизительном соответствии с выражением  $D \cdot r_i = const$ , где  $D$  — коэффициент диффузии элемента,  $r_i$  — его ионный радиус.

Не исключено, что одновременное сочетание двух факторов — дифференциации магматического потока и пульсирующего раскрытия полостей, вместивших магму, — может объяснить остающуюся до сих пор загадкой историю возникновения так называемых расщепленных основных — ультраосновных массивов северного крыла Печенгского синклиория. Среди этих массивов имеются как асимметрично дифференцированные, так и недифференцированные («расщепленные»), сложенные либо одними ультраосновными породами (аповерлитовыми серпентинитами, реже — метапироксенитами), либо только габброидами. Поэтому можно полагать, что апоперидотитовые и апопироксенитовые интрузии северного крыла Печенгского синклиория являются результатом кристаллизации «передовой ультраосновной волны» магматического фронта, дифференцированные интрузивы — последующей менее основной порции магмы, испытавшей, кроме того, расслоение *in situ* в самой камере, и, наконец, интрузивы, сложенные только габбро, — результатом застывания наиболее вязкой порции магмы, заметно отставшей в своем продвижении.

С этих же позиций было бы интересно рассмотреть формирование ряда основных — ультраосновных пород массивов Урала, «обратная» дифференциация которых (дуниты — пироксениты — габбро при переходе от центра интрузива к периферии) совершенно необъяснима с позиций гравитационно-кристаллизационной дифференциации.

Перейдем к вопросу о причинах эпизодического возникновения оторочек существенно кальциевых (обогащенных плагиоклазом) пород в эндоконтактах базит-гипербазитовых массивов. Это явление также совершенно необъяснимо с позиций гравитационно-кристаллизационной дифференциации, поскольку дериваты, обогащенные плагиоклазами — более низкотемпературными и более легкими минералами, — располагаются и в же пород, состоящих почти нацело из оливина и (или) пироксенов\*.

Габбро-норитовые, норитовые и плагиопироксенитовые слои (порой с четко выраженной полосатостью) нередко появляются в эндоконтактах массивов, сложенных ультрабазитами ряда дунит — пироксенит; эти образования зафиксированы в Мончегорском плутоне [133], в массиве Застейд-II, расположенном западнее Мончегорского плутона [237], в Иоко-Довыренском массиве [291], в массиве Стиллоутер [481], в никеленосных «малых» интрузиях Кореи [157], в массиве Суэйнлагаш, находящемся среди поля пород габбро-диоритовой серии Кольского полуострова, в лополите Маскоккс [544], в Бушвелдском массиве [537] и в ряде других объектов. Заметим, что в первых

\* Если не считать незначительной (не более 5—10%) примеси основного плагиоклаза (Мончегорский плутон, Иоко-Довыренский массив).

четырёх указанных массивах плагиоклазсодержащие породы эндоконтактов несут в себе сингенетическую медно-никелевую минерализацию.

Обогащенные кальцием и щелочами слои пироксенитов, габбро и диоритов наблюдались в эндоконтактах массивов, сложенных ультрабазитами ряда оливинит—перидотит—габбро; примерами могут служить некоторые массивы Печенгского рудного поля (Раппес, Вуогго-оайви, Соукер-йоки), интрузии месторождения Восток и другие массивы Аллареченского района, Нижнемамонский массив, массив Коталахти [505], некоторые никеленосные интрузии Западной Австралии [543], Златогорский массив КазССР [74, 235], интрузия Огавара в Японии [395] и др. Следовательно, развитие «краевых кайм» свойственно не только одним докембрийским основным — ультраосновным массивам. Как правило, мощности этих «краевых кайм» составляют лишь несколько процентов от суммарных мощностей самих массивов. Характерно также, что ни в одном из приведенных случаев не наблюдалось ни эруптивных брекчий ультрабазитов, цементируемых породами «краевых зон», ни секущих контактов между ними. Зоны закалки «краевых кайм» отмечены в Мончегорском плутоне, в Йоко-Довыренском массиве и в Бушвелдском лополите.

Еще в конце 30-х годов, когда только начали изучать внутреннее строение силикатных расплавов, Ю. А. Билибин [35] предположил наличие в магмах предельно простых соединений и высказал идею о дифференциации этих соединений в соответствии с принципом Сорэ. Частным результатом подобного процесса, по мнению Ю. А. Билибина, должно быть преимущественное сосредоточение более легкоплавких и более подвижных компонентов расплавов — натрия, калия, кальция — в краевых зонах магматических очагов, а в центральных — магния, железа, титана и алюминия.

У. Уол [538] считал, что принцип Сорэ может использоваться для объяснения фактов «краевой зональности» во многих интрузивных и эффузивных образованиях: в дайках (в том числе кольцевых), некках, силлах, лакколитах, крупных плутонах, ливовых потоках и телах собственно магматических руд. В. И. Малкин и Б. М. Могутков [228] наблюдали самодиффузию катионов в кислых и щелочных силикатных расплавах, содержавших окислы лития, калия, натрия, кремния, магния, кальция, бария и стронция. Наблюдения велись при 850—1300° С. Авторы пришли к заключению о дифференциальной подвижности катионов в исследованных расплавах, обусловленной различной степенью взаимополяризации аниона кислорода, и о возможности «разрыхления» структуры самого расплава при попарном сочетании катионов различного размера.

Учитывая все изложенное, автор полагает, что развитие «краевых оторочек» существенно кальциевых пород в базит-ги-

пербазитовых массивах следует объяснить за счет действия эффекта Сорэ. Частое появление сингенетического сульфидного оруденения в «краевых оторочках» можно объяснить гравитационной садкой чрезвычайно подвижного сульфидного расплава и меньшей растворимостью сульфидов в расплавах, обогащенных СаО (см. ниже).

Перейдем к наиболее сложному и малоизученному вопросу о причинах появления полосатости, трахитоидности и линейности в основных — ультраосновных массивах.

Выше было показано, что гравитационно-кристаллизационная дифференциация является главной причиной вертикальной асимметрии основных — ультраосновных массивов, различие в вязкости основного и ультраосновного расплава — возможной причиной горизонтальной неоднородности этих объектов, а эффект Сорэ вызывает появление «краевых кайм», обогащенных плагиоклазом. Но все эти факторы не могут объяснить (или объясняют с большой натяжкой) некоторые не столь уж редкие явления:

1) ритмически повторяющаяся полосатость пологозалегающих основных — ультраосновных пород массивов, для которой характерны: а) однообразие минералогического состава однотипных прослоев, б) отсутствие секущих контактов между прослоями различного состава, в) широкие вариации самой ритмической слоистости — расстояния между прослоями могут меняться от нескольких сантиметров до десятков метров\*. Яркими примерами таких ритмически расслоенных массивов могут быть Бушвелдский лополит [466], Великая Дайка Родезии [546], массив Стиллутер [508, 481], лополит Маскоккс [544], массив габбро-диоритовой серии Кольского полуострова [87];

2) наличие линейности и полосатости в крутопадающих и вертикально залегающих «слоях» основных — ультраосновных массивов (Северное Прибайкалье и другие районы). Н. А. Елисеев [132], изучая аналогичные явления в Хибинском щелочном плутоне, трактовал их, исходя из законов гидродинамики, как следствие ориентировки и последующей группировки и «прослои» кристаллов, выделившихся несколько ранее и переносимых расплавом во вмещающую камеру. Это объяснение отпадает в том случае, когда камера заполняется только одним расплавом, без кристаллов (что отнюдь не исключено);

3) появление в средней и верхней частях основных — ультраосновных пород массивов «висячих» пластов и линз собственно магматических руд — медно-никелевых сульфидных (Мончегор-

---

\* По мнению А. А. Ярошевского [425], одной из возможных причин появления ритмически расслоенных интрузивов может быть ритмическая кристаллизация эвтектических систем в условиях направленного охлаждения и ограниченного перемешивания расплава. При этом периодически возникают две фазы — эвтектическая и с концентрацией компонентов, превышающей эвтектическую.

ский плутон, массивы Северного Прибайкалья и Центрально-русского региона), титаномагнетитовых (Бушвелдский лополит, массив Стиллутер, Главный массив Ждановского месторождения), хромитовых (Бушвелдский лополит, Великая Дайка, лополит Маскокс, массив Стиллутер). Псевдостратификация пород в этих «висячих» оруденелых пластах и линзах нередко более тонкая и отчетливая, чем в соседних безрудных участках массива; то же самое иногда наблюдается в придонных залежах сингенетических медно-никелевых руд (Мончегорский плутон, юго-западная часть Верхнеталнахской интрузии и др.).

Характерно также следующее: отчетливо выраженная полосатость, линейность и трахитоидность чаще встречаются именно в основных и ультраосновных массивах, а также в меланократовых щелочных. Р. Дэли [126] приводит 54 случая дифференцированных массивов: 29 — основных (до кислых — в верхней части разреза), 9 — ультраосновных (до основных и кислых — в верхней части разреза), 11 — щелочных, 5 — средних (до кислых — в верхней части разреза).

В сводке Л. Уэйджера и Г. Броуна [536] приведено 45 примеров слоистых полнокристаллических (абиссальных и гипабиссальных) массивов изверженных пород: 38 — основных — ультраосновных, 3 — кислых, 4 — щелочных. Там же рассмотрена геология семи слоистых силлов, шесть из которых по составу основные — ультраосновные и только один сложен щелочными базитами.

Р. Болк, касаясь особенности состава расслоенных интрузий, пишет: «... среди интрузивных пород слоистое габбро является наиболее интересным... Более кислые интрузивные породы, как правило, не проявляют таких замечательно выдержанных и наглядных слоев» [41, с. 65]. Вряд ли эта особенность случайна. Хорошо известно, что ультраосновные и основные породы содержат значительно большие количества железа, магния и кальция, чем кислые, это отражается на составе их породо- и рудообразующих минералов, которые являются либо парамагнетиками (оливин, пироксены, амфиболы), либо ферромагнетиками (магнетит, ильменит, пирротин) и чаще всего обладают анизотропией магнитной восприимчивости [27, 174, 328, 476 и др.].

Возникает вопрос — не являются ли (в ряде случаев) ориентированные текстуры основных — ультраосновных пород и их псевдостратифицированность результатом влияния земных палеомагнитных полей на внедрявшийся и кристаллизовавшийся расплав? Априори можно предполагать, что возникновение линейности и трахитоидности — следствие действия упомянутых полей на расплав + кристаллы, а возникновение полосатости — результат влияния тех же полей на одну жидкую фазу.

Известно, что силовые линии постоянного магнитного поля расположены у полюсов магнита веерообразно, а между ними —

в виде замкнутых на полюса полуокружностей. В случае большой протяженности этих полей их силовые линии на отдельных отрезках будут почти параллельными, и если в подобное поле попадут небольшие «свободные» частицы каких-либо магнитоанізотропных веществ, они расположатся в виде примерно параллельных цепочек, по силовым линиям.

В ряде работ приведены результаты экспериментов, доказывающих несомненное влияние магнитных полей, создаваемых в лабораторных условиях, на ориентировку кристаллов диа-, пара- и ферромагнетиков, образующихся в растворах и в расплавах [60, 257, 356, 357, 422, 423, 431, 497]. При изучении пеплов вулкана Шивелуч [231] выяснилось, что их магнитные частицы ориентируются под влиянием магнитного поля Земли; его несомненное влияние на ориентацию растущих кристаллов эпсомита и моренозита — пара- и диамагнитных минералов — доказано опытами Э. Рогачевой [289]. Но наиболее интересны в свете обсуждаемого вопроса опыты К. А. Осипова и А. В. Кузьмина, проводивших кристаллизацию сплава  $Al_3Ni$  при 800—640°С в искусственном магнитном поле и без него. В первом случае возникли ориентированные план-параллельные текстуры сплавов, во втором этого не наблюдалось.

И. И. Ямзин [423] подробно рассмотрел вопрос об ориентирующем действии искусственного магнитного поля на рост диа- и парамагнитных минералов в силикатных расплавах. По его мнению, такое воздействие вполне возможно при соблюдении одного из нижеследующих условий: а) кристаллы какого-либо элемента растут в достаточно вязком расплаве (оседание и всплывание исключено) без соприкосновения друг с другом, на заключительном этапе кристаллизации вязкость остаточной жидкости резко возрастает, а сам процесс ее отвердения происходит достаточно быстро, что противодействует смыканию кристаллов; б) в расплаве возникают кристаллы химического соединения (при наличии эвтектики или перитектики); если оно ферромагнитно, то в достаточно сильном магнитном поле образуются устойчивые цепочки этого соединения.

И. И. Ямзин приводит формулы для подсчета ориентационной энергии магнитного поля, действующего на растущие кристаллы. Согласно этим формулам и вероятным значениям входящих в них переменных можно полагать, что минимальное значение напряженности магнитного поля  $H_{min}$ , необходимого для ориентации какого-либо «зародыша» парамагнетика (например, ромбического пироксена) в основном — ультраосновном расплаве, на порядок больше  $H$  современного магнитного поля Земли, наблюдаемого на дневной поверхности.

Однако этот результат, являющийся в значительной степени предварительным, не исключает сделанного выше предположения, поскольку:

а) магнитное поле Земли обусловлено, скорее всего, процессами, идущими во внешней части ядра [367, 424, 439, 456], и очевидно, что напряженность данного поля при движении вглубь будет постепенно расти\*;

б) величина  $H$  палеомагнитного поля Земли была, возможно, в 1,5—2 раза больше современной [445]; косвенно это подтверждается более частой встречаемостью и большим совершенством расщепленности докембрийских основных — ультраосновных массивов;

в) современное магнитное поле Земли неоднородно [210, 424]; вероятнее всего, это было свойственно и палеомагнитным земным полям, в результате чего появилась возможность локального возрастания величины  $H$ , что при прочих равных условиях могло благоприятствовать ориентации кристаллов парамагнетиков в расплавах;

г) период кристаллизации основных — ультраосновных расплавов на глубинах от единиц до нескольких десятков километров измеряется временем от нескольких тысячелетий [480] до десятков миллионов лет [180, 490]; таким образом, создается возможность весьма длительного воздействия «глубинного» земного магнитного поля на растущие кристаллы; косвенным доказательством результативности более длительного влияния магнитных полей Земли на основные — ультраосновные расплавы является редкость ориентированных текстур в основных эффузивах, остывающих значительно быстрее полнокристаллических глубинных базитов.

Может показаться, что высказанной гипотезе будут противоречить более низкие по сравнению с вероятными температурами кристаллизации основных — ультраосновных расплавов\*\* значения точек Кюри ( $\theta_f$ ) минералов-ферромагнетиков базитов и ультрабазитов. Так, например, по данным Ф. Берча [27] и С. Ранкорна [516],  $\theta_f$  магнетита равна 578—580,  $\theta_f$  гематита — 675,  $\theta_f$  титаномагнетита 580—405°С. Но при переходе через точку Кюри ферромагнетики приобретают свойства парамагнетиков [22] — воздействие на них магнитных полей при  $t \geq \theta_f$  ослабляется, но не исчезает окончательно. Плюс ко всему ориентировка текстур базитов и ультрабазитов определяется в основном не ферро-, а парамагнетиками (исключая случай собственно магматических железных и титановых руд).

О сохранении основными породами магнитных свойств при высоких температурах свидетельствуют эксперименты Ю. К. Калининна, выполнявшиеся с целью изучения процессов минералообразования в расплавах и стеклах, получаемых из габбро-

---

\* Это подтверждается многими исследователями; например, С. Ранкорн [515] установил возрастание величины горизонтальной составляющей земного магнитного поля в глубоких шахтах.

\*\* Вероятные значения этих температур рассмотрены ниже.

диабазов Карелии в камнелитейном производстве. В интервале 900—1100°С значения  $\eta$  расплавов (выражаемые в миллионных долях единицы СГС) менялись от 27 до 5800, причем  $\eta_{\max}$  наблюдалась при наибольшей температуре (1100°С).

Особенности химизма основных — ультраосновных магм обуславливают (помимо наличия пара- и ферромагнетиков) вторую характерную черту фемических пороодообразующих минералов базитов и гипербазитов — «повышенную мобильность» их зародышей в кристаллизующемся расплаве. По современным представлениям [24, 25], твердые и жидкие минеральные тела преобладают в той или иной мере закономерной ориентировкой ионов. В первом случае (кристаллические тела) эта ориентировка соблюдается на всем протяжении (по выражению Я. И. Френкеля, «дальний порядок»), а во втором случае (расплавы) сохраняется лишь на весьма незначительном расстоянии («ближний порядок»). Процесс кристаллизации сводится, по сути дела, к замене «ближнего порядка» «дальним» путем взаимного поворачивания ионов в расплаве. Этот процесс осуществляется значительно легче, если ионы имеют изометрическую форму, и идет с большим трудом при наличии цепочечных и пластинчатых (слоистых) ионов\*. Поскольку радикалы  $(\text{SiO}_4)^{2-}$  и  $(\text{SiO}_3)^{2-}$ , входящие в состав оливинов и пироксенов, обладают изометрической формой, отсюда и вытекает возможность их относительно большей подвижности и взаимоориентации в кристаллизующемся основном — ультраосновном расплаве под воздействием земного магнитного поля.

Иначе рисуется возможный механизм образования полосатости основных — ультраосновных пород, для понимания которого необходимо (помимо использования физико-химических и геологических данных) привлечь некоторые сведения из магнетохимии и магнитогидродинамики. За последние годы накопилось достаточно данных, доказывающих ионно-электронную природу силикатных расплавов — металлургических шлаков, которым с некоторыми допущениями могут быть уподоблены природные магмы (полная аналогия в данном случае невозможна вследствие различия  $p$ — $T$ -условий, содержания летучих и других факторов). Электропроводность силикатных расплавов была впервые установлена еще в 1834 г. М. Фарадеем [410], но сама идея об ионно-электронной природе силикатных расплавов была четко сформулирована В. А. Ванюковым значительно позже. В дальнейшем она разрабатывалась О. А. Есиным [141—145], Я. И. Ольшанским [253], А. И. Самариным и А. А. Шварцманом [301] и др. В данное время эта теория заняла должное место и в петрологических концепциях [20].

\* Затрудненность кристаллизации возрастает в ряду  $\text{SiO}_4$ — $\text{SiO}_3$ — $\text{Si}_2\text{O}_5$ — $\text{SiO}_2$  как вследствие перехода от островных к цепочечным и каркасным силикатам, так и в результате роста вязкости расплава [25].

Ионно-электронная природа магм обуславливает их высокую электропроводность, растущую с увеличением температуры расплава, содержания закиси железа и снижающуюся при уменьшении температуры и при возрастании содержания кремнезема. Не менее важным является поведение и второй характеристики магм — вязкости, которая снижается при повышении температуры, росте содержаний окислов металлов и при уменьшении количества кремнезема. Следовательно, в основных — ультраосновных, а также щелочных магмах в силу особенностей их химизма можно ожидать большей степени ионной диссоциации и меньших значений вязкости, чем в расплавах кислого — среднего состава.

Рассмотрим теперь обсуждаемую проблему с позиций магнитогидродинамики, основной принцип которой сводится к следующему: если в магнитных полях происходит движение электропроводящих жидкостей и газов, то возникают токи, оказывающие на жидкость или газ определенное воздействие; в частности, для жидкостей отмечены: затруднение перехода от ламинарного движения к турбулентному, расслоение, дифференциация скоростей течения отдельных прослоев [119, 181, 190, 202, 509 и др.].

Если зарождение основных — ультраосновных магм происходит в верхней мантии, то при внедрении их в коровую оболочку Земли поток магмы может пересекать силовые линии какого-либо участка земного магнитного поля под различными углами или в частном случае двигаться параллельно этим линиям. При этом могут возникнуть магнитогидродинамические силы, под действием которых ускорится расслоение потока гомогенного расплава на прослои, обогащенные катионами или анионами. При дальнейшем движении магмы этот процесс может усилиться за счет дифференциального ламинарного движения, обусловленного не только воздействием магнитогидродинамических сил, но и различием вязкости самих возникших прослоев. В итоге гомогенный исходный расплав может оказаться отчетливо расслоенным, и если кристаллизация его будет происходить в относительно спокойной тектонической обстановке и устойчивом магнитном поле, то в такой ситуации и следует ожидать появления «полосатых» базитов и гипербазитов, этих, по выражению А. Полдерваарта [269], «диковинных образований» с неразгаданной природой.

Предполагаемое расслоение магмы под действием магнитогидродинамического эффекта должно сопровождаться нарушением структуры магнитного поля, пронизывающего поток магмы (или ее очаг). Вследствие различия магнитных свойств самих атомов на участках (прослоях) расплава, обогащенных анионами (кремнеземом, глиноземом), должно происходить разрежение силовых линий магнитного поля, а в прослоях, обогащенных катионами металлов группы железа — сгущение. Но из

ряда работ [173 и др.] известно следующее: в неоднородном магнитном поле диамагнетика испытывают притяжение в направлении уменьшающегося напряжения, пара- и особенно ферромагнетика — в направлении возрастающего напряжения. Следовательно, при кристаллизации расслоенного основного — ультраосновного расплава может происходить дополнительная дифференциация катионов и анионов под влиянием неоднородности магнитного поля: действие магнитогидродинамического эффекта может усилиться ионно-электромагнитной диссоциацией магмы. Плюс ко всему сама природа силикатных расплавов, состоящих из энергетически неравноценных ионов, обуславливает некоторое самоупорядочение частиц расплава, идущее без влияния каких-либо внешних полей [145, с. 303].

Дополнительным доказательством прямой зависимости степени расслоенности базит-гипербазитовых массивов от их обогащенности железом, никелем, титаном, хромом (т. е. элементами, ионы которых наиболее «магнитоактивны») может служить явление более отчетливой псевдослоистости участков основных — ультраосновных массивов, заключающих в себе собственно магматическое оруденение (см. выше). Интересен также практически не изученный вопрос о влиянии на расслоение силикатных расплавов ударных волн (вызванных либо возмущениями конечной амплитуды, либо сообщением среде конечного импульса). Из теории магнитогидродинамики [78] известно, что прохождение этих волн сопровождается усилением слабых магнитных полей, а при этом должно возрастать и действие магнитогидродинамических сил. В недрах Земли источником ударных волн могут быть внезапно возникающие тектонические напряжения (например, при землетрясениях), результатом которых явится временное увеличение напряженности какого-либо участка земного магнитного поля, воздействующего на основной — ультраосновной расплав.

Вряд ли правильно умалывать значение ионно-электронной диссоциации основной — ультраосновной магмы, объясняя с помощью этого явления только один факт образования полосатых рудностей базитов и гипербазитов. Не исключено, что в зависимости от масштаба явления таким путем могут возникнуть более крупные порции «мономинеральных» магм — основных (в том числе анортозитовых) и ультраосновных. При этом, разумеется, будут разделяться и рудообразующие элементы — никель, хром, титан, ванадий, давая магмы с различной металлогенической специализацией.

Несомненно, в дальнейшем (и прежде всего — с развитием лабораторного эксперимента) само существо и детали ионно-электромагнитной дифференциации основных — ультраосновных магм и процесса ориентации растущих в них кристаллов, происходивших под воздействием земных палеомагнитных полей, будут познаны значительно глубже. Очень интересные

результаты может дать детальное структурно-магнитное картирование четко расслоенных основных — ультраосновных массивов. В процессе такого картирования необходимо выяснить взаимосвязи общей структуры изучаемого объекта с ориентировкой полосатости, линейности, векторов палеомагнитного поля, существовавшего в период становления массива, и элементов магнитных эллипсоидов диа-, пара- и ферромагнетиков, слагающих изучаемые базиты или (и) гипербазиты\*.

Заканчивая рассмотрение вопроса о возникновении ориентированных текстур базитов и гипербазитов, необходимо подчеркнуть, что приведенные рассуждения не следует рассматривать как безоговорочное доказательство повсеместного проявления и ведущей роли земного магнетизма в данном процессе. Автор попытался показать лишь отдельные возможности этого очень мало изученного направления, суть которого была сформулирована в общих чертах еще А. Е. Ферсманом [364]: «Было бы огромной ошибкой думать, что электрическое поле, создаваемое особенно в высоконагретых системах, не играет роли в процессах миграции, оно только недостаточно изучено».

### *11.5. Физико-химические условия формирования никеленосных основных — ультраосновных массивов и медно-никелевых сульфидных руд*

В данном разделе рассматривается вероятная физико-химическая обстановка формирования никеленосных интрузий «верхнего структурного яруса», которые доступны нашему непосредственному наблюдению. Природа процессов развития верхней мантии Земли — вероятной области зарождения никеленосных магм — во многом еще неясна [26, 112, 220, 335, 393], и автор счел возможным воздержаться от обсуждения этой глобальной проблемы (тем более что имеющийся в его распоряжении фактический материал вряд ли сможет внести что-либо новое в существующие гипотезы).

**Возможные температуры и давления, при которых формировались никеленосные массивы и медно-никелевые сульфидные руды.** Сведений о расчетных температурах основных — ультраосновных магм очень мало. Так, согласно А. Т. Базилевскому [14, 15], они должны быть порядка 950—1000° С; указанным автором отмечен факт окисления каменного угля в непосред-

---

\* На первых порах для исследования желательно выбирать массивы, не подвергавшиеся более позднему воздействию пликативных и дизъюнктивных дислокаций. Под влиянием упругих напряжений доменные структуры ферромагнетиков (в частности, магнетита) претерпевают необратимые изменения, результатом которых может быть нарушение первичной ориентации вектора  $I_r$  [39], а следовательно, и ошибочность различных палеомагнитных реконструкций.

ственном контакте дайки слюдяного перидотита \*. Ф. П. Леснов [205], используя данные о минеральном составе экзоконтактных роговиков Чайского массива, считает, что его формирование шло при 900—700° С. Л. А. Виноградов и В. А. Тюремов [69], изучавшие контактовые образования ультраосновного массива Падос-тундра, пришли к маловероятному выводу о формировании этой интрузии при 750—700° С. Все эти данные значительно занижены по отношению к приводившимся И. Фогтом [531].

А. К. Салько [300], используя теорию подобия, определил, что титаноносные оливиниты массива Бор-Урх возникли при  $t \leq 1450^\circ \text{C}$ . Он не исключает более низкие значения температуры кристаллизации данных пород, что может быть следствием влияния летучих компонентов. Д. Хоули [470], оперируя фактами наличия ромбического пироксена в норитах Садбери и развития определенных минеральных ассоциаций в экзоконтактах лополита, полагает, что температура магмы, образовавшей лополит, была порядка 1100° С.

Вероятные температуры образования ряда рудных минералов никеленосных базит-гипербазитовых массивов приводятся в табл. 2. Кристаллизация сульфидов медно-никелевых руд начинается, по-видимому, при весьма высоких температурах (1200—1000° С), причем некоторая часть сульфидов затвердевает или раньше пироксенов (Чайский и Нюрундуканский массивы), или одновременно с оливином, пироксенами и плагиоклазами (Чайский, Нюрундуканский, Мончегорский, Петровский, Русско-Журавский, Мамоновский массивы)\*\*. Но основная масса сингенетических сульфидов кристаллизовалась позже силикатов — об этом свидетельствует повсеместно наблюдаемая сидеронитовая структура вкрапленных и вкрапленно-агрегатных руд. Кристаллизация их шла в интервале 900—500° С, последующие (авто- и аллометаморфные) преобразования — при более низких температурах.

Для обсуждаемого вопроса полезно рассмотреть сведения об относительной распространенности гексагонального и моноклинного пирротина. Последний образуется при  $t \leq 325^\circ \text{C}$  [429], в системе Cu—Fe—Ni—S он возникает при  $t \leq 300^\circ \text{C}$  [452]. По данным Е. Т. Леонченковой [204], М. А. Грабовского [108] и А. Д. Генкина [83], в интрузивных породах и медно-никелевых сульфидных рудах преобладает гексагональная модификация

---

\* Аналогичное явление наблюдалось Е. Н. Сухановой [340] на контакте угольного пласта со сплошными сульфидными рудами месторождения Норильск-1.

\*\* Температура тройной эвтектики пирротин — вюстит — фаялит варьирует в зависимости от соотношения железа и серы в пределах 920—1000° С [253, 254]; бинарная эвтектика форстерит — вюстит возникает при 1665° С [544]; твердые растворы пирротин+пироксен получены А. Налдреттом при 980—1000° С.

Температуры образования некоторых рудных минералов медно-никелевых сульфидных руд

Массивы	Наблюдаемые факты, послужившие для определения значения температуры	Вероятная температура образования $t_{max}$ , °C	Авторы данных
Чайский	Эвтектоидные сростания оливина + хромшпинелидов	1780—1660 *	Д. В. Полферов
Чайский, Нюрундуканский	Эвтектоидные сростания оливина + пирротина + пентландита	(1200) **	Он же
Петровский, Мамоновка, Русская Журавка	Эвтектоидные сростания пироксенов + пирротина	(1100—1000)	М. Н. Годлевский, Д. В. Полферов
Чайский	Обрастание сульфидных капель каймами ромбического пироксена ряда энстатит — бронзит	(1100)	Д. В. Полферов
Мончегорский, Чайский	Эвтектоидные сростания основного плагиоклаза + пирротина + пентландита	(1000)	Д. В. Полферов
Чайский, Нюрундуканский	Обрастание сульфидных капель каймами моноклинного пироксена и бурой роговой обманки	(1000—900)	Д. В. Полферов
Норильск-I, гора Черная, Верхнеталнахский, Ждановский, Чайский, массивы Центральнорусского региона	Наличие троилита в син- и эпигенетических рудах	1191—1175	В. В. Золотухин, Н. А. Корнилов, Н. М. Чернышев, М. Н. Годлевский
Норильск-I	Разъединение титаномагнетита пирротином с образованием реакционных кайм ильменита	900—600	Ю. Г. Старицкий, Е. В. Туганова
	Результаты термовзвешивания и термобарического исследования гексагональной модификации пирротина	800—220 (в основном 760—460)	В. В. Золотухин
Нюрундуканский, Норильск-I, Верхнеталнахский, Нижнемамонский, Петровский	Наличие кубической модификации халькопирита в сингенетических рудах	Переход кубической модификации в тетрагональную — 550° C, кристаллизация кубической модификации — около 900° C	Д. В. Полферов, А. Д. Генкин, Н. М. Чернышев, М. Намбу
Норильск-I, Верхнеталнахский, Мончегорский, Алларченский, Иоко-Довыренский, Чайский, Нюрундуканский, Садбери (в том числе эпигенетические руды месторождения Крайтон)	Наличие распада твердых растворов ***: магнетит + ильменит	800—500	Н. Н. Урванцев, М. Н. Годлевский, В. К. Котульский, С. М. Рутштейн, Д. В. Полферов, В. Н. Егоров
Норильск-I, Чайский, Нижнемамонский, Петровский, Садбери	пирротин + халькопирит	600	Н. Н. Урванцев, М. Н. Годлевский, Д. В. Полферов, Н. М. Чернышев
Все никеленосные массивы СССР, Садбери и другие зарубежные объекты	пирротин + пентландит	600—500	Все исследователи медно-никелевых месторождений СССР
Норильск-I, Верхнеталнахский, Мончегорский, Алларченский, Иоко-Довыренский, Нижнемамонский, Садбери	халькопирит + кубанит	450	Н. Н. Урванцев, М. Н. Годлевский, В. Н. Егоров, В. К. Котульский, С. М. Рутштейн, Д. В. Полферов, Н. М. Чернышев
Норильск-I	Окисление угля на непосредственном контакте с жилой эпигенетических сульфидных руд	600	Е. Н. Суханова

\* Экспериментальные данные А. Т. Базилевского [16, 17].

\*\* Числа в скобках являются ориентировочными (получены путем интерполяции данных экспериментальных исследований сульфидных, силикатных и сульфидно-силикатных систем).

\*\*\* Данные о температурах распада твердых растворов взяты из работ Э. Ингерсона [163], П. Рамдора [287] и А. А. Филимоновой [365].

пирротина, тогда как в гидротермальных месторождениях встречается преимущественно моноклинная разность.

Однако в ряде случаев эта закономерность нарушается за счет последующего метаморфизма. Так, например, А. Д. Генкиным [83], изучавшим пирротины син- и эпигенетических руд, установлено, что гексагональный пирротин характерен для эпигенетических руд Норильска-I, Мончегорского плутона и сингенетических руд Аллареченского месторождения, пирротин вкрапленных руд Норильска-I — моноклинный, метасоматический, образовавшийся при медленном остывании интрузии и воздействии аутометаморфизма. Такая же низкотемпературная модификация пирротина свойственна эпигенетическим рудам Садбери, Аллареченского месторождения и Каулы. В последнем объекте широкое развитие моноклинного пирротина связано с повсеместным проявлением пострудного метаморфизма (в том числе динамометаморфизма).

Следовательно, использование различных модификаций пирротина медно-никелевых сульфидных руд в качестве геотермометра возможно, но этот прием не всегда дает ответ на вопрос о температурах их кристаллизации из расплава, так как при наличии метаморфизованных разностей руд первичный (высокотемпературный) пирротин зачастую переходит в более низкотемпературную разновидность.

Перейдем к рассмотрению экспериментальных данных. Из весьма многочисленных исследований наиболее интересны работы А. Т. Базилевского [18] и группы сотрудников Геофизической лаборатории института Карнеджи [452, 453]. По А. Т. Базилевскому [18], кристаллизация диаллагитового расплава начинается при 1325, гарцбургитового — при 1500, дунитового — при 1650° С. Помимо того он пришел к следующим выводам: 1) при возрастании давления нагрузки до 10 кбар температуры начала и конца кристаллизации ультраосновных расплавов увеличиваются на 50—100° С; 2) при возрастании давления паров воды до 2—10 кбар указанные температуры снижаются на 100—200° С; 3) температурный интервал между началом и концом кристаллизации ультраосновных расплавов равен примерно 100—200° С. Результаты экспериментов А. Т. Базилевского полностью подтверждают выводы И. Фогта [531].

Однако в свете опытов А. А. Кадика и Н. И. Хитарова [168] появляются сомнения в достоверности второго вывода. Ими установлено, что в области низких давлений понижение температуры плавления силикатов с ростом парциального давления  $H_2O$  неизбежно, поскольку в такой обстановке мольный объем  $H_2O$  значительно превышает мольные объемы силикатов. Но при давлениях более 1,5—2 кбар эти объемы становятся соизмеримыми и многие силикаты приобретают более плотную упаковку, что ведет к росту их температур плавления несмотря на присутствие  $H_2O$ . Однако при этом не исключено наличие си-

ликатов, температуры плавления которых в области высоких давлений будут по-прежнему снижаться с ростом содержания  $H_2O$ . Не менее интересный вопрос о влиянии парциального давления паров серы на температуру плавления основных — ультраосновных магм почти не изучен.

О высоких температурах плавления (а следовательно, и кристаллизации) никеленосных основных — ультраосновных пород можно судить по результатам экспериментов, выполненных в ЦНИГРИ. Выяснилось, что оливин ультрабазитов Подколдовского массива плавится при 1130, ромбический и моноклинный пироксены — при 1100, оливин такситовых габбро-долеритов Норильска-I — при 1210, включения  $Pl_{80}$  в том же оливине — при 1210, интерстициальный  $Pl_{65}$  — при 1140, моноклинный пироксен — при 1160°С.\* Несколько меньшими (вследствие значительно большего содержания летучих компонентов?) оказались температуры плавления силикатов оливиновых габбро-долеритов Верхнеталнахского интрузива: оливин расплавился при 1075, моноклинный пироксен — при 1075, плагиоклаз — при 1020°С.

Следует заметить, что почти все значения полученных температур ниже «табличных», приведенных в справочнике Ф. Берча [27] и в других источниках. Особенно резко занижение сказывается для оливинов. Вероятной причиной этого занижения являются летучие компоненты ( $H_2O^+$  и сера), повышенные содержания которых постоянно наблюдаются в неминерализованных породах никеленосных интрузий (см. главу IV).

По данным Д. Крейга, А. Налдретта и Г. Куллеруда [452], в системе  $Cu-Fe-Ni-S$ , которой без особых погрешностей можно уподобить фазу, образующую высокотемпературные эпигенетические медно-никелевые руды, при температуре порядка 1000°С начинает кристаллизоваться твердый раствор гексагональной модификации никелистого пирротина, сосуществующий с магнетитом и четырехкомпонентным расплавом. В обедненных серой и никелем расплавах при температуре 850°С наряду с пирротинном начинает выделяться халькопирит (по-видимому, кубической модификации?). Дальнейшее снижение температуры системы до 675°С ведет к появлению пирита; пентландит впервые появляется при 610°С в высоконикелистом расплаве, несколько обедненном серой, но основная масса этого минерала образуется в интервале 575—300°С. Твердый раствор халькопирит + кубанит возникает при 590—575°С, моноклинная модификация пирротина может существовать при 308°С, но в рас-

---

\* По данным Е. Н. Булгаковой [47], применявшей метод гомогенизации первичных включений, клинопироксены никеленосных габбро-долеритов Верхнеталнахского интрузива кристаллизовались при 1275—1140°С, а клинопироксены магnezальных скарнов, развитых в экзоконтактах интрузива, — при 820—720°С.

смаатриваемой системе минерал образуется при температуре несколько ниже 300° С.

В итоге авторы пришли к следующим главным выводам: а) минеральные ассоциации природных медно-никелевых сульфидных руд являются результатом сложной серии реакций, идущих в интервале 1000—200° С (рис. 3). Заметим попутно, что более ранние высказывания тех же авторов, утверждавших возможность начала кристаллизации сульфидов медно-никеле-

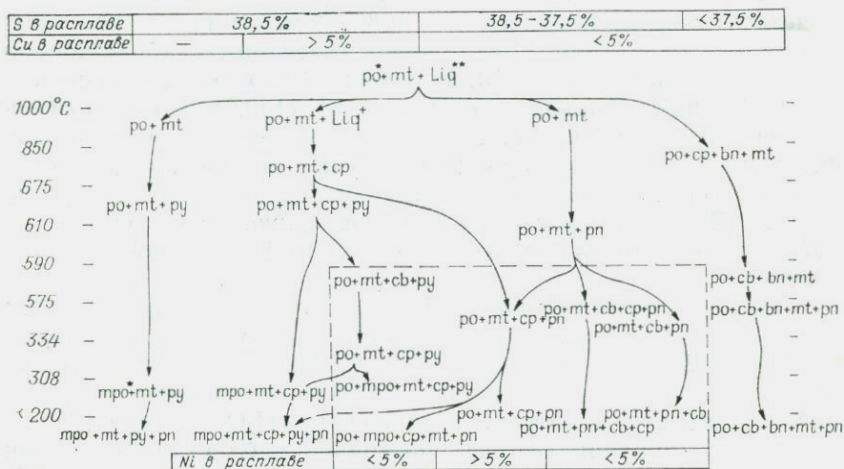


Рис. 3. Минеральные ассоциации руд существенно пирротиновых медно-никелевых сульфидных руд. По Д. Крейгу и др. [453].

po\* — гексагональная модификация никелистого пирротина (твердый раствор  $Fe_{1-x}S-Ni_xS$ ), mpo — моноклинная модификация пирротина, Liq\*\* — сульфидно-окисный расплав, Liq<sup>+</sup> — сульфидно-окисный расплав, обогащенный медью по отношению к сосуществующему пирротину, mt — магнетит, cp — халькопирит, pn — пентландит, cb — кубанит, bn — борнит, py — пирит.

вых руд при 1100—1040° С, подверглись критике со стороны В. И. Смирнова [314]. Однако факты появления природных (!) сульфидно-силикатных эвтектик и кайм пироксенов вокруг сульфидных капель (см. табл. 2) заставляют считать такие температуры вполне реальными; б) появление тех или иных ассоциаций медно-никелевых сульфидов определяется главным образом содержанием серы, а никель и медь в этом отношении играют второстепенную роль. С последним тезисом американских исследователей вряд ли можно согласиться. Приводимая ими последовательность минеральных ассоциаций (рис. 3) совершенно недвусмысленно говорит о ведущей роли трех компонентов системы: серы, никеля и меди. В дальнейшем (см. главу IV) будет показано, что только при определенных количествах и соотношениях серы и никеля можно рассчитывать

на появление в каком-либо основном — ультраосновном массиве практически интересных скоплений медно-никелевых руд.

Несколько более высокие температуры были определены А. П. Лихачевым [209], проводившим опыты с плавлением руд Талнахского месторождения. Существенно халькопиритовые и талнахитовые разности руд начинали плавиться при 800—900°С; в интервале 900—1150°С в твердом состоянии наблюдались лишь реликты пирротина и магнетита; полное расплавление данных разностей руд происходило при 1150°С. Халькопирит-пирротиновая разность руд полностью плавилась при 1150—1200, а силикатно-сульфидная шихта, приготовленная из тех же руд, при 1210°С.

Небезынтересен вопрос о возможных температурах, существующих на глубинах становления и кристаллизации никеленосных массивов. По данным В. В. Белоусова [26], эти температуры резко разнятся в зависимости от принадлежности региона к платформам или областям развития гранитизации и регионального метаморфизма. Резкое различие глубинного теплового режима платформенных и складчатых областей является, возможно, основной причиной появления наиболее высокотемпературных сульфидно-силикатных сростаний почти исключительно в никеленосных массивах Северного Прибайкалья и Центрально-норусского региона (см. табл. 1), формировавшихся в период закрытия геосинклиналей, т. е. при более высоких температурах вмещающей среды.

Если принять за возможный нижний предел глубин кристаллизации никеленосных массивов границу земной коры (35 км), то, согласно [26], в этих условиях температура среды может варьировать от 400—700 (платформенные области) до 1380°С (области гранитизации и проявления регионального метаморфизма, т. е. консолидирующихся геосинклиналей). В такой обстановке возможны не только «регрессивные» метаморфозы минералов медно-никелевых сульфидных руд (при повышении температуры уже образовавшиеся низкотемпературные ассоциации сульфидов могут смениться более высокотемпературными), но и расплавление самого сульфидного материала. Не исключено, что при этом «регенирированный» сульфидный расплав может удалиться от материнской интрузии на весьма значительное расстояние, причем формы вновь возникающих рудных тел будут повторять самую сложную и прихотливую конфигурацию складок вмещающих пород. Такой вариант истории формирования не исключен для месторождения Томпсон-Майн, выделяющегося крайне сложной морфологией четковидных линз богатых руд и их необычайно далеким отходом от материнских интрузий апоперидотитовых серпентинитов [506].

Перейдем к вопросу о возможных давлениях, при которых могли кристаллизоваться никеленосные массивы. Вероятные значения глубинного статического давления (в интервале 10—

35 км) варьируют в пределах 3—10 кбар [26], но в период внедрения основных—ультраосновных расплавов и в случае формирования никеленосных массивов в напряженной тектонической обстановке (Северное Прибайкалье, Центральнорусский регион) эти давления, скорее всего, резко возростали.

В данный момент вследствие отсутствия надежных методов геобарометрии, действенных для основных—ультраосновных пород\*, трудно определить даже порядок этого «дополнительного» давления. Не исключено, что в отдельных случаях «суммарное» давление, существовавшее при внедрении и кристаллизации никеленосных магм, может быть определено в первом приближении по характеру минеральных ассоциаций экзоконтактных образований никеленосных интрузий. В основу этого положены выводы В. С. Соболева [322], установившего, что кристаллические сланцы без дистена и ставролита возникают при  $p=7$  тыс. кгс/см<sup>2</sup>, появление одного ставролита в сланцах происходит при 7—12 тыс. кгс/см<sup>2</sup>, образование дистеновых сланцев (возможно, с жадеитом) — при 12—15 и эклогитов — при 15—20 тыс. кгс/см<sup>2</sup>. В. С. Соболев подчеркивает, что в силу ряда причин высокие давления при метаморфизме могут проявляться на сравнительно малых глубинах.

В большинстве экзоконтактных образований никеленосных массивов минералы-индикаторы высоких давлений отсутствуют; исключением (для территории СССР) являются Мончегорский плутон, во вмещающих породах которого наблюдаются ставролит, силлиманит и дистен, и Чайский массив, экзоконтактные роговики которого содержат жедрит, гранат и кордиерит [205]. Эти ассоциации указывают на весьма широкий возможный интервал давления — от 3—5 до 12—15 кбар [322].

Сведений о развитии минералов-индикаторов давлений в экзоконтактах зарубежных никеленосных массивов обнаружить не удалось; некоторую ориентацию о возможных давлениях при становлении высокотемпературных альпинотипных массивов неникеленосных гипербазитов можно получить, анализируя данные П. Виллье [544]. Так, в экзоконтакте массива Бени Бузера возникают слюдяные сланцы с гранатом, ставролитом, андалузитом, последовательно сменяющиеся при движении к контакту биотит-гранатовыми плагиогнейсами с силлиманитом, кианитом; далее фиксируются гранатовые гнейсы с силлиманитом, графитом и ромбическим пироксеном. Согласно В. С. Соболеву [322], наличие такой минеральной ассоциации свидетельствует о давлениях порядка 7—15 тыс. кгс/см<sup>2</sup>. Далее, экзоконтакты массива Лизард сложены метабазами, обогащенными голубовато-зеленым амфиболом, основным плагиоклазом, сфеном и магнетитом, в более высокотемпературной зоне метабазитов по-

\* Возможно, в дальнейшем для этого окажется полезным разрабатываемый метод фотоупругого эффекта [292].

является ассоциация гиперстен + авгит + плагиоклаз + амфибол + магнетит, на непосредственном контакте — ассоциация оливин + ромбический пироксен + моноклинный пироксен + плагиоклаз + магнетит + ильменит. Несмотря на отсутствие граната, П. Виллье считает, что в данном случае давление достигало 18 кбар.

**Вероятный ход отдельных этапов процесса кристаллизации никеленосных магм.** В никеленосных основных — ультраосновных породах насчитывается более десятка ведущих петрогенных и рудообразующих компонентов:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{NiO}$ ,  $\text{CuO}$ ,  $\text{S}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ; их количественные соотношения,  $p$ — $T$ -условия, а также время остывания внедрившейся интрузии и определяют тот или иной ход кристаллизации магмы. Второстепенными компонентами являются  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ; их влияние на кристаллизацию, по-видимому, не столь существенное. Помимо этого в никеленосных магмах могут присутствовать различные элементы-примеси, как изначально свойственные данному типу магм (селен, теллур, элементы группы платины), так и захваченные из вмещающих пород.

Очевидно, что сложность состава никеленосных магм пока исключает хотя бы приближенное экспериментальное воспроизведение всего процесса их кристаллизации. Если в дальнейшем и удастся осуществить эту задачу при соответствующих  $p$ — $T$ -условиях, то и в этом случае опыт будет лишь приближенным, поскольку время естественной кристаллизации всегда останется несоизмеримым с достигнутым в лабораторных условиях. Кроме того, практически невозможно полностью воссоздать общую обстановку неравномерного процесса естественной кристаллизации, идущего, как правило, в открытых условиях — с привнесом и выносом ряда компонентов [396].

Таким образом, на современном уровне знаний можно достаточно обоснованно судить лишь об отдельных стадиях рассматриваемого процесса, используя в качестве фактического материала природные наблюдения, данные пирометаллургической переработки медно-никелевых сульфидных руд и результаты экспериментального изучения более простых (двух-, трех- и четырехкомпонентных) систем, которые могут рассматриваться как составляющие более сложной  $n$ -компонентной системы, соответствующей собственно-никеленосной магме.

*Факты, подтверждающие наличие ликвации сульфидно-силикатных расплавов.* В разделе I указывалось, что сторонники собственно-магматической природы медно-никелевых сульфидных руд придают первостепенное значение явлению ликвации никеленосных магм на силикатную и сульфидную части. Справедливость этого мнения подтверждается наблюдениями над природными образованиями, результатами экспериментального исследования сульфидно-силикатных систем и данными пирометаллургии, широко использующей явление ликвации при промышленной переработке медно-никелевых сульфидных руд.

Характерной особенностью бедных вкрапленных медно-никелевых руд, не затронутых (или мало затронутых) процессами последующего метаморфизма, является каплевидная форма сульфидных вкрапленников, ведущих себя совершенно инертно по отношению к окружающим силикатам (последние не корродируются и не изменяются сульфидами). Аналогичный облик имеет аксессуарная вкрапленность пирротина и пентландита (реже халькопирита), присутствующая в неизменных (!) практически безрудных базитах и гипербазитах никеленосных массивов.

Такие же мелкие округлые зерна пирротина, пентландита и халькопирита обнаружены в силикатах базитов титаноносных массивов, траппов Сибирской платформы, андезитовых и базальтовых лав Камчатки и Курильских островов [56] и в лаве Алаэ, на Гавайских островах [522].

Каплевидные включения сульфидов могут служить первым доказательством проявления природной ликвации сульфидно-силикатных систем. Ничтожно малые округлые обособления пирротина, пентландита и халькопирита в силикатах базитов и гипербазитов возникли, скорее всего, при отвердении «запоздалых» капелек сульфидного расплава, не успевших вследствие своего малого объема и сравнительно высокой вязкости самой магмы осесть в придонные части массива.

Рассматривая проблему ликвации применительно к более насыщенный сульфидами природным сингенетическим медно-никелевым рудам, М. Н. Годлевский [98, с. 58] пишет: «Из того, что сульфиды кристаллизуются после силикатов, можно заключить, что при температурах кристаллизации силикатов сульфиды должны быть еще жидкими, и поэтому сульфидные обособления, накопившиеся вместе с тяжелыми окислами и силикатами (в придонных частях никеленосных интрузий, формировавшихся в относительно спокойной тектонической обстановке, — Д. П.), должны представлять собой несмешивающиеся жидкие капли. Таким образом, мы приходим к представлению о ликвации силикатной магмы с отделением сульфидной фракции».

Экспериментальное воспроизведение ликвации сульфидно-силикатных систем и различные этапы процесса пирометаллургической переработки медно-никелевых сульфидных руд, в основу которой положено указанное явление (имеются в виду первичная плавка рудной шихты, бессемерование штейна и разделительная плавка фанштейна по методу Орфорда), рассматриваются во многих источниках. Из них наиболее интересными для наших целей являются работы И. Фогта [528, 530], Г. Г. Уразова [360], Д. П. Григорьева [109], О. А. Есина [144], Я. И. Ольшанского [251—255], Н. Н. Курцевой [191], А. В. Ванюкова [51], А. А. Цейдлера [378], И. И. Корнилова [178], Л. Н. Овчинникова [247], Г. Б. Поповой [278, 279], М. Н. Годлевского [97, 98], Ф. Г. Смита [321]. Современное состояние физико-химических

основ пирометаллургии изложено в монографии О. А. Есина и П. В. Гельда [145] и в двух первых выпусках многотомника «Основы металлургии» [258].

Используя указанные и некоторые другие источники, попробуем коротко охарактеризовать суть и физико-химическую обстановку явления ликвации сульфидо-силикатных систем. В. А. Нарсеев и Ф. А. Летников [243] рассматривают процесс ликвации силикатных расплавов как одно из проявлений термодинамического самоупорядочения физико-химических систем. Эффективность этого процесса, по мнению указанных авторов, пропорциональна разнице энергетических характеристик компонентов, входящих в расплав; в частности, особо важную роль играет свободная энергия образования соединений. Кроме того, процессу ликвации способствуют добавки деполаризующих компонентов, снижающих вязкость расплава.

Л. Н. Овчинников [247], ссылаясь на работы О. А. Есина [141], характеризует механизм ликвации двойной системы окисел металла — кремнезем следующим образом: «В системе  $\text{MeO} - \text{SiO}_2$  при растворении  $\text{MeO}$  в  $\text{SiO}_2$  ионы кислорода металлического окисла не полностью, а частично переходят к кремнезему, в результате чего появляется набор кремне-кислородных ионов типа  $(\text{Si}_x\text{O}_y)^{2-}$ . Чем больше взаимодействие  $\text{Me}^{2+}$  с  $\text{O}^{2-}$ , тем меньшая часть последних связывается с  $\text{SiO}_2$ . Остальные  $\text{O}^{2-}$  продолжают окружать  $\text{Me}^{2+}$ , создавая в расплаве субтаксические области, близкие по составу к  $\text{MeO}$ . Кремнезем, получивший недостаточное количество  $\text{O}^{2-}$ , образует крупные полиатомные анионы, т. е. бедные катионами субтаксические группы, приближающиеся к таковым чисто жидкого  $\text{SiO}_2$ . Расплав становится микрогетерогенным и ... расслаивается».

В сульфидно-силикатных системах основного — ультраосновного состава ликвация возникает вследствие снижения растворимости сернистых соединений железа, никеля и меди с понижением температуры. Значение самой растворимости варьирует от единиц процентов до 10—15%, завися помимо температуры от химизма расплава. Так, Г. Б. Попова [278], проводившая эксперименты с медно-никелевыми рудами Норильска-I, установила, что в данном случае растворимость не превышает 8%. Я. И. Ольшанский [255] показал, что растворимость  $\text{FeS}$  в силикатном слое меняется в зависимости от содержания  $\text{Ca}_2\text{SiO}_4$  от 5,53 до 14,5%. Более ранние данные И. Фогта [528, 529], полагавшего, что эта растворимость не превышает 3—7%, по-видимому, занижены.

Вопрос о влиянии различных добавок на растворимость  $\text{FeS}$  в силикатном расплаве изучался Д. П. Григорьевым [109], Я. И. Ольшанским [255] и другими исследователями. Доказано, что растворимость возрастает с увеличением температуры расплава и ростом содержаний  $\text{FeO}$ ; об этом же свидетельствуют результаты исследования медно-никелевых руд Печенги [179] и

шлаков никелевого производства [191]. При возрастании содержания  $\text{CaO}$ , щелочных металлов, глинозема и кремнезема растворимость  $\text{FeS}$  снижается. А. В. Ванюков [51] полагает, что добавка извести в расплав разрушает комплексы  $(\text{Si}_x\text{O}_y)^{z-}$ , увеличивая количество «дырок» и коэффициент диффузии никеля; все это, по-видимому, и способствует более энергичному течению ликвации.

Н. П. Дилакторский, изучая тройную систему  $\text{NiO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ , экспериментально доказал возможность возникновения ограниченных серий твердых растворов никелевых оливинов, никелевых пироксенов и никелевых шпинелей, а также практическую нерастворимость окиси никеля в основных плагиоклазах\*. Следовательно, основные — ультраосновные расплавы, обогащенные  $\text{CaO}$ , малоблагоприятны для нахождения в них в растворенном виде не только окиси, но и сернистых соединений никеля. Именно это может быть основной причиной резкого различия кларков никеля в ультраосновных и основных породах, соответственно равных 0,12 и 0,016% [64].

Магнезиальность расплава сама по себе не влияет на растворимость  $\text{FeS}$ , но увеличение содержания  $\text{MgO}$  влечет за собой некоторое повышение температуры плавления системы, а следовательно, и возможность растворения в ней несколько большего количества  $\text{FeS}$ . Увеличению растворимости сернистых соединений металлов в основных — ультраосновных расплавах способствует также вода [5, 535].

Согласно И. Фогту [530], ликвация в сульфидно-силикатных системах основного состава начинается при температуре порядка  $1500^\circ\text{C}$ . По данным Я. И. Ольшанского [253], область расслоения в системе пирротин — вюстит — кремнезем происходит при  $1700 - 1600^\circ\text{C}$ . Этот температурный «рубеж», по-видимому, не случаен: газообразная сера, возникающая при  $444,6^\circ\text{C}$  и  $p=1$  кгс/см<sup>2</sup> в виде шести- и восьмиатомных молекул, в интервале  $900 - 1500^\circ\text{C}$  образует двухатомные молекулы, а при  $1500^\circ\text{C}$  — одноатомные [258].

Ф. Г. Смит [321], рассматривая систему пирротин — магнетит — силикаты габбро, пришел к заключению, что отделение сульфидного расплава от силикатного при понижении температуры возможно, если парциальное давление кислорода в системе становится ниже некоторого критического значения, в противном случае имеется больше шансов на появление магнетитового расплава. Этот вывод хорошо увязывается с вероятным режимом глубоинной и гипабиссальной кристаллизации никеленосных основных и ультраосновных магм, с наблюдаемой ассоциацией первичных сульфидов медно-никелевых руд, возник-

\* Этот факт хорошо увязывается с данными опытов Д. П. Григорьева [109] и Я. И. Ольшанского [255], показавших, что добавки  $\text{CaO}$  в сульфидно-силикатный расплав ускоряют его ликвацию.

кающей в восстановительной обстановке [411], и, наконец, с теми изменениями, которые отмечены в медно-никелевых рудах при наложении различных постериорных процессов, знаменующих собой усиление окислительного режима (см. ниже).

*Некоторые сведения о ходе кристаллизации расслоенного сульфидно-силикатного расплава.* Микроскопическое изучение сингенетических медно-никелевых руд позволяет надежно установить следующий («боуэновский») порядок кристаллизации главной массы силикатов и рудных минералов: оливины — ромбические пироксены — моноклинные пироксены (базальтическая роговая обманка) — плагиоклазы — сульфиды. Следовательно, с учетом возрастания кислотных свойств анионов силикатов в ряду  $\text{SiO}_4^{4-}$  —  $\text{SiO}_3^{2-}$  —  $\text{AlSiO}_4^-$  —  $\text{AlSi}_3\text{O}_8^-$  [409], можно говорить о постепенном снижении основности никеленосных магм к концу процесса кристаллизации; это создает дополнительные условия для более полного отделения сульфидного расплава путем ликвации.

Для последующего изложения весьма важен вопрос об изоморфном вхождении никеля в решетки магнезиальных оливинов и ромбических пироксенов. В последнее время этот очевидный факт стал отрицаться некоторыми сторонниками гидротермального происхождения медно-никелевых сульфидных руд [137]. В главе III приведены результаты анализов мономинеральных фракций оливинов и пироксенов, подтверждающие это вхождение; здесь же следует упомянуть две диаграммы, свидетельствующие о существовании серии твердых растворов между соединениями никеля и магния: 1) непрерывных в системе  $\text{NiO}-\text{MgO}$ , 2) осложненных появлением бунзенита в системе  $\text{Ni}_2\text{SiO}_4-\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  [492].

Весьма интересным для познания хода кристаллизации никеленосных магм является опыт В. В. Лапина и Н. Н. Курцевой [196]. Авторы попробовали смоделировать в миниатюре данный процесс, охлаждая в течение 5 суток ковш шлака никелевой плавки. Диаметр ковша 1,75, высота — 2,5 м. В верхней части плавки по периферии возникшей усадочной раковины образовалось пегматоидное оливниновое габбро, ниже — мелкозернистое оливниновое габбро, состоящее из оливина, геденбергита, магнетита, плагиоклаза, пирротина, пентландита и борнита. В придонной части габбровой зоны содержание  $\text{MgO}$  оказалось равным 9,52%, а фаялита в оливине — 57—60%, выше содержание  $\text{MgO}$  снизилось до 2,42%, а фаялита возросло до 68—69%. Обособление магнезиальных оливинов в нижней части закристаллизовавшихся плавок никелевых шлаков и железистых оливинов — в верхних частях неоднократно наблюдалось Н. Н. Курцевой [191]. По данным М. Н. Годлевского [97], для никеленосных интрузий более характерна боуэновская схема кристаллизации, несколько осложняемая в массивах габбро-долеритов Енисейской провинции параллельным выделением

двух рядов пироксенов — ромбического и моноклинного [91]; никеленосные интрузии чаще кристаллизуются по схеме Соболева — Феннера («скаергаардской»).

Перейдем к рассмотрению вероятного хода кристаллизации сульфидного расплава, обособившегося в результате ликвации. Кристаллизация «сухих» медно-никелевых расплавов с некоторыми допущениями может быть иллюстрирована диаграммой системы  $\text{FeS} - \text{Ni}_3\text{S}_2 - \text{Cu}_2\text{S}$  (рис. 4). Образование пентландит-пирротиновых разностей руд идет по перитектической схеме, существенно халькопиритовых — по эвтектической, широко раз-

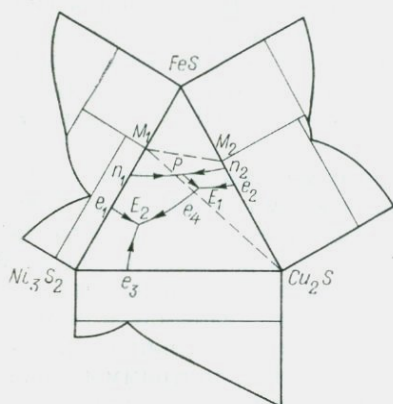


Рис. 4. Схематическая диаграмма состояния псевдотройной системы  $\text{FeS} - \text{Ni}_3\text{S}_2 - \text{Cu}_2\text{S}$ . Развертка на плоскость основания. По Г. Б. Поповой и В. В. Ершову [279].

Проекции:  $M_1$  и  $M_2$  — неустойчивых химических соединений в области пентландитового и халькопиритового твердых растворов,  $n_1$  и  $n_2$  — перитектических точек в бинарных системах,  $e_1$ ,  $e_2$ ,  $e_3$ ,  $e_4$  — эвтектических точек в бинарных системах,  $E_1$  и  $E_2$  — тройных эвтектических точек,  $P$  — тройной перитектической точки.

виты превращения в субсолидусе при постепенном охлаждении системы.

Некоторые детали кристаллизации пентландита в «сухих» сульфидных расплавах при повышенных давлениях выяснялись Г. Б. Поповой, В. В. Ершовым и В. А. Кузнецовым [278] путем экспериментов с природным пентландитом руд Норильска-1. Кристаллизация пирротина шла в интервале  $1050 - 800^\circ\text{C}$ , перитектическая реакция пирротин + никельсодержащая фаза — в интервале  $800 - 600^\circ\text{C}$ , при более высоких температурах возникал «железистый» пентландит, при более низких — «никелестый».

Высокотемпературный характер «сухих» сульфидных  $\text{Fe} - \text{Ni} - \text{Cu}$ -расплавов и обилие реакций в их субсолидусе подтверждаются экспериментами американских исследователей [451—453, 486, 488] (см. рис. 3).

Весьма показателен для расшифровки условий кристаллизации сульфидного расплава факт микродифференциации (ликвации) крупных вкрапленников сингенетических медно-никелевых руд ряда месторождений Енисейской рудной провинции — Норильска-1, Талнаха и некоторых месторождений Мончегорского плутона, Печенгского и Аллареченского рудных полей.

В этих вкрапленниках сверху обособляется халькопирит, внизу — пирротин и пентландит\*.

Аналогичное явление, но в большем масштабе можно наблюдать в некоторых телах эпигенетических руд. Так, например, А. Г. Смекалин [312], описывая жильное поле рудника 7 месторождения Норильск-1, дает следующий вертикальный разрез рудного тела (сверху вниз):

— кубанит-пентландит-халькопиритовые руды, в верхней части оторочка крупных кристаллов магнетита (возможно, реакционная, — Д. П.),

— пентландит-халькопиритовые руды,

— пирротин-халькопиритовые руды,

— существенно пирротиновые руды.

Сопоставляя геологические наблюдения (см. табл. 1) с данными экспериментального изучения «сухих» сульфидных расплавов, можно сделать следующий немаловажный вывод: наблюдаемые природные ассоциации минералов медно-никелевых руд представляют собой «конечный продукт» более высокотемпературных образований субсолидуса, за исключением отдельных наиболее «инертных» сульфидов, не подвергшихся этим метаморфозам (например, кубической модификации халькопирита). Следовательно, изучая лишь одни медно-никелевые руды, можно получить сведения только о температурах конечных стадий их кристаллизации и было бы ошибочным оценивать только по этим значениям весь температурный режим процесса. Сведения о начальных температурах кристаллизации медно-никелевых руд дает в основном эксперимент, хотя отдельные данные в этой области можно получить и при наблюдении естественных минеральных ассоциаций (см. табл. 2).

М. Н. Годлевский [92] полагает, что на заключительной стадии кристаллизации «сухой» сульфидный расплав превращается в щелочной расплав — раствор, насыщенный комплексными соединениями типа  $A_2S_x \cdot Me$ , где А — щелочные металлы, а Me — никель, железо, медь, кобальт. Дальнейшая эволюция этой фазы приводит к появлению гидротермального раствора, образующего существенно щелочные (состоящие из калиевых полевых шпатов) или кварц-карбонатные выклинивания тел эпигенетических руд. К этим же конечным продуктам кристаллизации следует относить зонально минерализованные инъекции в филлитах экзоконтактов брекчиевидных руд Печенги (см. ниже).

Эволюция расплава может идти двояким путем: 1) если расплав обеднен щелочами, снижение температуры вызывает его ретроградное вскипание; выделившаяся газовая фаза конден-

---

\* При разделительной плавке медно-никелевого файнштейна в верхней части сосредотачиваются сульфиды меди «топ», в нижней — сульфиды никеля «боттом».

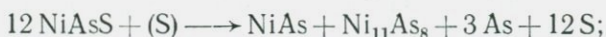
сируется в разбавленный водный раствор; 2) при достаточном количестве щелочей переход к раствору осуществляется постепенно, за счет выпадения твердой фазы.

С конечной стадией кристаллизации сульфидного расплава связано возникновение большей части платиновых минералов медно-никелевых руд (подразумеваются различные соединения платины, палладия, осмия, иридия, рутения и родия). По имеющимся данным [79—82, 84, 91], они представляют собой уже метасоматические образования.

В некоторых зарубежных медно-никелевых месторождениях (Садбери [469, 470], Ляйнеяур [465]) помимо сульфидной появляется многостадийная мышьяковая минерализация. Д. Хоули выделяет на месторождениях Садбери три стадии (и соответственно три подтипа) этой минерализации:

1) высокотемпературную, магматическую, в результате которой образуется герсдорфит, замещаемый ранними генерациями пирротина и халькопирита;

2) высокотемпературную, автометасоматическую, идущую при разложении герсдорфита в атмосфере паров мышьяка, по предполагаемой (на основании экспериментов) реакции:



3) низко- (средне-?) температурную, гидротермальную, дающую жильные арсенидо-кварц-карбонатные руды, секущие пентландит-пирротиновые (рудник Герсдорф) или ассоциирующие с пентландит-пирротиновыми и существенно кубанитовыми разностями (Фруд-Стоби, Крейтон).

На месторождении Ляйнеяур мышьяковые руды фиксируются в зальбандах и местах выклинивания пентландит-пирротиновых и существенно халькопиритовых руд; в составе их отмечены герсдорфит, арсенопирит, кобальтин, смальтин, раммельсбергит, хлоантит, леллингит, саффорит, никелин, маухерит, кальцит, доломит и кварц.

М. Н. Годлевский [96] считает, что парагенетическая ассоциация арсенидов железа, никеля и кобальта на месторождениях медно-никелевых руд может возникнуть при повышении кислородного потенциала и снижении температуры минимум до 400°С.

На медно-никелевых месторождениях СССР собственно-мышьяковые руды, могущие быть параллелизованными со вторым и третьим подтипами месторождений Садбери, пока не встречены. Минералы мышьяка — арсенопирит, кобальтин, никелин, линнеит, саффорит — обычно появляются в небольшом количестве в богатых разновидностях сингенетических руд и в эпигенетических рудах Норильска-I [91], Печенги [107], Аллареченского [421] и Байкальского месторождений [397], причем фактов, свидетельствующих о более позднем (метасоматическом) происхождении арсенидных руд не наблюдалось.

Заканчивая данный раздел, следует остановиться на теории сульфуризации Г. Куллера и Г. Иодера [487], основанной на результатах экспериментальных исследований. Суть ее сводится к пирометасоматическому образованию пирротина и пентландита при воздействии паров серы на никельсодержащие силикаты основных — ультраосновных пород\*. Реакции идут при температурах порядка 1000—800° С и  $p = 2000$  бар.

Э. Ченей и Д. Лэндж [447] считают, что эта теория легко объясняет происхождение медно-никелевых руд, связанных с более кислыми магмами или обладающих аномалиями изотопного состава свинца или серы.

У автора данной работы не имеется никаких геологических доказательств, подтверждающих возможность формирования хотя бы какой-то части медно-никелевых сульфидных руд указанным путем. Более того, весь имеющийся материал явно противоречит такому предположению и за счет сульфуризации можно допустить, пожалуй, лишь образование безникелевых магнетит-пирротиновых скарнов с пиритом, генетически связанных с траппами южной части Енисейской провинции.

### *II.6. Изменения в экзоконтактах никеленосных интрузивов*

Изучение процессов контактового метаморфизма, связанного с внедрением и кристаллизацией никеленосных массивов, позволяет получить дополнительные сведения о физико-химической обстановке процесса формирования медно-никелевых руд (см. раздел II.5) и тем самым более обоснованно судить об их генезисе. Кроме того, контактовые ареалы никеленосных массивов могут использоваться в качестве поисковых признаков при выявлении глубокозалегающих объектов. В отличие от альпийских массивов серпентинизированных гипербазитов, контактовый метаморфизм которых проявлен в общем довольно слабо [212, 355]\*\*, никеленосные интрузии нередко вызывают значительные изменения вмещающих пород. Особенно в этом отношении выделяются интрузии никеленосных габбро-долеритов Енисейской провинции.

Согласно М. Н. Годлевскому [101, 102], образование контактовых ореолов интрузий норильского типа может быть разделено на две стадии, разграничиваемые этапом формирования

\* В цветной металлургии применяется процесс сульфидизации силикатных никелевых руд, аналогичный по существу реакции сульфуризации Г. Куллера: образование моносульфидов никеля и железа идет с помощью добавок пирита и кокса при температурах 800—1100° С [52, 53].

\*\* Но все же в экзоконтактах ряда альпийских массивов (Лизард, Маунт-Альберт, Гороман, Тинаквилло, Бени Бузера, Нейриз и др.) появляются минеральные ассоциации, свойственные пироксеновой и гранулитовой фациям метаморфизма [514, 544]. Высокотемпературные контактовые изменения вмещающих пород отмечены в ультраосновных массивах Калифорнии, Аляски, Канады, Новой Зеландии, Японии, Англии [325].

контракционных и тектонических трещин в остывающих интрузиях. К первой — прогрессивной — стадии контактового метаморфизма относится образование гибридно-метасоматических пород, роговиков и доскарновых метасоматитов, ко второй — регрессивной — возникновение различных скарнов (диффузионных и инфильтрационных) и низкотемпературных метасоматитов с поздним безникелевым пирротинном.

Породы, подстилающие интрузию Норильск-1, изменены на протяжении от 5 до 60 м. Состав новообразований в основном зависит от состава вмещающих пород. По Н. Н. Урванцеву, наблюдается следующее: а) образования тунгусской свиты превращаются в мелкозернистые кварц-полевошпат-кальцитовые роговики (реже в гранатые, пироксеновые, скаполитовые, биотитовые, пренитовые) с пирротинном и халькопиритом; б) в титан-авгитовых диабазах появляются оливин, биотит, диопсид, сине-зеленая роговая обманка, сульфиды, в более низкотемпературной зоне фиксируются иддингсит, хлорит, пренит, эпидот, кальцит, пирит, халькопирит, миллерит.

В верхнем контакте интрузии возникают более мощные (до 250 м) зоны роговиков и скарнов. Последние, согласно В. В. Золотухину [158], подразделяются на высоко (пироксен-гранат-ортоклазовые) и среднетемпературные (пироксен-гранатые и гранатые). Образование скарнов вначале шло в условиях постепенного нарастания потенциала железа (с временными спадами), максимум этого процесса отмечался появлением ассоциации Fe — клинопироксен + андрадит + сульфиды, после чего начался спад, приведший к образованию эпидот-пироксеновых роговиков.

На Талнахском месторождении мощность зоны приподошвенных измененных пород (ороговикованные песчано-глинистые отложения тунгусской свиты и скарнированные известняки) 40—50 м, верхней зоны экзоконтактового метаморфизма — 100—150 м. Д. А. Додин выделяет три стадии контактового метаморфизма, связанного с внедрением Талнахского интрузива: а) магматическую, в результате которой возникли гибридные породы и контактовые роговики; б) послемагматическую, подразделяющуюся на три подстадии: раннюю щелочную (образование альбититов и магнезиальных скарнов), выщелачивания (формирование кальцийсодержащих скарнов) и позднюю щелочную (возникновение околорудных метасоматитов); в) заключительную, в ходе которой проявился околотрещинный низкотемпературный метасоматоз.

Г. И. Кавардин, И. Н. Горяинов, Г. Ф. Анастасенко, изучавшие экзоконтактовые руды северо-западной части Талнахского месторождения, считают, что они связаны с габбро-долеритами лишь парагенетически и возникли не путем инъекции сульфидного расплава, а за счет разгрузки растворов, формировавшихся в корневых частях интрузий.

Небезынтересен вопрос о возрастных взаимоотношениях эпигенетических руд Норильска-I и Талнахского месторождения с микроклинсодержащими породами, фиксируемыми чаще всего в местах выклинивания руд, а порой и около тел этих руд. Судя по материалам А. Г. Смекалина [312] и зарисовке, помещенной в работе В. В. Золотухина [159], «гранитоподобные метасоматиты» — микроклиновые породы — можно рассматривать как остаточные кристаллизаты фазы, давшей эпигенетические руды.

Б. Н. Батуев [21] приводит следующий разрез нижнего экзоконтакта залежи сплошных руд Талнаха (сверху вниз):

- контактовые габбро-долериты,
- интенсивно хлоритизированные контактовые габбро-долериты (мощность хлоритовой оторочки 5—20 см),
- сульфидная залежь (1—2,5 м),
- микроклиновые породы (20—50 см),
- микроклинизированные (!) пироксен-плагиоклазовые роговики (10—20 см),
- скарны с пироксеном, гранатом, везувияном, местами гидратизированные и пренитизированные, часто оруденелые.

Б. Н. Батуев считает, что образование микроклиновых пород шло позже кристаллизации эпигенетических руд и формирования околорудных хлоритовых оторочек. К сожалению, при этом не уточняется состав самих руд, но ясно одно: в данном случае руды формировались позже контактовых габбро-долеритов, которые в соприкосновении с рудной залежью испытывают хлоритизацию. Однако это нельзя считать доказательством гидротермального происхождения эпигенетических руд Талнахского месторождения.

Менее интенсивно проявлены контактовые ареалы никеленосных массивов в других районах СССР.

По данным Н. А. Елисеева [131, 135], типовой разрез эндоконтактов ультрабазитов Печенги следующий: метаперидотиты с реликтовой пойкилитовой структурой, порфиробластические ультрабазиты с крупнокристаллическим амфиболом, мелкозернистые ортоамфиболиты с нематобластической структурой. Всякий эндоконтакт данных массивов на протяжении нескольких метров сложен мелкозернистыми разностями эссекитового габбро. Нижняя зона экзоконтактовых изменений пород печенгской серии имеет мощность не свыше 20 м. На непосредственном контакте с ультрабазитами отмечены маломощные зоны диопсид-эпидот-плагиоклазовых роговинок, быстро сменяющихся адинолами, узловатыми сланцами, хлоритовыми сланцами. Контактные изменения ультрабазитов Печенги, вызванные внедрением эпигенетических руд, охарактеризованы в табл. 1.

Непосредственные эндоконтакты рудоносных ультрабазитов Аллареченского района сложены так называемыми слюдитами—

биотит-актинолитовыми породами [421]\*, в экзоконтактах развиваются крупнозернистые гранатовые амфиболиты с вкрапленностью сульфидов или гранат-кварцевые сульфидоносные породы [107]. Возможно, что часть этих гранат-кварцевых пород следует относить к более древним образованиям, возникшим в процессе окварцевания гранатовых андезитов — дериватов габбро-диоритовой серии.

На непосредственном контакте с ультрабазами Мончегорского плутона вмещающие диорито-гнейсы и гнейсы архея ороговикованы, содержат ставролит, силлиманит, дистен, кордиерит, гранат и местами (особенно в осевой части мульды, вмещающей плутон) инъецированы сульфидами. Габбро Главного хребта Мончетундры под влиянием ультрабазитов «малых» интрузий — сателлитов плутона — скаполитизируется, обогащается гранатом, пироксены базитов уралитизируются, по плагиоклазу развиваются эпидот, хлорит и серицит [133].

В экзоконтакте массива Застейд-II [237] наблюдается 30-метровая зона измененных биотит-амфиболовых гнейсов — массивных пород с зональным плагиоклазом и гранатом. В непосредственном контакте с ультрабазами в этих породах появляются гиперстен и сульфиды.

Изменения гиперстеновых диоритов, вмещающих рудоносные норитовые интрузии Ловноозера, ограничиваются появлением убогой вкрапленности медно-никелевых сульфидов на протяжении 10—15 м экзоконтакта. В непосредственной близости от норитов можно наблюдать переориентацию гнейсовидности гиперстеновых диоритов, приспособляющуюся к простиранию контакта.

Значительные размеры Иoko-Довыренского массива и специфика минерализации III фазы довыренского комплекса обусловили развитие в экзоконтакте массива довольно мощного ареала роговиков, обогащенных пирротинном, пиритом, рутилом, сфеном, ильменитом. В центральной части массива мощность зоны роговиков, заключенной между самим массивом и пластовым телом габбро-диабазов, достигает 300 м, к северо-западу от габбро-диабазов ареал прослеживается еще на 150 м. В висячем боку массива роговики развиты на протяжении 120 м экзоконтакта.

В карбонатных породах, контактирующих с рассматриваемым массивом, сульфидизации и развития минералов титана не наблюдается; вместо этого возникают офикальциты,

---

\* С. И. Зак, В. В. Проскураков, В. И. Кочнев-Первухов [154] полагают, что эти породы возникли в результате кальциевого метасоматоза оливинсодержащих ультрабазитов. Но, судя по нередкому наличию панидоморфной (призматически-зернистой) структуры и по взаимоотношениям амфибола и сульфидов, есть основания считать эти породы магматическими образованиями — горнблендитами, возникшими при кристаллизации ультраосновных массивов за счет эффекта Сорэ.

мощность которых не превышает нескольких десятков сантиметров.

По данным М. Н. Годлевского и Ф. П. Леснова [205], в экзоконтактах Чайского массива отмечаются: а) гиперстен-биотитовые и биотитовые роговики, развивающиеся по биотитовым и биотит-амфиболовым сланцам; б) гранатовые роговики, образующиеся при метаморфизме вмещающих песчаников; в) эпидотсодержащие кальцифиры, возникающие в случае нахождения в непосредственном контакте известняков.

Сведений о собственно-экзоконтактовых изменениях, вызванных ультрабазитовыми телами мамоновского комплекса, пока не имеется. Появление в непосредственной близости от некоторых рудоносных массивов (Петровка и др.) маломощных ареалов сульфидоносных сланцев протерозоя можно расценивать и как следствие собственно-контактового воздействия ультрабазитов, и как результат более позднего переотложения медно-никелевой минерализации, происходившего под влиянием плагиогранитов IV фазы мамоновского комплекса.

*Коротко о явлениях контактового метаморфизма, наблюдаемого на некоторых зарубежных никеленосных массивах.* Наиболее типичные изменения вмещающих пород Бушвелдского лополита — частое появление гиперстеновых роговиков с инъекционной вкрапленностью пирротина [537]. В экзоконтакте массива Ляйнеяур [465] возникают гибридные породы среднего состава, отмечены скарнирование известняков, амфиболизация дацитовых туфов. Внедрение лополита Садбери сопровождалось образованием авгитовых роговиков по песчаникам и сланцам [499]. Ксенолиты вмещающих сланцев в рудоносных породах массива Пасифик-Никл [426] обогащены гиперстеном и основным плагиоклазом. В экзоконтакте массива Дулут [434] развиваются роговики, содержащие халькопирит-пирротиную минерализацию.

Дж. Чемберлэн [446], описывая роговики экзоконтакта массива Маскок, отмечал зональное развитие наложенной (?) сульфидной минерализации: на протяжении 20 футов непосредственного экзоконтакта в роговиках присутствуют пирротин, пентландит, халькопирит и кубанит (отмечаемые также в бронзитовом габбро «краевой» — эндоконтактной — каймы массива), на большем удалении от контакта (80—120 футов) — пирротин, пирит и халькопирит.

Суммируя изложенные факты, можно сказать следующее.

1. Интенсивность контактовых изменений, вызванных внедрением никеленосных массивов, зависит в основном от двух факторов: состава никеленосных магм и степени (фазии) метаморфизма вмещающих пород. Максимальное развитие экзоконтактовых ареалов наблюдается в случае магм основного состава, обогащенных летучими и воздействующих на породы низких ступеней метаморфизма (Енисейская провинция). Ультраосновные

магмы чаще всего дают меньшие по размерам ареалы (Печенга, Мончегорский плутон, Аллареченское рудное поле), и лишь в случае очень крупных массивов основного — ультраосновного состава (Иоко-Довыренский плутон) возникают более мощные зоны контактово-измененных пород. В породах высоких ступеней метаморфизма ареалы практически не образуются (Ловно-озерская интрузия норитов).

Одной из главных причин различного контактового воздействия основных и ультраосновных магм может являться их неодинаковая насыщенность летучими (в частности, водой). Эксперименты Н. И. Хитарова [369] показали, что в базальтовом расплаве при давлении 5 тыс. кгс/см<sup>2</sup> и 1200°С может раствориться до 8,5% воды, а в ультраосновном, при том же давлении и температуре 1400°С — не более 4%.

2. Развитие в экзоконтактах никеленосных массивов различных новообразований по вмещающим породам (роговиков, скарнов, адинолов и др.), наличие в эндоконтактах самих массивов зон «закаленных» пород исключают возможность формирования данных массивов метасоматическим путем или за счет внедрения блоков твердого мантийного вещества в коровую оболочку Земли.

### *II.7. О явлениях зональности в телах син- и эпигенетических медно-никелевых руд*

Проявленная на многих месторождениях зональность тел син- и эпигенетических медно-никелевых руд может быть выявлена различными путями: а) выяснением значений валовых содержаний никеля, меди, кобальта, их соотношений на различных участках рудных тел; б) наблюдением за изменениями характера рудной минерализации при движении по вертикали, простиранию, падению или склонению рудных тел; в) сравнением процентных отношений главных рудообразующих минералов — пентландита, пирротина, халькопирита, кубанита — в различных участках рудных тел; г) изучением пространственного распределения различных кристаллографических и иных модификаций главных минералов медно-никелевых руд — пирротина и халькопирита.

Зональность сингенетических руд проявляется в постепенном снижении содержаний никеля на более глубоких горизонтах пологозалегающих и наклонных массивов основных — ультраосновных пород, т. е. по падению или склонению рудных тел. Это явление уже отмечалось при описании горизонтальной зональности (см. раздел II.4). Так, например, в сингенетических рудах месторождения Норильск-I, по данным Г. М. Шешуковой, к югу, по склонению донной залежи, содержания никеля и меди снижаются соответственно на 24 и 39 отн.%, а отношение Ni : Cu —

от 1:1,65 до 1:1,32\*. Следовательно, головная часть донной залежи рассматриваемого месторождения не только богаче сульфидами вообще, но и относительно обогащена сульфидами меди (по сравнению с глубинной частью).

Рассматривая строение месторождения Норильск-1, М. Ф. Смирнов [316, с. 35] пишет: «Концентрация сульфидов в нижних дифференциатах интрузии нарастает с юга на север, в направлении движения магмы... главным образом, за счет увеличения объема богатых руд и выклинивания слоев течения магмы с бедной минерализацией». Возрастание относительного и абсолютного содержания халькопирита во вкрапленных рудах по восстанию рудных тел месторождений Норильского района отмечается Е. Н. Сухановой [342] и Л. Л. Ваулиным [55].

Снижение содержаний никеля с глубиной отмечено автором на ряде месторождений Печенгского и Аллареченского районов. Так, одной из скважин, пройденных на месторождении Котсельваара, подтверждено продолжение рудоносного массива ультрабазитов на значительное расстояние и снижение содержания никеля на глубине до 76—41 отн.%. На глубоких горизонтах месторождения Восток обнаружены лишь маломощные (не выше 1 м) участки бедных вкрапленных руд.

Весьма показательны результаты изучения глубоких горизонтов сингенетических руд Главного массива Ждановского месторождения. По падению наблюдается постепенное разубоживание этих руд: содержания никеля снижаются на 22—25, меди — на 24—25 отн.%. Одновременно с этим происходит уменьшение мощности рудного тела на 12—58 отн.%.

Постепенное разубоживание сингенетического оруденения по падению первой рудной залежи на одном из разведпрофилей Ловноозерского месторождения можно иллюстрировать следующими данными: если содержание никеля в скв. 97, пересекающей головную часть залежи, принять за 100%, то в скв. 98, пройденной по падению залежи в 50 м от скв. 97, оно составляет 91%, в скв. 99, пройденной по падению в 50 м от скв. 98, — 69%, в скв. 100, заданной по падению в 50 м от скв. 99, — 60%.

Аналогичная зональность, по-видимому, проявляется и на Байкальском месторождении. Если, основываясь на конфигурации эрозионного среза Иоко-Довыренского массива, предположить, что его подводящий канал находится на юго-западе (участок Рыбачий), то участок Озерный, расположенный в северо-восточном окончании массива, будет являться его головной частью. При такой трактовке становятся понятными закономерное убывание содержаний никеля и меди в рудах при движении с северо-востока на юго-запад (от участка Озерный через участок Центральный до участка Рыбачий) на 48 отн.%

---

\* В этом же направлении уменьшаются содержания палладия и платины [419].

по никелю и на 37 отн. % по меди, а также и преимущественная локализация эпигенетических жильных руд на участке Озерном.

В ходе разведки Чайского месторождения также установлено, что сингенетические руды с глубиной разубоживаются, пласты выклиниваются. В Юбилейном массиве (Воронежская антеклиза) помимо обособления халькопирита во внешних частях залежи сингенетических руд отмечено постепенное обеднение металлом моносульфидов при переходе от центра залежи к ее периферии. Обогащение халькопиритом и кубанитом верхних и краевых частей тел вкрапленных (сингенетических) руд отмечалось на многих зарубежных медно-никелевых месторождениях — в Садбери, на Пасифик-Никл, в массиве Маскоккс, на месторождениях Ранкин-Инлет, Юкон, Восточного Грикваленда и в других местах [426, 446, 470, 539].

Иногда разубоживание сингенетического оруденения с глубиной проявляется на весьма незначительном расстоянии; примером такой «микрizonaльности» могут быть рудные трубки Влэкфонтейна, рвущие стратифицированные бронзититы Бушвелдского лополита. По данным П. Вагнера [537], в шахте № 4, пройденной на одной из наиболее крупных трубок, содержания никеля и меди на горизонте 72 фута соответственно равны 2,77 и 1,09%, а на горизонте 96 футов (т. е. ниже всего на 8 м) — 1,83 и 0,72%.

Перейдем к рассмотрению зональности тел эпигенетических медно-никелевых руд. Классический ее пример — жильное поле Мончегорского плутона. По представлениям И. В. Галкина, в пределах северной половины плутона по вертикали выделяются следующие пять зон:

1-я зона — пентландит-пирротиновые жилы промышленной мощности (более 5 см) с подчиненным количеством халькопирита; роль последнего резко возрастает на флангах и на более глубоких горизонтах жил;

2-я зона — халькопирит-пентландит-пирротиновые жилы и прожилки с непромышленной мощностью (менее 5 см);

3-я зона — «глубинные» медные руды — существенно халькопиритовые, вкрапленно-прожилкового типа, часто пространственно ассоциирующие с габбро-пегматитами;

4-я зона — вкрапленные сингенетические пентландит-пирротиновые руды «донной залежи» Ниттис-Кумужье Травяная — Сопча;

5-я зона — вкрапленно-прожилковые и агрегатные инъекционные пентландит-пирротиновые руды, локализованные в осевой части мульды вмещающих плутон пород.

Вследствие определенного сочетания ряда структурных факторов в данном случае оказались заметно сближенными две различные по своей природе зоны: собственно-эпигенетических руд (зоны 1—3, по И. В. Галкину) и сингенетических + инъекционных (зоны 4 и 5, по И. В. Галкину). Это обстоятельство, а также

примерно одинаковые ширина и горизонтальная протяженность зон 1—3 и 5 и наличие между всеми пятью зонами электрической взаимосвязи привело некоторых геологов к предположению о формировании жильных руд Мончегорского плутона за счет отжима сульфидного расплава из «донной залежи». Но поскольку оба типа руд разъединены во времени породами дайковой серии (см. раздел II.9), такое предположение исключается, тем более что ему противоречит и внутреннее строение жильного поля. С глубиной жилы обогащаются халькопиритом и выклиниваются. Если бы они возникали за счет явления «фильтр-прессинга» незастывших «донных» руд, то, вероятнее всего, наблюдалось бы обратное — обогащение халькопиритом и выклинивание жил по восстанию.

«Внутренняя» зональность жил эпигенетических руд Мончегорского плутона выявляется при расчете средневзвешенных значений отношений никель : медь по эксплуатационным блокам и последующем выделении участков жил со значениями этих отношений: более 2, от 2 до 1, менее 1. Такие расчеты были выполнены автором и Т. И. Ньюпененом для трех жил: № 16, № 18—36 и № 18—50; в результате выявилась единая закономерность: центральные части жил оказались сложными пентландит-пирротиновыми рудами (никель : медь — более 2), а на глубоких горизонтах и по простиранию, на флангах — существенно халькопиритовыми рудами (никель : медь — от 2 до 1 и менее 1), непрерывно переходящими в «глубинные» медные руды (3-я зона, по И. В. Галкину). Эта закономерность подтверждается данными комбината Североникель, свидетельствующими о постепенном увеличении относительных содержаний меди в жильной массе, добытой за весь период эксплуатации рудника Ниттис-Кумужье. По мере отработки вскрывались более глубокие горизонты и фланги жил, что и вызвало наблюдаемое увеличение содержаний меди.

Зональность Южной залежи эпигенетических руд Талнахского месторождения проявляется в следующем: южная и северная части ее заметно обогащены халькопиритом и кубанитом (по отношению к пентландиту и пирротину)\*. Некоторое возрастание роли существенно халькопиритовых разностей эпигенетических руд с глубиной отмечено в масштабе всего месторождения Норильск-I (медь : никель в сплошных рудах северной части месторождения 0,70 : 1, южной — 1,37 : 1). На данном месторождении часты переходы от пентландит-пирротиновых к существенно халькопиритовым, талнахитовым и далее к бор-

---

\* В. В. Ершов [140] отмечает и вертикальную зональность этой залежи: при движении от ее кровли к подошве существенно халькопиритовые руды сменяются кубанит-халькопиритовыми и далее пирротин-кубанитовыми. Этот переход является, по-видимому, следствием внутрикамерной ликвации крупной порции сульфидного расплава, образовавшего залежь.

нит-миллеритовым разностям эпигенетических руд [83, 91, 170]; аналогичная зональность тел эпигенетических руд отмечена и на Октябрьском месторождении [55, 343, 344].

В процессе изучения минералогии эпигенетических руд Октябрьского месторождения А. М. Карпенковым установлено постепенное снижение отношения «сумма металлов : сера» при движении от подошвы залежи к ее кровле; он объясняет эту закономерность неодинаковым парциальным давлением паров серы, концентрировавшихся на более высоких участках камеры, в которой кристаллизовались эпигенетические руды.

Зональность месторождения Фруд изучалась рядом зарубежных геологов [156, 470, 471, 498, 539, 545]. По данным Х. Зербригга [156, с. 312—314], на высоких горизонтах месторождения развиты вкрапленные (сингенетические) руды, с глубиной они сменяются массивными и брекчиевидными (эпигенетическими), обогащенными в нижней части халькопиритом и кубанитом. Еще ниже начинается зона так называемых кремнистых руд, исключительно сложных по своему минералогическому составу [471], однако ведущими сульфидами в этих рудах по-прежнему являются халькопирит и кубанит.

По мнению Д. Хоули, минералы кремнистых руд возникли в течение трех стадий: ранней (магнетит, ильменит, часть арсенидов), главной (сульфиды железа, никеля, кобальта и меди) и поздней (минералы висмута, теллура, свинца, цинка, олова, серебра и золота). Для этих руд характерны локализация арсенидов в зальбандах тел, сложенных сульфидами [156], и максимальные окolorудные изменения вмещающих пород. Значение отношения  $Cu : (Cu + Ni)$  на интервале 0—3330 футов рудника Фруд плавно возрастает с 0,43 до 0,87 [471].

Д. Митчелл и А. Матч [498], рассматривая зональность эпигенетических руд месторождения Харди (Садбери), отмечают следующее: на западном фланге и на нижних горизонтах содержание никеля в рудах больше, чем меди, на восточном фланге и на высоких горизонтах — почти одинаковое, а еще выше, при переходе к оруденелым норитам (т. е. к сингенетическим рудам, — Д. П.), медь начинает заметно преобладать над никелем.

Более сложная зональная минерализация отмечена в экзоконтактах эпигенетических руд Печенги. На месторождении Котсельваара в экзоконтактах тел брекчиевидных руд, отходящих от материнской интрузии ультрабазитов в филлиты, развиты три последовательно расположенные зоны: 1-я — «оруденелые» филлиты, содержащие вкрапленно-прожилковую пентландит-пирротиновую минерализацию с незначительным количеством халькопирита, сфалерита, пирита, кварца, карбонатов, хлорита и альбита; 3-я — филлиты с вкрапленно-прожилковой существенно пирротиновой минерализацией, второстепенными рудными минералами являются халькопирит, пирит и сфалерит;

пентландит практически отсутствует; состав жильных минералов аналогичен наблюдаемому в филлитах 1-й зоны; иногда пиритсодержащие разности филлитов 3-й зоны обособляются в самостоятельную подзону, удаленную на большее расстояние от контакта с брекчиевидными рудами; 4-я — филлиты с кварц-карбонатной прожилковой минерализацией, в небольшом количестве встречаются пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит. Зона 2-я (так называемые медистые филлиты, обогащенные халькопиритом) на данном месторождении отсутствует.

Характерно также, что филлиты 3-й и 4-й зон иногда появляются не только в экзоконтактах брекчиевидных руд, но и в связи с интрузиями серпентинизированных перидотитов и в подошве IV покрова габбро-диабазов печенгской формации. Зоны минерализованных филлитов имеют клиновидные очертания, их суммарная мощность достигает 30—32 м.

На месторождении Каула помимо филлитов 1-й, 3-й и 4-й зон появляются «медистые» разности — филлиты 2-й зоны, расположенные чаще всего между «оруденелыми» и пирротинсодержащими. Для них характерно наличие полосовидно распределенной вкрапленно-прожилковой существенно халькопиритовой минерализации с примесью пирротина, пентландита, сфалерита, кварца и карбонатов. Суммарная протяженность филлитов 1-й, 2-й и 3-й зон по падению Главной тектонической зоны месторождения Каула 930, максимальная мощность — 25—30 м. Протяженность данных филлитов по простиранию и по восстанию рудоконтролирующих зон может достигать, по-видимому, 1500—2000 м; так, например, пирротинная минерализация после выклинивания брекчиевидных руд прослеживается по простиранию Западной тектонической зоны месторождения на расстояние до 1 км [131].

Подытожим изложенные факты.

1. Во многих медно-никелевых сульфидных месторождениях наблюдается зональность тел син- и эпигенетических руд, проявляющаяся в постепенном разубоживании минерализации с глубиной (сингенетические руды), в обособлении халькопирита и кубанита в краевых частях рудных тел (син- и эпигенетические руды); в отдельных случаях отмечено развитие зон сульфидно-кварц-карбонатной минерализации в экзоконтактах тел более низкотемпературных эпигенетических руд, залегающих среди сланцев низких ступеней метаморфизма.

2. Отсутствие секущих контактов существенно халькопиритовых и кубанитовых руд по отношению к пентландит-пирротинным (в том числе в зонах минерализованных филлитов Печенги) говорит о том, что эта зональность принадлежит к разряду моноасцентных. В соответствии с классификацией Ю. А. Билибина [36] ее можно назвать «зональностью отложения», а по В. И. Смирнову [313] — «зональностью рудных тел».

3. Зональное распределение сульфидов железа, никеля и меди в телах син- и эпигенетических руд может быть обусловлено рядом причин:

а) горизонтальной дифференциацией материнских пород (см. раздел II.4), в процессе которой основные — ультраосновные расплавы, обогащенные сульфидами, должны как менее вязкие сосредотачиваться в передовой части «фронта магмы» и, следовательно, в наиболее высоких горизонтах возникающих массивов\*;

б) различной плотностью пирротина, пентландита, халькопирита и кубанита, соответственно 4,6—4,7; 4,5—5,0; 4,1—4,3 и 4,0—4,1 г/см<sup>3</sup>; по закону Стокса это должно повлечь несколько замедленное гравитационное оседание медистого расплава; в микромасштабах данная разница вызывает возникновение дифференцированных сульфидных вкрапленников с халькопиритовым «топом» и пентландит-пирротинным «боттомом»;

в) более низкой температурой кристаллизации основного сульфида меди — халькопирита — по отношению к пирротину; при напряженной тектонической обстановке в период формирования никеленосных интрузий эта разница может обусловить миграцию существенно халькопиритового расплава в краевые части никеленосного массива или рудоконтролирующего дизъюнктива.

4. Основной причиной минералогической зональности, наблюдаемой в экзоконтактах брекчиевидных и сплошных руд Печенги, следует считать эволюцию рудообразующего расплава-раствора, что приводит к возникновению «остаточного» гидротермального раствора с минимальным количеством металлов и серы. Следствием той же причины — эволюции сульфидного расплава — являются «аплиты» Норильска-I, кварц-кальцитовые прожилковые руды с пирротинном, пентландитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и пиритом (Мончегорский плутон) и поздние прожилки кварца, карбонатов, серпентина, талька и сульфидов, секущие син- и эпигенетические разности медно-никелевых руд большинства месторождений (см. табл. I).

5. Рассмотренная зональность может использоваться при поисках «слепых» тел эпигенетических медно-никелевых руд и на стадиях оценки и предварительной разведки медно-никелевых месторождений для ориентировочного определения глубины эрозионного среза изучаемых объектов. Так, наличие маломощных прожилков существенно халькопиритовых руд в первых образцах аллареченских метаперидотитов с сингенетической минерализацией, взятых осенью 1957 г. из коренного выхода

---

\* При кристаллизации сульфидоносных расплавов в круто и вертикально залегающих структурах не исключено последующее осаждение сульфидных капель под влиянием сил гравитации в более глубокие горизонты магматического очага.

на р. Алла, позволило высказать предположение о наличии в массиве богатых эпигенетических руд. Эти руды и были обнаружены спустя некоторое время южнее коренного выхода метаперидотитов.

*II.8. О некоторых закономерных соотношениях  
главных рудообразующих элементов  
медно-никелевых сульфидных руд*

Металлургам давно известно весьма мало варьирующее отношение  $Ni : S$  в медно-никелевых сульфидных рудах: среднее значение 1 : 6 при вариациях для различных месторождений от 1 : 4,6 до 1 : 9 [314].

Весьма интересны данные по соотношению никеля и серы в рудах Ловноозерского месторождения (рис. 5). Для богатых вкрапленных руд 1-й рудной залежи (скв. 98) среднее значение отношения  $Ni : S$  варьирует в очень узких пределах — от 1 : 6,20 до 1 : 6,50, причем наблюдается почти полная повторяемость кривых содержаний обоих элементов. Вряд ли такое закономерное поведение никеля и серы могло быть в случае гидротермально-метасоматического или метаморфогенного происхождения данных руд. В неизменных эпигенетических рудах 1-й рудной залежи месторождения (скв. 119) отношение  $Ni : S$  равно 1 : 10,86; наложение процессов гидротермального метаморфизма влечет за собой пиритизацию эпигенетических руд (скв. 57), и тогда  $Ni : S = 1 : 21,04$ . Следовательно, к концу магматической стадии процесса формирования медно-никелевых руд Ловноозерского месторождения происходило некоторое возрастание потенциала серы, но объяснить это привнесением серы не следует; наблюдаемая гипогенная пиритизация существенно пирротиновых руд шла за счет выноса некоторой части железа из решетки пирротина метаморфизирующими агентами [24, 501].

Рассмотрим теперь некоторые закономерности соотношений никеля с медью и никеля с кобальтом в медно-никелевых рудах четырех никеленосных провинций СССР (рис. 6). Для платформенных медно-никелевых месторождений Северо-Енисейской провинции в целом характерно заметное преобладание меди над никелем. В то же время при переходе от син- к эпигенетическим рудам (Талнах, Норильск-I) наблюдается некоторое возрастание относительного количества никеля.

Физико-химическая природа этого явления была выяснена М. Н. Годлевским [93, 94] и В. В. Ершовым [139]. Согласно их представлениям, состав сульфидного расплава, выделяющегося из самих габбро-долеритовых интрузий и образующего эпигенетические руды, в ходе кристаллизации не остается неизменным: из расплава обособляется фаза, обогащенная медью — этим и объясняется некоторое возрастание содержаний никеля в главной массе рассматриваемых эпигенетических руд. Затем, при

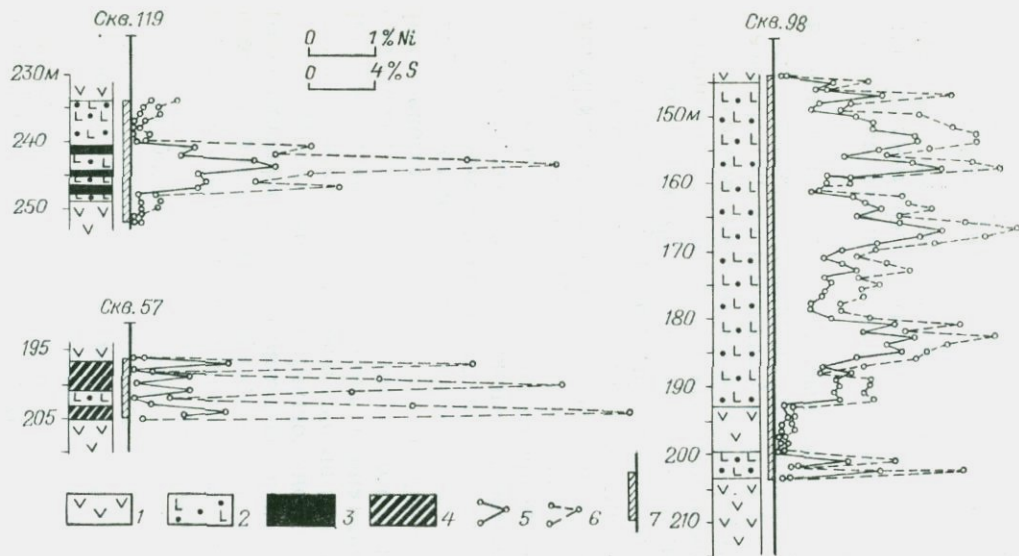


Рис. 5. Кривые содержания никеля и серы в медно-никелевых рудах Ловноозерского месторождения.

1 — вмещающие породы; 2 — нориты с сингенетическим медно-никелевым оруденением вкрапленного и вкрапленно-агрегатного типов; 3 — нориты с эпигенетическим медно-никелевым оруденением жильного типа; 4 — нориты измененные, с пиритизированным эпигенетическим медно-никелевым оруденением, инъецированные кварц-карбонатным материалом; 5 — кривые содержания никеля; 6 — кривые содержания серы; 7 — интервал kernового оробования.

более низких температурах, возникает остаточный расплав-раствор с повышенным количеством щелочей, образующий борнит-миллеритовые разности руд на участках выклинивания контролирующих дизъюнктивов.

Несомненно, что в ходе этого процесса будет постепенно изменяться ассоциация главных рудообразующих и сопутствующих элементов. Это уже частично показано О. Е. Юшко-Захаровой с соавторами [420], изучавшими распределение широкого круга элементов в эпигенетических рудах Талнахского интрузива. Выяснилось, что в ряду пирротиновые руды — кубанитовые руды — халькопиритовые руды — талнахитовые руды (т. е. при переходе от высокотемпературных к более низкотемпературным кристаллизатам рудного расплава) относительные содержания железа, кобальта, родия, рутения, иридия, осмия, рения, молибдена, хрома, скандия снижаются, а относительные содержания меди, платины, палладия, олова, цинка, свинца, индия, селена, теллура, висмута, серебра и золота возрастают.

Руды промышленных медно-никелевых месторождений трех остальных провинций СССР, возникавшие в условиях развития и инверсии геосинклиналей, характеризуются преобладанием никеля над медью\*. Так же как и в предыдущей рудной провинции, здесь проявляется (но более отчетливо) тенденция к относительному обогащению эпигенетических руд никелем (месторождения Котсельваара, Каула, Каммикиви, Аллареченское, Мончегорское, Восток, Байкальское)\*\*. В «оруденелых» филлитах Печенги (месторождения Каула и Котсельваара) отношение Ni : Cu, наоборот, резко снижается до 1,3 : 1 — I и II зоны минерального ореола брекчиевидных руд, залегающих в филлитах, обогащены халькопиритом. Оба отмеченных явления однопричинны, их следует рассматривать как следствие такой же, как и в сибирских месторождениях, кристаллизационной дифференциации сульфидного расплава (для месторождений Печенги — расплава-раствора) и пространственного обособления его существенно медистых дериватов.

Пирритизация и десульфуризация сингенетических руд (месторождение Подколдновка) вызывают снижение значения отношения Ni : Cu с 2,3 : 1 до 1,7 : 1 при замещении никелистого пирротина пиритом и пентландита — бравантом; кроме железа, по-видимому, выносятся часть никеля. Это весьма немаловаж-

---

\* На Кольском полуострове имеется ряд базитовых массивов (гора Генеральская, тундры Федорова и Панская, массив № 1 севернее Федоровой тундры), несущих в себе непромышленное существенно халькопиритовое оруденение с пирротинном и пентландитом. Отношение Ni : Cu в рудах этих массивов варьирует от 1 : 1,5 до 1 : 3.

\*\* При достаточно четком разделении син- и эпигенетических руд то же самое можно наблюдать и на зарубежных месторождениях. Например, для вкрапленных руд месторождения Крейтон, Садбери отношение Ni : Cu равно 1,4 : 1, а в массивных рудах того же объекта оно возрастает до 2 : 1 [470].

ное наблюдение подтверждается другими дополнительными фактами (см. главы IV, V).

Заканчивая освещение вопроса, следует привести некоторые данные, касающиеся значения отношения никель : кобальт (рис. 6). Средние значения этого показателя для медно-никелевых руд платформы и складчатых областей почти одинаковые —

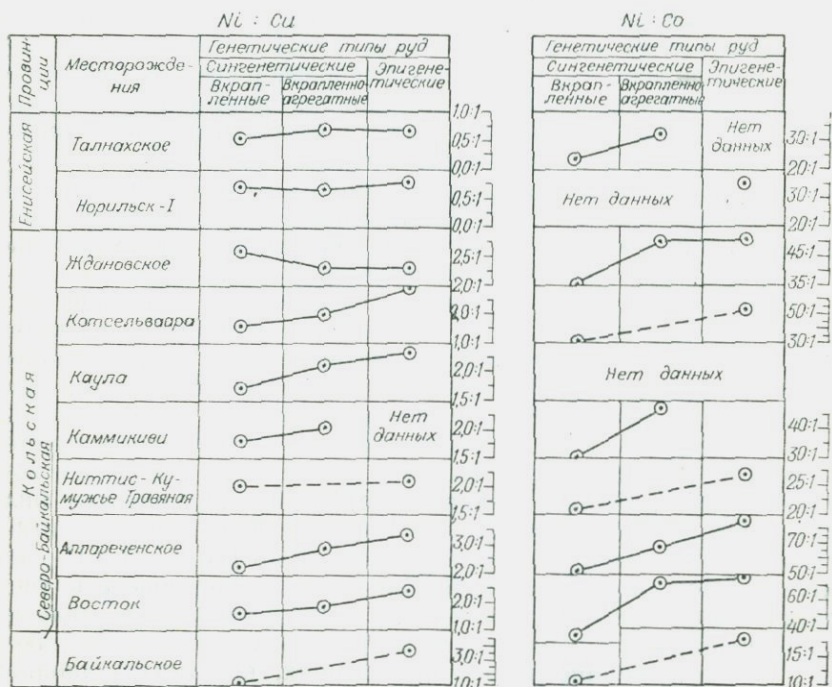


Рис. 6. Графики изменения отношений Ni : Cu и Ni : Co в различных типах медно-никелевых руд.

30 : 1 и 27 : 1. Однако при сравнении данных по отдельным разновидностям руд выявляются еще две закономерности:

а) в ряду бедные сингенетические — богатые сингенетические — эпигенетические руды значения Ni : Co постепенно увеличиваются (месторождения Талнахское, Ждановское, Котсельваара, Каммикиви, Мончегорское, Аллареченское, Восток, Байкальское);

б) средние значения величин Ni : Co постепенно убывают при переходе из Кольской провинции (Ni : Co = 48 : 1) в Северо-Байкальскую (Ni : Co = 22 : 1) и далее — в Центральнорусскую (Ni : Co = 10 : 1). Ниже (см. главу IV) будет показано, что в той же последовательности идет обогащение магнием неминерализованных ультрабазитов никеленосных массивов этих регио-

нов и одновременно снижение «среднепровинциальных» содержания никеля в самих рудах.

Рассмотренные закономерности изменения соотношений никеля с серой, медью и кобальтом, однотипные для подавляющего медно-никелевых месторождений СССР, лишней раз свидетельствуют о единстве их происхождения и могут быть объяснены и поняты только с одной позиции — признания собственно магматической природы этих руд.

*II.9. Возрастные взаимоотношения пород  
дайковой серии никеленосных интрузий  
с син- и эпигенетическими разностями медно-никелевых руд*

Генетические и пространственные взаимоотношения пород дайковой серии с рудами издавна привлекают внимание геологов, однако большинство опубликованных работ — С. Хьюлина, А. Н. Заварицкого, Н. И. и М. Б. Бородаевских, Х. М. Абдуллаева, С. Д. Туровского, Ф. И. Вольфсона, В. П. Логинова, И. С. Вахрамеева и других авторов — освещает данный вопрос применительно к группе постмагматических эндогенных месторождений.

Взаимоотношения с дайками группы собственно магматических руд изучены значительно слабее. Впервые этот вопрос был рассмотрен на примере хромитовых месторождений Урала. Факты пересечения шпиров хромита дайками дунита и пегматоидных пироксенитов позволили (вместе с другими данными) более однозначно решить вопрос о собственно магматической природе этого класса руд [32, 33, 352]. Хромитовые тела месторождений США, Турции, Ирана, Филиппин и Кубы также секутся дайками изверженных пород, варьирующих по составу от дунитов до габброидов [526]. Взаимоотношения эпигенетических медно-никелевых руд Мончегорского плутона с породами дайковой серии изучались Е. Т. Масловой, П. В. Лялиным [215] и Г. В. Холмовым [375]; в результате был установлен более поздний возраст руд по отношению к дайкам.

В данном разделе работы рассмотрены в основном возрастные взаимоотношения пород дайковой серии никеленосных массивов с сингенетическими медно-никелевыми сульфидными рудами и в меньшей степени — с эпигенетическими.

**Возрастные взаимоотношения сингенетических разностей медно-никелевых руд с породами дайковой серии никеленосных массивов.** На Ловноозерском месторождении в непосредственном контакте с плагнопегматитами — дериватами никеленосных базитов — нориты и полевошпатовые гиперстениты переходят в ортоамфиболиты, состоящие из тремолит-актинолита, биотита, кварца и андезина (1-я контактовая зона). При удалении от контакта ортоамфиболиты сменяются оталькованными, серпентинизированными и серицитизированными разностями норитов

и гиперстенитов (2-я контактовая зона), которые переходят в неизменные разности. Иногда плагиоклаз норитов в контакте с плагиопегматитами скаполитизирован. Суммарная мощность зоны контактовых изменений — до нескольких десятков сантиметров.

Сингенетическое медно-никелевое оруденение в 1-й зоне замещается магнетитом (полностью или частично\*, без нарушения рисунка первичной — сидеронитовой — структуры руды), во 2-й зоне происходит частичная перекристаллизация сульфидов за счет их прорастания по периферии поздними силикатами — тальком, серпентином и серицитом. При этом сидеронитовая структура сменяется интерстициальной. Скаполитизация оруденелых норитов в контакте с плагиопегматитами сопровождается замещением пирротина марказитом.

Под влиянием жильных шпинель-плагиоклазовых пород в норитах появляется биотит, а по пирротину сингенетических руд развивается пластинчатый пирит, в котором иногда можно наблюдать вытянутые линзочки магнетита. Пиритизация затухает на удалении 3—5 см от контакта.

Вкрапленные и вкрапленно-агрегатные руды Ловноозера, секущиеся кварц-карбонатными и кварц-хлоритовыми жилками, подвергаются дисульфидизации: по пирротину возникает пирит, по пентландиту — браунит.

Диабазовые жилы, рвущие ультрабазиты Мончегорского plutона, практически не оказывают на них какого-либо воздействия: оливин и пироксены даже на непосредственном контакте с диабазами совершенно не изменены. Однако сингенетическая сульфидная минерализация, находящаяся на данном контакте, все же подвергается «одностороннему» замещению магнетитом (со стороны контакта). Микропегматиты вызывают переход оливиновых норитов с сингенетическим оруденением в биотит-содержащие ортоамфиболиты, сульфиды подвергаются «одностороннему» замещению магнетитом, но через 2—3 см наблюдается только их частичная перекристаллизация; оба процесса не нарушают сидеронитовой структуры руды.

Характерной особенностью сингенетических руд Печенги является повсеместное проявление в них интенсивного авто- и аллометаморфизма — серпентинизации, хлоритизации, оталькования, карбонатизации, которые заметно отражаются на составе и структурах сингенетических руд, что сильно затрудняет изучение рассматриваемого вопроса. Однако и в данном (наиболее сложном) случае, сравнивая степень метаморфизма самих ультрабазитов, относительную сохранность первичной — сидеронитовой — структуры сингенетического оруденения, его минеральный состав вдали от контакта с какой-либо дайкой и в непо-

\* Иногда каймы вторичного магнетита появляются в сульфидах только со стороны, обращенной к контакту с жилой плагиопегматита.

средственной близости от нее, можно судить (с учетом фактов, наблюдавшихся в менее метаморфизованных рудах Мончегорского плутона и Ловноозера) о возрастных взаимоотношениях даек и руд.

Непосредственные контакты сингенетических руд Печенги с дайками диабазов наблюдались в карьере и на VII горизонте рудника Каула и в одной из скважин, пройденной на массиве Котсельваара. В первом случае (рудник Каула) на расстоянии 1 м от контакта с диабазами отмечены оталькованные и амфиболитизированные серпентиниты, содержащие несколько деформированные (сплюснутые) вкрапленники сингенетических сульфидов, обильно проросшие более поздним тремолитом. Рисунок сидеронитовой структуры руд сильно замаскирован последующей амфиболитизацией.

При движении к контакту с диабазовой дайкой в серпентините развивается сланцеватость, агрегаты сульфидов сильно сплюсциваются, контуры сидеронитовой структуры исчезают совершенно, а само оруденение заметно разубоживается за счет появления в сульфидных вкрапленниках большого количества мелкоугольчатого тремолита и чрезвычайно мелкой сыпи позднего магнетита. На непосредственном контакте с дайкой деформированные и перекристаллизованные сульфиды замещаются сфеном и лейкоксеном. Воздействие диабазов на оруденелые серпентиниты массива Котсельваара аналогично рассмотренному.

Контакты оруденелых серпентинитов Печенги с габбро-пегматитами наблюдались на Главном массиве Ждановского месторождения. Воздействие габбро-пегматитов на серпентиниты проявлено в осветлении последних на расстоянии нескольких десятков сантиметров (за счет повторной серпентинизации), в одном случае на контакте наблюдалось развитие радиально-лучистого агрегата вторичного биотита. Сингенетическая сульфидная минерализация, частично замещенная под влиянием автосерпентинизации магнетитом, на контакте с габбро-пегматитом оказывается целиком десульфурезированной, а псевдоморфозы магнетита по сульфидам разбиты прожилками более позднего серпентина на ряд мелких участков, при этом контуры рисунка сидеронитовой структуры полностью исчезают. Поздние прожилки серпентина (хризотила) и карбонатов, секущие сингенетическую сульфидную вкрапленность печенгских руд, иногда вызывают замещение ее магнетитом. Но если эти гидротермальные прожилки пересекают перекристаллизованные сульфиды, то на контакте не отмечается никаких минеральных новообразований.

В связи с высказываниями С. И. Зака и др. [154] о метаморфогенной природе руд Аллареченского месторождения следует рассмотреть их взаимоотношения с жильными плагногранитами, относящимися, скорее всего, к дайковым образованиям

никеленосной интрузии\*. В скв. 13 в 20 см от контакта с жилой плагиогранита рудоносные метаперидотиты превращены в биотит-тремолитовый сланец с убогой вкрапленностью магнетита и ильменита, развившейся по сульфидам. На расстоянии 1,3 м от контакта фиксируется хлорит-тремолитовая порода с более грубой сланцеватостью, сульфиды в ней лишь частично замещены магнетитом и ильменитом. При дальнейшем удалении от контакта наблюдается обычный для месторождения амфиболитизированный гарцбургит с богатой сингенетической пентландит-пирротиновой минерализацией; ильменит и магнетит являются акцессорными и в сумме составляют около 5—10% всего объема рудных минералов в аншлифе.

Та же картина постепенного перехода оруденелых метаперидотитов в биотит-тремолитовые сланцы со вторичными магнетитом и ильменитом зафиксирована в скв. 56 на контакте с плагиогранитом. Сам жильный плагиогранит в данном случае содержит эпигенетическую вкрапленность и тонкие секущие прожилки халькопирита, борнита и сфалерита. Это доказывает, скорее всего, интравудное положение жильных плагиогранитов, внедрившихся позже рудоносных метаперидотитов, но до формирования эпигенетических руд.

Замещение сингенетических медно-никелевых руд Аллареченского месторождения магнетитом и ильменитом на непосредственных контактах с жильными плагиогранитами, дискордантный характер самой интрузии по отношению к древним плагиомикроклиновым гнейсо-гранитам (ранее считавшимся «постинтрузивными») — все это противоречит предположению о метаморфогенной природе руд Аллареченского месторождения, возникших, по мнению С. И. Зака и др. [154], путем переотложения бедной вкрапленности сингенетических сульфидов и экстракции никеля из оливина при внедрении гранитов. В дальнейшем будет показано, что под влиянием гранитов происходит либо пиритизация сингенетических руд, либо их замещение магнетитом (частичное или полное). Если же рассматривать предположение С. И. Зака с физико-химических позиций, то становится совершенно очевидной невозможность сохранения ассоциации пирротин — пентландит — халькопирит, возникшей в восстановительной среде, при воздействии кислых магм или связанных с ними растворов, вероятнее всего насыщенных кремнеземом.

О бесспорно «отрицательном» влиянии гранитов на сингенетические медно-никелевые сульфидные руды свидетельствуют наблюдения, выполненные на месторождении Флот (Южная Норвегия); оно представляет собой массив габбро, залегающий

\* От древних плагиомикроклиновых гранитов района, мигматизирующих вмещающие породы, жильные плагиограниты отличаются массивным обликом, отсутствием бластеза и крайне редким появлением микроклина, который центрирует идиоморфные зерна плагиоклаза и кварца.

в гнейсах и содержащий в эндоконтактах шлиры вкрапленных сингенетических руд. Местами эти руды секутся гранит-аплитами и гранит-пегматитами; принадлежность этих пород к дайковым образованиям самого габбрового массива не уточнена. Под воздействием аплитов и гранит-пегматитов пирротин сингенетических руд замещается магнетитом и гематитом, пентландит — миллеритом + виоларитом; халькопирит и пирит метасоматозу не подвергаются. Характерно следующее: соотношение никеля и меди в неизмененных и метаморфизованных рудах практически одинаково; содержания серы во втором случае резко снижаются — до 0,1 первоначальных.

Воздействие габбро-пегматитов на сингенетические руды Йоко-Довыренского массива проявлено слабо. В одном случае даже на непосредственном контакте с секущей жилой габбро-пегматита в оруденелом серпентинизированном перидотите не было отмечено каких-либо изменений в составе силикатов и сульфидов и в структуре руды. Но иногда на подобных контактах все же можно наблюдать локальную (на протяжении нескольких десятков сантиметров) серпентинизацию и тремолитизацию перидотитов, сопровождаемую замещением первичных сульфидов (пирротина, пентландита) марказитом.

Более заметно влияние на сингенетические руды массива секущих даек диабазов. В непосредственном контакте наблюдается сильная тремолитизация перидотита, а сингенетические сульфиды испытывают частичную перекристаллизацию с переходом сидеронитовой структуры в интерстициальную. Однако описанные изменения развиты на протяжении не более 20—30 см приконтактной зоны.

Влияние на сингенетическую минерализацию Йоко-Довыренского массива поздних гидротермальных прожилков весьма незначительно. Как правило, на контактах сульфидов с этими образованиями не возникает каких-либо новых рудных минералов, и лишь в отдельных случаях можно видеть замещение пирротина магнетитом и пентландита бравоитом.

**Возрастные взаимоотношения эпигенетических медно-никелевых руд с породами дайковой серии никеленосных массивов.** На Ловноозерском месторождении наблюдались непосредственные контакты эпигенетических руд лишь с плагиопегматитами и низкотемпературными кварц-карбонатными жилами. Эпигенетические сульфиды вначале инъецируют плагиопегматиты, образуя прожилки и вкрапленники по стыкам зерен плагиоклаза и кварца; дальнейшее развитие сульфидной инъекции приводит к резорбированию зерен плагиоклаза, иногда при этом увеличивается содержание биотита. Под влиянием кварц-карбонатных жил эпигенетические пентландит-пирротинные руды Ловноозера замещаются пиритом, халькопиритом и бравоитом, изредка при этом появляются миллерит и арсениды никеля, кобальта и железа.

По данным Е. Т. Масловой и П. В. Лялина [215], эпигенетические руды Мончегорского плутона секут жилы камптонитов, диабазов, авгитовых порфиринов, оливиновых долеритов. Взаимоотношения данных руд с габбро-пегматитами Мончегорского плутона также свидетельствуют о более позднем возрасте сульфидной минерализации. В ряде случаев габбро-пегматитовые жилы по простиранию сменяются пентландит-пирротиновыми [215, 375]: сначала в габбро-пегматите появляется убогое эпигенетическое вкрапленно-прожилковое оруденение, затем более богатое прожилково-агрегатное, еще далее наблюдаются уже сплошные сульфиды, цементирующие сильно резорбированные («реликтовые») зерна плагиоклаза. Низкотемпературные серпентиновые и карбонато-серпентиновые жилки секут эпигенетические руды Мончегорского плутона, при этом по пирротину иногда развивается поздний магнетит, а по халькопириту — халькозин.

Данных о возрастных взаимоотношениях брекчиевидных и сплошных руд Печенги с породами дайковой серии мало. На руднике Каула (VII горизонт, камера 13) жильные диабазы в двух случаях пересекаются тонкими прожилками пентландит-пирротинового состава, в непосредственном контакте с зоной брекчиевидных руд эти диабазы рассланцованы и инъецированы сульфидами. Г. И. Горбунов [107] наблюдал на IX горизонте рудника Каула жилки эпигенетических пентландит-пирротиновых руд с хорошо ограненными кристаллами моноклинного пироксена; эти руды пересекают жильные диабазы, связанные с никеленосным интрузивом. Более поздний возраст эпигенетических руд Каулы по отношению к диабазам подтвержден наблюдениями Ю. А. Астафьева, выполненными в карьере и на VIII—X горизонтах рудника. В отличие от рассмотренных выше эпигенетические руды Печенги являются более поздними по отношению к некоторым гидротермальным прожилкам (хризотиловым, баститовым, тальковым), однако на участке Каммикиви отмечено пересечение брекчиевидной руды жилой кальцита.

На Байкальском месторождении известны взаимоотношения эпигенетических руд лишь с жильными габбро-пегматитами; эти взаимоотношения оказались такими же, как и в Мончегорском плутоне. Интересно, что метасоматическая вкрапленность сульфидов развита на непосредственном контакте жилы оруденелого габбро-пегматита с серпентинизированными перидотитом (участок Озерный, жила № 5). Пирротин и халькопирит в непосредственном контакте образуют мозаичные псевдоморфозы по серпентинизированному оливиноу плагиоперидотитов, в свою очередь эти рудные псевдоморфозы секутся прожилками серпентина и пирротин-серпентиновыми жилками, что свидетельствует о более раннем образовании эпигенетических руд Байкальского месторождения по отношению к процессу «поздней» серпентинизации.

На месторождении Норильск-I А. В. Тарасовым [350] установлено, что дайки и жилы витрофировых порфиров III интрузивного цикла (согласно схеме М. Н. Годлевского) секутся прожилками пирротин-халькопиритовых и пентландит-пирротин-халькопиритовых руд. Сам никеленосный массив относится к образованиям II интрузивного цикла.

В процессе детальной документации камеры 15/5 рудника Маяк (Талнахское месторождение) С. Н. Даниловым зафиксированы дайка диабазов, секущая габбро-долериты с сингенетическим медно-никелевым оруденением, и залежь сплошных халькопирит-пентландит-пирротиновых руд; в свою очередь, сама дайка пересекается прожилками сплошных борнит-халькозиновых руд. Оба факта свидетельствуют не только о существовании некоторого перерыва между формированием син- и эпигенетических руд Норильского района, но и о наличии интравудных даек, внедрявшихся почти на всем протяжении этапа рудообразования.

Сведения о взаимоотношениях медно-никелевых руд и даек на зарубежных месторождениях весьма немногочисленны. По данным В. К. Котульского, рудоносные базиты месторождений Рамзаас и Эртели (Норвегия) секутся дайками олигоклаз-андезиновых пегматитов с кварцем, турмалином, пирротином, пентландитом и халькопиритом. Наличие указанной ассоциации сульфидов говорит о явной связи этих пегматитов с никеленосными базитами, но каких-либо данных о контактовом метаморфизме сингенетических руд месторождений Рамзаас и Эртели, обусловленном указанными дайковыми породами, В. К. Котульский не приводит. На месторождении Ляйнеяур [465] в одном случае контакт мелкозернистого габбро рудоносного массива с минерализованным габбро-пегматитом сечется сплошной пентландит-пирротиновой рудой, во втором — эти руды внедряются по аналогичному контакту.

Взаимоотношения даек и руд Садбери рассматривались многими исследователями [470, 499, 539]. Сопоставляя их данные, можно полагать, что вначале возникли нориты (кварцевые диориты) с сингенетическим оруденением, затем интравудные оливиновые диабазы, еще позже эпигенетические медно-никелевые руды и, наконец, поздние дайки гранит-аплитов Мюррей и кьюиноуские базальты. Д. Хоули [470] упоминает о фактах спорадической регенерации сингенетических руд, контактирующих с кьюиноускими базальтами, и детально описывает интенсивную пиритизацию эпигенетических пентландит-пирротиновых руд рудника Мак-Ким, вызванную внедрением гранит-аплитов Мюррей.

К. Швеллнус [520], описывая медно-никелевые руды Бушвелдского лополита, отмечает секущие дайки основных пород и микропегматитов в сульфидоносных трубках Влэкфонтейна; возраст этих даек не уточнен, не приводится также данных о ка-

ком-либо контактовом воздействии даек на сульфидное оруденение. По данным Х. Папунена [505], в брекчиевидных рудах месторождения Коталахти содержатся ксенолиты ультрабазитов с сингенетическим медно-никелевым оруденением и обломки жильных пород, секущих эти ультрабазиты. В никеленосных массивах КНДР [157] наблюдается более сложная последовательность интрузивных, жильных фаз и эпигенетических руд: наиболее ранними являются ультрабазиты и базиты с сингенетическим оруденением, далее внедряются жилы габбро-пегматитов, затем жильные медно-никелевые руды, секущие габбро-пегматиты, после них дайки и жилы микрогаббро и, наконец, поздние (возможно, палеозойские) граниты.

Подведем итоги изложенным данным. В ряде никеленосных массивов Кольского полуострова и Северного Прибайкалья (Ловноозерская интрузия, Мончегорский плутон, Аллареченская интрузия, массивы Каула, Котсельваара и Главный Ждановского месторождения, Йоко-Довыренский плутон), а также и зарубежных территорий (КНДР) установлены однозначные возрастные взаимоотношения сингенетических медно-никелевых сульфидных руд с породами дайковой серии — диабазами, габбро-пегматитами, плагиопегматитами, микропегматитами, шпильсодержащими плагиоклазитами, которые являются дериватами очагов основной — ультраосновной магмы, давшей перечисленные массивы. Секущие контакты неминерализованных даек по отношению к данному типу руд, воздействие даек на сингенетические сульфиды (их замещение магнетитом, пиритом, марказитом, сфеном и лейкоксеном) и на сами рудоносные базиты и ультрабазиты, которые на контактах с дайками подвергаются амфиболитизации, серпентинизации, биотитизации, оталькованию, серицитизации, скаполитизации — все это, несомненно, свидетельствует о более раннем формировании сингенетических медно-никелевых руд по отношению к дайкам.

Перечисленные дайковые породы большинством исследователей считаются магматическими, следовательно, формирование сингенетических руд закончилось в ходе магматического этапа становления никеленосных интрузий. Возникновение в непосредственных контактах с дайками магнетита, пирита и марказита вместо пирротина и пентландита свидетельствует о локальном нарушении режима S—O, существовавшего при первичной кристаллизации руд. Постоянное наличие в сингенетических рудах пирротина (реже — троилита) говорит о возникновении их в восстановительной обстановке [29, 31, 411], замещение пирротина дисульфидами железа отражает некоторое возрастание окислительного потенциала, поскольку ионы  $S^{2-}$ , входящие в состав пирротина и троилита, окисляются до  $S_2^{2-}$ . Еще более заметен этот сдвиг при замещении сингенетических сульфидов магнетитом; ионы серы окисляются до нейтральных  $S^0$  и мигрируют во вмещающие сульфиды основные — ультраосновные

породы (это явление было отмечено при изучении химизма пород Йоко-Довыренского и Чайского массивов [338]).

При развитии по сингенетическим сульфидам Печенги, контактирующим с диабазами, вторичных минералов титана в оруденелые серпентиниты, по-видимому, привносилось некоторое количество кальция из самой дайки, поскольку содержание СаО в диабазах значительно выше, чем в серпентинитах (соответственно 5,50—5,90 и 2,10—3,50% [135]). Титан, необходимый для образования сфена и лейкоксена, мог заимствоваться из самих серпентинитов (содержание двуокиси титана в них варьирует в пределах 0,98—2,21% [135]). В этой связи показателен факт обесцвечивания керсутита печенгских серпентинитов на контакте с диабазами (по указанному минералу развивается более поздний тремолит-актинолит).

Эпигенетические руды Норильска, Мончегорского плутона, Печенги, месторождения Коталахти и месторождений КНДР формировались, несомненно, позже пород дайковой серии. Неодинаковые возрастные взаимоотношения эпигенетических руд с низкотемпературными гидротермальными прожилками не случайны и отражают различие состава и температур кристаллизации рудообразующих фаз: пентландит-пирротиновые жильные руды Мончегорского плутона — весьма высокотемпературные образования, брекчиевидные и сплошные руды Печенги возникли, очевидно, из более низкотемпературного расплава-раствора, содержавшего значительное количество петрогенных и летучих компонентов.

Наблюдения над взаимоотношениями богатых сингенетических руд с дайками плагиигранитов на Аллареченском месторождении (вместе с другими фактами) исключают возможность образования их за счет регенерации бедной вкрапленности и экстракции никеля из гипербазитов при процессах региональной гранитизации. Довольно заметный разрыв во времени формирования син- и эпигенетических медно-никелевых руд, разъединенных многочленной дайковой серией, говорит о малой возможности образования второго типа руд за счет обособления сульфидного расплава из самой никеленосной интрузии; более вероятно, что сульфидный расплав (или расплав-раствор), давший впоследствии эпигенетические руды, вначале возник где-то на глубине, в ходе развития подкорового очага основной — ультраосновной магмы, и позже, под влиянием тектонических сжатий, был вытеснен в более высокие горизонты коры [182, 361]. Косвенным доказательством прерывного течения процесса является и то, что оба типа руд — син- и эпигенетические — иногда разобщены пространственно (Мончегорский плутон), а для руд Печенги наблюдается существенное различие в минералогическом составе: в эпигенетических разностях появляются низкотемпературные «жильные» минералы, отсутствующие в нематифизованных сингенетических рудах.

## II.10. Парагенезисы и взаимоотношения сульфидов и силикатов неизмененных и метаморфизованных медно-никелевых руд

Наблюдения, выполненные в никеленосных регионах СССР [273], показывают, что парагенезис сульфидов медно-никелевых руд и низкотемпературных водосодержащих силикатов встречается далеко не на всех месторождениях. В связи с этим возникает вопрос — каковы взаимоотношения сульфидов и силикатов при наличии таких парагенезисов и при отсутствии низкотемпературных образований? Естественно предположить, что в первом случае имеются метаморфизованные разности медно-никелевых сульфидных руд, первичные структуры которых или полностью уничтожены последующим метаморфизмом, или в той или иной степени изменены.

В неизмененных сингенетических медно-никелевых рудах главными рудными минералами являются пирротин, пентландит, халькопирит, второстепенными — пирит, магнетит, ильменит, кубанит, валлернит и др. Нередко фиксируются структуры распада твердых растворов, из которых наиболее обычны магнетит + ильменит и пирротин + пентландит. Породообразующие силикаты — магнезиальный оливин, энстатит-бронзит (реже гиперстен), диопсид, андезин-лабрадор. Иногда в незначительном количестве появляются обыкновенная роговая обманка и биотит. Средне- и низкотемпературные водосодержащие силикаты — тремолит-актинолит, тальк, серпентин, хлорит — чаще всего совершенно отсутствуют или находятся в ничтожно малых количествах.

Для рассматриваемых руд характерно расположение сульфидов в интерстициях силикатов, за счет чего возникает отчетливая сидеронитовая структура \* [97, с. 57]. При малом количестве сульфидов она выражена хуже. Подобные взаимоотношения сульфидов и силикатов наблюдались в никеленосных массивах Кольского, Норильского [333, с. 73; 123, с. 79, 95, 125, 463], Северо-Байкальского, Центральнорусского регионов и в ряде зарубежных — Инсизва [494, с. 904], Садбери [470], Стиллуотер, Монтана [287, с. 19], Влэкфонтейн, Бушвелд [537, с. 117, табл. XVII].

Чаще всего реакционные каймы низкотемпературных минералов — серпентина, талька, хлорита, кварца — на непосредственном контакте сульфидов и силикатов рассматриваемых руд отсутствуют; это свидетельствует о «сухости» капелек сульфидного расплава, обособившегося в результате ликвации. Лишь в отдельных случаях скопления сульфидов (зачастую обогащенные халькопиритом!) сопровождаются реакционными

\* Некоторыми авторами (Д. Ф. Мурашевым и др.) она называлась ликвационно-цементной, но этот термин не общепринятый.

каймами, иногда проявляется приуроченность биотита к шлирам сульфидов (месторождение Норильск-1).

Незначительная часть сульфидов рассматриваемых руд может кристаллизоваться раньше пироксенов — об этом свидетельствуют друзитовые каймы ромбического и моноклинного пироксенов вокруг капелек сульфидов (рис. 7).

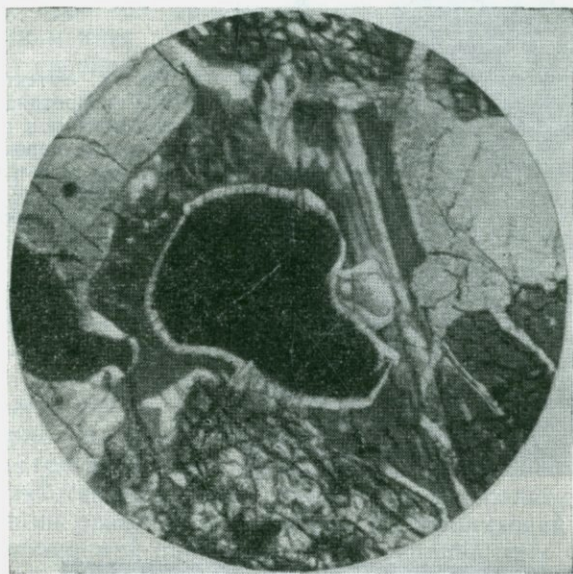


Рис. 7. Друзитовая кайма моноклинного пироксена вокруг каплевидного зерна сульфидов в оруденелом плагиоферидите. Увел. 100, с анализатором. Чайское месторождение, участок Огиендо.

Некоторая (также незначительная) часть сульфидов сингенетических руд может кристаллизоваться одновременно с силикатами, давая сульфидно-оливиновые, сульфидно-пироксеновые и сульфидно-плагиоклазовые эвтектоидные сростания (рис. 8, 9). Пирротин-магнетитовые эвтектики были отмечены в Гренландии [287, с. 110], магнетит-шпинелевые, окруженные сульфидами, — в Северном Прибайкалье. Подобные природные эвтектики — явление довольно редкое, что и вызвало их весьма малую изученность; в частности, еще не решен вопрос о количественном соотношении компонентов (при наличии подлинной эвтектики это соотношение должно быть строго постоянным для каждой конкретной пары сульфид — силикат). Однако искусственные эвтектики типа сульфид — силикат неоднократно получались рядом исследователей [27, 253, 254].



Рис. 8. Эвтектисидные сращения пирротина и пентландита с оливином в рудоносных оливиновых пироксенитах. Увел. 90, без анализатора. Чайское месторождение, участок Огиендо.

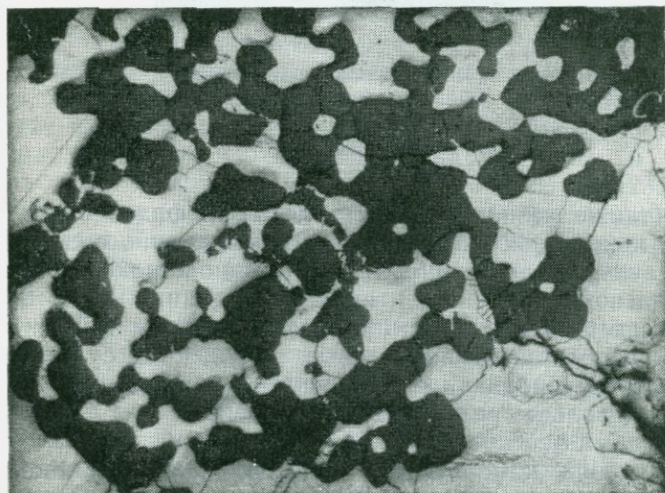


Рис. 9. Эвтектоидные сращения пирротина и пентландита с андезит-лабрадором. Увел. 80, без анализатора. Мончегорский плутон, участок Нюд.

Довольно необычными по своему облику (и близкими — к сульфидно-силикатным эвтектикам?) являются «смешанные» кристаллы сульфидов + оливина в медно-никелевых рудах Инсизвы [485]. Пирротин и пентландит выполняют внутреннюю часть идиоморфных зерен оливина, имея «оливиновую» огранку. Там же наблюдались «смешанные» кристаллы медно-никелевых сульфидов + ильменита; пирротин и пентландит в них наблюдаются в виде вростков, ориентированных по кристаллографическим осям ильменита.

Взаимоотношения сульфидов и роговой обманки в сингенетических рудах различные: иногда сульфиды кристаллизуются позже нее (Центральнорусский регион), в других случаях (Кольский регион) келифитовые каймы роговой обманки окружают зерна пироксенов и сульфидов, являясь, скорее всего, автометаморфными.

С возрастанием количества сульфидов, т. е. при переходе к вкрапленно-агрегатным сингенетическим рудам, начинает проявляться коррозия первичных силикатов сульфидами, местами в силикатах появляются секущие жилки сульфидов. Корродированные участки материнской породы иногда сохраняют свою структуру, в других случаях (например, на месторождении Нистен в Норвегии [287, с. 19]) они перекристаллизованы.

Характерно, что коррозия первичных силикатов сульфидами вкрапленно-агрегатных руд чаще всего не сопровождается появлением низкотемпературных минеральных ассоциаций или же эти ассоциации развиты очень слабо. Сидеронитовая структура для рассматриваемой разности руд не типична, при увеличении количества сульфидов она переходит в гипидиоморфнозернистую или порфиоровидную, характерную уже для эпигенетических медно-никелевых руд.

Перейдем к рассмотрению взаимоотношений сульфидов и силикатов метаморфизованных сингенетических руд. Наиболее часто в никеленосных массивах можно встретить серпентинизированные разности сингенетических руд. Сама серпентинизация представляет собой многостадийный метасоматический процесс [10, 11, 323, 324] и может иметь двоякую природу. Более ранняя серпентинизация идет под влиянием автометаморфных превращений пород основных — ультраосновных массивов, при этом по оливину образуются лизардит и антигорит, а по ромбическому пироксену — бастит. Дальнейшая аллосерпентинизация, связанная с влиянием более поздних гранитов [324, 338, 401], вызывает развитие хризотила по оливину и ромбическому пироксену в виде прожилков, петель и каемок.

Сульфиды в серпентинизированных разностях сингенетических руд частично замещены магнетитом, который образует либо только узкие каймы по периферии сидеронитовых вкрапленников, либо каймы в сочетании с прожилками, секущими сульфиды, — последнее более характерно для случая аллосер-

пентинизации. Иногда в серпентинизированных сингенетических рудах наблюдается гранулирование пирротина, заметное лишь при введенном анализаторе (Печенга, Северное Прибайкалье). Однако и замещение сульфидов магнетитом и грануляция пирротина не нарушают первоначального рисунка сидеронитовой структуры. В отличие от Кольского и Северо-Байкальского регионов автосерпентинизация руд Центральнорусской провинции не всегда сопровождается развитием магнетита по сульфидам. Но в тех случаях, когда это происходит, возникают такие же каймы, просечки и «сетки» прожилков магнетита, без нарушения рисунка первичной структуры руды.

В сульфидоносных гипербазитовых массивах Урала, подвергшихся авто- и аллосерпентинизации, ассоциация пирротин + пентландит + халькопирит сменяется ассоциацией миллерит + пирит + магнетит; появляются также виоларит, никелистый пирит, ковеллин, халькозин, маккинавит, бравоит, сфалерит и галенит [404]. Возможно, что возникновение ассоциации вторичных сульфидов в данном случае обусловлено внедрением более поздних гранитов, являющихся вероятной причиной аллосерпентинизации, о чем, в частности, свидетельствует появление никелистого пирита, бравоита и пирита (см. ниже).

Уралитизация, оталькование и хлоритизация основных — ультраосновных пород с сингенетическим медно-никелевым оруденением могут иметь различную природу. Амфиболизация никеленосных пород трактуется как результат автометаморфизма [131] или регионального метаморфизма [107], но местами она проявлена в небольших масштабах на непосредственном контакте серпентинитов с дайками диабазов (массив Котсельваара). Уралитизация пород никеленосных массивов Северного Прибайкалья шла если не целиком, то в значительной мере под влиянием более поздних гранитов [338]. То же, по-видимому, справедливо и для пород никеленосных массивов Воронежской антеклизы.

Кроме автометаморфного оталькования в Печенгском районе наблюдается возникновение оталькованных серпентинитов в экзоконтактах тел брекчиевидных медно-никелевых сульфидных руд (причем мощность зон оталькования в первом приближении пропорциональна мощности самих рудных тел) и в очень небольших масштабах позднее низкотемпературное оталькование, пространственно связанное с различными гидротермальными прожилками. В северобайкальских никеленосных массивах установлены три стадии оталькования [338]: автометаморфное (псевдоморфозы мелкочешуйчатого талька по оливину), постмагматическое, связанное с внедрением гранитов (развитие талька в мезостазисе и по трещинам), и низкотемпературное гидротермальное, аналогичное наблюдаемому в Печенге. Никеленосные ультрабазиты Центральнорусского региона подвергались, по-видимому, только аллометаморфному оталькова-

нию, связанному с поздними гранитами и нередко сопровождаемому карбонатизацией.

Хлоритизация никеленосных основных — ультраосновных пород может осуществляться в заключительную, наиболее низкотемпературную стадию автотематоморфизма (Печенга) и, кроме того, являться результатом воздействия поздних гранитов (Центральнорусский регион, Северное Прибайкалье). Несильная хлоритизация отмечена в ближней зоне околорудных изменений серпентинитов Печенгского района.

Развитие перечисленных процессов метасоматоза в основных — ультраосновных породах, содержащих сингенетическое медно-никелевое сульфидное оруденение, сопровождается постепенным переходом сидеронитовой структуры в интерстициальную. В начальной стадии наблюдается лишь незначительная регенерация сульфидов (главным образом пирротина и халькопирита) за счет прорастания краевых частей сидеронитовых вкрапленников вторичными силикатами, при этом контуры вкрапленников почти не нарушаются, но появляется мелкая явно поздняя вкрапленность сульфидов среди измененных силикатов. Усиление процесса ведет к более интенсивному прорастанию сидеронитовых вкрапленников амфиболом, тальком и хлоритом, которые теперь распространены по всей площади сульфидных скоплений. Местами наряду с сидеронитовой начинает появляться интерстициальная структура. В дальнейшем происходит полная замена сидеронитовой структуры интерстициальной.

В случае особо интенсивных постериорных изменений сингенетических руд — их оталькования, хлоритизации, в меньшей степени карбонатизации (Печенга) по оливину, замещенному различными постериорными минералами, — возникают псевдоморфозы сульфидов: скорлуповатые, кольцеобразные и сплошные [107, с. 191, 192]. В интерстициях между бывшими первичными силикатами сульфиды практически отсутствуют — эти своеобразные разновидности переотложенных вкрапленных руд могут быть названы «негативными», поскольку в них отмечается противоположное первоначальному расположение сульфидов\*. Весьма характерно следующее: регенерация сингенетических руд в результате проявления амфиболизации, оталькования и хлоритизации чаще всего не сопровождается ни пиритизацией первичных сульфидов, ни их замещением магнетитом. Это свидетельствует о сохранении при данных процессах восстановительной обстановки. И лишь в Центральнорусском регионе в результате этих процессов, сопровождаемых, как правило, более поздней карбонатизацией, происходит частичная и полная пиритизация сингенетических сульфидов.

---

\* Такие же «негативные» руды обнаружены в серпентинитовых массивах Унгава на п-ове Лабрадор [510].

Окварцевание сингенетических руд встречается не особенно часто (Кольский полуостров, Северное Прибайкалье, КНДР); связано оно, скорее всего, с гранитами и кислыми пегматитами, рвущими никеленосные массивы. При окварцевании пирротин и халькопирит руд замещаются пиритом, а пентландит — бравоитом, сидеронитовая структура уступает место структуре замещения, но общие контуры агрегатов сульфидов меняются мало. Иногда (в массивах КНДР [157]) помимо пирита и бравоита появляются миллерит, кобальтин, маухерит, арсенипирит, галенит и сфалерит.

Карбонатизация сингенетических руд проявляется по-разному. Наиболее часто фиксируются поздние низкотемпературные секущие прожилки карбонатов (главным образом кальцита) с кварцем, хлоритом, серпентином; в контакте этих прожилков сульфиды сингенетических руд замещаются магнетитом. Реже наблюдается метасоматическая карбонатизация — развитие агрегатов мелкозернистого карбоната по серпентинизированному оливину и по баститовым псевдоморфозам, заместившим ромбический пироксен. В печенгских рудах, где подобная карбонатизация идет совместно с другими постериорными изменениями, не наблюдается замещения сульфидов какими-либо другими минералами.

Иначе обстоит дело в никеленосных ультрабазитах Центральнорусского региона и Ветреного Пояса (восток Карело-Кольского региона). Прожилковая и метасоматическая карбонатизация здесь связана с влиянием более поздних плаггиомикроклиновых гранитов, мигматизирующих периферийные и внутренние участки никеленосных массивов (Нижний Мамон, Подколотновка) или рвущих сами массивы (Жидеевская интрузия, расположенная в пределах КМА, возможно, Волошовский никеленосный массив).

При незначительной карбонатизации руд первичные сульфиды замещаются пиритом, бравоитом, виоларитом (Петровка и другие массивы юго-восточной части Воронежской антеклизы); более интенсивная карбонатизация влечет за собою полную дисульфидизацию пирротина, пентландита и халькопирита, а также частичное или даже полное замещение вторичных дисульфидов магнетитом (Подколотновка, Жидеевский массив).

Полная десульфуризация медно-никелевых руд отмечена в метаультрабазитах Центральнорусского региона, испытавших наиболее интенсивный метаморфизм — повторную аллосерпентинизацию (с развитием биотита) и карбонатизацию (с образованием полных псевдоморфоз мелкозернистого карбоната по нацело серпентинизированному оливину). В первую очередь магнетитом замещается пирит, развившийся по пирротину; бравоит, заместивший пентландит, окисляется с большим трудом. Иногда десульфуризации подвергаются руды с образовавшейся ранее

«сеткой» пирита + марказита. Если же на полностью десульфурезированное оруденение накладывается еще более поздняя стадия метасоматоза — прожилковая карбонатизация, то псевдоморфозы магнетита по дисульфидам разъедаются карбонатами; рисунок первичной структуры руды, в той или иной степени еще сохранявшийся при дисульфидизации и десульфуризации, исчезает.

Как видно из приведенного описания, метасоматическая карбонатизация сингенетических руд может идти как в восстановительной (Печенга), так и в окислительной (Центральнорусский и Карело-Кольский регионы) средах. Возможно, что это — следствие разнопричинности процесса, для дальнейших выводов были бы весьма полезными надежные определения составов карбонатов, возникающих в результате описанного метасоматоза\*.

Весьма необычные — мигматизированные — разности оруденелых ультрабазитов установлены в краевой части массива Подколдновка; аналогичные породы отмечены в массиве Нижний Мамон, на непосредственных экзоконтактах инъекций плагиомироклиновых гранитов в оруденелые серпентиниты\*\*. Переход от серпентинизированных разностей ультрабазитов к мигматизированным постепенный: ассоциация серпентин + хлорит + (пирротин + пентландит + халькопирит) уступает место ассоциации биотит + кварц + микроклин + (пирит + графит); одновременно с этим в породе развивается сланцеватость, а первичные структуры, панидоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая, сменяются гранолепидобластовой.

Вкрапленное и вкрапленно-агрегатное оруденение в мигматизированных серпентинитах полностью пиритизируется; нередко помимо псевдоморфоз пирита по сильно деформированным вкрапленникам и агрегатам первичных сульфидов развиваются «сетка» пирита, секущая силикатную массу, и вкрапленность графита. Рисунок первоначальных структур руд при мигматизации не сохраняется, и лишь в отдельных случаях узнаются контуры зерен силикатов — оливина, пироксенов, ранее цементировавшихся сульфидами.

Процессы, схожие с только что рассмотренными, описаны Г. Леншем и Ф. Ростом [491] для района Писек. В биотит-амфиболовых сиенитах этой территории обнаружены ксенолиты метаультрабазитов с сильно измененной медно-никелевой сульфидной минерализацией. На непосредственном контакте с сиенитом метаультрабазиты превращены в биотитовые сланцы, сменяющиеся (при удалении от контакта) антофиллит-флогопи-

---

\* В печенгских рудах присутствуют анкерит, ферродоломит, магнетит и более поздний кальцит [131].

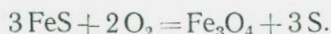
\*\* Слабая мигматизация эпигенетических вкрапленно-прожилковых разностей руд отмечена Ю. Н. Лимберисом в массиве Плотицъем (Кольские тундры, Кольский полуостров).

товой сланцеватой породой и сильно амфиболизированными метаультрабазами. Пентландит замещен бравоитом, местами с ним ассоциируют никелин и герсдорфит, по пирротину развиты мирмекитоподобные сростки пирита + халькопирита.

Попробуем выяснить (на примере месторождений Центральнорусского региона) изменения общего химизма среды, обусловившие главные стадии гипогенного метаморфизма сингенетических разностей руд\*. Повсеместное наличие в неизменных рудах ассоциации троилит + пирротин + пентландит свидетельствует о восстановительной обстановке первого, позднемагматического, этапа формирования сингенетических руд [29].

Автосерпентинизация рудоносных ультрабазитов (в отличие от наблюдаемой в рудах Печенги) здесь не всегда сопровождалась десульфуризацией пирротина и пентландита; в данном случае имелась либо слабоокислительная среда, либо по-прежнему восстановительная. Возможно, что это было вызвано большей основностью самих ультрабазитов: среднее значение параметра  $m'$  для них равно 79,0 [276], тогда как для печенгских аповерлитовых серпентинитов не превышает 72,0. Аналогичное слабое влияние серпентинизации на сульфиды отмечено в Северном Прибайкалье, где среднее значение  $m'$  для оруденелых ультрабазитов достигает 81,5.

Частичное замещение сульфидов магнетитом при автосерпентинизации медно-никелевых руд рассмотренного района вызвало миграцию серы (см. рис. 17); А. Г. Бетехтин [31] считает наиболее вероятной следующую реакцию окисления пирротина с образованием магнетита:



Причиной аллометаморфизма рассматриваемых ультрабазитов и вызванных им изменений медно-никелевого оруденения являются плагиомикроклиновые граниты. Но конкретные проявления аллометасоматоза различны как по своему существу, так и по месту и по времени. Мигматизация ультрабазитов, их амфиболизация и аллосерпентинизация шли, по-видимому, одновременно, но на разном удалении от очага гранитизации; карбонатизация с образованием псевдоморфоз по серпентинизированным силикатам происходила несколько позже; завершали данный этап метасоматоза низкотемпературные гидротермальные процессы, давшие прожилки серпентина и карбонатов. Мигматизация оруденелых и безрудных ультрабазитов вызвала резкое изменение химизма среды (что очевидно из перечня силикатов, возникших в результате проявления данного процесса), при этом медно-никелевая минерализация оказалась полностью пи-

\* Из рассмотрения исключены додевонский гипергенез руд и их современный весьма слабый гипогенез, идущий под влиянием разницы электрохимических потенциалов сульфидов [305—307].

ритизированной (что говорит об окислительном режиме процесса) и большей частью регенерированной.

А. Г. Бетехтин [31], рассматривая случай образования пирита по пирротину без возникновения других минералов железа, подчеркивал, что в такой обстановке трудно решить вопрос: идет ли пиритизация без привноса серы или процесс обусловлен повышением концентрации ионов серы в растворах. Н. В. Белов [24], основываясь на результатах кристаллохимического изучения пирротина, считал, что его пиритизация — следствие выноса катионов железа, а не привноса серы. Позже О. Эльснер [501] экспериментально подтвердил справедливость взгляда Н. В. Белова.

Аллометаморфная амфиболизация не вызвала появления новых рудных минералов: восстановительная обстановка в зонах ее проявления практически не нарушалась. Не исключено, что растворы, обусловившие развитие амфиболов, содержали сероводород; это облегчило частичное растворение и переотложение сингенетических сульфидов [320], образовавших с амфиболами интерстициальные сростания.

Весьма показательны изменения режима среды на стадии аллометаморфной серпентинизации рассматриваемых руд. Начальное проявление процесса вызывало дисульфидизацию пирротина и пентландита, сопровождающуюся развитием магнетита по пирротину; более интенсивная аллосерпентинизация привела к полному замещению пирита магнетитом, но дисульфиды никеля, возникшие по пентландиту, оказались более устойчивыми и их десульфуризация осуществилась лишь частично. Следовательно, растворы, обусловившие аллосерпентинизацию, обладали большей кислотностью на заключительной стадии процесса, после того как были нейтрализованы «восстановители» — пирротин и пентландит. Можно полагать, что на первой стадии аллосерпентинизации из сульфидов руд выносились металлы — никель, железо, медь, кобальт, а при развитии магнетита — сера (см. рис. 17). Заключительная стадия аллометасоматоза руд — образование низкотемпературных прожилков карбоната, серпентина — вызвала дополнительную пиритизацию и магнетитизацию с очередным выносом металлов и серы.

Несмотря на сложный многостадийный характер метасоматоза медно-никелевых руд Центральноурусского района, все же можно наметить общую тенденцию процессов — переход от восстановительной обстановки, существовавшей на этапе кристаллизации рудоносного ультраосновного расплава, к нейтральной и слабоокислительной — при автотаморфных превращениях и к явно окислительной — на стадии аллометасоматоза.

Перейдем к рассмотрению взаимоотношений сульфидов и нерудных минералов в эпигенетических разновидностях медно-никелевых руд. В составе их отмечаются те же сульфиды, что и в рассмотренном выше типе руд, плюс незначительное коли-

чество миллерита, борнита, сфалерита, арсенидов никеля, кобальта, железа, различных минералов платины и палладия. Часто встречается магнетит различных генераций, несколько реже ильменит; нерудные минералы, как правило, отсутствуют.

Однако иногда в жильных пентландит-пирротиновых рудах Мончегорского плутона появляются крупные идиоморфные зерна оливина, частично корродированные сульфидами (рис. 10), с узкой каймой боулингита по периферии, но остальные 80—90% площади зерен не изменены. Крупные кристаллы амфибола наблюдались в эпигенетических рудах Аллареченского месторождения (рис. 11). На глубоких горизонтах рудника Каула были отмечены сплошные руды с идиоморфными кристаллами моноклинного пироксена [107]. В коллекции рудника Ниттис-Кумужье имелся образец жильных пентландит-пирротиновых руд с крупными (до 3—5 см длиной) идиоморфными зернами бронзита, внутри одного из них наблюдается «футлярovidная» кайма сплошных сульфидов, контур которой повторяет огранку минерала-хозяина.

Редко встречающиеся в жильных рудах Мончегорского плутона оплавленные кристаллы андезин-лабрадора следует рассматривать как реликты даек более ранних габбро-пегматитов, являющихся структурным контролем для эпигенетических руд. Исключение составляют эпигенетические руды Печенги, где в цементе рудных брекчий (или в жильной массе) постоянно находится до 20—30% тремолита, альбита, хлорита, карбонатов, кварца.

Ранее уже указывалось, что в Печенгском районе развиты околорудные изменения — оталькование, хлоритизация, карбонатизация ультраосновных пород экзоконтактов, причем мощность зон околорудных изменений примерно пропорциональна мощности тел эпигенетических руд. Если же околорудные породы содержат сингенетическую сульфидную минерализацию, то в этом случае чаще всего наблюдается регенерация ранних сульфидов, ослабевающая при удалении от контакта с брекчиевидными рудами, но собственно рудный метасоматоз с привнесом сульфидного вещества из эпигенетических руд почти не проявляется. Иногда можно наблюдать, например, ксенолиты абсолютно неминерализованных серпентинитов, цементируемые сульфидами брекчиевидных руд\*, и лишь изредка сингенетическое пентландит-пирротиновое оруденение, контактирующее с существенно халькопиритовыми (!) разностями эпигенетических руд (Печенга, Аллареченский массив), оказывается полностью халькопиритизированным, при этом сохраняется рисунок сидеронитовой структуры, существовавшей до проявления «медного» метасоматоза.

---

\* Обломки вмещающих пород, в том числе норитов, цементируемые сульфидами брекчиевидных руд Садбери, чаще всего неминерализованные [470].

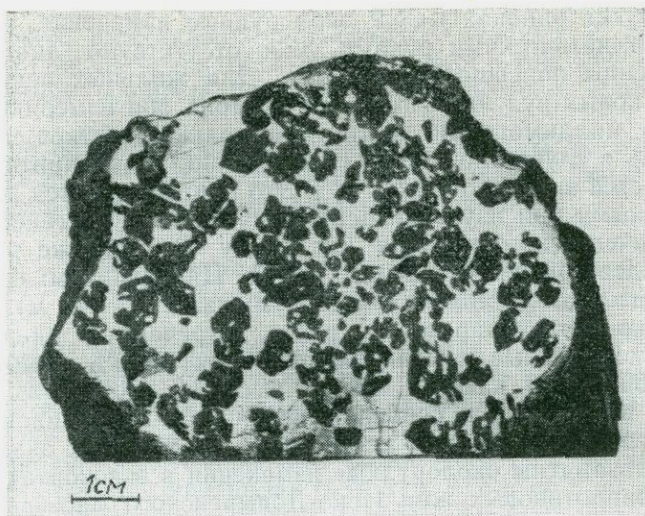


Рис. 10. Идиоморфные кристаллы оливина в жильных пентландит-пирротиновых рудах. Частичная резорбция зерен оливина сульфидами. 1/2 нат. вел. Мончегорский плутон, рудник Нитис-Кумужье.

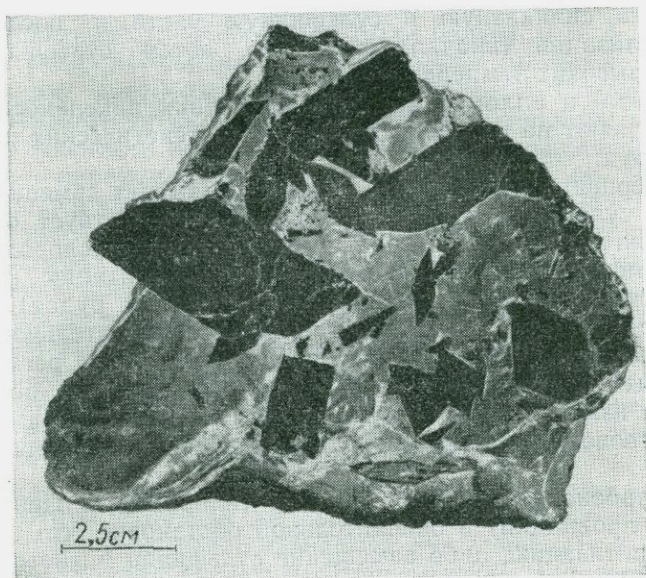


Рис. 11. Идиоморфные кристаллы амфибола в пентландит-пирротиновых разностях сплошных руд. 1/2 нат. вел. Аллареченское месторождение. Из коллекции Л. И. Увадьева.

В других районах СССР околорудные изменения, вызываемые эпигенетическими рудами, либо отсутствуют, либо весьма ограничены по своим масштабам. Для жильных пентландит-пирротиновых руд Мончегорского плутона они измеряются, как правило, миллиметрами, достигая несколько десятков сантиметров лишь в случае появления существенно халькопиритовых разновидностей эпигенетических руд. Это подтверждается данными, полученными при изучении первичных ореолов эпигенетических руд Мончегорского плутона (см. главу V), а также результатами подсчетов, произведенных М. А. Цибульчиком: на глубоких горизонтах рудника Ниттис-Кумужье (62—142 м), где существенно халькопиритовые руды встречаются значительно чаще, околорудные изменения отмечены в 30% осмотренных контактов, тогда как на более высоких горизонтах (182—264 м), вскрывших в основном пентландит-пирротиновые разновидности руд, зафиксировано всего 18,6% измененных экзоконтактов. Мало заметны околорудные изменения в экзоконтакте пентландит-пирротиновых жил Йоко-Довыренского массива [246] и на верхних горизонтах месторождения Фруд-Стоби [156].

Подведем итоги изложенным данным.

1. Парагенезисы и взаимоотношения сульфидов и силикатов в неизмененных разновидностях сингенетических медно-никелевых руд ясно свидетельствуют об их первоначальном формировании путем ликвации основного — ультраосновного расплава на силикатную и сульфидную части и последующей кристаллизации (вначале силикатов, затем сульфидов) при весьма высоких температурах.

2. Авто- и аллометаморфные изменения никеленосных массивов влияют на состав и структуры сингенетических разновидностей руд:

а) серпентинизация, как правило, вызывает замещение первичных сульфидов магнетитом, что свидетельствует о некотором сдвиге режима в сторону усиления роли кислорода;

б) амфиболизация, оталькование, хлоритизация (частично карбонатизация, как, например, в печенгских рудах) в большинстве случаев осуществляются в восстановительной обстановке, но влекут за собой частичную или полную регенерацию первичных сульфидов; не исключено, что растворы, обусловившие эти изменения, содержали в себе сероводород, что весьма способствовало растворению и переотложению первичных сульфидов;

в) карбонатизация идет иногда (например, в Центрально-русской провинции) в окислительной обстановке, что вызывает либо пиритизацию, либо замещение сульфидов магнетитом;

г) дисульфидизация сингенетических руд (пиритизация, бравоитизация первичных сульфидов) является следствием или окварцевания, или карбонатизации, причем процесс идет за счет выноса железа и никеля, но не привноса серы.

3. В данный момент еще неясны формы переноса элементов в растворах, вызывавших метасоматоз. Однако в последние годы все больше появляется высказываний о том, что такой перенос может осуществляться в форме сложных комплексных ионов.

4. Для более детального изучения процессов метаморфизма сингенетических руд необходимы дальнейшие исследования, в том числе постановка экспериментальных работ.

### *II.11. О метаморфизме эпигенетических медно-никелевых сульфидных руд*

Процессы метаморфизма руд изучаются в течение более полувека. Вначале О. Мюгге, затем М. Бюргер экспериментально доказали возникновение двойников давления при динамических воздействиях на галенит, сфалерит и халькопирит. Позже явления природного метаморфизма стали изучаться не только на отдельных рудных минералах [384, 416, 417 и др.], но и на различных типах эндогенных руд: колчеданных [150, 383, 386, 387], полиметаллических [385, 386], сульфидно-касситеритовых [282], хромитовых [171], титаномагнетитовых [240], медно-никелевых сульфидных [107, 131, 133, 135, 274]. Появились также сводки по данной проблеме как отечественные [354, 333], так и зарубежные [287].

Первые данные о метаморфизме эпигенетических разностей медно-никелевых сульфидных руд были получены В. А. Масленниковым [133], изучавшим так называемые матовые разности жильных руд месторождения Ниттис-Кумужье. Он установил, что в результате катаклаза пентландит-пирротиновых разностей этих руд магнетит оказался замещенным мельниковитом (?), пирротин — пиритом, пентландит — бравоитом, а по халькопириту развился «метаморфогенный» кубанит. В. А. Масленников подчеркивает, что в период формирования «матовых» руд произошло возрастание окислительного потенциала среды.

Изучение эпигенетических руд Печенги [131] вначале привело к выводу о весьма слабом развитии в них катаклаза и пиритизации, хотя сланцеватость данных руд отмечалась как обычное явление. Позже на примере месторождения Каула [135] было установлено более широкое распространение перекристаллизованных разновидностей эпигенетических руд; аналогично Мончегорскому плутону, здесь была отмечена пиритизация катаклазитов, но бравоитизации пентландита и развития «метаморфогенного» кубанита не наблюдалось. Дифференциальный бластез печенгских медно-никелевых руд отмечался Г. И. Горбуновым [333], аллареченских — автором [274]. Данные Д. Хоули [470] свидетельствуют о том, что в Садбери также развиты процессы пиритизации эпигенетических медно-никелевых руд, связанные с внедрением более поздних гранит-аплитов.

**Ловноозерское месторождение.** Неизмененные разности эпигенетических руд месторождения — это крупнозернистый массивный агрегат пирротина, пентландита, пирита I генерации и халькопирита, цементирующих мелкие оплавленные ксенолиты норитов. Чаще всего рудная масса имеет гипидиоморфнозернистую структуру, сочетающуюся со структурой распада твердого раствора пирротин+пентландит (фламбоидной, реже кольцеобразной), но иногда руды приобретают порфиroidный облик за счет развития крупных (до 2—3 см) кристаллов пирита. Местами появляются прекрасно выраженные веерообразные двойники кристаллизации пирротина.

Катаклазированные и пиритизированные разности рассматриваемых руд чаще всего появляются вблизи более поздних кварц-карбонатных и кварц-хлоритовых жил. Зонки дробления руд — маломощные (до нескольких сантиметров), зерна пирротина неправильной линзовидной формы, на их стыках развит мелкогранулированный пирротин. Из минеральных новообразований в катаклазированных разновидностях руд Ловноозера отмечены пирит II генерации (иногда тоже раздроблен), бравоит (развивающийся по пентландиту), миллерит и в весьма малом количестве арсениды никеля и кобальта.

Таким образом, процессы катаклаза и метасоматоза эпигенетических медно-никелевых руд Ловноозера весьма схожи с наблюдаемыми в Мончегорском плутоне. В данном случае характерно лишь развитие несколько иной ассоциации вторичных рудных минералов и пространственная близость метаморфизованных руд и поздних гидротермальных образований. Появление ассоциации пирит+бравоит+арсениды никеля и кобальта свидетельствует о смене восстановительного режима слабоокислительным.

**Печенга.** Сульфидная масса большей части эпигенетических руд Печенги — мелкозернистый грубосланцеватый агрегат пирротина, пентландита и халькопирита (с «жилыми» минералами — тремолитом, хлоритом, альбитом, кварцем, карбонатами), цементирующий эллипсоидальные обломки серпентинитов. Последние нередко имеют грубопараллельную ориентировку. Массивные, порфиroidные и полосатые разновидности руд появляются реже.

Первичная, гипидиоморфнозернистая, структура в эпигенетических рудах Печенги наблюдается эпизодически, в большинстве случаев рудная масса обладает гранобластовой структурой, зерна пирротина и пентландита несколько сплющены и, как и ксенолиты серпентинитов, имеют субпараллельную ориентировку. На непосредственном контакте с ксенолитами серпентинитов наблюдается «обтекание» сланцеватости пирротина. Отмечаются также цементная структура рудной массы, двой-

ники растяжения пирротина, ориентированные перпендикулярно к сланцеватости руды, «облачное» погасание кварца, двойники давления кальцита. По данным А. Д. Генкина [85], в мелкозернистых эпигенетических рудах Печенги нередко присутствует моноклинный пирротин, образовавшийся путем замещения более ранней, гексагональной, модификации в ходе динамометаморфизма и метасоматоза руд за счет воздействия растворов, выносивших из гексагонального пирротина некоторое количество железа.

С учетом сказанного можно полагать, что бластез в эпигенетических рудах Печенги проявлен значительно шире, чем в Мончегорском плутоне и в Ловноозере, однако пиритизация здесь — локальное явление; заметное возрастание окислительного потенциала в данном случае проявлялось лишь местами; метасоматоз, вызвавший переход гексагонального пирротина в моноклинный, знаменует собой, по-видимому, самое начало перехода от восстановительного режима к окислительному (поскольку при этом не образуется пирита, но уже начинается миграция железа).

**Аллареченское месторождение.** Эпигенетические медно-никелевые руды Аллареченского месторождения представляют собой массивный крупнозернистый агрегат пентландита, пирротина и халькопирита, структура руд — гипидиоморфнозернистая или порфириовидная, часто сочетающаяся со структурой распада твердого раствора пирротин+пентландит (чаще фламбоидной, реже кольцеобразной).

Зонки пиритизированных катаклазитов руд — сравнительно маломощные (не более нескольких сантиметров), чередующиеся с участками неизмененных руд. Пирротин катаклазитов гранулирован, нередко в нем появляются двойники давления, замещается он (частично или полностью) пиритом. Пентландит катаклазитов несколько сплюснен или раздроблен, но не замещен ни пиритом, ни бравоитом. Зерна акцессорного магнетита иногда гранулированы, причем по их трещинкам проникает пирротин, что свидетельствует о «местной» миграции сульфидов при катаклазе и бластезе руд.

Исключительно сильный дифференциальный бластез эпигенетических руд Аллареченского месторождения наблюдался в скв. 58 на контакте сплошных пентландит-пирротиновых руд с прожилком более поздних сульфидно-магнетитовых, содержащих в качестве жильных минералов тальк и хлорит [274]. На расстоянии 3—5 см от контакта в пирротине сплошных руд появляются грубые двойники давления с субпараллельной ориентировкой; зерна пентландита, имевшие ранее изометрические очертания, приобретают сплюсненную форму. На непосредственном контакте пентландит-пирротиновая руда представляет собой тонкую перемежаемость полосок пирротина и халькопирита с вытянутыми линзами пентландита, в менее перекристаллизованных (реликтовых) участках рудной массы наблюдаются

микросбросы двойников пирротина. Развита также плейчатость перекристаллизованных сульфидов; наиболее пластичной оказывается пирротин-халькопиритовая масса, пентландитовые линзы и прослои деформированы в меньшей степени, акцессорный магнетит подвергается только дроблению, причем по его трещинкам проникает пирротин. Между зернами магнетита можно наблюдать реликты менее перекристаллизованного пирротина.

Следовательно, в общем случае катаклиз аллареченских эпигенетических руд, сопровождаемый пиритизацией, приводит к возникновению «матовых» руд, аналогичных наблюдавшимся на месторождениях Мончегорского плутона, Печенги и Ловноозера; процесс чаще всего шел в более окислительной обстановке, чем при первоначальной кристаллизации.

Иного характера метаморфизм, проявляющийся на контакте сплошных пентландит-пирротиновых руд с более поздними сульфидно-магнетитовыми: пиритизации и бравоитизации здесь не наблюдается, бластез — резко дифференциальный, наиболее пластичны пирротин и халькопирит. По-видимому, перекристаллизация в данном случае шла при достаточно высокой температуре, обусловленной внедрением прожилка сульфидно-магнетитовых руд, но без существенного нарушения восстановительного режима.

**Иоко-Довыренский массив.** Неперекристаллизованные эпигенетические руды Иоко-Довыренского массива представляют собой среднезернистый агрегат пирротина, пентландита и халькопирита, текстура массивная, структура гипидноморфнозернистая, сочетающаяся со структурой распада твердого раствора пирротин + пентландит. Порфириовидные разности руд не наблюдаются.

Начальная стадия бластеза рассматриваемых руд проявляется в «облачном» погасании пирротина и возникновении в нем двойников давления. При более интенсивном бластезе развиваются более сложные двойники пирротина, зерна пентландита несколько сплющиваются. Конечная стадия бластеза — образование мелкогранулированного агрегата пирротина, пентландита и халькопирита со сланцеватой текстурой; эта сланцеватость обтекает ксенолиты серпентинитов. Реликты менее перекристаллизованного пирротина встречаются в катаклазитах редко и, как правило, вблизи ксенолитов серпентинитов. Метаморфизованные разности жильных руд Иоко-Довыренского массива не подвергались ни пиритизации, ни бравоитизации; бластез их шел, очевидно, без нарушения восстановительного режима среды, но по сравнению с другими, ранее рассмотренными, случаями — с максимальной интенсивностью.

Мелкозернистые перекристаллизованные катаклазиты эпигенетических медно-никелевых руд были установлены также и на Чайском месторождении [61, 398].

А. Г. Бетехтин [354] указывает, что некоторые жилы месторождения Ниттис-Кумужье в верхней части сменяются вторичными существенно магнетитовыми. Следовательно, «к концу процесса рудообразования имели место окислительные реакции под влиянием остаточных растворов, очевидно обогащенных кислородом» [354, с. 426]. Далее автор подчеркивает второе, не менее важное, обстоятельство — повышение температуры в течение этапа окисления эпигенетических руд, что доказывается возникновением «относительно высокотемпературного кубанита среди новообразований халькопирита» (Там же).

По мнению Г. В. Холмова [375], жильные магнетитовые руды Ниттис-Кумужье возникли раньше пентландит-пирротиновых и являются результатом кристаллизации наиболее высокотемпературной фазы рудообразующей среды.

В результате детального изучения зон смены пентландит-пирротиновых руд существенно магнетитовыми (наблюдения были выполнены автором совместно с Г. И. Нюппененом на жилах № 45, 38, 54 и 55 рудника Ниттис-Кумужье) установлено следующее:

а) по преобладанию тех или иных рудных минералов в пределах обследованных участков жил можно выделить пентландит-пирротиновые, существенно халькопиритовые и существенно магнетитовые разности руд; последние, как правило, содержат небольшое количество сульфидов и зачастую обладают неплохо выраженной сланцеватостью, появляющейся чаще всего в разновидности, состоящих почти нацело из магнетита;

б) в отличие от центральной части жильного поля обследованные участки перехода характеризуются весьма частым появлением существенно халькопиритовых разностей руд;

в) на участках перехода от пентландит-пирротиновых и существенно халькопиритовых жильных руд к существенно магнетитовым последние локализуются либо в местах выклинивания и пережимов жил, либо по периферии раздувов, центр которых слагается сульфидными рудами.

Главными рудными минералами существенно магнетитовой разновидности руд являются магнетит, халькопирит, а также пентландит, пирротин, бравоит, пирит, марказит, ильменит, валлернит, кубанит.

По морфологическим особенностям и взаимоотношению с сульфидами выделяются две главные генерации магнетита: аксессуарный и более поздний — метаморфогенный. Аксессуарный магнетит (1—3%) образует эвгедральные октаэдрические зерна, иногда корродированные пирротинном. В аксессуарном магнетите жилы № 38 отмечены пластинчатые вроски ильменита. Метаморфогенный магнетит содержится в рудах в количестве от единиц процентов до 70—90%, весьма характерны для него много-

численные мелкие включения сульфидов. При увеличении содержания зерна позднего магнетита сливаются в агрегаты неправильной формы и сплошные поля, внутри которых иногда можно видеть зерна акцессорного магнетита. Реже появляются жилковатые формы магнетита, развивающиеся по пентландиту и пирротину. Пластинки ильменита в поздней генерации магнетита не наблюдались.

Развитие вторичных магнетитовых руд идет преимущественно по существенно халькопиритовым разновидностям первичных жильных руд.

Для сульфидов пентландит-пирротиновых разновидностей руд, локализованных в раздувах жил, характерны бластез, пиритизация и бравоитизация. Это можно иллюстрировать следующими цифрами: из 52 аншлифов, взятых по жилам № 38, 45, 54 и 55, перекристаллизация сульфидной массы, хорошо заметная по изгибанию плоскостей отдельности пирротина, по его гранулированию и появлению двойников давления, наблюдалась в 29 аншлифах (55%). Пиритизации наиболее часто подвергается пирротин (60% просмотренных аншлифов), гораздо реже пентландит и халькопирит (30% просмотренных аншлифов). Гипогенная бравоитизация пентландита отмечена примерно в 40% просмотренных аншлифов. Первоначально бравоит появляется по трещинкам пентландита в виде тонких прожилков, далее они становятся более мощными, а пентландит остается среди них в виде «островков»; при полном замещении образуются сплошные псевдоморфозы бравоита, часто ассоциирующие с агрегатами пирита.

Примерно в 20% просмотренных аншлифов зон перехода наблюдались гидротермальные (хлоритовые, тальковые, карбонатные) прожилки, секущие все рудные минералы, как реликтовые, так и вновь образовавшиеся. Иногда на непосредственном контакте с этими поздними прожилками сульфиды замещаются гидроокислами железа.

Остановимся на некоторых особенностях химизма рассмотренных разновидностей руд. По данным комбината Североникель сульфидные жильные руды Ниттис-Кумужье содержали в среднем, 31,3% серы и 5,1% никеля, откуда отношение S:Ni примерно 6:1. Согласно Н. А. Елисееву [134], в магнетитовых жильных рудах того же месторождения присутствует 9,0% серы, 2,74% никеля и 1,43% меди. За вычетом серы, связанной с медью в форме халькопирита, в магнетитовых рудах, по-видимому, имеется порядка 1,3% сульфидного и около 1,4% «избыточного» (не связанного с серой) никеля.

Для магнетита, присутствующего в качестве акцессорного в жильных рудах, характерно ничтожно малое количество никеля [134]; лишь в одном случае зафиксировано 0,08% Ni, но это можно объяснить примесью сульфидов — в данной пробе установлено 0,07% серы, отсутствующей в других пробах. Следова-

тельно, существенно магнетитовые руды месторождения Ниттис-Кумужье характеризуются наличием «избыточного» никеля, и резонно полагать, что он находится в основном в метаморфогенном магнетите в виде изоморфной примеси.

*Некоторые данные о проявлении катаклаза и метасоматоза эпигенетических руд месторождений Садбери*

По Д. Хоули [470], выделяются следующие минералогические разновидности руд Садбери:

— «нормальные», пентландит-пирротиновые, с халькопиритом;

— медистые, обогащенные халькопиритом и кубанитом;

— пирит-марказитовые — результат замещения пентландит-пирротиновых разностей дисульфидами железа и виоларитом;

— мышьяковистые, с арсенидами железа, кобальта, никеля, возникшие, скорее всего, метасоматическим путем в более поздний этап формирования массива;

— «кремнистые», содержащие в качестве второстепенных минералы свинца, висмута, платины, олова и теллура; развиты на глубоких горизонтах рудника Фруд.

По текстурным особенностям Д. Хоули делит промышленные эпигенетические руды Садбери на брекчиевидные, массивные и силикатно-сульфидные (переходные к сингенетичным вкрапленным рудам). Описывая рудные минералы, он указывает на наличие трех генераций пирита: ранней (магматической), реакционной (по-видимому, поздней или постмагматической?) и гипогенной (замещения). Последняя разновидность отмечена на рудниках Крейтон и Мак-Ким в катаклазированных пентландит-пирротиновых рудах, подвергшихся воздействию более поздних дайковых гранит-аплитов Мюррей. Этот пирит в отличие от двух первых генераций содержит большое количество никеля (3,8—5,15%), серебра (0,001%) и селена (0,013%), что дополнительно указывает на его развитие по пентландиту и никелистому пирротину. Д. Хоули отмечает также меньшую степень пиритизации пентландита по сравнению с пирротинном. Марказит, согласно тому же автору, является еще более поздним минералом, образовавшимся при дальнейшем гидротермальном изменении пиритизированных эпигенетических руд.

Таким образом, эпигенетические пентландит-пирротиновые руды Садбери подверглись многостадийному метаморфизму. Первыми, по-видимому, были локальные проявления катаклаза и дисульфидизации руд, связанные с внедрением гранит-аплитов, завершавших собой формирование лополита Садбери. Несколько позже пирит заместился марказитом. Еще позже под влиянием остаточных (?) гидротерм, содержащих мышьяк, сульфиды местами заместились арсенидами. Любопытно следующее: по данным Х. Ониси и Э. Сэнделла [256], нориты Садбери

содержат 3,8 г/т мышьяка, в то время как среднее содержание этого элемента в основных породах (по данным тех же авторов) равно 1,4 г/т. Обогащенность исходной магмы Садбери мышьяком (проявление «провинциальных» геохимических особенностей), возможно, и вызвала то сравнительное обилие арсенидов в медно-никелевых рудах, которое отмечалось для группы месторождений Садбери многими авторами. Схожим с Садбери (по богатству арсенидов) является месторождение Ляйнеяур [465].

#### *Некоторые экспериментальные данные*

Эксперименты, моделирующие условия и результаты динамометаморфизма сплошных медно-никелевых руд, весьма немногочисленны, но результаты их хорошо согласуются с фактами, наблюдаемыми на природных объектах — медно-никелевых месторождениях Кольского полуострова и Северного Прибайкалья. Наиболее ранними являются исследования Д. Джилла [460], показавшего, что пирротин и халькопирит при температурах, свойственных зеленосланцевой и амфиболитовой фациям метаморфизма, и при давлениях порядка 1700 бар приобретают пластические свойства и становятся «текучими», но пирит в подобных условиях лишь растрескивается.

Б. Кларком и У. Келли [448] изучались искусственно вызванные дислокации пирротиновых руд Садбери. При давлении до 1000 бар и температуре 250°С наблюдалось лишь дробление зерен пирротина; двойники давления и пластические деформации минерала развивались при 1500 бар.

Позже В. В. Золотухин и др. [160] экспериментально показали возможность возникновения реоморфических жил пирротина в базальтоидных породах при температуре 500°С и давлениях от 500 до 2000 кгс/см<sup>2</sup>; в менее напряженной обстановке — при температуре 200°С и давлении 500 кгс/см<sup>2</sup> — указанными авторами наблюдались только хрупкие (механические) деформации пирротина.

### **Выводы**

Подытожим весь материал о метаморфизме эпигенетических медно-никелевых руд.

1. Процессы катаклаза и бластеза этих руд проявляются в различных масштабах во многих месторождениях. Довольно часто процессы «чистого» динамометаморфизма сопровождалось гидротермальным метасоматозом, нарушавшим режим сера-кислород (чаще всего в сторону роста окислительного потенциала), что вызывало замещение первичных сульфидов пиритом и браунитом. Этот метасоматоз мог быть связан с влиянием более поздних гранитов (Садбери, рудники Крейтон, Мак-Ким) или остаточных гидротерм (месторождения Ниттис-Кумужье, Ловноозерское), в ряде случаев (Печенга) видимая причина его

неясна\*. Значительно реже (Байкальское месторождение, отдельные участки Аллареченского месторождения) катаклаз пентландит-пирротиновых руд не сопровождался пиритизацией; в этом случае, по-видимому, сохранялась восстановительная обстановка среды.

2. Динамометаморфизм первичных минералов эпигенетических медно-никелевых руд имеет дифференциальный характер: наиболее легко поддаются катаклазу и бластезу пирротин и халькопирит, в меньшей степени пентландит, наиболее устойчивыми являются пирит и магнетит. Нетрудно видеть, что в перечисленном ряду возрастают твердость и хрупкость, чем в основном и следует объяснять наблюдаемую разницу в реакции минералов на динамические воздействия. Если же динамометаморфизм идет при повышенной температуре (как, например, в Аллареченской интрузии, на контакте пентландит-пирротиновых руд с более поздними сульфидно-магнетитовыми), то бластез сульфидов проявляется особенно резко, вплоть до развития тонкой микроплойчатости, абсолютно, не характерной для медно-никелевых сульфидных руд.

3. Существование магнетитовые руды южной части жильного поля месторождения Ниттис-Кумужье появляются преимущественно на участках выклинивания и пережимов пентландит-пирротиновых и существенно халькопиритовых разностей руд или по периферии раздувов, сложенных сульфидными рудами.

Для указанных магнетитовых руд характерно следующее: а) наличие сланцеватой текстуры, не наблюдающейся в первичных (сульфидных) разностях руд; б) обилие поздней генерации магнетита, развивающегося по первичным сульфидам; в) широкое проявление бластеза и пиритизации первичных сульфидов, бравоитизации пентландита; г) наличие «избыточного» (окисного?) никеля, не связывающегося в сульфидную форму.

Эти факты свидетельствуют о метаморфогенной природе существенно магнетитовых руд месторождений Ниттис-Кумужье и Сопчи. Южный фланг первого месторождения первоначально был сложен преимущественно халькопиритовыми разностями жильных руд, впоследствии (возможно, на заключительной стадии формирования плутона) жильные руды подверглись катаклазу и воздействию остаточных гидротерм\*\*.

4. Мышьяковый метасоматоз эпигенетических медно-никелевых руд — явление малохарактерное; он развит лишь в отдельных месторождениях (Садбери, Ляйнеяур), материнские массивы которых вследствие «провинциальных» геохимических особенностей оказались заметно обогащенными мышьяком.

\* То же самое можно сказать и по отношению метаморфизованных эпигенетических руд Талнахского месторождения, фотографии которых приведены в работе Д. А. Додина [123, с. 491 и 513].

\*\* Их возможным источником могут быть жильные микрогранофиры, широко развитые в юго-западной части Мончегорского плутона.

# III



## ГЕОХИМИЯ

### главнейших петрогенных и рудообразующих элементов никеленосных базитов и гипербазитов и медно-никелевых сульфидных руд

Количество фактического материала, использованного для составления данной и последующих глав, приведено в табл. 3.

Уже на первых этапах развития геохимии В. И. Вернадским [59] были определены некоторые естественные ассоциации элементов — «природные изоморфные ряды», свойственные разным областям земной коры, в том числе областям магматогенеза.

Таблица 3

Количество фактического материала, фигурирующего в главах III—VI

Главы	Исследованные массивы основных — ультраосновных пород		Полные силикатные анализы	Анализы моно-минеральных фракций	Пробы		Элемента-определения	
	без-рудных	рудно-носных			ли-то-, торфо- и биогео-химиче-ские	гидро-химиче-ские	ли-то-, торфо- и биогео-химиче-ские	гидро-химиче-ские
III	—	—	—	785	48	—	48	—
IV	23	58	754	—	4 970	—	24 608	—
V	—	—	—	949	5 215	—	24 125	—
VI	—	—	—	—	24 162	9719	77 630	37 017
Всего	81		754	1734	34 395	9719	126 411	37 017

Примечание. Приведенные числа являются минимальными, поскольку в некоторых использованных источниках нет данных о количестве исследованных проб.

В дальнейшем А. Е. Ферсман [364, т. IV] подробно рассмотрел ассоциацию элементов, свойственных группе ультраосновных — основных пород (по А. Е. Ферсману — элементов протокристаллизации).

Согласно А. Е. Ферсману, элементы протокристаллизации разделяются на четыре группы:

а) ведущие — магний, кремний, титан, железо, никель, хром;

б) главные (или характерные) — углерод, кислород, натрий, алюминий, фосфор, сера, хлор, кальций, ванадий, рутений, родий, палладий, осмий, иридий, платина;

в) второстепенные — водород, скандий, кобальт, медь, цинк, германий, мышьяк, свинец, сурьма, ртуть, таллий, серебро, золото;

г) аксессуарные — калий, стронций, цирконий, ниобий, тантал, вольфрам, рений, олово, молибден.

Ведущие и большинство главных элементов протокристаллизации, на долю которых приходится около 97% всего числа атомов, являются по преимуществу четными, с ядрами, построенными по типу  $4q$  (атомный вес кратен 4); среди второстепенных элементов преобладают нечетные, роль их несколько увеличивается к концу процесса протокристаллизации за счет алюминия и щелочей, входящих в состав поздних кристаллизатов — биотита и плагиоклазов.

Анализируя основные свойства перечисленных элементов, А. Е. Ферсман [364, с. 290] делает следующий вывод: «К протокристаллизации, т. е. к основным и ультраосновным магмам, относятся атомы и ионы, обладающие максимальной устойчивостью ядра, максимальной механической, термической и электростатической прочностью и стойкостью решеток с минимальными запасами свободной энергии». Именно эти свойства и определяют, по мнению А. Е. Ферсмана, возможность наиболее раннего выделения из базальтовой магмы породо- и рудообразующих минералов базитов и гипербазитов — хромшпинелидов, магнетита, ильменита, оливинов, пироксенов, амфиболов, основных плагиоклазов и сульфидов железа, никеля и меди.

С учетом конечной цели данной работы нет необходимости рассматривать геохимические особенности всей вышеперечисленной группы элементов протокристаллизации. Данные, изложенные в главах IV—VI, показывают, что:

а) определение потенциальной рудоносности базит-гипербазитовых массивов основывается на количественных соотношениях 3—5 петрогенных и 8 рудообразующих элементов: железа, магния, кальция, калия, натрия, никеля, меди, кобальта, хрома, титана, платины, палладия и серы;

б) поиски погребенных и «слепых» тел медно-никелевых сульфидных руд по первичным и вторичным ореолам рассеяния могут производиться в большинстве случаев с использованием 2—3 ведущих элементов-индикаторов: никеля, меди и серы.

Следовательно, здесь можно ограничиться рассмотрением геохимических особенностей только 13 перечисленных выше элементов, осветив по возможности их поведение не только на стадии кристаллизации основных — ультраосновных пород и медно-никелевых сульфидных руд, но и в ходе их дальнейших гипо- и гипергенных преобразований.

Общая геохимическая характеристика рассматриваемых элементов приведена в табл. 4, анализ ее показывает следующее.

1. Ведущие элементы — железо, никель, медь, кобальт, титан, хром — занимают в таблице Менделеева промежуточное

Геохимическая характеристика породо- и рудообразующих элементов основных — ультраосновных пород.  
По данным Н. В. Белова [23], Г. Б. Бокия [40], А. П. Виноградова [64, 65], Л. Н. Овчинникова [247],  
А. И. Перельмана [265], Ф. Г. Смита [321]

Элемент	Порядковый номер	Относительная атомная масса	Заряд Z	Радиус иона r, Å	Координационное число	Ионный потенциал Z/r, картль	Радиус гидратированного иона, Å	рН осаждения гидроокиси	Кларки пород, вес. % *	
									основных	ультраосновных
Fe	26	55,85	2+	0,80	6	2,5	3,47	5,5	8,56	9,85
			3+	0,67	6	4,5	3,86	2,5		
Mg	12	24,32	2+	0,74	6	2,7	3,42	10,5	4,5	25,9
Ca	20	40,08	2+	1,04	8	1,9	3,08	—	6,72	0,7
K	19	39,09	1+	1,33	10	0,7	1,22	—	0,83	0,03
Na	11	22,99	1+	0,98	6	1,0	1,80	—	1,94	0,57
Ni	28	58,69	2+	0,74	6	2,7	3,57	6,7	0,016 *	0,12 *
			1+	0,98	6	1,0	—	—	0,014	0,008
Cu	29	63,57	1+	0,98	6	1,0	—	—	0,014	0,008
			2+	0,80	6	2,5	3,35	5,4	—	—
Co	27	58,94	2+	0,78	6	2,6	3,65	6,8	0,0045	0,02
			3+	0,64	6	4,7	—	—	—	—
Cr	24	52,01	3+	0,64	6	4,7	5,13	5,3	0,03	0,23
			6+	0,35	4	17,1	—	—	—	—
Ti	22	47,90	3+	0,69	6	4,3	—	—	0,9	0,3
			4+	0,64	6	6,2	5,20	1,4—1,6	—	—
Pt	78	195,23	4+	0,64	6	6,2	—	—	$1 \times 10^{-5}$	$2 \times 10^{-5}$
Pd	46	106,7	4+	0,64	6	6,2	—	—	$1,9 \times 10^{-6}$	$1,2 \times 10^{-5}$
S	16	32,06	2-	1,82	6	-1,1	2,95	—	0,2	0,3
			6+	0,29	4	20,7	—	—	—	—

\* Данные о содержаниях Pt и Pd взяты из работы [65], все остальные значения — из работы [64], поскольку в ней учтено большее количество анализов основных и ультраосновных пород из многих районов Земли.

положение [364], образуя весьма характерную группу сидерофилов. Близость их химических свойств объясняется идентичностью строения внешней (четвертой) электронной оболочки; при переходе от одного элемента группы к последующему дстраиваются лишь *d*-подгруппы электронов первой внутренней оболочки *M*.

2. Для многих элементов группы сидерофилов, участвующих в процессе протокристаллизации и имеющих заряд  $2^+$ , характерно практическое равенство (или незначительное расхождение) значений ионных радиусов, ионных потенциалов и координационных чисел. За исключением серы, все остальные элементы табл. 4 не образуют между собой химических соединений. Все перечисленное плюс высокие температуры и давления, свойственные протокристаллизации (см. раздел II.5), и близость параметров решеток многих пар силикатов и сульфидов, слагающих основные — ультраосновные породы, ведут к широкому развитию явлений изовалентного изоморфизма и к частому возникновению серий непрерывных и ограниченных твердых растворов. Кроме того, отмечается и гетеровалентный изоморфизм, классическим примером которого может служить ряд плагноклазов.

3. Близость значений радиусов гидратированных ионов и «критических» значений рН для железа, никеля и кобальта является одной из причин совместной миграции этих элементов в зоне гипергенеза. Меньшие значения обоих рассматриваемых параметров у  $\text{Cu}^{2+}$  вызывают ее более дальнюю миграцию и «пятнистость» вторичных ореолов рассеяния (см. главу VI).

4. По величинам кларков основных и ультраосновных пород рассматриваемые элементы отчетливо делятся на две подгруппы: 1) породообразующие (Fe, Mg, Ca, K, Na), кларки которых варьируют в пределах  $n \cdot 10^{-1} — n \cdot 10^0\%$ ; 2) рудообразующие (Ni, Cu, Co, Cr, Ti, Pt, Pd, S) с кларками в пределах  $n \cdot 10^{-6} — n \cdot 10^{-1}\%$ .

Перейдем к более детальному изложению геохимии рассматриваемой группы элементов, основываясь на теоретических положениях А. Е. Ферсмана [364], В. В. Щербины [407, 412], С. С. Смирнова [319] и А. И. Перельмана [265], а также на фактическом материале глав II, IV—VI настоящей работы.

### III.1. ЖЕЛЕЗО

Железо наряду с магнием и кальцием является первым членом триады, определяющей тот или иной вид потенциальной рудоносности массивов основных — ультраосновных пород (см. главу IV). Наиболее низкие содержания железа характерны для пород хромитоносных и платиноносных массивов (Уральская провинция, СССР), умеренные — для никеленосных (Северо-Енисейский, Кольский и другие регионы), максимальные — для

пород титаноносных массивов (Уральская провинция, возможно, БССР).

Насчитывается более 170 самостоятельных минералов железа [302], помимо этого многие минералы содержат примеси  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ . Весьма существенную роль играют минералы железа в ассоциации, возникающей при протокристаллизации [364]. В большинстве этих минералов присутствует  $Fe^{2+}$ , реже (преимущественно в амфиболах) оно сочетается с  $Fe^{3+}$ . Все это свидетельствует о восстановительном характере процесса протокристаллизации.

Второй характерной особенностью соединений железа, возникающих в ходе протокристаллизации, является изобилие твердых растворов; особенно часты они в группе сульфидов медно-никелевых руд.

При гипогенных, авто- и аллометаморфных, изменениях базитов и гипербазитов большинство минералов  $Fe^{2+}$  переходит в соединения с  $Fe^{3+}$ ; примерами этих переходов могут служить: — мартитизация магнетита (никеленосные массивы Воронежской антеклизы);

— замещение железисто-магнезиальных оливинов и ромбических пироксенов серпентином, содержащим примеси  $FeO$  и  $Fe_2O_3$  [30], и магнетитом, выделяющимся в серпентиновых псевдоморфозах в виде мелких вкраплений и прожилков (массивы Печенги, Урала, Воронежской антеклизы, УССР, Северного Прибайкалья);

— хлоритизация биотита, нередко сопровождающаяся появлением пылевидной вкрапленности магнетита (массивы Печенги, Воронежской антеклизы);

— частичная и полная десульфуризация пирротина, пентландита и халькопирита (массивы Печенги, Воронежской антеклизы, Северного Прибайкалья).

Реже наблюдаются незначительные по своему масштабу гипогенные преобразования медно-никелевых руд, не сопровождающиеся переходом  $Fe^{2+}$  в  $Fe^{3+}$ . К ним следует отнести явления глубинной пиритизации пирротина и бравоитизации + виоларитизации пентландита. Сюда же должно быть отнесено «спонтанное» глубинное растворение первичных сульфидов медно-никелевых руд, происходящее вследствие различия электрохимических потенциалов пирротина, пентландита, халькопирита и пирита [305—307].

Весьма разнообразные гипергенные преобразования минералов  $Fe$  никеленосных базитов и ультрабазитов и медно-никелевых руд определяются конкретной физико-химической обстановкой, существующей (или существовавшей в прошлом) на участке эрозии.

В обычных случаях при серноокислом окислительном процессе образуются многочисленные сульфаты  $Fe^{3+}$ , различные гидроокислы  $Fe^{3+}$ ; воды участков, где идет процесс, обогащаются ка-

тионами  $Fe^{3+}$ , сульфат-ионом, значение рН заметно снижается [265]. Но вследствие специфики геологической истории и современных климатических условий в большинстве никеленосных провинций СССР — Кольской, Северо-Енисейской, Северо-Байкальской — этот процесс проявлен чрезвычайно слабо, что влечет за собою низкую и ультранизкую общую минерализацию вод, омывающих участки никеленосных массивов, и малые изменения значений рН вод (см. главу VI). Однако в доледниковое время сернокислый гипергенез шел в указанных регионах, по-видимому, достаточно активно, о чем свидетельствуют реликты кор выветривания никеленосных интрузий и хорошо проработанных зон окисления медно-никелевых руд [161, 310].

Более интенсивно сернокислый процесс развивался на никеленосных массивах Воронежской антеклизы в додевонское время, когда в регионе господствовал субтропический климат. Здесь имел место кислый процесс гипергенного преобразования неминерализованных базитов и гипербазитов, в результате чего возникли додевонские площадные коры выветривания, насыщенные соединениями  $Fe^{3+}$ , но эрозия, сопутствовавшая эпиконтинентальной трансгрессии девона, уничтожила значительную часть этих кор [373].

Бескарбонатное оглеение никеленосных базитов и гипербазитов, особенностью которого является восстановление  $Fe^{3+}$  до  $Fe^{2+}$  с образованием вивианита и закисных алюмоферрисиликатов, наблюдается на заболоченных участках Кольской и Енисейской рудных провинций. Для медно-никелевых руд, находящихся в подобных условиях, характерно незначительное по масштабу развитие «сажистых» разновидностей пирротина и пентландита, по-видимому замещаемых аморфными дисульфидами железа и никеля.

Сернокислый сульфидный восстановительный процесс, ведущий к появлению подзоны цементации (вторичного сульфидного обогащения), на большинстве медно-никелевых месторождений СССР проявился слабо, за исключением Воронежской антеклизы, где эта подзона проявлена более отчетливо (хотя и недостаточно изучена).

### III.2. МАГНИЙ

Магний наряду с железом и кальцием является вторым членом триады петрогенных элементов, определяющей вид потенциальной рудоносности основных — ультраосновных пород.

Во многих источниках [182, 529 и др.] указывается на то, что для никеленосных массивов базитов и гипербазитов характерна повышенная магнезиальность. Однако эта закономерность проявляется лишь при сравнении фактических содержаний  $MgO$  в какой-либо петрографической разновидности никеленосной породы с «мировым кларком», свойственным данной разновид-

ности (см. главу IV). В общем же для никеленосных пород характерна умеренная магнезиальность, причем между содержаниями MgO и никеля в сингенетических рудах наблюдается (как ни странно!) обратная взаимосвязь (см. главу IV).

На стадии протокристаллизации магний наряду с двухвалентным железом входит в состав наиболее высокотемпературных образований — хромшпинелидов, оливинов и ромбических пироксенов ряда энстатит — бронзит, причем в хорошо дифференцированных основных — ультраосновных массивах наблюдается концентрация более магнезиальных (более высокотемпературных) оливинов и ромбических пироксенов в придонных частях. На образование перечисленных минералов расходуется главная часть MgO, содержащейся в исходном расплаве, остаток ее идет в более поздние фемические кристаллизаты — биотит и моноклинные пироксены.

Гипогенные преобразования основных — ультраосновных пород вызывают появление разнообразных вторичных магнийсодержащих минералов, в составе которых присутствует группа OH<sup>-</sup>: различных амфиболов (антофиллита, роговой обманки, тремолит-актинолита), серпентинов (лизардита, антигорита, хризотила), талька, брусита; наиболее низкотемпературными гипогенными образованиями этой серии являются магнезиальные карбонаты — магнезит, брейнерит, доломит.

При гипергенезе основных — ультраосновных пород магний весьма подвижен и склонен к образованию хорошо растворимых солей — сульфатов, карбонатов, хлоридов. Это нередко влечет за собой (на фоне довольно низкой общей минерализации) повышенное содержание магния в водах районов развития оливинсодержащих основных и ультраосновных пород, что можно использовать в качестве косвенного поискового признака при гидрохимической съемке и поисках [8, 9].

### III.3. КАЛЬЦИЙ

Кальций является третьим членом триады, определяющей вид потенциальной рудоносности базит-гипербазитовых массивов. Для большинства ультраосновных пород, содержащих весьма незначительные количества кальция (см. табл. 4), ведущими компонентами указанной триады являются магний и железо, но в плагиоклазсодержащих разностях перидотитов и особенно в основных породах роль кальция становится более заметной.

На первый взгляд титаноносные, никеленосные и хромитносные породы мало различаются по содержанию кальция, лишь для платиноносных базитов и гипербазитов наблюдается заметный рост величины  $c'$  А. Н. Заварицкого. Но при более детальном анализе (см. главу IV) оказывается, что в никеленосных базитах и гипербазитах отрицательные отклонения отно-

шения  $a : c$  от «типовых» (кларковых) достигают максимума. Относительная обогащенность кальцием, по-видимому, не случайна: данный элемент является своеобразным катализатором процесса ликвации сульфидно-силикатных расплавов [110, 255]. На стадии протокристаллизации кальций входит в состав поздних силикатов и алюмосиликатов — моноклинные пироксены, амфиболов, основных плагиоклазов; незначительная часть его идет на образование апатита и сфена.

Более высокотемпературные гипогенные преобразования первичных кальцийсодержащих фемических минералов базитов и ультрабазитов чаще всего влекут за собой появление различных кальциевых амфиболов с группой  $\text{OH}^-$  (особенно характерен процесс так называемой уралитизации базитов), реже по плагиоклазам никеленосных массивов развивается скаполит (Ловноозерское месторождение). Более низкотемпературные гипогенные изменения кальциевых минералов ведут к возникновению довольно характерной ассоциации хлориты + эпидот — цоизит + карбонаты (+ лейкоксен); при этом кальций, входивший в состав вторичных амфиболов, подвергшихся хлоритизации, или выносятся [122], или идет на образование карбонатов и эпидот-цоизита.

В результате гипергенного преобразования кальцийсодержащих минералов никеленосных базитов и гипербазитов возникают различные карбонаты и бикарбонаты, что сопровождается появлением гидрокарбонатного типа грунтовых и подземных вод. В никеленосных провинциях СССР, кроме Воронежской антеклизы, этот процесс шел довольно слабо.

### III.4. НАТРИЙ И КАЛИЙ

Согласно А. Е. Ферсману, натрий относится к главным, калий — к аксессуарным элементам протокристаллизации. Однако при анализе петрохимических особенностей никеленосных базитов и ультрабазитов (см. главу IV) эмпирически обрисовывается немаловажная роль калия: значения характеристики  $n$  А. Н. Заварицкого в данных породах заметно понижены по отношению к «типовым». Это свидетельствует о более высоких относительных содержаниях калия в сумме щелочей никеленосных базитов и ультрабазитов.

В ходе протокристаллизации щелочи преимущественно концентрируются в наиболее поздних магматогенных минералах, а также в базальтической роговой обманке, керсутите и обыкновенной роговой обманке [122]. Однако тремолит ультрабазитов содержит в себе уже меньше щелочей по сравнению с роговой обманкой, а в серпентинах они либо вовсе отсутствуют (точнее, не определяются с помощью обычно применяемых аналитических методов), либо их содержания не превышают нескольких сотых долей процента [122].

В зоне гипергенеза оба элемента образуют легкорастворимые соединения типа солей. Характерно дифференцированное поведение этих новообразований: соли натрия почти полностью вымываются из почв и кор выветривания поверхностными и грунтовыми водами, тогда как соли калия (точнее, катионы диссоциированных солей калия) жадно сорбируются почвенными коллоидами или входят в состав новообразований зоны гипергенеза — группы гидрослюдов [214].

### III.5. НИКЕЛЬ

Никель является важнейшим индикатором потенциальной рудоносности основных — ультраосновных массивов. По значениям кларков концентрации никеля и серы и числовых характеристик  $m'$ ,  $f'$  и  $c'$  для определенных разновидностей базитов и ультрабазитов можно:

а) достаточно надежно судить о никеленосности какого-либо массива основных — ультраосновных пород,

б) определить в первом приближении содержания никеля в сингенетических разностях ожидаемого в массиве медно-никелевого оруденения,

в) с той или иной степенью вероятности судить о возможности появления в обследуемом потенциально никеленосном массиве эпигенетических разностей медно-никелевых сульфидных руд.

Фактическое обоснование перечисленных положений дано в главе IV.

Собственных минералов никеля насчитывается более 40 [30, 319]; помимо того никель присутствует в качестве изоморфной примеси в ряде силикатов, образующихся в ходе протокристаллизации и при гипо- и гипергенных преобразованиях первичных никельсодержащих минералов.

Весьма показательна приуроченность определенных классов никелевых минералов к различным зонам минералообразования со специфическими физико-химическими условиями. Для метеоритов характерны [239] интерметаллические соединения никеля с двухвалентным железом, изредка с титаном и сульфиды никеля (в основном пентландит); встречаются также фосфиды (шрейберзит) и сложные окислы (треворит). В медно-никелевых рудах преобладают различные моносulfиды никеля (в основном пентландит). Часть никеля (порой весьма значительная) входит в качестве изоморфной примеси в первичные породообразующие силикаты — оливины\*, ромбические и моноклинные пироксены, амфиболы и биотиты (табл. 5); встречаются никельсодержащие пириты (см. раздел V). Арсениды никеля здесь

\* В последнее время обнаружена природная модификация никелевого оливина — либенбергит с содержанием никеля 56,32% [534].

немногочисленны и, как правило, составляют очень малую долю рудной массы. В среднетемпературных гидротермальных месторождениях никеля («пятиэлементной» формации) изобилуют разнообразные соединения никеля с мышьяком и сурьмой, ассоциирующие с минералами кобальта, серебра, висмута и урана. Никельсодержащие силикаты для данного типа руд совершенно не характерны. В зоне гипергенеза в зависимости от состава никельсодержащих пород, руд и минералов возникают различные водосодержащие вторичные никелевые минералы — силикаты, сульфаты, арсенаты и лишь изредка появляются простые окислы (бунзенит).

Резюмируя этот весьма беглый обзор минералогии никеля, нетрудно видеть, что первичные собственно никелевые и никельсодержащие минералы, свойственные основным и ультраосновным породам, кристаллизуются в восстановительной обстановке, поскольку доминирующими являются соединения никеля с  $Fe^{2+}$  и  $S^{2-}$ .

Поскольку в дальнейшем (см. главу IV) будет уделяться много внимания фактам заметного обогащения никелем неминерализованных разностей базитов и ультрабазитов никеленосных массивов, здесь следует рассмотреть вопрос о вхождении никеля в первичные силикаты, возникающие в ходе протокристаллизации.

Данные о содержаниях никеля и других сидерофилов в минералах пород основных — ультраосновных массивов с различными видами собственно магматических руд приведены в табл. 5; анализ ее показывает следующее.

1. Различная обогащенность базитов и ультрабазитов в целом магнией и никелем (см. табл. 4) отчетливо отражается на химизме их пороодообразующих минералов (особенно оливинов\* и ромбических пироксенов). Не столь четко различаются по содержаниям никеля менее магниальные моноклинные пироксены базитов и ультрабазитов (см. табл. 5, анализы 53—67), что является дополнительным подтверждением тенденции вхождения никеля в состав ранних продуктов протокристаллизации\*\*.

2. Содержания только одного никеля в мономинеральных фракциях первичных силикатов не всегда отражают металлогенетическую специализацию какого-либо основного — ультраоснов-

---

\* В оливинах шлаков никелевого производства присутствует до 19,7% никеля, при этом доля никелевого минала ( $Ni_2SiO_4$ ) возрастает до 34,5% [191].

\*\* Причиной этого «избирательного» изоморфного замещения, по-видимому, следует считать резкое различие значений коэффициентов энергетической связи Линдемана —  $KC^3$ : для  $Mg^{2+}$  эта величина равна 25, для  $Fe^{2+}$  — 100 [364]. Таким образом, какое-либо нарушение равновесия кристаллических решеток магниальных оливинов и пироксенов (в том числе изоморфное замещение магния никелем) должно быть более выгодным с точки зрения затрат энергии. Возможно также, что некоторое значение имеет разница между практически одинаковыми ионными радиусами магния и никеля (0,74 Å — см. табл. 4) и несколько большим ионным радиусом  $Fe^{2+}$  (0,80 Å).

## Содержания элементов сидерофильной группы в породообразующих собственно

Номер п.п.	Рудная специализация массивов	Минерал	Массив (регион)	Порода
1	Медно-никелевая сульфидная	Оливин	Норильск-I	Пикритовый габбро-долерит
2	То же	»	Мончегорский плутон (Сопча)	Перидотит
3	»	»	То же	Пироксенит
4	»	»	Северо-Енисейская рудная провинция	Габбро-долерит
5	»	Оливин Fo <sub>80.2</sub>	Коталахти	Базиты
6	»	» Fo <sub>83.6</sub>	»	»
7	»	» Fo <sub>83.9</sub>	»	»
8	»	» Fo <sub>83.9</sub>	»	»
9	»	» Fo <sub>85.1</sub>	»	»
10	»	» Fo <sub>86.9</sub>	»	»
11	»	» Fo <sub>87.6</sub>	»	»
12	»	» Fo <sub>88.8</sub>	»	»
13	»	» Fo <sub>89.0</sub>	»	»
14	»	» Fo <sub>95.1</sub>	»	»
15	Хромитовая и платино-хромитовая	Оливин	Войкар-Сыньинский	Дунит
16	То же	»	Уктусский	—
17	»	»	Хабарнинский	Дунит
18	»	»	Гора Соловьева	—
19	»	»	Гусевогорский	Пироксенит
20	»	Оливин Fa <sub>7</sub>	Кытлымский	—
21	»	» Fa <sub>8.5</sub>	»	—
22	»	» Fa <sub>9</sub>	»	—
23	»	» Fa <sub>10</sub>	»	—
24	»	» Fa <sub>11</sub>	»	Дунит
25	»	» Fa <sub>14</sub>	»	—
26	»	» Fa <sub>19.5</sub>	»	—
27	»	» Fa <sub>26</sub>	»	Оливинит
28	»	» Fa <sub>27</sub>	»	Троктолит
29	»	Оливин	Кемпирсайский	Хромитовые руды
30	»	»	»	Дунит рудоносный
31	»	»	»	Дунит рудовмещающий
32	»	»	»	Перидотиты

## силикатах базит-гипербазитовых массивов с различными видами магматических руд

Количество химических анализов	Содержания, вес. %				Автор данных
	Ni	Cr	Ti	S	
4	0,16	0,028	Не обн.	Нет данных	А. Д. Генкин
1	0,31	Нет данных	Сл.	0,11	Н. А. Елисеев
1	0,16	То же	Нет данных	0,04	Он же
	0,07—0,29	»	То же	Нет данных	Г. И. Кавардин
1	0,129	»	»	То же	Т. Хекли
1	0,141	»	»	»	Он же
1	0,132	»	»	»	»
1	0,153	»	»	»	»
1	0,138	»	»	»	»
1	0,159	»	»	»	»
1	0,150	»	»	»	»
1	0,148	»	»	»	»
1	0,162	»	»	»	»
1	0,172	»	»	»	»
10	0,21—0,26	»	»	0,07	Д. С. Штейнберг, И. А. Малахов
1	0,19	»	»	Нет данных	Они же
2	0,29	»	»	То же	»
4	0,13	»	»	»	И. А. Малахов
3	0,07	0,053	Не обн.	»	Л. Ф. Борисенко
1	0,21	0,014	Нет данных	0,01	А. А. Ефимов, И. А. Малахов
1	0,20	0,070	То же	0,01	Они же
1	0,15	0,007	»	0,01	»
1	0,19	0,035	»	0,01	»
1	0,16	0,070	»	0,01	»
1	0,09	Сл.	»	0,01	»
1	0,09	Сл.	»	0,01	»
1	0,03	0,028	»	0,01	»
1	0,04	—	»	»	»
2	0,49	Нет данных	»	0,00	Н. В. Павлов
5	0,25	То же	»	0,00	Он же
2	0,15	»	»	0,00	»
2	0,22	»	»	0,00	»

Номер п.п.	Рудная специализация массивов	Минерал	Массив (регион)	Порода
34	Титаномагнетитовая	»	Цагинский	—
35	То же	»	Гремяха-Вырмес	—
36	Алмазная	»	Северная Якутия	Дуниты, перидотиты
37	»	»	То же	Энстатит
38	—	»	Норвегия	Перидотиты
39	—	»	Африка	»
40	—	»	Пиреней	»
41	—	»	Аризона, США	»
42	Медно-никелевая сульфидная	Ромбический пироксен	Норильск-I	Пикритовый габбро-диабаз
43	То же	То же	Коталахти	Базиты
44	»	»	Стиллаутер	Верхнее габбро
45	»	»	»	Нижнее габбро
46	Хромитовая и платино-хромитовая	»	Кытлымский	Гарцбургит
47	»	»	»	Габбро-норит
48	Алмазная	»	Северная Якутия	Дуниты, перидотиты
49	—	»	Норвегия	Перидотиты
50	—	»	Африка	»
51	—	»	Пиреней	»
52	—	»	Аризона, США	»
53	Медно-никелевая сульфидная	Моноклинный пироксен	Норильск-I	Габбро-долериты верхних горизонтов
54	То же	»	»	Пикритовый габбро-долерит
55	»	»	»	Такситовые и контактовые габбро-долериты
56	»	»	Гора Черная	Габбро-долерит
57	»	»	Северо-Енисейская рудная провинция	»
58	»	»	Стиллаутер	Верхнее габбро
59	»	»	»	Нижнее габбро
60	Хромитовая и платино-хромитовая	Моноклинный пироксен	Кытлымский	Пироксенит
61	То же	То же	Гусевогорский	»

Количество химических анализов	Содержания, вес. %				Автор данных
	Ni	Cr	Ti	S	
2	0,024	Нет данных	Нет данных	0,18	Н. В. Павлов
1	0,006	То же	0,41	0,19	Г. И. Кавардин
1	0,00	»	0,15	0,00	Он же
	0,345	»	Нет данных	Нет данных	А. В. Уханов
	0,336	»	То же	То же	Он же
5	0,279—0,448	»	»	»	Е. Мерси
3	0,283—0,320	»	»	»	Он же
1	0,280	»	»	»	»
1	0,314	»	»	»	»
3	0,05	0,049	0,53	»	А. Д. Генкин
10	0,047	Нет данных	Нет данных	»	Т. Хекли
3	0,03—0,006	0,009—0,036	Нет данных	Нет данных	»
8	0,08—0,20	0,056—0,165	То же	То же	Он же
1	Сл.	0,21	»	»	А. А. Ефимов
1	Сл.	0,003	»	»	Он же
	0,08	Нет данных	»	»	А. В. Уханов
5	0,068—0,073	То же	»	»	Е. Мерси
3	0,074—0,086	»	»	»	Он же
1	0,063	»	»	»	»
1	0,094	»	»	»	»
9	0,018	0,48	0,38	»	А. Д. Генкин
3	0,037	0,48	0,38	»	Он же
4	0,027	0,48	0,38	»	»
8	Нет данных	Нет данных	0,33	»	Г. В. Нестеренко
15	То же	То же	0,48	»	Он же
3	0,047	0,021—0,024	Нет данных	Нет данных	Т. Хекли
8	0,047—0,140	0,057—0,180	То же	То же	Он же
1	0,008	0,24	Нет данных	Нет данных	А. А. Ефимов
4	0,009	0,15	0,156	То же	Л. Ф. Борисенко

Номер п.п.	Рудная специализация массивов	Минерал	Массив (регион)	Порода	Автор данных
62	Хромитовая и платино-хромитовая	Моноклинный пироксен	Кытлымский	Тылаит	А. А. Ефимов
63	То же	То же	»	Габбро-норит	Он же
64	Алмазная	»	Северная Якутия	Гранатосодержащий перидотит	А. В. Уханов
65	—	»	Норвегия	То же	Е. Мерси
66	—	»	Пиренеи	Лерцолит	Он же
67	—	»	Аризона, США	»	»
68	Медно-никелевая сульфидная	Амфиболы	Северо-Енисейская рудная провинция	Габбро-долериты	Г. И. Кавардин
69	То же	»	Коталахти	Базиты	Т. Хекли
70	Хромитовая и платино-хромитовая	»	Кытлымский	Пегматоидное габбро	А. А. Ефимов
71	То же	»	Гусевогорский	Пироксенит	Л. Ф. Бриценко
72	Медно-никелевая сульфидная	Биотит	Енисейская рудная провинция	Габбро-долериты	Г. И. Кавардин
73	То же	»	Норильск-I	Пикритовый габбро-долерит	А. Д. Генкин
74	»	Плагиоклазы	Стиллуотер	Верхнее габбро	Т. Хекли
75	»	»	»	Нижнее габбро	Он же

ного массива. Так, например, если оливины титаносных массивов (анализы 34, 35) характеризуются минимальными содержаниями никеля и одновременно максимальными количествами титана, то содержания никеля в оливинах никеленосных, хромитосных и платиноносных массивов практически одинаковы. То же самое можно сказать в отношении пироксенов — ромбических (анализы 42—52) и моноклинных (анализы 53—67)\*.

Тезис об изоморфном вхождении никеля в решетки первичных магнийсодержащих силикатов базитов и ультрабазитов подвергся критике со стороны некоторых исследований [137 и др.]. В качестве контрдовода они без особых оснований и доказательств выдвинули предположение о том, что никель присутствует в оливине в сульфидной форме. Эти высказывания не вяжутся с результатами определений содержаний никеля и серы в оливинах (анализы 2, 3, 15), второго компонента явно

\* Однако пироксены рудоносных массивов Норильского района более богаче никелем, чем пироксены нерудоносных массивов [86]. По-видимому, эта особенность проявляется лишь при сравнении химизма минералов коматических интрузивов.

Количество химических анализов	Содержания, вес. %				Автор данных
	Ni	Cr	Ti	S	
1	0,008	0,02	Нет данных	Нет данных	А. А. Ефимов
1	Сл. 0,056	0,004 Нет данных	То же »	То же »	Он же А. В. Уханов
2	0,060	То же	»	»	Е. Мерси
1	0,016	»	»	»	Он же
1	0,040	»	»	»	»
	0,02—0,04	»	»	»	Г. И. Кавардин
10	0,052	»	»	»	Т. Хекли
2	Сл.	0,04	»	»	А. А. Ефимов
4	0,008 0,04	0,063 Нет данных	1,15 Нет данных	»	Л. Ф. Бриценко Г. И. Кавардин
4	0,11	То же	То же	»	А. Д. Генкин
3	0,002—0,003	0,001	»	»	Т. Хекли
8	0,002—0,013	0,001—0,005	»	»	Он же

недостаточно для того, чтобы весь никель находился в сульфидной форме. Лишь в оливине оруденелого дунита Кемпирсайского массива (анализ 33) отношение никель: сера указывает на наличие только одного сульфидного никеля, но эта минерализация не магматическая, а метасоматическая [281, с. 27].

Несомненное наличие силикатного никеля во вкрапленных медно-никелевых сульфидных рудах было установлено еще в 1935 г. К. Ф. Белоглазовым на примере руд Мончегорского плутона. Результаты выполненных им рациональных анализов иллюстрированы рис. 12. Обращает на себя внимание отчетливая прямолинейная зависимость между долей силикатного никеля и содержанием оливина в рудах; за исключением группы перидотитов и оливиновых пироксенитов, во всех трех остальных случаях оба сравниваемых показателя практически равны.

В некоторых асимметрично дифференцированных основных — ультраосновных массивах при движении по вертикали наблюдается закономерное изменение содержаний элементов сидерофильной группы (в том числе и никеля), входящих в первичные силикаты в виде изоморфных примесей. Эти изменения

связаны главным образом с вариациями химизма самих силикатов; основной тенденцией этих вариаций является постепенное увеличение магнезиальности при движении к приподошвенной части какого-либо интрузива\*. В качестве примера этой закономерности можно привести флюктуации химизма пироксенов Бушвелдского лополита, детально изученные Ф. Аткинсом

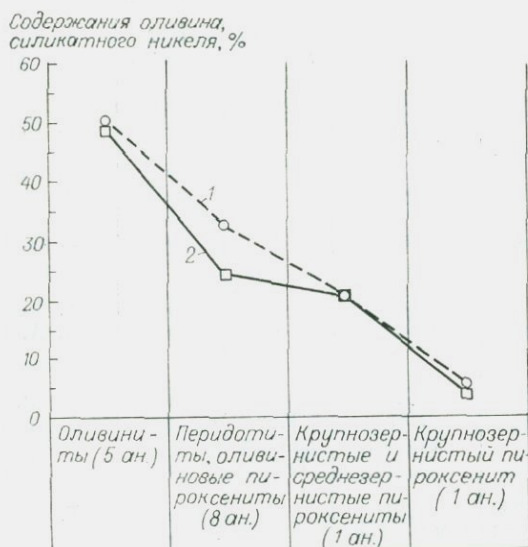


Рис. 12. Зависимость содержания силикатного никеля от содержания оливина во вкрапленных рудах Мончегорского плутона.

1 — кривая содержания оливина в рудах, 2 — кривая доли силикатного никеля в общем количестве элемента, определенного в пробе.

[430]. По его данным, при движении сверху вниз, к подошве лополита, наблюдается следующее:

а) содержания форстеритовой молекулы в оливине постепенно возрастают от 0—15 в верхней части разреза до 86—88% в нижней;

б) основность плагиоклазов увеличивается от № 30 до № 80;

в) отношение Mg:Fe:Ca в обедненных кальцием пироксенах изменяется от 27:65:8 до 83:14:3;

г) отношение Ca:Mg:Fe в обогащенных кальцием пироксенах изменяется от 40:19:41 до 45:49:6;

д) отчетливо проявлена тенденция увеличения содержаний никеля и хрома при движении к подошве лополита, к породам

\* Дифференциация такого типа отмечена в интрузии Норильск-I [91], в Бушвелдском лополите [430], в Скаергардском массиве [436, 437], в комплексе Стиллуотер и Великой Дайке-Южной Родезии [546].

«критической» и базальной зон, а титана и кобальта — при движении вверх, в пределы главной и особенно верхней зон.

В последнее время опубликованы многочисленные данные, указывающие на существенную зависимость содержаний никеля в монофракциях породообразующих силикатов от общей кислотности основных — ультраосновных пород и их насыщенности магнием и железом. Так, например, по данным Т. Хекли [473], изучавшего распределение никеля в монофракциях силикатов базитов и ультрабазитов Финляндии, оливины перидотитов содержат в среднем 0,13% данного элемента, а оливины габбро — лишь 0,06%; средние содержания никеля в ромбических пироксенах ряда перидотиты — оливиновые базиты — безоливиновые базиты — кварцевые диориты соответственно равны 0,037—0,015—0,010—0,006%, в авгитах данного ряда — 0,016—0,010—0,009—0,006% и, наконец, в амфиболах этого же ряда — 0,044—0,020—0,014—0,008%. Ранее тем же автором [472] была установлена прямая корреляционная зависимость между содержаниями никеля в медно-никелевых сульфидных рудах и его содержаниями в оливинах, пироксенах и амфиболах рудоносных базитов и гипербазитов Финляндии. В амфиболах она проявлена более расплывчато, возможно вследствие возникновения некоторой части их в более позднюю (автометаморфную?) стадию формирования никеленосных интрузий. Аналогичная зависимость проявляется при сравнении значений атомного соотношения никеля и магния в оливинах и содержаний никеля в медно-никелевых рудах.

Клинопироксены верхних горизонтов никеленосных интрузивов Норильского района содержат в среднем 0,02% никеля, нижних (более магниезальных) — 0,03—0,04% [86]. Согласно Д. А. Додину [124], содержания никеля в оливинах габбро-долеритов Талнахского интрузива в ряде оливинсодержащих габбро-долеритов — оливиновые габбро — долериты — оливинбиотитовые габбро-долериты — пикритовые габбро-долериты соответственно равны 0,055—0,082—0,170—0,232%. Ортопироксены оливиновых габбро-долеритов Талнаха содержат 0,035% никеля, пикритовых — 0,052%. Оливины никеленосных ультрабазитов района Кэпп-Бойд-Рок (Западная Австралия) содержат 0,32—0,23% никеля, оливины никеленосных базитов — 0,23—0,12% [511].

Н. В. Павлов [263] установил аналогичные снижения содержаний никеля в оливинах хромитоносных массивов Моа и Камагуэй (Куба): монофракции минерала, отобранные из дунитов и перидотитов, содержат 0,25, из троктолитов — 0,12, из оливинсодержащего габбро — 0,07% никеля. В оливинах дунитов Кемпирсайского массива обнаружено 0,24% никеля, в оливинах гарцбургитов — 0,21% [382].

Материал данного раздела показывает, что содержания никеля в породообразующих силикатах основных — ультраосновных

пород зависят от ряда факторов, наиболее важными из них являются два:

а) металлогеническая специализация основной — ультраосновной магмы;

б) соотношения магния, железа и кремнезема в изучаемой породе (разновидности породообразующего силиката) \*.

Естественно, что при наложении на базиты и гипербазиты авто- и аллометаморфизма первоначальные соотношения магния и железа (а следовательно, и содержания никеля и других сидерофильных элементов) могут измениться в любую сторону; это дополнительно осложняет использование мономинеральных фракций оливина и пироксенов при геохимической оценке потенциальной металлоносности метаморфизованных базит-гипербазитовых массивов. При гипогенных превращениях руд месторождений Печенги, Северного Прибайкалья и Воронежской антеклизы, идущих под влиянием авто- и аллометаморфизма, никель, мигрирующий из сульфидов, может войти в решетки вновь образующихся силикатов — серпентина, талька и хлорита. По П. Рамдору [288], процессы серпентинизации медно-никелевых руд ведут к появлению новой минеральной ассоциации — аваруита, хизлевудита, никелина, орселита, орегонита, валлериита и маккинавита.

Ранее уже подчеркивалось очень слабое развитие постлединовых кор выветривания никеленосных массивов базитов и гипербазитов СССР. К этому следует добавить исключительную малочисленность вторичных минералов никеля, образующихся при выветривании медно-никелевых сульфидных руд. Из сульфатов никеля известны лишь два — моренозит и ретгерсит плюс его железисто-магнезиальная разновидность, обнаруженная в Печенге [135]; по данным Дж. Дэна [127] и С. С. Смирнова [319], в группах галондов, нитратов, иодатов и боратов нет ни одного \*\* никелевого минерала; в обширном классе карбонатов имеется только один никельсодержащий вид — заратит, весьма редкий и образующийся в мизерных количествах.

Тем не менее вследствие хорошей растворимости и высокой устойчивости водных растворов моренозита и ретгерсита (плюс поступления в поверхностные воды катионов никеля, возникающих за счет глубинного электрохимического растворения медно-никелевых руд) в районах развития никеленосных массивов возникают весьма разнообразные по своей природе гипергенные

---

\* Следовательно, для использования содержаний никеля в монофракциях породообразующих силикатов базитов и гипербазитов с целью оценки их никеленосности необходимо сравнивать разновидности пород (силикатов), примерно одинаковые по количеству кремнезема и несущественно различающиеся по содержаниям магния и железа.

\*\* В более поздних справочниках [234, т. II, вып. 1] указывается на наличие сомнительного водного хлорида никеля, обнаруженного в возгоне fumarol вулкана Ширана (Япония).

ореолы рассеяния данного элемента (см. главу VI). Эти же свойства сульфатов никеля (т. е. хорошая растворимость и устойчивость растворов) обуславливают практическое отсутствие никеля в верхних горизонтах зон окисления медно-никелевых сульфидных руд; некоторая часть никеля в таких зонах все же задерживается путем сорбции коллоидами марганца, образующимися при окислении силикатов и сульфидов.

Весьма характерно отсутствие силикатов группы гарниерита — ревинскита в зонах окисления медно-никелевых сульфидных руд (даже при условии хорошо развитых процессов гипергенеза, например в Воронежской антеклизе); в то же время все промышленные месторождения силикатных никелевых руд — уральские, кубинские, филиппинские, бразильские, новокаледонские и др. — возникают на ультраосновных породах, практически не содержащих каких-либо сульфидов. И. И. Эдельштейн [414, 415] объясняет этот антагонизм следующим образом: при наличии в ультрабазитах сернистых соединений гипергенез идет преимущественно с образованием хорошо растворимых сульфатов никеля, их интенсивный вынос из зон окисления препятствует формированию вторичных никельсодержащих силикатов.

### III.6. МЕДЬ

Несмотря на то что медь является постоянным спутником никеля в медно-никелевых сульфидных рудах, ее содержание в неминерализованных разностях базитов не может служить надежным критерием потенциальной никеленосности (см. табл. 12). Совершенно иначе ведут себя в этом отношении ультрабазиты никеленосных массивов: все они, за исключением пород Центральнорусского региона (см. табл. 12), сильно обогащены медью по отношению к неникеленосным ультрабазитам. По-видимому, это связано с несколько большими количествами  $Fe^{2+}$  (см. табл. 4), которое изоморфно замещается медью в решетках поздних и постериорных силикатов (моноклинный пироксен, амфиболы, биотит, хлориты).

В ходе протокристаллизации и при формировании медно-никелевых сульфидных руд медь стремится обособиться на заключительных этапах этих процессов [95, 364]. Это является следствием повсеместно проявляющейся тенденции природных силикатных расплавов к достижению некоторых определенных, энергетически выгодных соотношений входящих в них компонентов [364]. Именно поэтому медь — главный элемент поля халькофильных металлов, геохимически отличающийся от сидерофилов — как бы «изгоняется» в ходе протокристаллизации и входит в качестве изоморфных примесей в моноклинные пироксены, амфиболы и образует более низкотемпературные разновидности руд (халькопиритовые, борнит-миллеритовые).

Тетрагональный халькопирит, концентрирующий в себе основную массу меди медно-никелевых руд, обычно замещает не только пирротин и пентландит, но (при высоком содержании сульфидов во вкрапленно-агрегатных рудах) и первичные порообразующие силикаты — оливины, пироксены, реже плагиоклазы и биотит\*. Однако более высокотемпературный кубический халькопирит, появляющийся в ряде медно-никелевых месторождений (Северное Прибайкалье, Воронежская антеклиза), кристаллизуется раньше пирротина и разъедается им. Из других первичных сульфидов, концентрирующих в себе медь, следует указать кубанит, часто образующий с халькопиритом твердые растворы, и борнит, обособляющийся в наиболее поздних дериватах эпигенетических руд месторождения Норильск-1.

Выше говорилось о тенденции меди накапливаться в более поздних первичных силикатах основных — ультраосновных пород. Так, например, А. А. Беус [34] считает, что минералами-концентраторами меди являются пироксены, амфиболы и биотит. По данным Н. Н. Курцевой [191], в оливинах шлаков комбината Североникель медь обнаружить не удалось, но Г. И. Кавардин и А. И. Архипова указывают на наличие в оливинах габбро-долеритов Северо-Енисейской провинции 0,003—0,02% меди\*\*. Согласно тем же авторам, в пироксенах сибирских габбро-долеритов присутствует 0,004—0,14% меди, в хлоритах — до 0,13%.

При гипогенных преобразованиях никеленосных базитов и ультрабазитов халькопирит более легко поддается переотложению и замещению магнетитом (по сравнению с пирротинном и пентландитом), примером может служить факт избирательной магнетитизации существенно халькопиритовых разностей эпигенетических медно-никелевых руд Мончегорского плутона. Интересно также эпизодически наблюдаемое явление глубинного «медного» метасоматоза сингенетических разностей медно-никелевых руд некоторых месторождений Кольского полуострова (Ждановского, Аллареченского), проявляющегося на непосредственном контакте с существенно халькопиритовыми разностями эпигенетических руд.

В зоне гипергенеза медно-никелевых руд первичные сульфиды меди переходят в хорошо растворимый сульфат (халькантит) и карбонаты (малахит и азурит). В подзонах вторичного сульфидного обогащения иногда появляются халькозин, ковеллин и даже самородная медь, однако эти три минерала в данном случае не представляют собой какого-либо практического ин-

---

\* Этот факт часто приводится в качестве доказательства гидротермально-метасоматического происхождения медно-никелевых сульфидных руд.

\*\* Возможно, что это различие — отражение больших содержаний меди в рудах Северо-Енисейского региона.

тереса. Вторичные ореолы рассеяния меди, наблюдаемые в окрестностях выходов медно-никелевых сульфидных руд, характеризуются значительной прерывистостью («пятнистостью») и меньшей контрастностью по сравнению со вторичными ореолами никеля.

### III.7. КОБАЛЬТ

Несмотря на сравнительно низкие содержания кобальта в самих медно-никелевых рудах, он может служить дополнительным индикатором потенциальной никеленосности основных — ультраосновных массивов.

Характерной особенностью кобальта, участвующего в протокристаллизации, является то, что он почти не образует собственных минералов: большая его часть входит в качестве изоморфной примеси в сульфиды (в основном в пентландит)\*, меньшая — в силикаты. Данные о содержаниях кобальта в силикатах и сульфидах основных — ультраосновных пород приводятся в табл. 6. Анализируя табличные данные, можно видеть явное стремление кобальта к концентрированию в более высокотемпературных силикатах базитов и ультрабазитов (главным образом в оливине). Судя по значениям кларков концентрации кобальта в различно измененных метаультрабазитах Воронежской антеклизы (см. главу IV), авто- и аллометаморфные преобразования медно-никелевых руд ведут к выносу кобальта во вмещающую среду.

При гипергенезе медно-никелевых руд содержащийся в сульфидах кобальт, аналогично никелю, переходит в хорошо растворимый и устойчивый в растворе сульфат — биберит, мигрирующий вместе с сульфатами никеля. Однако низкие содержания кобальта в медно-никелевых рудах, слабое развитие постлединовых кор выветривания и разубоживание содержаний кобальта при переходе из руд в водные растворы осложняют использование кобальта как индикатора при поисках медно-никелевых руд по вторичным ореолам рассеяния.

### III.8. ХРОМ

Четкой зависимости между содержаниями хрома в неминерализованных базитах и ультрабазитах и появлением медно-никелевого оруденения не наблюдается (см. главу IV). Это объясняется скорее геохимическими особенностями основных — ультраосновных пород различных никеленосных провинций СССР, чем какими-либо взаимосвязями между наличием в базитах и гипербазитах медно-никелевой сульфидной минерали-

---

\* Преимущественное вхождение кобальта в пентландит определяется в числе прочих причин близостью ионных радиусов и сходными энергетическими характеристиками железа, никеля и кобальта.

Содержания кобальта в мономинеральных фракциях сульфидов  
и силикатов основных — ультраосновных пород

Номер п.п.	Минерал, место взятия пробы	Количество анализов	Содержание Co, %	Автор данных
Оливины				
1	Габбро-долериты Северо-Енисейской провинции	—	0,005—0,03	Г. И. Кавардин
2	То же	—	0,005—0,03	А. И. Архипова
3	Дуниты Кытлымского массива	9	0,012—0,022	А. А. Ефимов
Пироксены				
4	Габбро-долериты Северо-Енисейской провинции	—	0,012	Г. И. Кавардин
5	То же	—	0,004	А. И. Архипова
6	Пироксениты Кытлымского массива	2	Следы	А. А. Ефимов
7	Базиты Кытлымского массива	3	»	»
Амфиболы				
8	Габбро-долериты Северо-Енисейской провинции	—	0,005—0,01	Г. И. Кавардин
9	Базиты Кытлымского массива	2	0,005	А. А. Ефимов
Хлориты				
10	Габбро-долериты Северо-Енисейской провинции	—	0,003—0,017	Г. И. Кавардин
Пирит				
11	Медно-никелевые руды Садбери	3	1,03	Д. Хоули
12	Гидротермальные сульфидные месторождения Канадского щита	60	0,066—0,30	Он же
Пирротин				
13	Медно-никелевые руды Садбери	24	0,015	»
14	Гидротермальные сульфидные месторождения Канадского щита	49	0,007—0,15	»
Халькопирит				
15	Медно-никелевые руды Садбери	28	0,015	»
16	Гидротермальные сульфидные месторождения Канадского щита	38	0,005—0,049	»

зации и количеством хрома в «надрудных» породах. Однако некоторые исследователи (И. Д. Волков и другие) считают, что повышенные содержания хрома могут служить признаком потенциальной никеленосности интрузий Норильского региона.

Иная картина наблюдается в базитах и гипербазитах хромито- и платиноносных массивов: их неминерализованные породы заметно обогащены хромом, а ультрабазиты таких массивов — и никелем, но в отличие от пород никеленосных массивов они обладают явным дефицитом серы (см. табл. 15).

А. Е. Ферсман [364] считал, что основная масса хрома (свыше 90%) концентрируется при протокристаллизации в хромшпинелидах, но более поздние данные [227] показывают, что этот вывод действителен лишь для дунитов; в перидотитах около  $\frac{1}{3}$  хрома входит в силикаты в качестве изоморфной примеси. Химизм хромшпинелидов во многом определяется составом материнских ультрабазитов [261, 262]. Аналогично многим никеленосным массивам в хромитоносных нередко проявляется асимметричная вертикальная дифференциация: в верхних горизонтах локализуются разности более кислого состава, с глиноземистыми хромшпинелидами, в средних и нижних — более основные, с высококачественными «металлургическими» хромшпинелидами [262].

Данные о содержаниях хрома в порообразующих силикатах базитов и гипербазитов, сведенные в табл. 7, свидетельствуют о следующем:

а) максимальные содержания трехокси хрома наблюдаются в моноклинных пироксенах, минимальные — в оливинах (исключая пробы Буркхальско-Аккаргинской зоны ультрабазитов) и в амфиболах;

б) содержания трехокси хрома в одноименных минералах зависят от основности самих пород.

При серпентинизации ультрабазитов хромшпинелиды замещаются серпентином, хлоритом и магнетитом [54, 213, 223, 224, 288]; процесс сопровождается выносом из хромшпинелидов некоторого количества магнезии, глинозема и трехокси хрома [54, 504]. При усилении степени серпентинизации хромитоносных ультрабазитов хром перераспределяется внутри массивов. Хромшпинелиды весьма устойчивы в зоне гипергенеза и могут при благоприятных условиях образовывать остаточные и элювиально-делювиальные месторождения хромитовых руд [217].

### III.9. ТИТАН

Неминерализованные базиты и ультрабазиты никеленосных интрузивов, за исключением габбро-долеритов Норильского района, характеризуются несколько повышенными содержаниями титана по отношению к местному фону. Далее, в средних и верхних частях ряда никеленосных массивов (Главный массив

## Содержания трехоксида хрома в породообразующих силикатах базитов и ультрабазитов

Номер п.п.	Минералы, место взятия пробы	Количество анализов	Содержание $Cr_2O_3$ , %	Автор данных
Оливины				
1	Дуниты Кытлымского массива	8	0,04	А. А. Ефимов
2	Гарцбургиты Кемпирсайского массива	2	0,01—сл.	Н. В. Павлов
3	Дуниты Кемпирсайского массива	2	0,013	Он же
4	Дуниты Нижнетагильского массива	5	0,02	И. А. Малахов
5	Дуниты Войкар-Сыньинского массива	3	Сл.	Он же
6	Дуниты Бурыктальско-Аккаргинской зоны ультрабазитов	12	0,35	»
7	Габбро-долериты Норильска-I	1	0,04	А. Д. Генкин
8	Пироксениты Гусевогорского массива	3	0,053	Л. Ф. Борисенко
Ромбические пироксены				
9	Габбро-долериты Норильска-I	1	0,07	А. Д. Генкин
10	Гарцбургиты Кытлымского массива	1	0,30	А. А. Ефимов
11	Базиты Кытлымского массива	1	0,004	Он же
12	Гарцбургиты Кемпирсайского массива	1	0,70	Н. В. Павлов
Моноклинные пироксены				
13	Габбро-долериты Норильска-I	1	0,69	А. Д. Генкин
14	Пироксениты Гусевогорского массива	4	0,15	Л. Ф. Борисенко
15	Пироксениты Кытлымского массива	1	0,34	А. А. Ефимов
16	Базиты Кытлымского массива	1	0,006	Он же
Амфиболы				
17	Дуниты Кытлымского массива	1	0,11	А. А. Ефимов
18	Базиты Кытлымского массива	2	Сл.	Он же
19	Пироксениты Гусевогорского массива	4	0,009	Л. Ф. Борисенко

Ждановского и Северо-Восточная интрузия Ловноозерского месторождений, Мончегорский плутон, Бушвелдский лополит) концентрируется титаномагнетитовая минерализация. Отсюда очевидна некоторая общая обогащенность никеленосных магм титаном. Но максимальная обогащенность титаном наблюдается в породах титаноносных массивов, а минимальная — в породах хромито- и платиноносных массивов (см. табл. 15); таким образом, закономерное возрастание железистости пород в ряду хромитоносные и платиноносные — никеленосные — титаноносные сопровождается ростом концентраций титана.

Собственно титановых минералов, встречающихся в основных и ультраосновных породах щелочноземельного ряда, довольно мало: ильменит, титаномагнетит, рутил, сфен, лейкоксен; часть титана входит в качестве изоморфной примеси в силикаты базитов и гипербазитов; наибольшее количество титана отмечено в моноклинных пироксенах, где он изоморфно замещает  $\text{Si}^{4+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  [377], и в амфиболах [122].

Весьма показательно, что максимум  $\text{TiO}_2$  наблюдается чаще всего в силикатах титаноносных интрузий. Следовательно, потенциальная титаноносность может определяться не только по валовому содержанию двуокиси титана в основных — ультраосновных породах, но и по относительной обогащенности данным компонентом монофракций оливинов и моноклинных пироксенов.

Авто- и аллометаморфные изменения основных — ультраосновных пород вызывают замещение первичных минералов титана (ильменита, титаномагнетита, рутила и сфена) лейкоксом, при этом часть титана рассредоточивается во вмещающих породах, что влечет рост величин  $K_K$  данного элемента (см. рис. 20).

Устойчивость титановых минералов в зоне гипергенеза является причиной нередкого накопления титана в корах выветривания и почвах [229]. При наличии благоприятных условий иногда возникают крупные россыпные месторождения комплексного титано-редкоземельного сырья с главными рудными минералами — ильменитом, вторичным рутилом, анатазом и монацитом [118].

### III.10. СЕРА

Сера наряду с никелем — важнейший элемент-индикатор потенциальной никеленосности основных — ультраосновных массивов. Только при одновременном наличии в неминерализованных разностях базитов и ультрабазитов достаточного количества серы (порядка кларковых — см. табл. 4) и никеля (порядка 1,5—3 кларков) можно рассчитывать на появление в каком-либо массиве промышленного медно-никелевого сульфидного оруденения (см. главу IV).

Наблюдаемый в высоконикелистых ультрабазитах Урала резкий дефицит серы является главной причиной отсутствия в них промышленных скоплений руд сульфидного никеля [402, 414, 415 и др.], а ощутимый недостаток серы в никеленосных оливиновых базитах II фазы довыренского комплекса (Северное Прибайкалье) обусловил развитие в этой провинции лишь бедных сингенетических медно-никелевых руд, подчиненную роль эпигенетических руд и заметно повышенные содержания силикатного никеля в неминерализованных разностях никеленосных базитов. При избытке серы и недостатке никеля возникают непромышленные существенно пирротиновые разности руд (Воронежская антеклиза, массивы с. Русская Журавка).

При  $t \geq 1500^\circ \text{C}$  могут существовать только анионы  $\text{S}^-$ , в интервале  $1500-900^\circ \text{C}$  — анионы  $\text{S}^{2-}$  [258]. Вторым условием для существования  $\text{S}^{2-}$  в силикатных расплавах при данных температурах является низкое значение  $p_{\text{O}_2}$ : менее  $10^{-6}$  [5] и менее  $10^{-8}$  кгс/см<sup>2</sup> [483].

Растворимость серы в силикатных расплавах возрастает с увеличением активности окислов металлов, температуры расплава и содержания воды [3—5, 109, 255, 535]; последняя зависимость, установленная путем эксперимента, подтверждается данными главы IV: неминерализованные породы никеленосных массивов, имеющие относительно повышенные содержания серы, содержат больше количества  $\text{H}_2\text{O}^+$ , чем породы безрудных интрузий (см. табл. 12).

В базальтовой магне при температуре  $1200^\circ \text{C}$  и содержаниях FeO до 20% может раствориться до 0,2% серы, а при увеличении содержания FeO до 25—28% — 0,5—0,6% серы [467]. Именно поэтому при определении никеленосности пород основных — ультраосновных массивов (см. главу IV) необходимо опробовать и анализировать определенные петрографические разновидности базитов и гипербазитов, содержащих более или менее стабильные количества FeO и MgO.

Восстановительные условия, существовавшие при формировании никеленосных массивов, обусловили преимущественное появление в рудах моносльфидов — пирротина и пентландита с двухвалентной серой  $\text{S}^{2-}$ ; первичный пирит, в котором сера присутствует в виде аниона  $\text{S}_2^{2-}$ , встречается в незначительном количестве.

Для рассматриваемых руд характерны весьма мало варьирующие соотношения никеля и серы (в среднем 1:6 [315]); исключительно выдержанные соотношения никеля и серы в неизменных сингенетических медно-никелевых рудах наблюдаются на Ловноозерском месторождении (см. рис. 5).

По мнению П. Рамдора [288], некоторое количество серы может входить в оливины за счет замещения аниона  $\text{SiO}_4$ .

Авто- и аллометаморфные преобразования пород никеленосных массивов ведут к дисульфидизации пирротина и пентлан-

дита (возникновению по ним пирита, бравоита и виоларита) и к появлению вторичного магнетита, замещающего сульфиды обеих генераций (т. е. и первичные, и вторичные). Все это свидетельствует о сдвиге режима сера—кислород в сторону усиления роли последнего. При магнетитизации сульфидов медно-никелевых руд сера выносятся (возможно, в форме сероводорода [288]) из оруденелых зон в надрудные толщи (см. рис. 17).

В зоне гипергенеза при окислении моно- и дисульфидов железа, никеля и меди образуются сульфаты этих металлов, где сера уже шестивалентна. Хорошая их растворимость и устойчивость аниона  $\text{SO}_4^{2-}$  являются причинами появления в районах выходов медно-никелевых сульфидных руд ореолов сульфат-иона, сопровождаемых аномалиями никеля и меди. Такое сочетание позволяет выделять гидрохимические аномалии, связанные с медно-никелевыми рудами.

**Об изотопном составе серы сульфидов медно-никелевых руд.** Опубликование работ А. В. Трофимова [358], Г. Тода [527] и Д. Калпа [489] возбудило интерес к изучению изотопного состава серы сульфидов медно-никелевых месторождений; результаты проведенных исследований были опубликованы в течение последних лет [66, 67, 97, 99, 113—115]. Одновременно появились работы с критикой полученных данных и выводов [68, 77].

Сведения об изотопном составе серы сульфидов медно-никелевых месторождений СССР, Канады и Южной Африки приведены в табл. 8. В большинстве случаев значение  $\Delta^{34}\text{S}$  близко к стандарту; отклонения варьируют в пределах от  $-0,2$  до  $+0,4\%$ . Лишь для месторождений Северо-Енисейской провинции отмечено значительное обогащение сульфидов тяжелым изотопом серы:  $\Delta^{34}\text{S}$  возрастает до  $+1,35\%$ . Н. Н. Урванцев, М. Н. Годлевский, А. П. Виноградов, Л. Н. Гриненко объясняют это отклонение ассимиляцией никеленосной магмой осадочной серы вмещающих пород, обогащенной изотопом  $^{34}\text{S}$ . По мнению Н. Н. Урванцева [361], этот процесс шел в особых условиях: на глубинах порядка 10 км, при  $p=2,5$  кбар, температуре свыше  $300^\circ\text{C}$  и наличии битуминозных пород, в которых сера присутствовала в виде сложных органических соединений; последнее обусловило возможность перехода окисных соединений железа, никеля и меди основного расплава в сульфидные.

Имеются факты, свидетельствующие о зональном распределении изотопов серы в никеленосных массивах и телах медно-никелевых руд [113]. Так, в силле Инсизва при движении от подошвы к кровле значение  $\Delta^{34}\text{S}$  возрастает от 2 до  $3,2\%$ ; значение той же константы в пиритах пироксен-везувияновых скарнов экзоконтакта Галнахского месторождения на  $3-6\%$  больше, чем в рудах; в «экзоконтактных» халькопирит-миллеритовых рудах месторождения Норильск-1, локализованных в краевых

Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых руд  
(по Л. Н. Гриненко и другим)

Месторождения, массивы	Количе- ство анализов	Среднее значение $^{34}\text{S}$ : $^{32}\text{S}$	Среднее значение $\Delta^{34}\text{S}$ , ‰	Пределы колебаний $\Delta^{34}\text{S}$ , ‰	
				от	до
Фруд, Садбери	20	22,18 *	+0,14 **	+0,02	+0,25
Инсизва, Южная Аф- рика	6	—	-0,26	-0,25	-0,29
Мончегорское	13	22,21	+0,07	+0,02	+0,16
Каула, Печенга	23	22,21	+0,05	-0,10	+0,24 ***
Котсельваара, Печенга	8	22,24	-0,07	-0,17	+0,03
Каммикви, Печенга	9	22,21	+0,03	-0,09	+0,19
Ждановское, Печенга	18	22,13	+0,42	+0,3	+0,51
Аллареченское	15	22,17	+0,24	+0,20	+0,38
Восток	7	22,17	+0,24	+0,20	+0,28
Ловноозерское	7	22,2	-0,19	-0,24	-0,13
Байкальское	10	—	+0,18	-0,06	+0,34
Норильск-1	48	22,04	+0,82	+0,49	+1,06
Талнахское	126	22,03	+0,87	+0,27	+1,63
Октябрьское [106]	146	23,17	+1,17	+1,13	+1,24
Гора Черная	9	22,02	+0,91	+0,64	+1,18
Имангда	10	21,91	+1,08	+0,52	+1,35
Стиллуотер [544]	2	—	+0,04	—	—
Маскокс (слоистая серия массива) [518]	300	22,51	+0,51	+0,11	+1,04

\* По И. Калпу [489]; М. Н. Годлевский [99], ссылаясь на Д. Макнамару, приводит несколько меньшее значение — 22,12.

\*\* По Л. Н. Гриненко [115]; для руд Садбери в целом +0,21 [519].

\*\*\* До 0,9 — в сульфидов «оруденелых» и «медистых» филлитов экзоконтактов тел эпигенетических руд данного месторождения.

частях тел эпигенетических руд, отмечено более высокое содержание изотопа  $^{34}\text{S}$ . По данным А. Сасаки [518],  $\Delta^{34}\text{S}$  сульфидов массива Маскоккс убывает при движении от периферии к центру: в сульфидов краевой части массива от +3,1 до +16,9, а в сульфидов расслоенной (внутренней) части — от +1,1 до +10,4‰ (среднее +5,1).

В «оруденелых» и «медистых» филлитах Каулы значение отклонений  $\Delta^{34}\text{S}$  возрастает до 0,9‰\*, причем чаще наблюдается отрицательное значение  $\Delta^{34}\text{S}$  [116]. Причиной этого может быть или попадание в пробу практически неотделимых сульфидов осадочных образований печенгской серии, или (и) некоторое фракционирование изотопов серы при формировании зональных

\* В самих рудах Каулы максимальное значение  $\Delta^{34}\text{S} + 0,24$ ‰ (см. табл. 8).

минеральных ореолов эпигенетических руд Каулы, залегающих в филлитах и туффитах (см. главу V).

При метаморфизме колчеданных руд происходит заметное нарушение первоначальных соотношений изотопов серы: более подвижным оказывается тяжелый изотоп  $^{34}\text{S}$ , «отгоняемый» в зоны экзоконтактов [117]. Не исключено, что аналогичное фракционирование может быть установлено и в метаморфизованных разностях медно-никелевых руд.

Рассмотрим данные, свидетельствующие о наличии «метеоритных» значений  $\Delta^{34}\text{S}$  в природных образованиях немагматического происхождения. Известно [250], что в самородной сере биогенного происхождения, в сульфатах и сульфидах гидротермальных образований, в биогенном  $\text{H}_2\text{S}$  и вулканогенном  $\text{SO}_2$  значение  $\Delta^{34}\text{S}$  широко варьирует, равняясь в частных случаях нулю.

Это обстоятельство заставило В. И. Виноградова [68] сделать вывод о невозможности однозначного решения вопроса «об участии в рудообразовании серы осадочных толщ или глубинных подкоровых масс» по значению  $\Delta^{34}\text{S}$ . В качестве подтверждения своих взглядов данный автор приводит пример «метеоритного» соотношения  $^{32}\text{S} : ^{34}\text{S}$  в метаморфизованных породах, подстилающих лополит Садбери\*. Та же аргументация (совпадение значений  $\Delta^{34}\text{S}$  в магматогенных и иных по своей природе образованиях) плюс некоторые менее существенные доводы фигурируют в статье Г. И. Гапеевой и Н. И. Полевой [77], весьма скептически оценивающих возможность использования изотопов серы для решения генетических вопросов.

Отнюдь не исключая возможности появления «метеоритных» значений  $\Delta^{34}\text{S}$  в природных образованиях осадочного и немагматогенного происхождения, приходится, однако, признать как неоспоримый факт практическое равенство этого показателя и его близость к метеоритному стандарту для большинства изученных месторождений медно-никелевых руд. Вместе с другими данными это постоянство изотопного состава серы син- и эпигенетических сульфидов медно-никелевых руд является еще одним доказательством в пользу их глубинного происхождения. Одним из дополнительных вариантов появления таких же «метеоритных» значений  $\Delta^{34}\text{S}$  в заведомо осадочных образованиях может быть выпадение на какой-либо площади вулканического пепла, обогащенного «глубинной» серой, или метеоритной пыли, образующейся при разрушении особо крупных болидов.

---

\* По аналогии с никеленосными массивами Северо-Запада РСФСР и Северного Прибайкалья можно предполагать, что сульфиды пород, подстилающих лополит Садбери, генетически связаны с медно-никелевыми рудами, имеют инъекционную природу и являются, по сути дела, его первичным (минеральным) ореолом.

Судя по имеющимся сведениям (порой несколько противоречивым) в неминерализованных породах хромито-платиноносных массивов нередко отмечаются повышенные содержания платины и палладия (табл. 9). Следовательно, эти элементы могут также использоваться при геохимическом определении потенциальной рудоносности базит-гипербазитовых массивов.

Для платины, палладия, осмия, иридия, рутения и родия характерны два типа природных соединений: собственные минералы и изоморфные примеси. Первый тип — минеральный — включает в себя две резко различные в минерагеническом отношении группы: а) самородные платину и палладий, их интерметаллические соединения с железом, никелем, медью; они встречаются преимущественно в ультрабазитах с платино-хромитовым оруденением; отношение палладия к платине 0,2—0,4 [454]; б) соединения платины и палладия с серой, теллуrom, мышьяком, сурьмой, висмутом, содержащие примеси олова, свинца, никеля, меди, золота, ртути [82]; они характерны для медно-никелевых сульфидных руд и особенно для их существенно халькопиритовых разновидностей; отношение палладия к платине 1—6. Эти минералы возникали, по-видимому, на заключительных стадиях рудообразующего процесса [79—82, 84].

Анализ данных о содержаниях платины и палладия в неминерализованных породах никеленосных и платиноносных массивов, приведенных в табл. 9, показывает следующее:

1) при высоких содержаниях платины и палладия (ан. 14—20, 31—33, 35—37) нередко наблюдается значительный разброс результатов анализа, что, скорее всего, является следствием весьма незакономерного пространственного распределения минералов-носителей платиновых металлов\*. Но в отдельных случаях (ан. 19, 20) налицо явные ошибки самого определения;

2) ультрабазиты и базиты большинства никеленосных массивов, за исключением норитов и кварцевых диоритов Садбери, характеризуются повышенными содержаниями данных элементов;

3) существенно повышенное содержание платины и палладия наблюдается в ультрабазитах платиноносных массивов (ан. 15—19, 22, 26—37), но порой ультрабазиты данных объектов, удаленные от зон платино-хромитовой минерализации (ан. 19, 21), по содержаниям указанных металлов практически неотличимы от ультрабазитов неплатиноносных массивов (ан. 1).

Данные о наличии изоморфных примесей платины и палладия в породообразующих минералах платино-хромитовых и никеленосных массивов и в сульфидах медно-никелевых руд,

\* В том числе хромшпинелидов.

Содержания платины и палладия в базитах и гипербазитах «фоновых», никеленосных и платиноносных массивов

Номер п. п.	Регионы, массивы	Породы	Содержания, г/т ( $10^{-4}$ %)		Автор данных
			Pt	Pd	
Безрудные («фоновые») массивы					
1	США	Перидотиты	0,018	0,011	Т. Райт
2	»	Пироксениты	0,009	0,003	Он же
3	Скаергаардский	Габбро	0,018	0,018	»
4	»	»	0,019	0,020	»
5	Эссекс	Анортозиты	0,004	0,003	»
Никеленосные массивы					
6	Северо-Запад СССР	Перидотит	0,056	0,016	О. Е. Юшко-Захарова
7	То же	Пироксенит	0,049—0,055	0,029	Она же
8	»	Норит	0,063	0,021	»
9	»	Габбро	0,042	0,023	»
10	Север СССР	Габбро-долериты	0,79	3,32	М. Н. Годлевский
11	Садбери	Нориты	0,011	0,006	Т. Райт
12	»	»	0,010—0,011	0,003—0,009	Д. Крокет
13	»	Кварцевый диорит	?	0,011	Он же
14	Дулут	Габбро	0,032	0,045	»
Платиноносные массивы					
15	Бушвелдский	Дунит платиноносный гор- тонолитовый *	8,5—17	Нет данных	И. Фогт
16	»	То же	2,2	0,4	А. Д. Генкин
17	»	»	3,17—12,3	0,013—0,026	Т. Райт
18	»	»	5—50	1—10	Д. Крокет

Номер п. п.	Регионы, массивы	Породы	Содержания, г/т ( $10^{-4}$ %)		Автор данных	
			Pt	Pd		
19	Бушвелдский	Дунит оливниновый *	0,018—0,066	0,004—0,065	Т. Райт	
20		»	1—5	1—5	Д. Крокет	
21		»	Перидотиты	0,017	0,012	О. Е. Юшко-Захарова
22		»	Пироксениты	0,048	0,059	Она же
23		»	Нориты	0,011—0,038	0,006—0,015	Т. Райт
24		»	Габбро	0,021	0,031	Д. Крокет
25		»	Анортзиты	0,075	0,032	Т. Райт
26		Восток европейской части СССР	Дунит		0,050 **	Д. Крокет
27		То же	Пироксенит		0,038 **	Он же
28		»	Дунит	0,040	0,020	»
29	»	»	0,110	0,027	О. Е. Юшко-Захарова	
30	»	Перидотит	0,030	0,026	Она же	
31	»	Оливниновый пироксенит	0,039	0,025—0,040	»	
32	»	Дуниты (в целом) **	$0,052 \pm 0,033$	$0,012 \pm 0,007$	»	
33	»	Пироксениты (в целом) **	$0,038 \pm 0,026$	$0,025 \pm 0,013$	»	
34	Север СССР	Дунит с хромшпинелидами	0,4—0,5	0,05—0,1	Л. В. Разин ***	
35	Иотунхейм, Норвегия	Перидотиты	0,120—0,350 ****		Д. Крокет	
36	То же	Серпентиниты	0,009—0,370 ****		»	
37	»	Пироксениты	0,013—0,110 ****		»	

\* Из трубок, рвущих стратифицированные породы лополита.

\*\* По данным В. Г. Фоминных [366], содержания платины и палладия в дунитах и перидотитах платино- и хромитоносных формаций региона соответственно: 0,091 и 0,081 г/т первого компонента, 0,046 и 0,026 г/т — второго.

\*\*\* По данным В. П. Хвостовой [368], дуниты региона содержат 0,5 г/т платины и 0,3 г/т палладия.

\*\*\*\* Сумма платиноидов, в основном платина + палладий.

заимствованные из работ [284, 366, 454, 464, 500], показывают следующее. В массивах с платино-хромитовой минерализацией максимальные содержания платины и палладия наблюдаются в хромшпинелидах; среди силикатов повышенными содержаниями металлов группы платины выделяются оливины и ромбические пироксены, в моноклинных пироксенах примесей данных элементов значительно меньше.

Следовательно, изоморфные примеси платины и палладия, по-видимому, свойственны наиболее высокотемпературным силикатам и аксессуариям базитов и ультрабазитов; с учетом этого, а также сидерофильных свойств всей группы платины и близости значения ионных радиусов железа, платины и палладия (см. табл. 4) можно полагать, что два рассматриваемых элемента замещают в решетках оливинов и пироксенов, скорее всего,  $Fe^{2+}$ . Но Ф. Гримальди [464] полагает, что  $Pt^{4+}$  входит в хромит в виде изоморфной примеси, замещая  $Cr^{3+}$ , а  $Pt^{2+}$  и  $Pd^{2+}$ , ионные радиусы которых существенно отличаются от ионного радиуса  $Cr^{3+}$ , образуют в хромите «сепаратную фазу» (по-видимому, мельчайшие минеральные включения, — Д. П.). Явной тенденции обогащения платиной и палладием какого-либо одного из главных сульфидов медно-никелевых руд не наблюдается; наиболее резко выделяются по содержаниям этих металлов лишь сульфиды месторождения Фальконбридж; там же отмечены высокие содержания палладия в арсенидах, возникших путем метасоматоза медно-никелевых руд [470].

Поведение платины и палладия в ходе гипогенных преобразований основных и ультраосновных пород выяснено лишь для платино-хромитовых руд. По данным А. Г. Бетехтина [28, 333], при серпентинизации платиноносных ультрабазитов минералы платины и палладия обогащаются никелем и медью; Л. В. Разин [284] указывает на общее снижение содержания платины и палладия в результате серпентинизации дунитов. Однако данный автор, следуя В. Н. Лодочникову [212], допускает возможность сорбции платины образующимся серпентином. При гипергенных преобразованиях платиноносных ультрабазитов минералы платины и палладия, весьма устойчивые по отношению к агентам выветривания, могут накапливаться в россыпях, но некоторая (по-видимому, очень незначительная) часть платины все же переходит в водные растворы и может сорбироваться гидроокислами железа [284].

## Выводы

Попробуем обобщить фактический материал, привлекая по мере надобности сведения из других разделов работы, с тем чтобы охарактеризовать в общих чертах ход миграции элементов протополя начиная от периода формирования рудоносных базит-гипербазитовых массивов и кончая этапом их гиперген-

ных изменений. Очевидно, что сформулированные при этом обобщении выводы могут служить теоретической основой рассматриваемых далее геохимических методов поисков медно-никелевых сульфидных руд.

1. Вследствие общности строения атомов ведущим и главным элементам протокристаллизации свойственны близкие значения энергетических и геохимических параметров. В свою очередь это вызывает возникновение однотипных кристаллических решеток, широкое развитие явлений изоморфизма — изо- и гетеровалентного, частое появление серий непрерывных и ограниченных твердых растворов как в силикатах, так и в интерметаллических и сернистых соединениях, свойственных основным — ультраосновным породам.

2. Среди ассоциаций элементов протополя, способных к образованию изоморфных соединений, наиболее важными в геохимическом отношении являются:

- $Mg^{2+} - Fe^{2+}$  — ряды форстерит—фаялит, ромбические и моноклинные пироксены, часть амфиболов, группа хромшпиннелидов,
- $Mg^{2+} - Ni^{2+}$  — ряд форстерит — никелевый оливин,
- $Ca^{2+} - Na^{+}$  — ряд альбит — анортит,
- $Fe^{2+} - Ni^{2+}$  — интерметаллические соединения, твердые растворы пирротин + пентландит, никельпирит, бравоит,
- $Fe^{2+} - Cu^{2+}$  — твердые растворы халькопирит + пирротин, примеси меди в моноклинных пироксенах,
- $Fe^{2+} - Ti^{4+}$  — твердый раствор ильменит + магнетит,
- $Fe^{2+} - Pt^{4+}$  — интерметаллические соединения, возможно, примеси платины в пироксенах,
- $Fe^{3+} - Cr^{3+}$  — группа хромшпиннелидов, примеси хрома в пироксенах,
- $Pt^{4+} - Pd^{4+}$  — интерметаллические соединения, другие минералы платины и палладия.

3. Для большинства рудообразующих элементов протополя, обладающих переменной валентностью, характерны низшие валентные состояния —  $Fe^{2+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $Ti^{4+}$ , что связано с восстановительной обстановкой первоначального этапа формирования основных и ультраосновных пород.

4. Первое крупное разделение двух ведущих элементов протокристаллизации —  $Mg^{2+}$  и  $Fe^{2+}$  — и родственных им рудообразующих элементов (никеля, меди, кобальта, хрома, титана, металлов группы платины) происходит в процессе магматической дифференциации, осуществляющейся в подкоревой среде. Главным итогом этого процесса является возникновение трех типов основных — ультраосновных магм, различающихся по своей металлогении:

а) высокомагнезиальной, с которой связывается хромитовое и платино-хромитовое оруденение; в последнем случае магма несколько обогащена кальцием за счет магнезия;

б) умеренно магнезиальной, дающей при наличии достаточных количеств никеля и серы начало породам основных — ультраосновных.

траосновных массивов с медно-никелевой сульфидной минерализацией;

в) высокожелезистой, с которой связаны собственно магматические ильменит-магнетитовые руды.

Следовательно, соотношение триады элементов: магний — железо — кальций в неизменных (!) основных — ультраосновных породах определяет в первом приближении металлогеническую специализацию изучаемого объекта (магматической формации, группы комагматичных массивов, отдельного основного — ультраосновного массива), т. е. возможное наличие в нем одного из видов собственно магматических руд.

5. Дальнейшее пространственное разделение  $Mg^{2+}$  и  $Fe^{2+}$  и сопутствующих им рудообразующих элементов протополя обусловлено кинетической и гравитационно-кристаллизационной дифференциацией основной — ультраосновной магмы. Сама дифференциация осуществляется в процессе движения магмы и (или) на месте становления интрузива. Более ранняя кристаллизация высокомагнезиальных силикатов — оливинов, ромбических пироксенов, накапливающихся под влиянием силы тяжести в придонных частях полого- и наклоннозалегających массивов, влечет за собой обогащение этих участков никелем и кобальтом, входящими в качестве изоморфных примесей в решетки силикатов.

Образование менее высокотемпературных моноклинных пироксенов и амфиболов, содержащих то или иное количество закисного железа и концентрирующихся вследствие гравитационно-кристаллизационной дифференциации преимущественно в средних и верхних частях основных — ультраосновных массивов, приводит к относительной обогащенности этих участков медью, хромом и особенно титаном.

Следовательно, при оценке средних содержаний петрогенных и рудообразующих элементов в породах какого-либо изучаемого основного — ультраосновного массива необходимо обязательно учитывать возможность его вертикальной (реже горизонтальной) геохимической зональности и получать нужные петро- и геохимические параметры путем анализа каких-либо одинаковых по своему составу («представительных») разностей базитов и гипербазитов.

6. Если умеренно магнезиальные магмы по тем или иным причинам оказываются насыщенными (или даже пересыщенными) железом, никелем и серой, то некоторая часть этих элементов (и сопутствующих им кобальта, меди и металлов группы платины) может обособиться еще до начала кристаллизации оливинов и ромбических пироксенов в виде поликомпонентного сульфидного расплава, отделяющегося от силикатного путем ликвации.

Возникший сульфидный расплав может кристаллизоваться:

а) в придонных (реже в средних) частях материнского ин-

трузива; в этом случае геохимическая неоднородность массива возрастает за счет концентрации в его подошве (середине) сингенетических руд, появления над ними непромышленной сульфидной вкрапленности, сопровождаемой зонально расположенными участками, обогащенными хромшпинелидами, ильменитом и титаномагнетитом; вся эта зона с непромышленной рудной минерализацией должна рассматриваться как первичный ореол сингенетических руд\*; в нижнем экзоконтакте рудоносной интрузии порой возникает незначительный по мощности ареал — зона вмещающих пород, содержащая эпигенетическое вкрапленно-прожилковое медно-никелевое сульфидное оруденение (т. е. зона повышенных содержаний никеля, кобальта, меди и серы);

б) в различных дизъюнктивных нарушениях, проходящих внутри никеленосного массива, по его контактам и в его ближайших окрестностях; при этом нередко наблюдается эволюция сульфидного расплава, приводящая к зональному распределению рудных минералов внутри тел эпигенетических руд, т. е. к пространственному разобщению никеля + кобальта с медью и металлами группы платины; одновременно формируются инфильтрационно-инъекционные первичные ореолы данной разновидности медно-никелевых руд, обладающие нечетко выраженным зональным распределением никеля, кобальта, меди, цинка, свинца, висмута, серебра.

7. Гипо- и гипергенные преобразования практически безрудных и оруденелых базитов и гипербазитов идут, как правило, при участии гидроксильной группы и большого количества кислорода, что вызывает изменение валентности некоторых важнейших рудообразующих элементов протополя, в частности,  $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ ,  $S^{2-} \rightarrow S^0 \rightarrow S^{6+}$ . При гипогенных преобразованиях базитов и гипербазитов часто возникают более низкотемпературные минеральные ассоциации: силикаты с группой  $OH^-$  (талк, серпентин, хлориты), карбонаты, никельсодержащие разности магнетита и пирита, реже скаполит, марказит, арсениды и некоторые другие минералы. Для зон гипергенеза характерно широкое развитие гидроокислов железа, сульфатов (в меньшей мере карбонатов и фосфатов) железа, магния, никеля, меди, кобальта.

Следовательно, гипо- и особенно гипергенные преобразования базитов и гипербазитов в большинстве случаев неизбежно сопровождаются тем или иным нарушением первоначально возникших качественно-количественных ассоциаций петрогенных и рудообразующих элементов в породах, рудах и сопутствующих им первичных ореолах (ареалах) рассеяния; лишь в особых условиях гипогенные преобразования не ведут к нарушению

---

\* Далее всего от рудного тела в этих ореолах уходят галогены — фтор, бром и иод (руды Воронежской антеклизы).

первоначальных соотношений (но не абсолютных количеств!) тех или иных элементов протополя.

8. Гипогенные (авто- и особенно аллометаморфные) преобразования рудоносных основных-ультраосновных массивов нередко ведут к обогащению неминерализованных разностей пород главными компонентами руд (при наличии медно-никелевой минерализации — никелем, кобальтом, медью и серой). Отсюда вытекает, что геохимическую оценку потенциальной металлоносности пород какого-либо основного-ультраосновного массива и поиски в нем «слепых» тел собственно магматических руд по первичным ореолам рассеяния необходимо вести с обязательным учетом типа, вида и степени метаморфизма, наблюдаемого в изучаемом объекте. Постериорные изменения руд и пород базит-гипербазитовых интрузивов могут и осложнить, и значительно облегчить решение обеих указанных задач.

9. Различная сопротивляемость породо- и рудообразующих минералов базитов и гипербазитов по отношению к факторам гипергенеза определяет дифференцированное поведение элементов протополя при выветривании основных и ультраосновных пород.

Наиболее устойчивыми в зоне гипергенеза являются хромшпинелиды, ильменит, рутил, сфен, интерметаллические соединения железа с платиной и палладием, сульфиды и другие минералы элементов группы платины, т. е. окислы и соединения благородных металлов, весьма незначительно поддающиеся поверхностному химическому выветриванию (действию  $O_2$ ,  $CO_2$ ,  $H_2O$  и различных органических кислот); это определяет существенно механический характер вторичных ореолов рассеяния, возникающих при эрозии хромитовых, платино-хромитовых и ильменит-магнетитовых руд, и одновременно очень низкие концентрации хрома, титана и металлов группы платины в водных ореолах рассеяния.

Окисление менее устойчивых, особенно в условиях тропического или субтропического климата, оливинов, пироксенов и амфиболов, несущих в себе примеси никеля, кобальта, хрома и титана, и весьма неустойчивых сульфидов медно-никелевых руд ведет к третьему по счету пространственному разобщению двухвалентного магния и трехвалентного железа; первый элемент мигрирует вместе с никелем, медью и кобальтом в виде сульфатов, второй входит почти целиком в состав малоподвижных водных окислов, накапливающихся в корах выветривания оруденелых базитов и гипербазитов. При отсутствии в базитах и гипербазитах сернистых соединений латеритное выветривание приводит к возникновению силикатных руд никеля, обогащенных кобальтом.

В результате сернокислотного гипергенеза сульфидоносных базитов и гипербазитов могут возникать ионно-сорбционные

(солевые) вторичные ореолы рассеяния никеля, кобальта, меди и сульфат-иона. Однако особенности геологической истории и современного климата трех никеленосных провинций СССР — Карело-Кольской, Северо-Енисейской и Северо-Байкальской — обусловили почти полное уничтожение хорошо проработанных доледниковых кор выветривания, зон окисления рудоносных базит-гипербазитовых массивов и слабое развитие этих образований в постледниковый период. И только в четвертом никеленосном регионе — на Воронежской антеклизе — додевонские коры выветривания и зоны окисления никеленосных массивов сохранились в понижениях древнего рельефа, сплошь перекрытого более молодыми осадками.

# IV



## ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ пород основных — ультраосновных массивов с различными видами собственно магматических руд

### IV.1. Вводная часть

С основными—ультраосновными породами щелочноземельной формации генетически и пространственно тесно связана группа собственно магматических руд: медно-никелевых сульфидных, ильменит-магнетитовых, хромитовых и платино-хромитовых; в щелочных ультрабазитах концентрируются магматические железо-титан-редкоземельные руды с примесью тантала, ниобия, тория и урана [218, 351, 399 и др.].

При исследовании основных—ультраосновных массивов геологу необходимо решить два вопроса: какой вид собственно магматических руд может появиться в изучаемом объекте и насколько перспективно это оруденение в промышленном отношении. До настоящего времени эти вопросы решаются путем проведения многостадийных комплексных геологосъемочных и поисковых работ. Как правило, из многих десятков обследуемых массивов практически интересными в отношении оруденения оказываются единичные, и безусловно полезными являются лишь сведения о геологическом строении изученных массивов.

Недостаточная эффективность поисков собственно магматических руд может быть резко повышена за счет применения петролого-геохимических методов оценки потенциальной рудоносности основных—ультраосновных массивов. Прежде всего к этим методам можно отнести перспективную оценку, основанную на особенностях металлогении магматических формаций, развитых в исследуемом районе (регионе). Одним из кардинальных положений учения о магматических формациях является принцип генетической связи определенных типов эндогенных руд с определенными магматическими формациями [37, 186, 216]. Используя этот принцип, можно получить первую, самую общую, ориентацию о возможности выявления какого-либо вида собственно магматических руд в исследуемом базит-гипербазитовом массиве. Однако с помощью только одного формационного анализа нельзя достаточно надежно судить о том, будет ли этот массив рудоносным или пустым; совершенно нерешаемым (на данной стадии развития учения о маг-

магматических формациях) остается вопрос о практической значимости прогнозируемого оруденения и, в частности, вопрос о возможном содержании в нем главных полезных компонентов.

Вторым путем решения поставленной задачи является использование петро- и геохимических особенностей рудоносных основных—ультраосновных магм: а) обогащенность магнием, никелем и серой базитов и гипербазитов никеленосных интрузивов [91, 272, 275, 277, 364, 461]; б) повышенные содержания железа и титана в базитах массивов с ильменит-магнетитовым оруденением [172, 198, 229]; в) повышенные количества хрома в ультрабазитах хромито- и платиноносных массивов, а также зависимость состава хромитов от обогащенности материнских ультрабазитов магнием или железом [224, 226, 227, 260—262, 327, 496]; г) повышенные содержания кальция, титана, редких земель и некоторых других рудообразующих элементов в ультрабазитах щелочных формаций [195, 309, 413].

Физико-химической основой этих особенностей является единый принцип, вытекающий из самой природы собственно магматических руд; суть его сводится к следующему: поскольку очаги кристаллизующейся основной—ультраосновной магмы можно уподобить поликомпонентным силикатным системам с летучими, то желаемый результат—образование той или иной разновидности собственно магматических руд—может получиться только при определенных мало варьирующих количественных соотношениях петрогенных и рудообразующих компонентов этих систем [277]. Нарушение этих оптимальных пропорций либо разубожит возникающее оруденение, либо вообще исключит его появление.

Естественно, что эти оптимальные соотношения петрогенных и рудообразующих компонентов должны отразиться на химизме неминерализованных (содержащих не более 0,1—0,3% рудных минералов) разностей базитов и гипербазитов рудоносных массивов. Следовательно, решение поставленной задачи должно сводиться к выявлению качественно-количественных ассоциаций петрогенных и рудообразующих элементов, свойственных двум типам неминерализованных базитов и гипербазитов: слагающих нерудоносные массивы и массивы с различными видами собственно магматических руд. Прежде чем перейти к конкретному решению этой проблемы, рассмотрим кратко особенности методики опробования и анализа руд проб, отбираемых для оценки потенциальной рудоносности базит-гипербазитовых массивов, и способы подсчета средних содержаний рудообразующих компонентов.

**О методике геохимического опробования, применяемого при оценке потенциальной никеленосности базит-гипербазитовых массивов.** Дифференцированным базит-гипербазитовым массивам, внедрявшимся в относительно спокойной тектонической обстановке, свойственны значительные вариации минералогии-

ческого состава, что вызывает заметное различие содержаний рудообразующих элементов, так как немалая доля их присутствует в виде изоморфных примесей в темноцветных минералах базитов и гипербазитов (см. главу III).

Поскольку одним из важнейших геохимических критериев потенциальной рудоносности базит-гипербазитовых массивов является повышенное содержание ведущего элемента-индикатора в неминерализованных разностях слагающих массивы пород, во избежание ошибочных прогнозов опробованию следует подвергать породы, примерно одинаковые по содержанию темноцветных минералов. Основываясь на общепринятом петрографическом делении базитов и гипербазитов по минералогическому составу [151, 201] и на рассмотренных в главе III геохимических связях рудообразующих элементов с петрогенными, можно выделить четыре группы основных—ультраосновных пород, содержащих примерно одинаковые количества никеля:

а) заметно обогащенные оливином ультрабазиты — дуниты, оливиниты, и перидотиты (0,12—0,24 % Ni);

б) обедненные оливином и безоливиновые ультрабазиты — пироксениты и меланократовые базиты — габбро-пироксениты (0,08—0,06 % Ni);

в) мезократовые оливиновые и безоливиновые базиты — габбро, габбро-нориты и нориты (0,016—0,03 % Ni);

г) лейкократовые оливиновые и безоливиновые разности базитов, лабрадориты и анортозиты (пониженные и резко пониженные содержания никеля по отношению к кларку основных пород).

С учетом частоты встречаемости и соответствия содержаний рудообразующих элементов кларковым значениям наиболее подходящими для геохимического опробования следует считать породы первой и третьей групп.

Вопрос о типе геохимических проб, предназначаемых для оценки потенциальной рудоносности базит-гипербазитовых массивов, должен решаться с учетом двух главных факторов: а) вероятности переслаивания базитов и гипербазитов, различающихся по минералогическому составу (а следовательно, и по содержаниям петрогенных и рудообразующих элементов); б) вероятности последующего наложения на базиты и гипербазиты постериорных изменений (авто- и аллометаморфных), заметно влияющих на содержания петрогенных и особенно рудообразующих компонентов.

Наиболее рациональным способом геохимического опробования в данном случае следует признать точечный (штуфовой), с сильно укороченным интервалом (максимум 0,3—0,5 м) и взятием серий штуфов из керна скважин или с весьма ограниченной площади отбора (не более 0,2—0,3 м<sup>2</sup>) при опробовании обнажений, канав и шурфов. Пробы должны обязательно дублироваться шлифами и аншлифами.

**О наиболее достоверных методах анализа геохимических проб, предназначенных для оценки потенциальной никеленосности базит-гипербазитовых массивов.** Поскольку геохимические критерии никеленосности базируются на особенностях распределения петрогенных и рудообразующих элементов, выбор оптимальных аналитических методик должен производиться с учетом того, что содержания петрогенных элементов в неминерализованных базитах и ультрабазитах варьируют в пределах  $n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-2} \%$ , а рудообразующих — в пределах  $n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-5} - 10^{-6} \%$  (см. главу III).

Для определения содержаний породообразующих окислов обычно применяется метод полного силикатного анализа. Проведенными исследованиями [48, 370, 371, 389] доказано, что при использовании полного силикатного анализа допускаются довольно значительные внутри- и межлабораторные ошибки, зависящие еще и от содержаний того или иного определяемого элемента. Однако этими же исследованиями показана полная возможность учета и исправления допускаемых ошибок как путем создания общесоюзных стандартов горных пород, так и за счет использования ряда вариостатистических методов. Оценивая итоги межлабораторного анализа стандартов магматических пород, В. Г. Хитров приходит к следующему заключению: «Количественные методы сохраняют свое преимущество только при выяснении закона относительного изменения содержаний элемента в объекте изучения, а также при содержаниях выше 0,3—0,5%» [371, с. 51].

Следовательно, при решении задачи геохимической оценки потенциальной никеленосности базит-гипербазитовых массивов (и их рудоносности вообще) применимы существующие количественные методы анализа петрогенных компонентов, поскольку: а) большинство их присутствует в неминерализованных базитах и ультрабазитах в количестве более 0,3—0,5% (см. табл. 4); б) первой основной операцией геохимической оценки является сравнение значений дополнительных характеристик  $m'$ ,  $f'$  и  $c'$ , рассчитываемых по способу А. Н. Заварицкого [149], со свойственными рудоносным базитам и ультрабазитам; кроме того, при оценке рудоносности сильнометаморфизованных массивов базитов и гипербазитов проводится сравнение числовых характеристик по группам пород, различающихся видом и степенью проявления метаморфизма.

Сложнее обстоит дело с выбором оптимальных методов анализа содержаний рудообразующих элементов в неминерализованных базитах и гипербазитах. Для большинства элементов-индикаторов потенциальной рудоносности основных — ультраосновных массивов — никеля, меди, кобальта, титана и хрома — нужная чувствительность определений может быть получена с помощью обычного эмиссионного спектрального анализа, поскольку предел ее равен  $4 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-4} \%$  [164, прилож. 13],

а кларковые содержания этой группы элементов в базитах и ультрабазитах варьируют в пределах  $n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-3}\%$  (см. табл. 4). И лишь для элементов группы платины этот прием в данном случае негоден, поскольку требуется определять содержания не свыше  $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-6}\%$ .

Однако точность спектроскопических определений содержаний элементов-сидерофилов для решения поставленной задачи нередко оказывается совершенно недостаточной. Во-первых, сильно влияет состав основы эталонов, применяемых при расшивке отснятых спектрограмм (лишь одно различие в составе эталонов может дать расхождение результатов до 3—4 раз); во-вторых, «унитарный» режим сжигания проб основных—ультраосновных пород методом просыпки (содержания труднолетучих элементов—хрома, титана, ванадия—в этом случае получаются резко заниженными, причем степень занижения возрастает пропорционально значению содержаний данных элементов); в-третьих, субъективизм самого спектроскописта, проявляющийся в основном при интерпретации спектрограмм. Все эти обстоятельства плюс различие вариантов спектроскопии (количественный, приближенно-количественный, полуколичественный) приводят к тому, что получаемые данные порой резко отличаются от результатов количественных определений, выполненных с помощью колориметрии или весового анализа.

Суммируя изложенный материал, можно сделать следующие выводы: а) при геохимической оценке потенциальной рудоносности базит-гипербазитовых массивов содержания петрогенных компонентов могут устанавливаться при помощи общеизвестного метода полного силикатного анализа; б) для выяснения содержаний рудообразующих элементов (при той же операции) следует использовать фотоколориметрию или атомно-абсорбционный анализ, поскольку количественный и особенно полуколичественный спектральный анализ могут дать резкие расхождения данных по отношению к истинным содержаниям; подобная замена, несомненно, вызовет некоторое удорожание анализа, но надежность получаемых данных при этом резко повысится, что вполне оправдывает сравнительно небольшое увеличение общей стоимости работ.

**О способах расчета средних содержаний петрогенных и рудообразующих элементов при геохимической оценке потенциальной металлоносности основных—ультраосновных массивов.** Из ряда работ [242, 286, 388 и др.] известно, что расчеты средних величин содержаний элементов в какой-либо выборке определяются законами их распределения. При этом следует обязательно учитывать концепцию А. Б. Вистелиуса о «локальном» и «обобщенном» распределении. В приложении к петрохимии суть ее следующая [2, с. 68]: «в ограниченной части пространства, в пределе сводимой к точке, геохимический процесс

накопления элемента в каждый отдельный момент идет по нормальному закону (локальное распределение); при опробовании более крупных объектов влияние петрохимического тренда приводит к асимметрии распределения». Следовательно, в принципе, при более дробном петрографическом делении пород какого-либо массива (какой-либо формации) должен чаще проявляться нормальный закон распределения породообразующих окислов.

Петрогенные элементы неизменных базитов и гипербазитов характеризуются нормальным распределением, что установлено на примерах кембрийских альпинотипных гипербазитов юга Сибири [267], гипербазитов Ильчира [339], траппов Курейского района Северо-Енисейской провинции, траппов древних платформ и базальтов островных дуг [194], разновозрастных гипербазитов ряда районов СССР [58]. И. А. Малахов [224] указывает на нормальное распределение трехоксида хрома в ультраосновных массивах Урала, тот же вывод был позже получен Н. Д. Соболевым с соавторами [326]. Постериорные изменения базитов и гипербазитов, как правило, несколько нарушают нормальное распределение лишь второстепенных петрогенных элементов [158, 267], но в отдельных случаях это правило не соблюдается [308, 372].

Поскольку основная часть никеля, меди, кобальта, хрома и титана в неметаморфизованных базитах и гипербазитах присутствует в виде изоморфных примесей в оливинах, пироксенах и амфиболах, естественно ожидать нормального распределения перечисленных компонентов в неизменных породах и логнормального — при наличии их метаморфизованных разновидностей. Однако на первый взгляд не все имеющиеся факты подтверждают это предположение. Так, по данным И. Д. Волкова, определявшего содержания рудообразующих элементов в габбро-долеритах Норильского района при помощи полуколичественного спектрального анализа, распределение никеля, меди и хрома подчинено более сложным, чем логнормальным, законам. А. И. Архипова, изучавшая указанные объекты, придерживается того же мнения в отношении никеля, но считает распределение меди и кобальта логнормальным, а хрома и ванадия — нормальным; анализ всех перечисленных компонентов — количественный спектральный. Ф. П. Леснов, использовавший данные различных анализов, в том числе спектральных и спектрохимических, установил наличие положительной асимметрии кривых распределения никеля, меди и кобальта в гипербазитах Чайского плутона. Л. Арнс [427] и Д. А. Родионов [290], основывающиеся на многочисленных данных полуколичественной спектроскопии, считают логнормальное распределение элементов-примесей горных пород глобальной закономерностью.

Автором проводились исследования законов распределения элементов никеленосных массивов Северного Прибайкалья и

Воронежской антеклизы; исследования велись с помощью приближенно-количественного спектрального анализа, контролируемого фотоколориметрией, при весьма дробном делении изучаемых пород на различные петрографические группы (учитывались исходный тип породы, ее разновидность, тип, вид и степень постериорных изменений). Все это позволило сделать следующие выводы: а) в неизменных разновидностях никеленосных базитов и гипербазитов распределение никеля, меди и кобальта подчиняется нормальному закону; б) при наложении на никеленосные базиты и гипербазиты процессов авто- и аллометаморфизма распределение перечисленных элементов становится логнормальным.

Сопоставляя изложенное и учитывая одновременно концепцию А. Б. Вистелиуса, автор считает, что логнормальное распределение ряда рудообразующих элементов никеленосных базитов и гипербазитов, отмечавшееся И. Д. Волковым, А. И. Архиповой и Ф. П. Лесновым, не свойственно неизменным разновидностям и возникло в результате двух факторов: а) включения в выборки базитов и гипербазитов, различающихся по видам, степеням постериорных изменений (а возможно, и по первоначальному минералогическому составу); б) использования в качестве главного аналитического метода спектроскопии, особенности которой сами по себе неизбежно ведут к появлению логнормального распределения в выборках анализируемых элементов.

Суммируя изложенный материал, можно сделать следующие выводы:

а) если имеются результаты полного силикатного анализа и фотоколориметрии или атомно-абсорбционного анализа проб неизменных базитов и гипербазитов, то средние значения содержания петрогенных и рудообразующих элементов в какой-либо выборке, составленной на основании петрографического разделения проб, могут рассчитываться методом среднего арифметического;

б) если с помощью вышеуказанных аналитических методов исследованы пробы базитов и гипербазитов, испытавших последующий метаморфизм, то вначале необходимо выяснить законы распределения петрогенных и рудообразующих компонентов.

#### *IV.2. Сравнение петрохимических особенностей пород основных — ультраосновных массивов с различными видами собственно магматических руд*

Для удобства дальнейшего изложения материала условимся называть типовыми базиты и гипербазиты, средний химический состав которых был определен Р. Дэли [126] и использован А. Н. Заварицким [149, 152] при расчете средних (типовых) значений числовых характеристик широкой гаммы основных — ультраосновных пород; а н о м а л ь н ы м и — неминерализован-

ные разности базитов и гипербазитов массивов, несущих в себе тот или иной вид собственно магматических руд.

Характерные отличия химизма аномальных базитов и гипербазитов могут быть выявлены при сравнении химизма: а) петрографически одноименных (!) типовых и аномальных базитов (или гипербазитов) с определенной металлогенической специализацией, б) только одних аномальных базитов (или гипербазитов) с различной металлогенической специализацией.

Качественная сторона этой проблемы в принципе решена (см. главу III), и задача заключается в выработке каких-либо количественных петрохимических критериев, позволяющих достаточно надежно и в то же время просто определять потенциальную рудоносность исследуемого объекта (магматической формации, группы массивов, одиночного массива).

С учетом собственно магматической природы группы основных—ультраосновных пород и связанных с нею видов рудной минерализации, а также геохимии элементов протопля для решения поставленной задачи автором [274, 277] используются следующие характеристики А. Н. Заварицкого:

а) величина  $b$ , дающая возможность оценить обогаченность или обедненность темноцветных минералов исследуемой породы фемическими компонентами;

б) величины  $m'$ ,  $f'$  и  $c'$ , характеризующие отношения  $MgO : FeO : CaO$  в указанных минералах;

в) величины  $a : c$  и  $n$ , определяющие общую щелочность—известковистость породы и соотношение калия и натрия в сумме щелочей;

г) величина  $t$ , дающая в первом приближении сведения о содержании в породе двуокиси титана.

Прибегать к каким-либо иным «формульным» способам характеристики химизма базитов и гипербазитов нет необходимости; многие (весьма громоздкие в написании) отношения окислов, используемые другими исследователями, в принципе освещают те же особенности химизма базитов и гипербазитов, что и числовые характеристики А. Н. Заварицкого.

Но главное заключается в том, что: а) величина  $b$ , давая сведения о суммарной обогаченности фемических минералов исследуемой породы  $MgO$ ,  $FeO$  и  $CaO$ , характеризует тем самым общую возможность изоморфного вхождения никеля, меди, кобальта, хрома и титана в решетки оливинов, пироксенов и амфиболов—главных концентраторов перечисленных элементов (см. главу III); б) величины  $m'$ ,  $f'$  и  $c'$  указывают на отношение  $MgO : FeO : CaO$  не во всей массе исследуемой породы, а только в ее темноцветных минералах; таким образом, в случае характеристики химизма базитов и плагиоклазсодержащих разновидностей ультрабазитов применение этих трех показателей как бы заменяет исследование «суммы фракций» темноцветных минералов.

Наряду с этим следует помнить и о некоторой приближенности далее излагаемых выводов, поскольку «всякий пересчет данных химического анализа и подсчет отношений различных групп составных частей по необходимости всегда будет условным или искусственным, так как мы не знаем в достаточной мере геологических и физико-химических условий образований породы, от которых зависит группировка атомов в реальные соединения, и во всяком случае эти условия не даны в химическом составе горной породы» [149, с. 113].

**Петрохимические особенности пород никеленосных массивов.** Отклонения значений числовых характеристик неизменных, слабоизмененных и изохимически метаморфизованных\* основных—ультраосновных пород никеленосных массивов от типовых приведены в табл. 10, а частоты встречаемости этих отклонений—в табл. 11\*\*, откуда вытекают следующие выводы:

1) подавляющее большинство пород никеленосных массивов (87% рассматриваемых случаев) характеризуется повышенным (по сравнению с типовым) значением  $b$ ;

2) такая же часть (87%) пород никеленосных массивов имеет повышенное значение  $m'$ . Возрастание значений  $b$  и  $m'$  сопровождается снижением  $f'$  (примерно в 75% рассматриваемых случаев);

3) средние значения отклонений числовой характеристики  $n$  варьируют мало, но во многих никеленосных районах (Кольский полуостров, Норильск, Северное Прибайкалье, Северная Норвегия, Садбери) породы рудоносных массивов обладают несколько пониженными значениями  $n$  [277]; особенно резко отрицательная аномалия  $n$  проявлена в габбро Печенги, где фиксируется существенно калиевый полевой шпат [135];

4) примерно 90% пород никеленосных массивов обладает резко пониженным значением  $t$ ;

5) большинство пород никеленосных массивов обладает пониженным значением отношения  $a : c$ .

Суммируя вышеперечисленные выводы, можно сказать следующее. Медно-никелевая сульфидная минерализация приурочена чаще всего к основным—ультраосновным породам, относительно обогащенным магнием, обедненным железом и суммарным количеством щелочей по сравнению с общим количеством кальция, но в сумме щелочей увеличивается относительное содержание калия.

---

\* Под изохимическим метаморфизмом автором понимаются изменения химизма и минералогического состава базитов и гипербазитов, не нарушающие первоначальных значений их петрохимических параметров (имевшихся до воздействия процессов метаморфизма).

\*\* Фактический материал, послуживший основой для табл. 10 и 11, приведен в работе [277].

## Петрохимические особенности пород основных — ультраосновных

Вид минерализации, количество полных силикатных анализов (с учетом анализов типовых пород)	Пределы * отклонений (средневзвешенные)		
	<i>b</i>	<i>m'</i>	<i>f'</i>
Медно-никелевый сульфидный, 388	$\frac{+5,4 \div +42,8}{+20,0}$	$\frac{+2,4 \div +47,2}{+26,7}$	$\frac{-43,5 \div -7,3}{-28,4}$
Ильменит-магнетитовый, 58	$\frac{+3,2 \div +31,7}{+17,2}$	$\frac{-42,7 \div -7,0}{-20,8}$	$\frac{+17,4 \div +200,8}{+53,9}$
Хромитовый, 120	$\frac{-1,9 \div +7,7}{+1,3}$	$\frac{-1,0 \div +1,7}{+0,2}$	$\frac{-30,0 \div +1,1}{-11,7}$
Платино-хромитовый, 106	$\frac{-9,5 \div +20,0}{+9,4}$	$\frac{-18,6 \div +17,0}{-6,8}$	$\frac{-34,0 \div +27,7}{+7,1}$
Титан-редкоземельный, 39	$\frac{-3,7 \div +77,3}{+38,0}$	$\frac{-6,7 \div +14,7}{+4,5}$	$\frac{-41,4 \div +33,3}{-7,8}$

\* В числителе — от —до, в знаменателе — среднее.

## интрузий с различными видами собственно магматического оруденения

величины) числовых характеристик от типовых значений, %			
<i>n</i>	<i>t</i>	<i>a : c</i>	<i>c'</i>
$\frac{-6,2 \div +4,0}{-0,2}$	$\frac{-80,0 \div -30,0}{-56,9}$	$\frac{-50,5 \div 28,7}{-47,5}$	—
$\frac{-14,3 \div +12,1}{+4,1}$	$\frac{-81,2 \div +110,0}{+199,6}$	$\frac{-84,0 \div +2,0}{-22,7}$	—
Данных недостаточно	$\frac{-100,0 \div 0,0}{-42,8}$	$\frac{-75,0 \div +74,0}{-4,7}$	—
$\frac{-8,4 \div +17,2}{+5,1}$	$\frac{-73,0 \div +166,6}{-20,4}$	$\frac{-100,0 \div -27,0}{-46,7}$	—
$\frac{-42,4 \div -12,5}{-24,1}$	$\frac{+80,0 \div +230,0}{+129,8}$	$\frac{-100,0 \div +47,1}{-33,9}$	$\frac{+17,5 \div +620,0}{+158,5}$

## Частоты встречаемости аномальных значений числовых с различными видами собственно

Вид оруденения	Количество обследованных разновидностей рудоносных пород	Частота встречаемости аномальных аномальных случаев	
		<i>b</i>	<i>m'</i>
Медно-никелевое сульфидное	24	$\frac{87,5}{21 \text{ из } 24}$	$\frac{87,5}{21 \text{ из } 24}$
Ильменит-магнетитовое	15	$\frac{73}{11 \text{ из } 15}$	$\frac{100}{15 \text{ из } 15}$
Хромитовое	18	$\frac{66}{12 \text{ из } 18}$	$\frac{72}{13 \text{ из } 18}$
Платино-хромитовое	17	$\frac{94}{16 \text{ из } 17}$	$\frac{53}{9 \text{ из } 17}$
Титан-редкометальное	13	$\frac{77}{10 \text{ из } 13}$	$\frac{61}{8 \text{ из } 13}$

## характеристик пород основных-ультраосновных массивов магматических руд

значений числовых характеристик (числитель — процент, знаменатель — количество из общего числа случаев)				
<i>f'</i>	<i>n</i>	<i>t</i>	<i>a : c</i>	<i>c'</i>
$\frac{75,0}{18 \text{ из } 24}$	$\frac{62,5}{15 \text{ из } 24}$	$\frac{89,4}{17 \text{ из } 19}$	$\frac{95,8}{23 \text{ из } 24}$	—
$\frac{100}{15 \text{ из } 15}$	$\frac{73}{11 \text{ из } 15}$	$\frac{73}{11 \text{ из } 15}$	$\frac{60}{9 \text{ из } 15}$	—
$\frac{83}{15 \text{ из } 18}$	$\frac{77}{7 \text{ из } 9}$	$\frac{100}{13 \text{ из } 13}$	$\frac{75}{9 \text{ из } 12}$	—
$\frac{60}{10 \text{ из } 17}$	$\frac{85}{12 \text{ из } 14}$	$\frac{70}{12 \text{ из } 17}$	$\frac{82}{14 \text{ из } 17}$	—
$\frac{69}{9 \text{ из } 13}$	$\frac{91}{10 \text{ из } 11}$	$\frac{75}{9 \text{ из } 12}$	$\frac{75}{9 \text{ из } 12}$	$\frac{81}{9 \text{ из } 11}$

Физико-химическая сущность всех этих фактов такова: при одновременном наличии в основной — ультраосновной магме некоторого избытка магния, никеля \*, серы \* и кальция возникают породы с повышенным количеством фемических минералов, а «остаток» железа и никеля, соединяясь с серой, дает сульфиды. Слабая роль  $AlO_4^{5-}$ , определяющего общую недосыщенность протосистемы щелочами [364], в данном случае еще более уменьшается избытком  $Mg^{2+}$ , образующим с анионами  $SiO_4^{4-}$  и  $SiO_3^{2-}$  существенно магнезиальные оливины и ромбические пироксены; этим, скорее всего, и можно объяснить некоторое снижение относительного количества щелочей в рассматриваемых породах. Одновременно с этим усиливается роль калия, который в силу меньшего значения ионного потенциала по сравнению с натрием является более энергичным минерализатором и обладает большей щелочностью. Заметим, что для основных — ультраосновных пород никеленосных массивов вообще характерно повышенное содержание минерализаторов — серы и конституционной влаги ( $H_2O$ ) \*, так как повышенное содержание серы обуславливает само появление сернистых соединений металлов, а возрастание количества  $H_2O^+$  увеличивает растворимость этих соединений в силикатной части расплава [5, 535]. Не случайно и относительно повышенное содержание кальция: экспериментами Я. И. Ольшанского [255] доказано катализирующее воздействие  $CaO$  на процесс ликвации сульфидно-силикатных систем.

Отмеченные закономерные отклонения  $b$ ,  $m'$  и отношения  $a:c$  пород никеленосных массивов полностью повторяют те, которые наблюдались В. А. Кутолиным [193] при сравнении составов ахондритов и «глубинных» эклогитов (из включений в кимберлитах) с базальтами и эклогитами метаморфических комплексов. Эта аналогия может служить одним из доказательств зарождения никеленосных основных — ультраосновных магм в верхней мантии Земли.

**Петрохимические особенности пород титаноносных массивов.** Отклонения значений числовых характеристик пород ряда титаноносных массивов СССР от типовых приведены в табл. 10, 11. Анализ их показывает следующее:

1) большая часть пород титаноносных массивов (порядка  $3/4$ ) обладает повышенным значением  $b$ ;

2) все без исключения сравниваемые породы титаноносных массивов характеризуются дефицитом магнезии и избытком железа;

3) в 73% случаев породы титаноносных массивов характеризуются несколько повышенным количеством окиси натрия в сумме щелочей;

4) аналогично в 73% случаев значение  $t$  выше типового;

\* См. табл. 12.

5) вариации отношения  $a : c$  малохарактерны.

Таким образом, ильменит-магнетитовое оруденение, генетически связанное с интрузиями габбро и пироксенитов, приурочено к более меланократовым, чем типовые, разностям, обогащенным железом и титаном и обедненным магниезией. Соотношение суммарного количества щелочей и извести в этих породах примерно одинаково с типовым, но при этом отмечается несколько повышенное количество натрия.

Отмеченные геохимические особенности пород титаноносных массивов не случайны. Согласно А. Е. Ферсману [364], титан в основных — ультраосновных расплавах находится в виде комплексных ионов типа  $TiO_3^{2-}$ ,  $TiO_4^{4-}$ ,  $TiO_4^{5-}$ , наличие их способствует образованию комплексных ионов железа  $Fe_2O_4^{2-}$ ,  $FeO_4^{4-}$ ,  $FeO_4^{5-}$ . Одновременное присутствие этих ионов в расплаве вызывает некоторое обогащение кристаллизующихся силикатов (пироксенов, роговой обманки) железом и трехвалентным титаном [408], замещающими алюминий; в зависимости от глубины очага магмы [184] сами рудные минералы — ильменит и магнетит — выделяются либо раньше и одновременно с силикатами, либо в последнюю очередь, не только затвердевая в интерстициях между силикатами, но и образуя шпильки и жилы и давая, таким образом, фузивные месторождения [148]. Избыток магниезии в таких расплавах вызывает уменьшение общего количества рудных минералов [409].

#### **Петрохимические особенности пород хромитоносных массивов.**

Хромитовая минерализация непосредственно связана с дунитами [260, 327 и др.], однако в составе хромитоносных массивов нередко участвуют перидотиты — лерцолиты и гарцбургиты. Петрохимическая характеристика данных пород иллюстрируется табл. 10, 11, из рассмотрения которых вытекает следующее:

1) существенной разницы средних значений аномальных числовых характеристик  $m'$  и  $j'$  по сравнению с типовыми не наблюдается; отмечен лишь весьма незначительный дефицит магниезии и слабо повышенное содержание железа;

2) значение  $b$  в среднем близко к типовому, характерны практическое отсутствие титана и снижение отношения  $a : c$ .

В общем вся группа хромитоносных ультрабазитов обладает мало отличающимися от типовых значениями аномальных числовых характеристик. Это явление не случайно. Известно, что для расчета типовых значений числовых характеристик ультрабазитов Р. Дэли [126] были взяты в основном анализы пород хромитоносных формаций.

**Петрохимические особенности пород платиноносных массивов.** Эти особенности иллюстрируются табл. 10, 11, откуда вытекают следующие выводы:

1) в подавляющем большинстве случаев (94%) породы платиноносных массивов характеризуются повышенными значениями  $b$ ;

2) платиноносные породы обладают некоторым дефицитом магнезии, что компенсируется избытком железа. Этот факт лишний раз подтверждает сидерофильный характер элементов группы платины [462] и обуславливает преимущественное накопление платины, осмия и иридия в ультрабазитах, несколько обогащенных железом [26];

3) большинство пород платиноносных массивов содержат избыток натрия в сумме щелочей; отношение  $a:c$  — заметно пониженное;

4) данным породам в общем свойствен некоторый дефицит титана.

**Петрохимические особенности ультраосновных пород щелочных формаций.** Петрохимическая характеристика ультрабазитов щелочных формаций приведена в табл. 10, 11; для рассматриваемых пород характерны повышение значений  $b$ , избыток извести, резко повышенные содержания титана и калия в сумме щелочей.

Наблюдаемые особенности химизма ультрабазитов щелочных формаций определяют специфику связанного с ними оруденения. Обогащенность пород кальцием и дефицит кремнезема вызывают не только накопление редких земель [309, 413], но и изоморфное замещение кремния титаном на ранних стадиях кристаллизации в решетках пироксенов и амфиболов [195].

Суммируя данные табл. 10, 11, можно сделать следующие выводы:

1) для всех пяти типов основных — ультраосновных магм с различной металлогенической специализацией — никеленосных, титаносных, хромитосных, платиноносных и титанредкоземельных — свойственны: а) положительные отклонения значения  $b$ , б) отрицательные отклонения значения  $a:c$ ;

2) наиболее характерными петрохимическими параметрами, позволяющими отчетливо различать основные — ультраосновные магмы с различной металлогенической специализацией, являются: а) отклонения значений  $m'$  и  $f'$  (а следовательно, и  $c'$ , как дополняющей сумму  $m'+f'$  до 100), б) отклонения значения  $t$ ;

3) отклонения величины  $n$  (исключая щелочные ультраосновные магмы) хотя и различаются между собой, но в общем менее контрастны, чем отклонения других характеристик. Но не следует забывать, что иногда «малые» значения отклонений числовых характеристик могут оказаться весьма существенными для конечных продуктов кристаллизации силикатных расплавов. Так, например, Г. С. Йодер и К. Э. Тилли [165], рассматривая вариации исходного состава базальтовых магм, показали, что даже небольшое отклонение может привести к совершенно различным конечным результатам; в частности, в системах диопсид—нефелин—анортит и диопсид—нефелин—кремнезем незначительные сдвиги от линий диопсид—альбит и анортит—аль-

бит приводят в итоге к выделению либо плагиоклаза + нефелина, либо плагиоклаза + тридимита, т. е. минеральных ассоциаций-антиподов.

Для более наглядного изображения вариаций величин  $m'$ ,  $f'$ ,  $c'$  основных—ультраосновных пород с медно-никелевым сульфидным, ильменит-магнетитом, хромитовым и платино-хромитовым оруденением автором построены тройные барицентрические диаграммы (рис. 13 и 14). Ранее диаграммы этого типа использовались В. Л. Масайтисом [232] и И. С. Усенко [362] лишь для характеристики общих особенностей химизма основных—ультраосновных пород, без выделения полей базитов и ультрабазитов с различной металлогенией.

Как и следовало ожидать, взаиморасположение отдельных полей на этих диаграммах четко отражает общие петрохимические особенности базитов и гипербазитов с различными типами собственно магматических руд; исключением является поле платиноносных оливинсодержащих ультрабазитов, протягивающееся в виде узкой полосы параллельно основанию диаграммы. Не исключено, что это вызвано неточностью петрографического определения пород; на самом деле платиноносные верлиты (?), точки которых расположены на левом краю поля (анализы 42 и 44), могут оказаться переходными разностями между перидотитами и оливиновыми клинопироксенами.

Рассмотрим более подробно внутреннее строение поля никеленосных оливиновых ультрабазитов (рис. 15). Фигуративные точки 3, 10 и 11, характеризующие соотношение  $m' - f' - c'$  никеленосных пород Печенги и Аллареченского района, располагаются на максимальном удалении от основания диаграммы, что свидетельствует о наибольшей среди группы никеленосных ультраосновных пород железистости. Заметим, что в этих массивах обнаружено наиболее богатое сингенетическое медно-никелевое оруденение.

Центральную часть поля занимают фигуративные точки никеленосных ультрабазитов Мончегорского плутона (№ 1, 2), довыренского комплекса (№ 4), юго-восточной части Воронежской антеклизы (№ 5, 6); эти ультрабазиты наблюдаются в массивах с рядовым сингенетическим медно-никелевым оруденением. Группа пород центральной части поля характеризуется по сравнению с породами Печенгско-Аллареченского района меньшей железистостью и большей магнизиальностью. Максимальной магнизиальностью и одновременно минимальной железистостью обладают оливинсодержащие ультрабазиты района КМА и северо-восточной части Воронежской антеклизы (№ 6, 7, 9). Их точки образуют ответвления рассматриваемого поля, почти плотную соприкасающиеся с полями хромито- и платиноносных ультрабазитов. Медно-никелевая сульфидная минерализация в ультрабазитах КМА и северо-восточной части

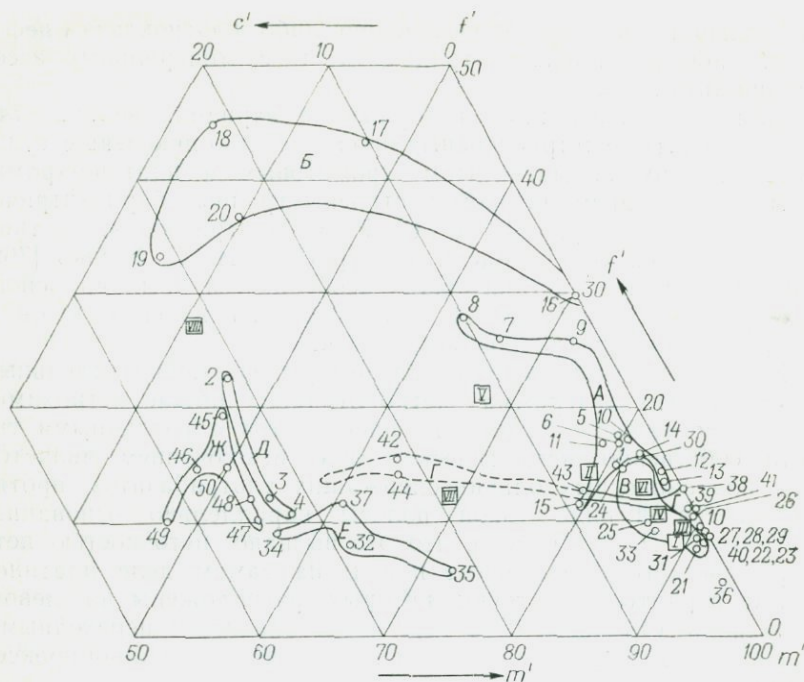


Рис. 13. Баричесентрическая диаграмма величин  $m' - f' - c'$  ультрабазитов рудоносных массивов.

Фигуративные точки типовых ультрабазитов: I — дунит, II — оливинит, III — гарцбургит, IV — лерцолит, V — верлит, VI — бронзитит, VII — вебстерит, VIII — клинопироксенит. Фигуративные точки ультрабазитов рудоносных комплексов: никеленозных — I — бронзититы Солчи (15 ан.), 2 — диаллагиты Печенги (3 ан.), 3 — диаллагиты юго-восточной части Воронежской антеклизы (1 сб. ан.), 4 — диаллагиты северо-восточной части Воронежской антеклизы (1 сб. ан.), 5 — диаллагиты КМА (3 сб. ан.), 6 — гарцбургиты Мончегорского плутона (18 ан.), 7 — метагарцбургиты Адларченского массива (3 ан.), 8 — метагарцбургиты массива Восток (3 ан.), 9 — верлиты Печенги (6 ан.), 10 — верлиты довыренского комплекса (2 сб. ан.), 11 — верлиты юго-восточной части Воронежской антеклизы (14 сб. ан.), 12 — верлиты северо-восточной части Воронежской антеклизы (1 сб. ан.), 13 — верлиты КМА (1 сб. ан.), 14 — оливиниты юго-восточной части Воронежской антеклизы (6 сб. ан.), 15 — оливиниты северо-восточной части Воронежской антеклизы (1 сб. ан.); титаноносных — 16 — оливиниты Качканарского массива (15 ан.), 17 — верлиты Качканарского массива (3 ан.), 18 — диаллагиты сергеевского комплекса, юго-восток Воронежской антеклизы (2 сб. ан.), 19 — диаллагиты Качканарского массива (3 сб. ан.), 20 — вебстериты Джугджурского массива (2 ан.); хромитоносных — 21 — дуниты Кемпирсайского массива (7 ан.), 22 — дуниты Алапаевского массива (2 ан.), 23 — дуниты массива Южный Крака (5 ан.), 24 — дуниты массива Рай-Из (4 ан.), 25 — лерцолиты массива Южный Крака (4 ан.), 26 — лерцолиты Кемпирсайского массива (1 ан.), 27 — гарцбургиты Кемпирсайского массива (1 ан.), 28 — гарцбургиты Алапаевского массива (2 ан.), 29 — гарцбургиты массива Южный Крака (17 ан.), 30 — гарцбургиты Сарановского массива (17 ан.), 31 — гарцбургиты массива Рай-Из (2 ан.), 32 — клинопироксениты серпентинизированные Сарановского массива (2 ан.), 33 — энстатитит серпентинизированный массива Южный Крака (1 ан.), 34 — клинопироксениты оливинисодержащий массива Рай-Из (1 ан.), 35 — вебстериты серпентинизированные массива Рай-Из (2 ан.), 36 — энстатитит оливинисодержащий серпентинизированный Алапаевского массива (1 ан.), 37 — клинопироксениты оливинисодержащий серпентинизированный Алапаевского массива (1 ан.); платиноносных — 38 — дуниты Кытлымского массива (22 ан.), 39 — дуниты массива Денежкин Камень (8 ан.), 40 — дуниты Тагило-Баранчинского массива (6 ан.), 41 — гарцбургиты Тагило-Баранчинского массива (6 ан.), 42 — верлит массива Денежкин Камень (1 ан.), 43 — верлиты Кытлымского массива (3 ан.), 44 — верлиты Тагило-Баранчинского массива (3 ан.), 45 — диаллагиты массива Денежкин Камень (2 ан.), 46 — клинопироксениты оливинисодержащие, серпентинизированные массива Денежкин Камень, 47 — клинопироксениты оливинисодержащие, серпентинизированные Кытлымского массива, 48 — клинопироксениты оливинисодержащие, серпентинизиро-

ванные Баранчинского массива, 49 — клинопироксенит серпентинизированный Баранчинского массива (1 ан.), 50 — клинопироксениты оливинсодержащие, серпентинизированные Нижнетагильского массива (9 ан.).

Поля ультрабазитов: А — перидотитов и оливинитов никеленосных массивов, Б — оливинитов, перидотитов и пироксенитов титаноносных массивов, В — перидотитов и дунитов хромитосных массивов, Г — перидотитов и дунитов платиноносных массивов, Д — клинопироксенитов никеленосных массивов, Е — пироксенитов хромитосных массивов, Ж — клинопироксенитов платиноносных массивов.

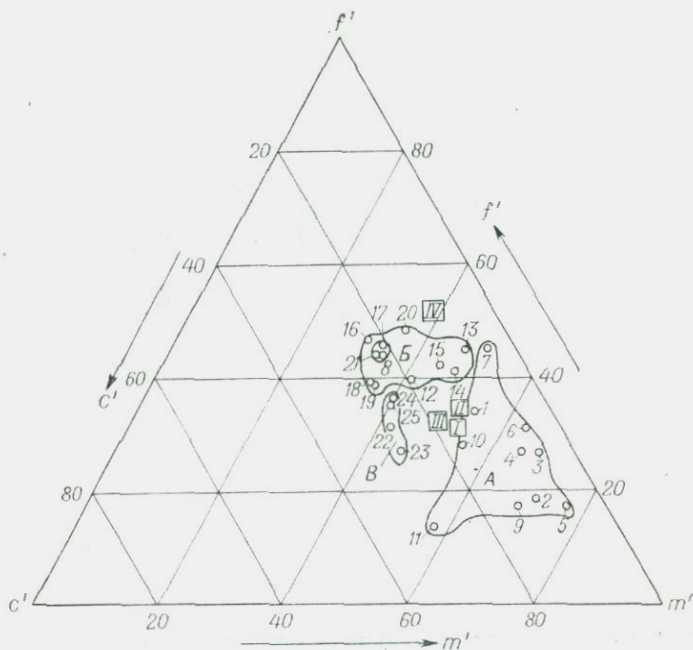


Рис. 14. Баричесентрическая диаграмма величин  $m'$ — $f'$ — $c'$  базитов рудоносных массивов.

Фигуративные точки типовых базитов: I — оливинсодержащее габбро, II — норит, III — габбро безоливиновое, IV — кварцевое габбро.

Фигуративные точки базитов рудоносных массивов: никеленосных — 1 — габбро-долериты интрузий Норильск-I и II (74 ан.), 2 — габбро оливиновое довыренского комплекса (3 сб. ан.), 3 — нориты Ловноозерского массива и Ньюда (22 ан.), 4 — нориты никеленосных массивов Северной Норвегии (7 ан.), 5 — норит Бушвелдского долопита (1 ан.), 6 — кварцевые нориты никеленосных массивов Северной Норвегии (3 ан.), 7 — кварцевые нориты Садбери (3 ан.), 8 — габбро Печенги (3 ан.), 9 — габбро безоливиновое довыренского комплекса (2 сб. ан.), 10 — габбро мамоновского комплекса, юго-восточная часть Воронежской антеклизы (3 сб. ан.), 11 — габбро мамоновского комплекса, северо-восточная часть Воронежской антеклизы (1 сб. ан.); титаноносных — 12 — габбро оливинсодержащее Кумбинского массива (9 ан.), 13 — габбро оливинсодержащее Копанского массива (1 ан.), 14 — нориты Джугджурского массива (3 ан.), 15 — габбро Кумбинского массива (3 ан.), 16 — габбро Копанского массива (14 ан.), 17 — габбро КМА (2 ан.), 18 — габбро Джугджурского массива (8 ан.), 19 — габбро Анташанского массива (4 ан.), 20 — габбро Арсентьевского массива (5 ан.); платиноносных — 21 — габбро оливинсодержащее Кытлымского массива (3 ан.), 22 — габбро оливинсодержащее Таггло-Баранчинского массива (12 ан.), 23 — габбро оливинсодержащее массива Денежжик Камень (5 ан.), 24 — габбро Кытлымского массива (7 ан.), 25 — габбро Таггло-Баранчинского массива (5 ан.).

Поля базитов: А — никеленосных массивов, Б — титаноносных массивов, В — платиноносных массивов. Анализы взяты из работы [277].

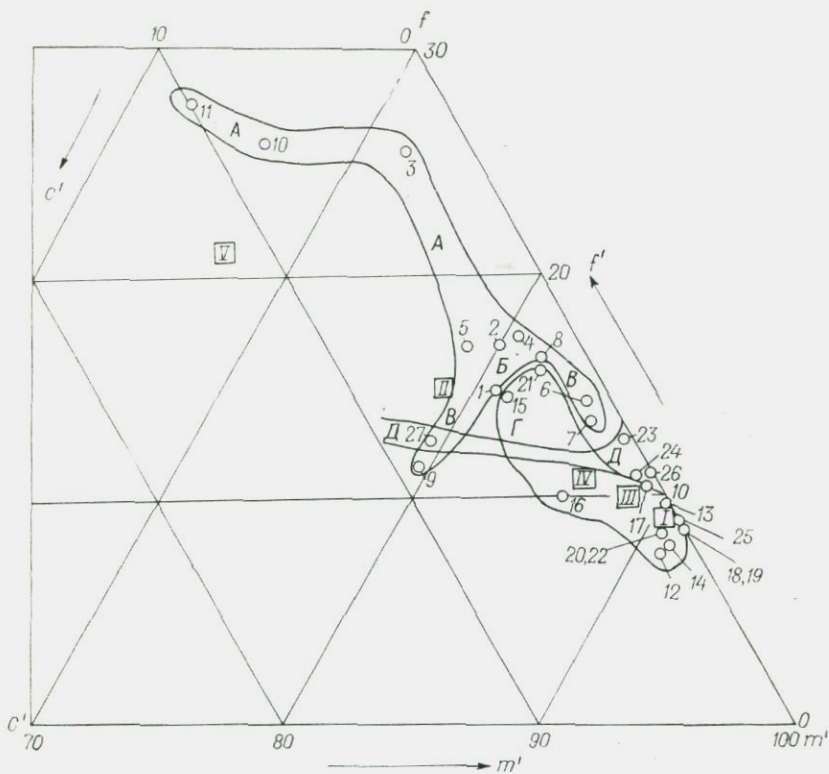


Рис. 15. Баричесентрическая диаграмма величин  $m'$ — $f'$ — $c'$  перидотитов, оливинитов и дунитов никеленосных, хромитеносных и платиноносных массивов.

Фигуративные точки типовых ультрабазитов: I — дунит, II — оливинит, III — гарцбургит, IV — лерцолит, V — верлит.

Фигуративные точки ультрабазитов рудоносных массивов: никеленосных — I — бронзиты Сопчи (15 ан.), 2 — гарцбургиты Мончегорского плутона (18 ан.), 3 — верлиты Печенги (6 ан.), 4 — верлиты довыренского комплекса (2 сб. ан.), 5 — верлиты юго-восточной части Воронежской антеклизы (14 сб. ан.), 6 — верлиты северо-восточной части Воронежской антеклизы (1 сб. ан.), 7 — верлиты КМА (1 сб. ан.), 8 — оливиниты юго-восточной части Воронежской антеклизы (6 сб. ан.), 9 — оливиниты северо-восточной части Воронежской антеклизы (1 сб. ан.); 10 — метаярцбургиты Аллареченского массива (3 ан.), 11 — метаярцбургиты массива Восток (3 ан.); хромитеносных — 12 — дуниты Кемпирсайского массива (7 ан.), 13 — дуниты Алапаевского массива (2 ан.), 14 — дуниты массива Южный Крака (5 ан.), 15 — дуниты массива Рай-Из (4 ан.), 16 — лерцолиты массива Южный Крака (4 ан.), 17 — лерцолит Кемпирсайского массива (1 ан.), 18 — гарцбургит Кемпирсайского массива (1 ан.), 19 — гарцбургиты Алапаевского массива (2 ан.), 20 — гарцбургиты массива Южный Крака (17 ан.), 21 — гарцбургиты Сарановского массива (17 ан.), 22 — гарцбургиты массива Рай-Из (2 ан.); платиноносных — 23 — дуниты Кытлымского массива (22 ан.), 24 — дуниты массива Денежгин Камель (8 ан.), 25 — дуниты Тагило-Баранчинского массива (6 ан.), 26 — гарцбургит Тагило-Баранчинского массива (1 ан.), 27 — верлиты Кытлымского массива (3 ан.).

Поля ультрабазитов: А — перидотитов никеленосных массивов печенгско-аллареченского типа, Б — оливинитов и перидотитов никеленосных массивов мончегорского типа, В — оливинитов и перидотитов слабоникеленосных массивов липецко-курского типа, Г — перидотитов и дунитов хромитеносных массивов, Д — перидотитов и дунитов платиноносных массивов.

Анализы взяты из работы [277].

Воронежской антеклизы очень убогая и сопровождается повышенным количеством аксессуарного хромита.

Сопоставляя изложенное, нетрудно видеть, что для всей группы никеленосных оливинсодержащих ультрабазитов ясно намечается обратная корреляционная взаимосвязь между содержаниями окиси магния и никеля в сингенетических рудах. Поскольку на первый взгляд этот вывод противоречит общеизвестному тезису о приуроченности медно-никелевого сульфидного оруденения к основным — ультраосновным породам с повышенной магнезиальностью (что, кстати, подтверждено данными табл. 10 и 11), это противоречие необходимо рассмотреть более подробно.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что обогащенность магнезией пород никеленосных массивов является не абсолютной, а относительной и устанавливается по разнице между наблюдаемым и кларковым содержаниями  $MgO$ , свойственными данной петрографической разности ультрабазитов\*. Закономерное возрастание магнезиальности оливинсодержащих ультрабазитов в ряду породы печенгско-аллареченского типа — породы мончегорского типа — породы липецко-курского типа является частным проявлением общей закономерности роста значения  $m'$  при переходе от титаноносных к никеленосным и далее — к хромито- и платиноносным ультрабазитам.

Далее, сера имеет большее родство с железом, чем с магнием. При малом содержании серы никель более склонен к изоморфному вхождению в решетки магнезиальных силикатов [178, 346], примером чего могут быть уральские хромитоносные ультрабазиты и высокомагнезиальные породы Северо-Байкальского и Центрально-русского регионов. Если сравнить степень обогащенности серой никеленосных ультрабазитов рассматриваемого ряда (см. табл. 19), то можно видеть закономерное убывание ее содержаний при переходе от печенгско-аллареченских к мончегорско-северобайкальским и далее к липецко-курским породам — именно поэтому и происходит одновременное обеднение сульфидным никелем связанных с этими породами сингенетических руд.

Весьма возможно, что в дальнейшем рассмотренные барицентрические диаграммы будут использоваться для оценки потенциальной металлоносности основных — ультраосновных массивов ряда регионов СССР; при этом необходимо помнить, что диаграммы позволяют осуществлять лишь первый этап геохимической разбраковки массивов — отнесение их к какому-либо потенциально металлоносному типу. Но в случае выявления

---

\* Известно, что наиболее магнезиальные ультрабазиты — дуниты — никогда не несут в себе существенных скоплений медно-никелевых сульфидных руд (исключая случаи появления более поздней гидротермально-метасоматической непромышленной медно-никелевой минерализации).

потенциально никеленосных массивов положение фигуративных точек оливинсодержащих ультрабазитов в тех или иных участках поля даст возможность в первом приближении судить о содержаниях никеля в сингенетических рудах.

#### *IV.3. Особенности распределения рудообразующих элементов в неминерализованных основных — ультраосновных породах массивов с различными видами собственно магматических руд*

Содержания никеля, меди, кобальта, хрома, титана и серы в неминерализованных базитах и ультрабазитах массивов с различными видами собственно магматических руд даны здесь в виде коэффициентов концентраций  $K_K$  — отношений наблюдаемых содержаний элементов к кларковым, рассчитанным для основных или ультраосновных пород А. П. Виноградовым [64]. Исключением являются данные о содержаниях  $H_2O^+$ , приводимые в виде весовых процентов, поскольку кларки конституционной влаги для базитов и гипербазитов до сих пор не рассчитаны.

Необходимость использования величин  $K_K$  рудообразующих элементов при геохимической оценке потенциальной рудоносности пород основных — ультраосновных массивов диктуется следующими факторами: а) резким различием кларков никеля, меди, кобальта, хрома, титана и серы базитов и ультрабазитов (см. табл. 4); это и заставляет оперировать с  $K_K$ , показывающими относительную обогащенность исследуемой породы тем или иным рудообразующим компонентом; б) значительными вариациями содержаний рудообразующих элементов в процессе становления многофазных массивов основных — ультраосновных пород (Северное Прибайкалье, Воронежская антеклизы); правильное представление о направленности этих вариаций можно получить, используя только относительные содержания рудообразующих компонентов в ультраосновных и основных фазах изучаемого объекта.

При наличии метаморфизованных основных — ультраосновных массивов весьма полезно строить вариационные диаграммы степень метаморфизма — значения  $K_K$  рудообразующих элементов. Этот прием можно применять вне зависимости от того, является ли метаморфизм изохимическим (ненарушающим первоначальные соотношения петрогенных компонентов) или же он сопровождается существенным изменением этих соотношений.

**Распределение рудообразующих элементов в неминерализованных основных — ультраосновных породах неникеленосных и никеленосных массивов.** Сводные данные о содержаниях и соотношениях рудообразующих элементов и летучих компонентов в неминерализованных основных — ультраосновных породах никеленосных и неникеленосных массивов ряда районов СССР, Канады и Северной Норвегии иллюстрируются табл. 12—14.

В этих таблицах все значения даны для неминерализованных (практически не содержащих сульфидов, не считая аксессуарной вкрапленности) пород средних и верхних горизонтов основных — ультраосновных массивов, в нижних (реже средних) частях которых находится сингенетическое вкрапленное оруденение. Эти породы в табл. 12 сравниваются с породами никеленосных массивов, опробование которых проводилось в основном по средним и верхним горизонтам интрузий.

Анализ данных, приводящихся в табл. 12, показывает следующее.

1. Как правило, неминерализованные породы средних и верхних горизонтов никеленосных массивов (неизменные, слабо измененные и сильно метаморфизованные) обладают более высокими значениями  $K_N$  никеля, кобальта, серы и содержаниями конституционной влаги, чем аналогичные по положению породы безрудных массивов того же региона (или того же тектоно-магматического цикла — Норильский, Северо-Байкальский, Центральнорусский районы). Исключением являются основные породы Норильска, где значения  $K_N$  кобальта одинаковы в обеих сравниваемых группах.

Характерно, что значения  $K_N$  никеля, кобальта и серы в различных районах СССР неодинаковы. При малых количествах серы (Северное Прибайкалье) резко возрастает значение  $K_N$  никеля в основных породах II фазы довырэнского интрузивного комплекса, с которыми связывается медно-никелевая сульфидная минерализация. Это хорошо согласуется с данными Э. Сэнделла и С. Голдича [346], И. И. Корнилова [178], согласно которым при кристаллизации расплава с недостатком серы происходит более интенсивное изоморфное замещение магния никелем в решетках оливина и пироксенов.

Отнюдь не случайны значения содержаний серы, зафиксированные в неминерализованных базитах промышленно никеленосных массивов Кольского полуострова, Норильского района и Садбери: 1,1—1,2 кларка, т. е. 0,22—0,24 вес. %. Экспериментами А. И. Альмухамедова и др. [5] показано, что в основных расплавах при температуре 1500°С растворяется не свыше 0,214—0,230 вес. % серы; при большем исходном количестве серы избыток ее, образуя соединения с железом, осаждается на дне тигля. Следовательно, наличие в каких-либо основных породах, не содержащих видимой сульфидной вкрапленности, 0,2 вес. % серы является признаком насыщенности исходного магматического расплава данным элементом. Однако из этого еще не следует делать вывода об обязательном наличии в изучаемом массиве медно-никелевых сульфидных руд; для этого необходим некоторый избыток серы, который пока не удастся зафиксировать с помощью тех или иных геохимических приемов при изучении надрудных участков основных никеленосных массивов.

Средние значения  $K_K$  рудообразующих элементов неминерализованных

Районы	Типы пород	Оруденение	Количество анализов рудообразующих компонентов *
<b>Неизменные и слабо</b>			
Кольский полуостров	Основные	Отсутствует	300
		Cu—Ni-сульфидное	610
	Ультраосновные	Отсутствует	150
Cu—Ni-сульфидное		560	
Северная Норвегия	Основные	Cu—Ni-сульфидное	—
	Северное Прибайкалье	Основные	Отсутствует
Ультраосновные		Cu—Ni-сульфидное	244
		Отсутствует	24
Норильский	Основные	Cu—Ni-сульфидное	168
		Отсутствует	50
Садбери, Канада	Основные-средние	Cu—Ni-сульфидное	320
		Cu—Ni-сульфидное	—
Керр Бойд Рок, Западная Австралия	Ультраосновные	Cu—Ni-сульфидное	2
<b>Сильно изменен</b>			
Центральнорусский	Интенсивно метаморфизованные ультраосновные	Отсутствует	87
		Cu—Ni-сульфидное	567
Северное Прибайкалье	То же	Отсутствует	8
		Cu—Ni-сульфидное	88

\* За исключением серы и  $H_2O^+$ .

\*\* По данным А. Вандже и Р. Гофмана [539], в норитах Садбери содержится 0,54, в тому, эти данные завышены за счет опробования сульфидсодержащих пород.

2. Каких-либо общих закономерностей в значениях  $K_K$  хрома и титана не наблюдается, но в пределах одного района эти элементы иногда могут быть дополнительными индикаторами никеленосности. Так, для никеленосных габбро-долеритов Норильска характерны повышенные значения  $K_K$  хрома и пониженные — титана [73].

3. При интенсивном метаморфизме ультраосновных пород безрудных и никеленосных массивов (Северное Прибайкалье) происходит уменьшение абсолютных значений  $K_K$  никеля и кобальта, но тем не менее породы никеленосных массивов все же обладают относительно повышенными значениями  $K_K$  этих двух

основных — ультраосновных пород никеленосных районов мира

Средние значения $K_K$						Содержание $H_2O^+$ , вес. %	Авторы данных
Ni	Co	Cu	Cr	Ti	S		
<b>измененные породы</b>							
0,8	0,6	0,8	1,2	0,05	0,05	0,09	Д. В. Полферов
2,1	1,3	0,8	1,2	0,3	1,1	2,13	Он же
1,0	0,6	1,7	1,3	0,05	0,06	2,38	»
2,3	1,0	5,1	0,9	0,3	0,8	4,03	»
1,4—3,6	—	—	—	—	—	—	И. Фогт
1,3	0,4	0,9	1,3	0,02	0,07	1,16	Д. В. Полферов
5,9	2,5	0,9	2,7	0,03	0,10	3,55	Он же
0,6	0,5	1,1	1,4	0,15	0,01	0,72	»
1,4	0,7	2,1	0,6	0,08	0,06	2,33	»
1,2	1,2	0,9	1,3	1,4	0,3	—	М. Н. Годлевский, И. Д. Волков, Д. А. Додин
2,1	1,0	3,6	2,6	0,7	1,2	2,30—3,76	Они же
1,4	—	1,5	—	—	1,1 **	3,25	Б. Сауч, Д. Максвелл
1,9	—	5,1	—	0,5	1,10	—	А. Пурвис
<b>ные породы</b>							
0,12	0,57	2,31	0,84	0,02	2,30	—	Д. В. Полферов
0,43	0,50	1,89	0,80	0,06	0,76	—	Он же
0,40	0,10	0,07	0,3	0,007	0,02	—	Д. В. Полферов
0,95	0,46	1,60	0,60	0,064	0,06	—	Он же

микропегматитах — 0,19% серы, откуда  $K_K$  серы равны соответственно 2,7 и 4,7. По-види-

элементов. Более четко контрастность проявлена для значений  $K_K$  никеля.

Отмеченные закономерности проявляются не только при сравнении отдельных массивов основных — ультраосновных пород [275], но и при сравнениях отдельных интрузивных фаз никеленосных массивов [338].

Весьма важной является прямая зависимость между значениями  $K_K$  никеля в неминерализованных основных — ультраосновных породах средних и верхних горизонтов никеленосных массивов и его содержаниями в сингенетических вмещающих рудах, локализирующихся в нижних частях массивов (см.

Зависимость значений  $K_K$  никеля в неминерализованных породах никеленосных массивов от содержаний никеля в сингенетических рудах (по данным И. Фогта, М. Н. Годлевского, Д. В. Полферова, В. Н. Егорова)

Содержание никеля	Значения $K_K$ никеля				
	Кольский полуостров, основные породы (610 анализов)	Северная Норвегия, основные породы (число анализов не известно)	Северное Прибайкалье, основные оливиновые держание породы (244 анализа)	Норильский район, основные породы (320 анализов)	Воронежская антеклиз, метамультраабиты (454 анализа)
Некондиционное	0,8	—	—	0,5	0,12
Бедное	1,0	—	3,9	1,9	0,25
Ниже среднего	1,2	—	4,5	2,4	0,31
Среднее	2,5	—	8,7	—	0,70
Богатое	3,8	1,4—2,6	—	—	—
Очень богатое	—	3,6	—	—	—

табл. 13). Впервые данная зависимость была подмечена И. Фогтом: «В основном с возрастанием содержаний никеля в породах отмечается возрастание содержаний никеля в сегрегированных рудах, хотя и имеются некоторые исключения» [529, с. 348]\*. Использование правила Фогта наиболее надежно в случае сравнения групп основных — ультраосновных массивов, относящихся к одному тектоно-магматическому циклу и подвергшихся примерно одинаковому по типу и степени проявления постериорным изменениям. В противном случае могут быть существенные нарушения этого правила.

О вероятных содержаниях никеля в сингенетических рудах какого-либо потенциально никеленосного массива и о возможности нахождения в нем эпигенетических руд можно судить и по второму, не менее важному геохимическому критерию — отношению  $K_R Ni : K_R S$  в неминерализованных породах (см. табл. 14 и рис. 16).

Для пород некоторых никеленосных массивов Кольского полуострова и Норильска, где эпигенетические руды играют существенную роль, данное отношение равно в среднем  $3 \div 1,5 : 1$ , причем сами значения  $K_K$  выражены целыми числами. В никеленосных массивах Воронежской антеклизы (Нижний Мамон, Подколдновка), где собственно эпигенетические руды почти не развиты, рассматриваемое отношение равно  $2,9 \div 1,1 : 1$  (см. рис. 16), т. е. близко к оптимальному, но при этом значения  $K_K$  выражаются десятными долями (см. табл. 12, 13).

\* Основанием для такого вывода явилось сопоставление содержаний никеля в породах и вкрапленных рудах четырех норвежских месторождений: Хозангер, Рамзаас, Бамле, Эртели.

Зависимость значения отношения  $K_K Ni : K_K S$  в неминерализованных основных — ультраосновных породах никеленосных массивов от наличия эпигенетического оруденения и от обогащенности сингенетических руд никелем

Районы	Типы пород	Cu — Ni-минерализация	$K_K Ni : K_K S$	Роль эпигенетического оруденения в балансе запасов	Сингенетическое оруденение
Кольский	Основные	Отсутствует Имеется	16 : 1 1,9 : 1	Большая	Среднее, богатое
	Ультраосновные	Отсутствует Имеется	16 : 1 1,3—2,9 : 1		
Норильский	Основные	Отсутствует Имеется	4 : 1 1,5—1,9 : 1	Очень большая	Среднее, бедное
Северо-Байкальский	Основные	Отсутствует Имеется	18,5 : 1 59,0 : 1	Очень малая	Среднее, бедное
	Ультраосновные	Отсутствует Имеется	60,0 : 1 23,4 : 1		
Центрально-русский	Ультраосновные	Отсутствует Имеется	0,05 : 1 0,57 : 1 *	Очень малая	Среднее, бедное

\* Среднее по ультраосновным породам никеленосных массивов.

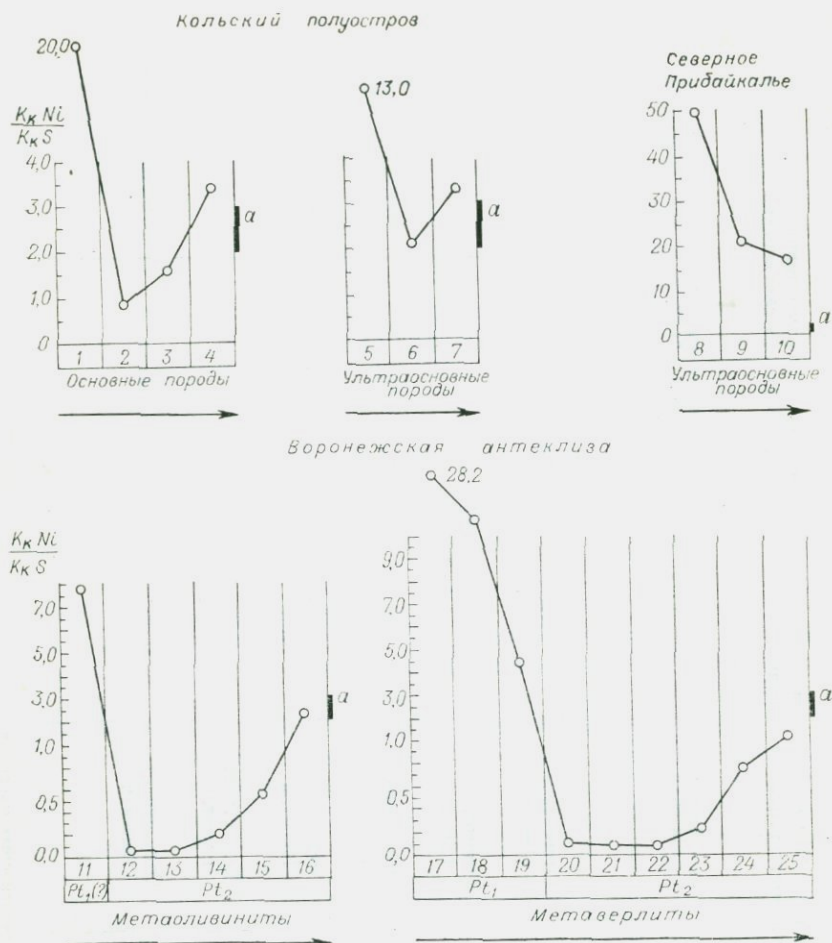


Рис. 16. Взаимозависимость отношений  $K_Ni : K_S$  в неминерализованных основных — ультраосновных породах никеленосных массивов и содержаний Ni в сингенетическом оруденении.

Массивы: 1, 5 — Мончегорский, 2, 6 — Ждановский, 3 — Ловноозерский, 4, 7 — Котсельвара, 8 — Нюрундуканский, 9 — Июко-Довыренский, 10 — Чайский, 11, 18 — Шукавка, 12, 21 — Южная Русская Журавка, 13, 22 — Северная Русская Журавка, 14, 23 — Петровка, 15 — Подколдновка, 16, 25 — Нижний Мамон, 17 — Жидеевка, 19 — Кувшиново, 20 — Каменка, 24 — Мамоновка. *a* — оптимум отношения  $K_Ni : K_S$ . Стрелками показан рост содержания никеля в сингенетическом оруденении.

Прямая корреляционная зависимость между значениями отношений  $K_Ni : K_S$  и интенсивностью медно-никелевого оруденения иллюстрируется на примерах массивов Кольского региона и Воронежской антеклизы (см. рис. 16). Но иногда (высокомагнетизальные ультраосновные массивы Северного Прибайкалья с низкими содержаниями серы и повышенными — силикатного

никеля) данная корреляционная зависимость становится обратной. Однако и здесь наибольшая близость отношений  $K_R Ni : K_R S$  к оптимуму наблюдается в массиве с более богатым оруденением (Чайский).

Если исходить из представления о собственно магматической природе медно-никелевых руд, то оптимум отношения  $K_R Ni : K_R S$ , равный  $3 \div 1,5 : 1$ , скорее всего, отражает наиболее благоприятное для осуществления ликвации соотношение никеля и серы в исходном расплаве\*. Если при таком соотношении абсолютные количества и никеля и серы были достаточно велики, то при прочих равных условиях имелось больше шансов не только на возникновение эпигенетических руд, но и на обогащение никелем и серой силикатной части расплава. Если же оба компонента содержались в расплаве в меньших абсолютных количествах (но при том же оптимальном соотношении), то вероятность образования эпигенетических руд по вполне очевидной причине была весьма малой, при этом должна была снизиться и обогащенность никелем и серой силикатной части расплава.

Для определения никеленосности сравнительно небольших по размерам (1—3 км) массивов, слагаемых интенсивно измененными ультрабазитами, может быть использовано дифференциальное поведение кривых  $K_R$  никеля, кобальта, меди и серы на вариационных диаграммах «степень метаморфизма — значения  $K_R$ » (рис. 17—19).

Подъем (порой скачкообразный) указанных кривых при усилении степени метаморфизма пород будет свидетельствовать о возможном наличии в массиве медно-никелевого сульфидного оруденения (см. рис. 17). Общий спад кривых с усилением степени метаморфизма говорит о бесперспективности данного массива, в отношении медно-никелевого оруденения (см. рис. 18). Если при усилении метаморфизма наблюдается спад кривых  $K_R$  никеля, кобальта, меди и одновременно — рост кривой  $K_R$  серы (см. рис. 19), то в массиве может иметься существенно пирротинное оруденение, как правило малоинтересное в практическом отношении. Аналогичное явление наблюдается при метаморфизме основных — ультраосновных пород неминерализованных массивов в том случае, когда вмещающие толщи обогащены пиритом и (или) пирротинном. Так, например, рост  $K_R$  серы в метаультрабазитах неминерализованных массивов Печенгского рудного поля за счет ее привноса извне был отмечен в разное время А. А. Предовским и Ю. И. Филимоновым. Наконец, возможен рост значений  $K_R$  никеля, кобальта и меди (но не  $K_R$  серы!) метабазитов дифференцированных основных — ультраосновных массивов за счет миграции указанных элементов из ультраосновных дериватов [338]. В трех приведенных приме-

\* В самих медно-никелевых сульфидных рудах отношение никеля к сере (но не их  $K_R$ !) равно в среднем  $1 : 6$ , варьируя в пределах  $1 : 4,6 \div 1 : 9$  [315].

рах (см. рис. 17—19) вариации содержаний рудообразующих элементов были связаны с влиянием более поздних гранитов; аналогичные факты наблюдались и ранее [359, 540].

Не исключено, что при оценке потенциальной никеленосности основных — ультраосновных массивов могут быть использо-

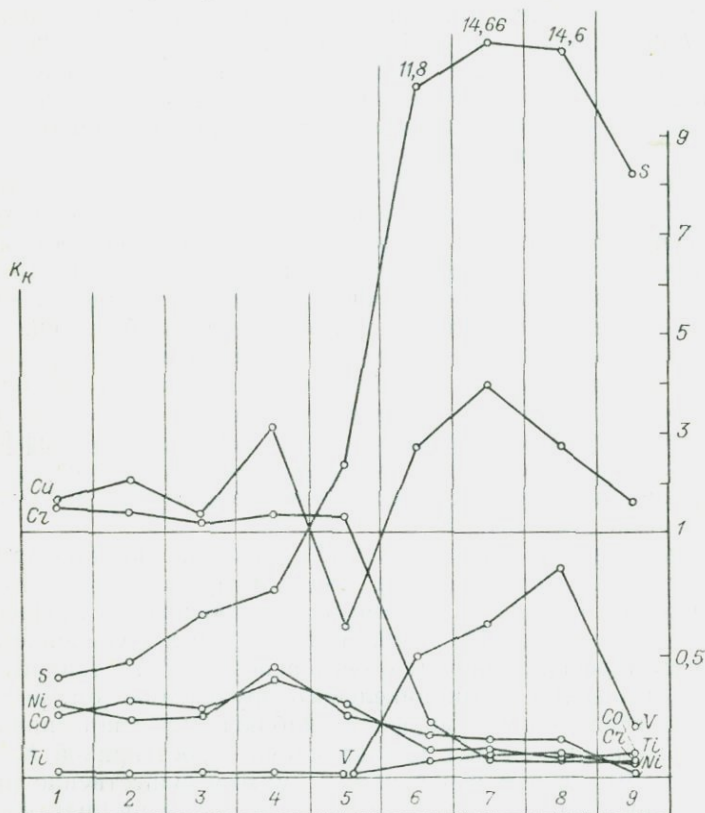


Рис. 17. Поведение кривых  $K_k$  рудообразующих элементов при метаморфизме пород никеленосных массивов. Массив Подколдновка, юго-восточная часть Воронежской антеклизы.

Оливиниты: 1—4 — серпентинизированные (степень метаморфизма возрастает от графы 1 к графе 4). 5 — амфиболитизированные, 6—9 — мигматизированные (степень метаморфизма возрастает от графы 6 к графе 9).

ваны (кроме никеля, меди, кобальта и серы) некоторые другие элементы. Среди них в первую очередь следует выделить золото — попутный компонент медно-никелевых сульфидных руд. Сравнение средних содержаний золота в гипербазитах и базитах различных районов СССР показывает, что неминерализованные породы никеленосных и хромитоносных массивов заметно обогащены данным элементом. Так, например, согласно

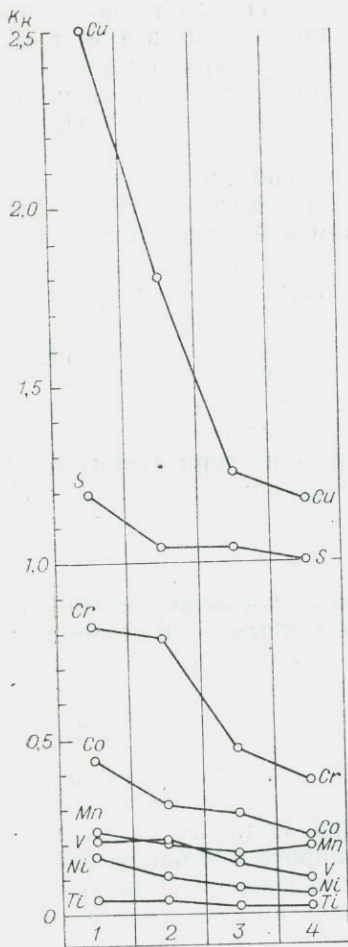


Рис. 18. Поведение кривых  $K_R$  рудообразующих элементов при метаморфизме пород никельносных массивов. Массив Каменка, юго-восточная часть Воронежской антеклизы.

Серпентинит: 1 — апооливинитовый, 2 — апооливинитовый, отаглькованный, 3 — апооливинитовый, карбонатизированный, 4 — апооливинитовый, отаглькованный и карбонатизированный.

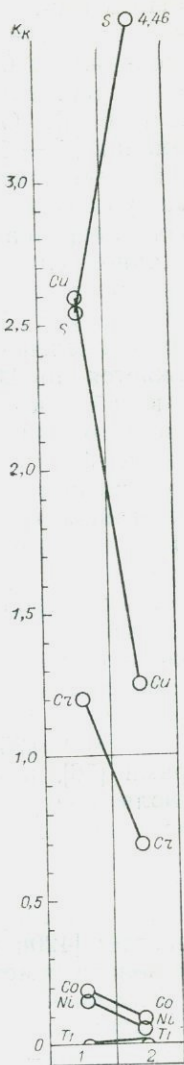


Рис. 19. Поведение кривых  $K_R$  рудообразующих элементов при метаморфизме массива с непромышленным пирит-пирротинным оруденением. Массив Русская Журавка, юго-восточная часть Воронежской антеклизы.

Серпентинит: 1 — апоперидотитовый, 2 — хлоритизированный, карбонатизированный и осланцованный, апоперидотитовый.

Н. Т. Воскресенской и др. [74], дуниты Урала содержат 22—53 мг/т золота (при кларке ультрабазитов 5 мг/т [65]), а дуниты Енисейского кряжа — 4,9 мг/т [206]; в ультрабазитах Гулинского массива содержится 6,7 мг/т золота [249].

Среднее содержание золота в траппах Сибирской платформы по данным Б. В. Олейникова [249] — 11,8 мг/т, по данным Г. Н. Аношина [7] — 7,4 мг/т (при кларке базитов 4 мг/т [65]). Более четко выделяются повышенными содержаниями золота отдельные рудоносные массивы. Габбро-долериты верхней части Талнахского интрузива содержат 44—67 мг/т золота [102], и поэтому в данном случае  $K_K Au$  резко повышенный (11,0—16,7). Для оливиновых долеритов потенциально никеленосной Ары-ляхской интрузии  $K_K Au$  равен 6,0 [125]\*, тогда как для габбро-долеритов неникеленосной Верхнеавамской интрузии этот параметр снижается до 3,0 [125].  $K_K Au$  базитов массива Лукинда, несущего в себе непромышленное существенно пирротинное оруденение, равен 1,0—1,2 [406].

Отдельные факты говорят о том, что при метаморфизме породы рудоносных основных — ультраосновных массивов несколько обогащаются золотом, а породы нерудоносных — обедняются. Так, например, переход от неизмененных хромитоносных ультрабазитов Урала и Армении к их серпентинизированным разностям сопровождается ростом содержания золота [44], а серпентинизация дунитов Енисейского кряжа вызывает снижение содержания золота [206]. Вероятнее всего, что при метаморфизме надрудных пород никеленосных массивов будет также наблюдаться рост содержания золота, поскольку сами руды содержат его [100, 125, 420]. Так, по данным Б. В. Гавриленко с соавторами [76], в неизмененных гипербазитах Печенгского рудного поля содержится 3,0, в апогипербазитовых серпентинитах с тремолитом, тальком и карбонатами — 12,0 мг/т золота.

Попутно заметим, что при переходе от существенно пирротинных руд к халькопиритовым и талнахитовым содержание золота возрастает [420]; среди сульфидов наиболее высокие концентрации золота отмечены в халькопирите и кубаните [57, 125, 285, 420]. Для окончательного решения вопроса об использовании золота при оценке потенциальной никеленосности основных — ультраосновных массивов все же необходим дополнительный фактический материал; в первую очередь следует получить данные о содержаниях этого элемента в неминерализованных породах рудоносных массивов Карело-Кольского региона.

Далее, некоторый интерес представляют собой фрагментарные данные о содержаниях хлора, фтора, бора, селена и мышьяка в породах никеленосных массивов. Известно, например, что

---

\* При расчете сделана поправка на возможную межлабораторную ошибку определения золота — примерно двойное завышение содержания.

на Кольском полуострове при наличии медно-никелевого сульфидного оруденения в надрудных базитах наблюдается снижение содержаний хлора, причем в обратной зависимости от интенсивности медно-никелевого оруденения [272]. Относительная обедненность хлором отмечена для никеленосных интрузий Норильского района [62].

Содержания фтора в породах никеленосных массивов также пониженные. Так, в габбро-долеритах Норильского района содержится 30—800, в титаноносных базитах Копанского массива — 100—4300, в базитах Волковского массива с медно-титановой минерализацией — 130—460 г/т фтора [175]. Снижение содержаний фтора в сульфидсодержащих траппах Пай-Хоя отмечено Б. А. Остащенко [259]. В никеленосных ультрабазитах — включениях в кимберлитах, океанических и альпинотипных гипербазитах — содержится 150—540 [1, 239], в никеленосных ультрабазитах Печенгского района в среднем 110 г/т фтора [281].

Не исключено, что хлор и фтор являются «элементами-антииндикаторами» никеленосности основных — ультраосновных пород. Это предположение основывается не только на приведенных выше эмпирических данных: согласно В. В. Щербине [410], эти элементы по степени повышения кислотности среды являются наиболее активными в ряду летучих:



Оба элемента чужды участвующим в протокристаллизации; плюс ко всему восстановительная обстановка, при которой идет формирование медно-никелевых сульфидных руд, также исключает появление значительного количества наиболее активных окислителей (в том числе и галоидов).

Для бора, наоборот, намечаются более высокие содержания в породах никеленосных массивов. Так, сульфидоносные траппы Пай-Хоя содержат 140, а траппы безрудных массивов — 10—40 г/т бора [259]. По данным Г. Ф. Анастасенко [6], базальты северо-западной части Сибирской платформы содержат в среднем 19 г/т бора, что в 6 раз превышает кларк основных пород, а габбро-долериты ряда дифференцированных интрузивов — Норильска-1, Талнахской, горы Черной, Хуперско-Холуканской и др. — 24 г/т бора (семикратное превышение кларка).

Исследованиями Ю. П. Шергиной [394] отмечены факты относительной обогащенности изотопом  $^{11}\text{B}$  пород никеленосных массивов ряда районов Кольского полуострова; причины этого явления пока не ясны, возможно, что оно связано с процессами, идущими в верхней мантии.

По данным Л. С. Бородина [45], в группе основных пород наиболее высокие содержания селена отмечены в габбро-долеритах дифференцированных интрузий Сибирской платформы, в базитах Кольского полуострова и БССР (сами содержания соответственно равны,  $10^{-6}\%$ : 34, 23 и 28); в группе ультрабазитов

максимум селена ( $52 \cdot 10^{-6}\%$ ) установлен в перидотитах и пироксенитах габбро-перидотитовых массивов Кольского полуострова. Следовательно, есть основания предполагать, что повышенные содержания селена свойственны породам никеленосных комплексов Сибири и Северо-Запада РСФСР, и поэтому селен наравне с серой может быть дополнительным индикатором потенциальной никеленосности.

Согласно Х. Ониси и Э. Сэнделлу [256], габбро Бушвелдского лополита и норит Садбери содержат соответственно 2,6 и 3,8 мкг/г мышьяка при среднем содержании в группе габбро 1,4 мкг/г; некоторая обогащенность мышьяком характерна для пород никеленосных массивов Кольского полуострова.

Заканчивая разбор геохимических критериев никеленосности основных — ультраосновных массивов, следует особо подчеркнуть, что при использовании этих критериев все отмеченные закономерности вариаций числовых характеристик,  $K_K$  рудообразующих элементов и отношения  $K_K Ni : K_K S$  необходимо учитывать одновременно. Очевидность этого тезиса вытекает из самой природы медно-никелевого сульфидного оруденения. Использование только одной группы критериев (например, трех числовых характеристик) может привести к ошибочному заключению о перспективах исследуемого массива.

**Данные о распределении рудообразующих элементов в неминерализованных основных — ультраосновных породах массивов с титаномагнетитовым, хромитовым и платино-хромитовым оруденением (на примере Урала).** Сведения о содержаниях рудообразующих элементов в основных — ультраосновных породах ряда рудоносных массивов Урала приводятся в табл. 15. Рассмотрение ее показывает следующее.

1. Основные породы массивов с бедной титаномагнетитовой минерализацией (Кумбинский) содержат меньшие количества титана, чем породы массивов с промышленным оруденением (Кусинский и др.);

2. Основные породы массивов с хромитовой минерализацией (Сарановский) отличаются от титаноносных повышенными содержаниями хрома.

3. Основные породы массивов с бедной медно-сульфидной минерализацией (Серебряный Камень) содержат мало никеля и титана, но концентрации меди в них более чем в 3 раза превышают кларковые.

4. Ультраосновные породы интрузий с бедной хромитовой минерализацией (Рай-Из) обладают пониженными содержаниями хрома по сравнению с породами массивов, несущих в себе более богатое оруденение (Сарановский, Алапаевский, Южный Крака) \*, а также низкими содержаниями титана. Об-

\* По данным И. А. Малахова [224], в дунитах и гарцбургитах хромитовых массивов Урала содержится в среднем 0,45%  $Cr_2O_3$ , а в аналогичных породах нехромитовых массивов — 0,35%. Значения  $K_K$  хрома для двух-

ращает на себя внимание высокое содержание никеля ( $K_K = 1,98 \div 1,87$ ) в хромитоносных гипербазитах Урала, однако из ряда работ [402 и др.] известно, что никель присутствует здесь главным образом в силикатной форме; это подтверждается, в частности, низкими содержаниями серы (Кемпирсайский, Южный Крака и другие массивы).

5. Ультрабазиты с хромито-платиновой минерализацией (Кытлымский, Нижнетагильский массивы) содержат меньшие количества никеля, чем собственно хромитоносные породы.

Четкая геохимическая специализация намечается и для основных пород титаносных массивов других районов СССР. Так, по данным А. П. Лебедева [198], габбро Ангашанского массива (Забайкалье), содержащего в себе ильменит-магнетитовое оруденение, характеризуется следующими значениями  $K_K$  рудообразующих элементов: никель — 0,43, кобальт — 1,11, медь — 0,50, хром — 0,26, титан — 1,93, ванадий — 1,00. В габбро титаносного Арсентьевского массива (Бурятская АССР)  $K_K$  титана достигает 2,1 [38]. По данным Ю. И. Калининна, габбро-диабазы Пудожгорского месторождения титаномagnetитовых руд обладают избытком титана ( $K_K = 1,63$ ) и заметным дефицитом никеля и серы ( $K_K$  соответственно 0,32 и 0,3). О возможности применимости правила Фогта при оценке потенциальной титаносности основных — ультраосновных массивов свидетельствуют наблюдения Н. Н. Кускова [192] и В. С. Мясникова [241].

Весьма показательны изменения в содержаниях петрогенных и рудообразующих компонентов, происходящие при гранитизации титаносных верлитов Улитареченского массива на Кольском полуострове. Сам процесс гранитизации был изучен и описан В. В. Ждановым [147]. На рис. 20 отчетливо виден гетерохимический характер процесса гранитизации: до определенной стадии (группы 1—4) процесс сопровождается резким возрастанием  $K_K$  титана (скорее всего — за счет выноса данного элемента из скоплений ильменита в рудовмещающие ультрабазиты) и одновременно резким снижением  $K_K$  никеля и хрома. Поскольку мигматиты и граниты экзоконтактовой зоны (группы 5, 6) заметно обогащены хромом и никелем, два данных элемента, скорее всего, выносятся за пределы массива.

Судя по данным И. А. Малахова [225], имеются примеры роста  $K_K$  хрома при метаморфизме хромитоносных гипербазитов Урала. Все это плюс сказанное ранее свидетельствует о том, что вариационные диаграммы «степени метаморфизма — значения  $K_K$  рудообразующих элементов» — могут использоваться при определении перспектив рудоносности базитов и гипербазитов с любой

---

указанных групп пород будут соответственно равны 1,37 и 1,06. Н. Д. Соболев [326] установил, что среднее содержание трехоксида хрома в дунитах и перидотитах Кемпирсайского массива равно 0,34%, тогда как аналогичные породы практически нехромитоносного Восточно-Тагильского массива содержат всего 0,24%  $Cr_2O_3$ .

Значения  $K_K$  рудообразующих элементов неминерализованных основных-ультраосновных пород некоторых рудоносных массивов Урала. Данные анализов О. А. Воробьевой, А. Н. Заварицкого, И. А. Малахова, В. Ф. Морковкиной, Г. А. Соколова, П. М. Татарина, Ю. Д. Смирнова

Тип оруденения	Содержание главных рудообразующих элементов в руде	Массивы	Количество химических анализов	Значения $K_K$			Примечание
				Ni	Ti	Cr	
Основные							
Платино-хромитовое	—	Денежкин Камень	8	—	0,5	—	—
Титано-магнетитовое	Низкое	Кумбинский	11	—	0,5	0,3	$K_{KS} = 0,2$
	Высокое	Кусинский	7	—	1,2	—	—
	»	Копанский	2	—	1,8	0,5	$K_{KS} = 1,5$
Хромитовое	»	Юбрышкин Камень	1	—	0,8	—	—
	»	Сарановский	10	—	0,7	1,6	—
Медно-никелевое сульфидное	—	Чурольский и др.	9	—	0,6	0,7	—
Медно-сульфидное	—	Серебряный Камень	4	0,3	0,6	—	$K_{KCu} = 3,2$
Ультраосновные							
Хромитовое	Низкое	Рай-Из	8	1,3	—	0,9	—
	Среднее и высокое	Алапаевский	19	1,87	0,1	1,45	—
	То же	Южный Крака	18	1,98	0,06	1,07	$K_{KS} < 0,2$
	»	Сарановский	26 (10) *	1,70	0,3	2,30	$K_{KS} = 0,3$
Платино-хромитовое	»	Кемпирсайский	15 (6) *	1,80	0,02	1,1	$K_{KS} = 0,4$ **
	—	Кытлымский	14 (44) *	1,00	0,06	0,70	$K_{KS} = 0,06$
	—	Нижнетагильский	236	0,80	0,02	1,33	—

\* В скобках — количество спектральных анализов.

\*\* По другим данным [155] 0,3.

металлогенической специализацией. Этот вывод логически увязывается с положением о собственно магматической природе медно-никелевых сульфидных, ильменит-магнетитовых, хромитовых и платино-хромитовых руд.

Данные о содержаниях платины и палладия в основных и ультраосновных породах фоновых, никеленосных и платинонос-

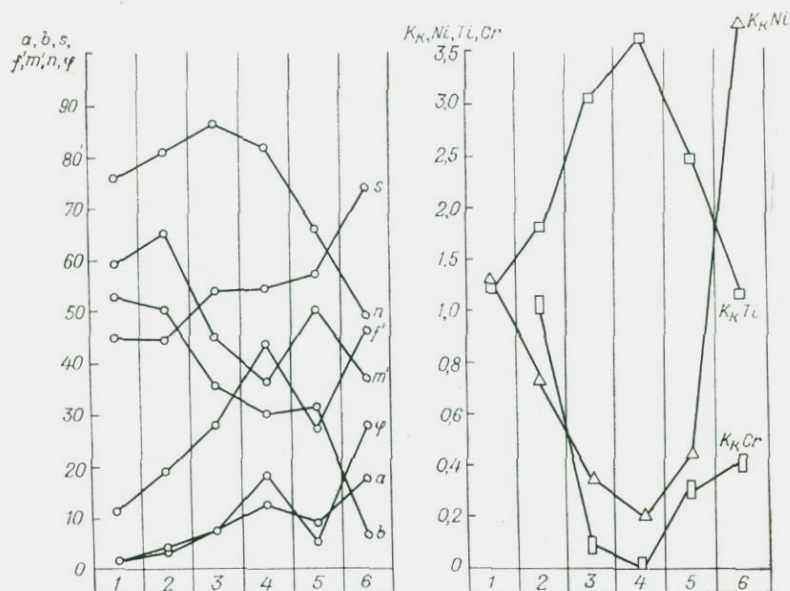


Рис. 20. Изменение значений числовых характеристик и  $K_k$  рудообразующих элементов при мигматизации титаноносных верлитов Улитаре-ченского массива, Кольский полуостров. Анализы заимствованы из ра-боты В. В. Жданова [147].

1 — верлит (100 м от контакта с гранитом), 2 — верлит (20 м от контакта с гранитом), 3 — слабо измененный верлит (8 м от контакта с гранитом), 4 — измененный верлит (1 м от контакта с гранитом), 5 — сильно измененный верлит (0,3 м от контакта с гранитом), 6 — гранит (непосредственный контакт с верлитом).

ных массивов мира (см. табл. 9 и 16) показывают следующее:

1) при высоких содержаниях этих элементов (дуниты Бушвелдского лополита) отмечается сильный разброс данных, что является следствием двух причин: а) незакономерного пространственного распространения платино- и палладийсодержащих минералов, б) ошибок применявшихся методик анализа\*;

2) в большинстве случаев значения  $K_k$  платины и палладия пород никеленосных и платиноносных массивов выше, чем те же значения в фоновых массивах. Лишь иногда ультрабазиты, заметно удаленные от зон платино-хромитовой минерализации,

\* Этот фактор особенно подчеркивается О. Е. Юшко-Захаровой с соавторами [418].

обладают такими же значениями  $K_K$  двух данных элементов, как и фоновые породы.

**Некоторые данные о распределении рудообразующих элементов в ультрабазитах щелочных формаций.** Согласно А. А. Кухаренко [195], перидотиты и оливиниты щелочных массивов Кольского полуострова обладают резко повышенными значениями  $K_K$  тантала, ниобия, церия, лантана, празеодима, неодима, европия и заметно повышенными — титана, ванадия, т. е. тех элементов, которые в данном случае являются рудообразующими. Одновременно с этим для рассматриваемых пород характерны резко пониженные значения  $K_K$  никеля (0,2), кобальта (0,3), меди (1,1), хрома (0,3) — гораздо меньшие, чем в фоновых массивах Кольского полуострова. То же наблюдается в щелочных ультрабазитах Маймеча-Котуйской провинции: по данным В. И. Гоньшаковой и Л. С. Егорова [105], в дунитах, оливинитах и перидотитах указанного района  $K_K$  никеля равны 0,58—0,89, кобальта — 0,50—1,00, меди — 0,25—0,37, хрома — 0,10—0,43 и лишь  $K_K$  титана резко повышен (1,33—4,23).

Несколько раньше В. И. Гоньшакова [104] установила, что щелочные ультрабазиты Маймеча-Котуйского района характеризуются повышенными содержаниями тория по сравнению с ультрабазитами щелочно-земельного ряда: отношение тория к урану в первых равно  $7 \div 10 : 1$ , в то время как во вторых ультрабазитах оно варьирует в пределах от 0,7 : 1 до 5,0 : 1.

Рассмотренный фактический материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Для собственно магматических месторождений — медно-никелевых сульфидных, ильменит-магнетитовых, хромитовых, платино-хромитовых, титан-редкоземельных — отчетливо проявляется обогащенность неминерализованных пород рудоносных интрузивов главными рудообразующими элементами.

2. В никеленосных, а возможно, и в титаносных, хромитосных и платино-хромитосных массивах проявляется правило Фогта — прямая корреляционная зависимость  $K_K$  рудообразующих элементов в неминерализованных породах и содержаниях этих элементов в самих рудах.

3. По значению отношения  $K_K \text{ Ni} : K_K \text{ S}$  (с обязательным учетом порядка самих значений  $K_K$ ) можно ориентировочно судить о вероятности встречи в породах основного — ультраосновного массива богатых син- и эпигенетических медно-никелевых руд.

#### *IV.4. Петро- и геохимические особенности резко расслоенных базит-гипербазитовых массивов с несколькими видами собственно магматических руд*

В предыдущих разделах рассмотрены петро- и геохимические особенности пород одно- и многофазных основных — ультраосновных массивов с каким-либо одним ведущим видом соб-

ственно магматических руд. Представляется небезынтесным рассмотреть эти же особенности в группе резко расслоенных основных — ультраосновных массивов, несущих в себе промышленные скопления нескольких видов собственно магматических руд. На территории СССР такие массивы пока не установлены, и для решения поставленного вопроса придется воспользоваться данными зарубежных геологов, изучавших Бушвелдский лополит, массив Стиллутер и Великую Дайку Южной Родезии\*. Бушвелдский лополит описали А. Хэлл [466], П. Вагнер [537], И. Фогт [532], Р. Гофман [477], К. Швеллнус [520], Е. Кэмерон [442, 443], К. Коузинс [449, 450], К. Либенберг [493], Д. Фергусон [457], Д. Виллемс [541, 542], Ф. Аткинс [430], массив Стиллутер — Д. Пиплз [507, 508], У. Джонс [481], Г. Хесс [475], Э. Джексон [478, 479], Н. Пэйдж [502]. Наиболее детальные описания Великой Дайки были сделаны Г. Хессом [474] и Б. Уорстом [546]. Сводные работы по слонстым массивам основных — ультраосновных пород, в которых имеются также сведения и по упомянутым выше интрузивам, принадлежат перу П. Виллье [544], Л. Уэйджера и Дж. Броуна [536].

Не вдаваясь в подробное описание чрезвычайно своеобразной и интересной геологии перечисленных слоистых интрузий, отметим лишь некоторые их особенности: а) расположение массивов на докембрийских щитах; б) докембрийский возраст самих массивов; в) пласто- и лополитообразную форму массивов и пологие углы склонения осевых частей лополитов (при различных углах падения полосатости на крыльях лополитов); г) идеально выраженную псевдостратифицированность, обусловленную частой перемежаемостью резко ограниченных прослоев пород различного минералогического состава; д) общее асимметричное строение — преимущественную локализацию ультраосновных и меланократовых основных пород в нижних частях массивов; е) наличие в одном и том же массиве значительных скоплений 2—3 видов собственно магматических руд, приуроченных к различным по минералогическому составу прослоям (т. е. расположенных на различных гипсометрических уровнях); ж) наличие многослойных пластообразных залежей какого-либо одного вида собственно магматических руд (большой частью хромитовых).

Наиболее разнообразна минералогия Бушвелдского лополита, несущего в себе слои платино- и хромитосодержащих норит-пироксенитов с примесью медно-никелевых сульфидов (риф Меренского), слои хромититов и в верхней части слои титано-

---

\* Однотипным по характеру расслоенности и минерализации является недавно открытый на северо-западе Канады массив Маскокс [523], весьма близкий по своему строению к Великой Дайке и несущий в себе зоны медно-никелевого, медного и титаномагнетитового оруденения [446]. Однако в указанных работах совершенно отсутствуют какие-либо данные о химизме пород и руд этого массива.

Петро- и геохимические характеристики основных-ультраосновных пород магматических руд. Анализы заимствованы из работ А. Хэлла [466], Г. Хесса [433], Н. Пэйджа

Номер анализа	Массив, породы, горизонты	Количество полных силикатных анализов	Петрохимические			
			b	m'	f'	c'
	Бушвелдский лополит					
1	Габбро верхней краевой зоны	2	24,9	22,4	58,1	19,5
2	Габбро главной зоны	10	24,1	55,7	25,2	19,1
3	Нориты центральной зоны	7	28,5	59,2	24,9	15,9
4	Диаллаговый норит рифа Меренского	2	35,0	70,6	21,7	17,7
5	Гарцбургиты слоистой зоны	6	58,9	87,3	11,9	0,8
6	Нориты нижней зоны закали	3	26,1	60,7	32,3	7,0
	Великая Дайка Южной Родезии					
7	Габбро верхней краевой фации	2	28,3	38,8	42,2	19,0
8	Нориты	2	28,1	46,3	35,5	18,1
9	Гарцбургиты	2	59,1	84,6	11,5	$a' = 3,9$
10	Дуниты	2	62,5	87,3	12,0	0,7
	Стиллуотер					
11	Габбро верхней части	3	27,9	52,4	22,4	25,1
12	Нориты нижней зоны закали	2	28,5	48,8	42,9	8,2
13	Нориты (среднее)	15	32,3	65,0	16,6	18,4
14	Габбро (среднее)	5	31,1	61,6	16,1	22,3
15	Гарцбургиты	9	50,5	82,1	15,9	1,9
16	Дуниты	3	62,3	81,9	17,5	$a' = 0,4$
17	Дуниты серпентинизированные	2	61,4	83,6	16,2	$a' = 0,2$

\* По данным Р. Бихана [433] — 1,6.

\*\* По данным Р. Бихана [433] — 2,6 (более вероятное значение).

магнетитовых руд с примесью ванадия. В массиве Стиллуотер отмечены придонные скопления медно-никелевых сульфидных руд вкрапленного (сингенетического? — Д. П.) типа и 11 слоев хромитов, располагающихся выше донной залежи медно-никелевых руд. Великая Дайка Южной Родезии содержит в себе 10 горизонтов хромитов, выдержанных по мощности на многие десятки километров.

резко расслоенных массивов с несколькими видами собственно [475], К. Либенберга [493], А. Дю-Тойта [128], Б. Урста [546], Р. Бихана [503], Д. Боуза [435]

характеристики			Значения $K_k$							
n	t	a:c	Ni	Cu	Co	S	Cr	Ti	Pt	Pd
85,1	3,11	1,12	Нет данных			0,85	0,23	1,4	Нет данных	
94,5	0,23	0,48	0,63	0,16	0,82	Нет данных	0,88	0,10	2,10	1,63
90,5	0,87	0,46	1,62	0,04	1,00	То же	3,83	0,10	3,8	0,79
89,0	0,35	0,57				Нет данных				
66,6	0,27	0,96	0,94	0,96	0,53	Нет данных	2,58	0,20	0,09	0,10
90,3	0,43	0,51	0,76	0,23	0,88	То же	2,18	0,17	Нет данных	
			Нет данных			0,55	0,23	0,41	То же	
79,6	0,6	0,65	Нет данных				1,40	Нет данных	»	
80,0	0,2	?	1,35*	Нет данных	0,46	0,25	9,87**	0,2	»	
70,0	0,0	1,43	1,60	Нет данных			2,78	Нет данных	»	
96,8	0,35	0,46	Нет данных					0,13	0,10	0,25
91,3	0,73	0,31	То же					0,33	0,10	1,0
94,1	0,3	0,21	1,80	0,23	0,82	Нет данных	4,43	0,10	Нет данных	
94,7	0,3	0,27	1,93	0,55	0,80	То же	3,27	0,15	То же	
100,0	0,1	0,33	0,91	0,32	0,49	»	2,10	0,16	1,4	5,0
100,0	0,1	0,37	1,66	0,19	0,80	»	4,34	0,16	1,4	5,0
100,0	0,1	0,14	1,58	0,10	0,65	»	4,65	0,14	1,4	5,0

Фактический материал по петрогеохимическим особенностям основных и ультраосновных пород Бушвелдского лополита, массива Стиллуотер и Великой Дайки приводится в табл. 16 и на двух диаграммах (рис. 21, 22).

Большинство фигуративных точек, характеризующих химизм габбро и норитов середины и подошвенной части Бушвелдского лополита (анализы 2—4 и 6), расположено в поле никеленосных

базитов; значения  $K_K$  никеля этих пород низкие; все это хорошо увязывается с наличием в данных частях лополита бедной (до аксессуарной) вкрапленности медно-никелевых сульфидов и появлением (ниже норитов центральной зоны, в которых  $K_K$  никеля резко возрастает, см. анализ 3 в табл. 16) более существенных скоплений пирротина, пентландита и халькопирита в норит-пироксенитах рифа Меренского. К сожалению, сведений

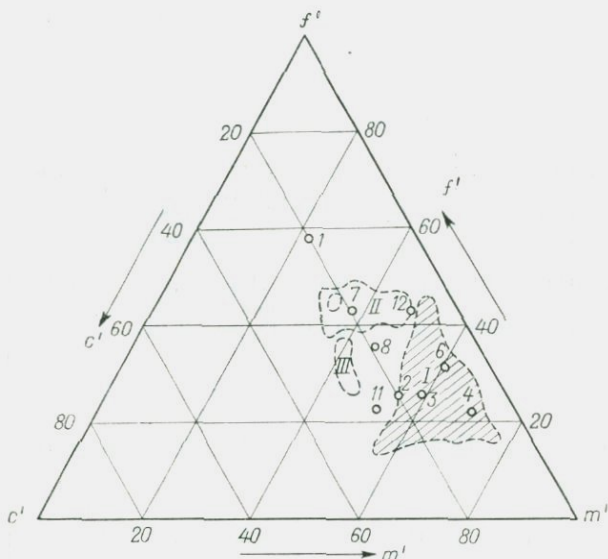


Рис. 21. Барицентрическая диаграмма  $m'-f'-c'$  базитов Бушвелдского лополита, Великой Дайки и массива Стиллуотер.

*Бушвелдский лополит:* 1 — габбро верхней краевой зоны, 2 — габбро главной зоны, 3 — нориты центральной зоны, 4 — диаллаговый норит рифа Меренского, 6 — нориты нижней зоны закалки; *Великая Дайка:* 7 — габбро верхней краевой фации, 8 — нориты; *массив Стиллуотер:* 11 — габбро верхней части, 12 — нориты нижней зоны закалки. Номера фигуративных точек соответствуют номерам анализов в табл. 16.

*Поля базитов:* I — никеленосных, II — титаносных, III — платиноносных.

о химизме пород самого рифа в использованных работах не содержится, так же как и данных о содержаниях серы в базитах центральной и главной зон лополита. Помимо этого норитам центральной зоны свойственно резко повышенное содержание хрома и платины, что отражает наличие ниже залегающих слоев хромитов и рифа Меренского. Максимальное значение  $K_K$  палладия наблюдается несколько выше по разрезу лополита — в габбро главной зоны\*.

\* Не исключено, что соединения палладия образуют в лополите внешнюю зону первичного ореола рифа Меренского.

Габбро верхней краевой фации лополита (анализ 1) расположено выше поля титаноносных базитов, ближе к вершине  $f'$  диаграммы (см. рис. 21). Это плюс резкая обогащенность породы титаном и минимальное содержание хрома хорошо увязываются с наличием в верхней части лополита горизонта титаномангнетитовых руд. Гарцбургиты слоистой зоны Бушвелдского лополита

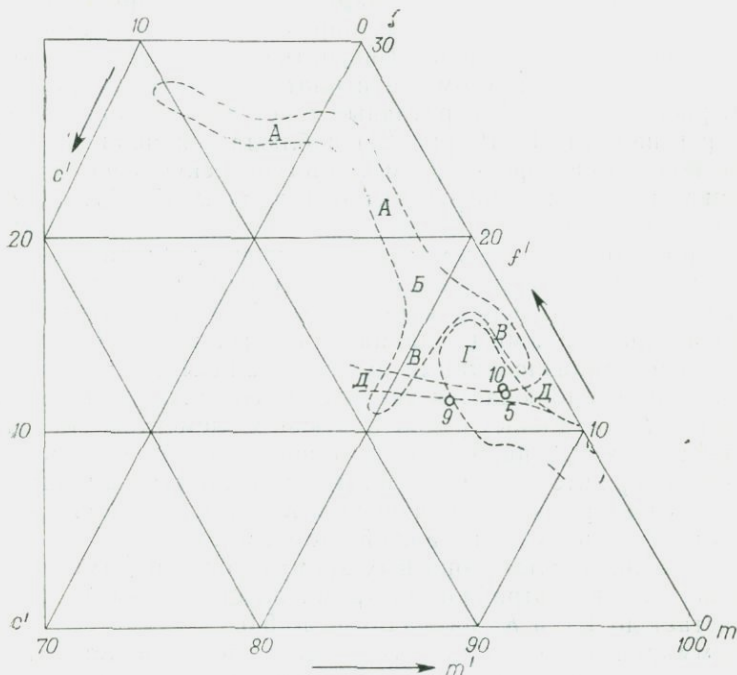


Рис. 22. Барцентрическая диаграмма  $t'$ - $f'$ - $c'$  ультрабазитов Бушвелдского лополита и Великой Дайки.

Бушвелдский лополит: 5 — гарцбургиты слоистой зоны; Великая Дайка: 9 — гарцбургиты, 10 — дунит.

Номера фигуративных точек соответствуют номерам анализов в табл. 16. Поля ультрабазитов: А—В — никеленосных (А — печенгско-аллареченского, В — мончегорского, В — липецко-курского типа), Г — хромитеносных, Д — платиноносных.

лита (анализ 5) характеризуются отчетливо проявленной хромитовой специализацией (см. рис. 22, табл. 16).

Фигуративная точка габбро верхней краевой фации Великой Дайки (анализ 7) попадает в поле титаноносных базитов (см. рис. 21), но низкое значение  $K_K$  титана исключает возможность появления в данной части интрузива ильменит-магнетитовой минерализации. Не имеется никаких данных, противоречащих этому предположению [546]. Нориты Великой Дайки (анализ 8) весьма близки по своему химизму к типовому габбро. Появление в гарцбургитовой зоне Великой Дайки горизонтов хроми-

титов сопровождается возрастанием значения  $K_K$  хрома в самих гарцбургитах (анализ 9), их фигуративная точка попадает на границу полей хромито- и платиноносных пород (см. рис. 22), то же самое свойственно и дунитам Великой Дайки (анализ 10, рис. 22). Следует подчеркнуть одно обстоятельство, о котором говорится в работе Б. Уорста [546]: выше хромитоносных гарцбургитов залегает горизонт пикритов, над которыми располагается горизонт платиноносных пироксенитов; по-видимому, это и обусловило расположение фигуративных точек анализов 9 и 10 на границе полей хромито- и платиноносных ультрабазитов.

В расположении фигуративных точек базитов массива Стиллуотер (анализы 11—12, рис. 21) наблюдается сильный разброс, не позволяющий определить металлогеническую специализацию массива, но точки ультрабазитов (анализы 15—17, табл. 16) сгруппированы в верхней части поля потенциально хромитоносных пород. Это сопровождается резко повышенными значениями  $K_K$  хрома базитов и ультрабазитов (при одновременном наличии повышенных  $K_K$  никеля и пониженных  $K_K$  меди, кобальта и титана) и характерными вариациями данных значений в ряде дунит — серпентинизированный дунит (анализы 16, 17); при серпентинизации наблюдается увеличение содержаний  $K_K$  хрома и снижение  $K_K$  остальных рудообразующих элементов. По данным Н. Пэйджа [503], в нижнем хромитовом слое «А» массива Стиллуотер содержится до 1 г/т платины и 2,3 г/т палладия; это находит свое отражение в значениях  $K_K$  двух указанных элементов: в базитах верхней и нижней частей массива, на максимальном удалении от платиноносных хромититов, они заметно пониженные, зато в ультрабазитах хромитоносной зоны  $K_K$  платины возрастает до 1,4, а  $K_K$  палладия — до 5,0.

Суммируя материал данного раздела, можно видеть, что действительность диаграмм  $m'-f'-c'$  и критериев, обоснованных значениями  $K_K$  рудообразующих элементов, как правило, сохраняется и для наиболее сложных случаев — оценки потенциальной металлоносности резко расслоенных плутонов с несколькими видами собственно магматических руд.

## Выводы

Подытожим весь материал данной главы.

1. Выявленные петро- и геохимические особенности неминерализованных пород основных — ультраосновных массивов с различными видами собственно магматических руд позволяют уверенно выделять массивы, наиболее перспективные в отношении медно-никелевого сульфидного, ильменит-магнетитового, хромитового, платино-хромитового и титан-редкоземельного оруднения.

2. Петрогеохимическая оценка потенциальной металлоносности массивов основных — ультраосновных пород включает в себя

два последовательно осуществляемых этапа: а) определение металлогенического типа исследуемого объекта по соотношению значений  $m'-f'-c'$  с попутным использованием значений  $b, n, t$  и  $a:c$ ; б) выделение из числа определившихся потенциально металлоносных массивов наиболее перспективных в отношении возможного наличия самих руд; для потенциально никеленосных массивов эта операция производится по значениям  $K_K$  никеля, серы, отношения  $K_K Ni:K_K S$  (с обязательным учетом порядка самих значений  $K_K$ ); в остальных случаях учитываются только величины  $K_K$  рудообразующих элементов.

3. В отличие от обычного геохимического опробования всех видов пород, развитых в каком-либо изучаемом основном — ультраосновном массиве, и расчета средневзвешенных содержаний рудообразующих компонентов на весь объем массива в данном случае действительны: а) отбор проб только двух видов пород — мезократовых базитов и ультрабазитов ряда перидотит — оливинит, поскольку другие разновидности базитов и ультрабазитов отличаются соотношением темноцветных и бесцветных минералов, т. е. «нормативными» количествами никеля и серы, которые могут изоморфно замещать петрогенные элементы в феррических минералах; этим же приемом опробования практически исключается влияние вертикальной и горизонтальной магматической дифференциации, нередко проявленной в массивах базитов и гипербазитов; б) расчет средних содержаний рудообразующих компонентов в опробуемых группах пород и в самих массивах методом среднего арифметического, что обусловлено не только нормальным (или близким к нему) распределением петрогенных и рудообразующих компонентов в неметаморфизованных, слабоизмененных и изохимически метаморфизованных базитах и гипербазитах, но и резким различием нормативного количества никеля и серы в двух указанных группах пород.

4. При оценке потенциальной металлоносности базит-гипербазитовых массивов, слагаемых метаморфизованными разновидностями, применение барическисх диаграмм  $m'-f'-c'$  возможно лишь при условии изохимического течения процессов метаморфизма (идушего без существенного нарушения первоначальных соотношений трех указанных параметров). Вопрос о наличии или отсутствии такого типа метаморфизма должен решаться путем построения вариационных диаграмм: значения  $m'-f'-c'$  — степени метаморфизма. Если метаморфизм влечет за собою нарушение первоначальных соотношений величин  $m'-f'-c'$ , то вопрос о потенциальной металлоносности изучаемого объекта решается на основании анализа значений  $K_K$  рудообразующих элементов, значений их отношений  $K_K$  и поведения  $K_K$  при усилении метаморфизма.

5. При использовании перечисленных петро- и геохимических показателей должны учитываться и геологические критерии рудоносности: общая тектоническая обстановка периода становле-

ния какого-либо изучаемого массива базитов и гипербазитов, структурная позиция этого массива, его морфология и условия залегания, состав пород, степень дифференциации и другие факторы.

6. Широкое практическое использование петро- и геохимических критериев рудоносности основных — ультраосновных массивов может заметно повысить эффективность мелко- и средне-масштабных съемочно-поисковых работ (за счет быстреего выделения объектов для постановки дальнейших более детальных поисков) и резко сократить расходуемые на эти поиски ассигнования путем исключения многих неперспективных массивов. Теперь имеются все основания для реализации идеи геохимической оценки потенциальной металлоносности интрузий основного — ультраосновного ряда; в более широком плане эта идея была сформулирована С. С. Смирновым [317] следующим образом: «Обещающим представляется систематическое (и по надлежащей выработанной методике взятия проб) определение содержаний «малых» элементов в различных породах отдельных магматических комплексов, в районах, богатых рудными проявлениями и бедных ими».

С помощью разработанной методики автором произведена оценка перспектив никеленосности 385 основных — ультраосновных массивов девяти регионов СССР — Сибирской платформы, Карело-Кольской провинции, Северного Прибайкалья, Воронежской антеклизы, Урала, южного обрамления Сибирской платформы, Украинского кристаллического щита, Белоруссии и Северо-Востока СССР. Результаты оценки предполагается опубликовать в самостоятельной монографии.

Принцип петрогеохимической оценки никеленосности основных — ультраосновных массивов используется и зарубежными геохимиками. В частности, Геологической службой Канады [444, 521] проведено изучение перспектив никеленосности ряда ультраосновных массивов Манитобы, Квебека и Онтарио; в основу этих работ положены выводы, опубликованные автором и его сотрудниками [272, 275—277]. Всего канадцами изучен 61 массив; из них оказалось: 40 — фоновых, 5 — с непромышленной медно-никелевой сульфидной минерализацией, 16 — с промышленными медно-никелевыми рудами. Полученные результаты показали вполне удовлетворительную действенность примененной методики.



**ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЙНИЯ**  
*никеленосных массивов, син- и эпигенетических*  
*медно-никелевых руд*

На основании принятой в данной работе генетической концепции можно выделить:

- а) первичные ореолы никеленосных массивов (ареалы, по Н. И. Сафронову),
- б) первичные ореолы сингенетических медно-никелевых руд,
- в) первичные ореолы эпигенетических медно-никелевых руд.

*V.1. Первичные ореолы (ареалы) никеленосных массивов, фиксируемые по рудообразующим элементам*

В разделе II.6 были описаны изменения вмещающих пород на непосредственных контактах никеленосных массивов; вызванные этими изменениями вариации содержаний петрогенных элементов можно трактовать как одну из форм проявления первичных ореолов. Экзоконтактовые метасоматиты и особенности их химизма в принципе являются косвенными поисковыми критериями для выявления слепых массивов основных—ультраосновных пород; существенное развитие эти образования получили лишь в Северо-Енисейском регионе, к тому же они нередко появляются вне связи с оруденелыми массивами габбро-долеритов. Более однозначными критериями наличия слепых никеленосных массивов могут служить экзоконтактовые ореолы рудообразующих компонентов.

Развитие метасоматитов во вмещающих породах массивов Норильск-I и Талнах сопровождается ростом содержаний никеля и меди; аномалии хрома и кобальта фиксируются не во всех случаях [73, 284]. Мощность этих ореолов — минимум несколько десятков метров; параллельно с этим отмечаются менее мощные ореолы платины, палладия. В кровле интрузий Норильск-I они прослеживаются по вертикали всего на 1,5—2 м, мощность их в Талнахском массиве не уточнена, но, судя по пространственному расположению околорудных метасоматитов с явно повышенными содержаниями двух данных элементов, она несколько бóльшая, чем на первом объекте.

Недостаток сведений о фоновых содержаниях золота в породах, вмещающих оба рассматриваемых интрузива, не позволяет оценить мощность ореолов данного элемента.

По данным О. П. Разгонова [283], первичные ореолы Талнахского интрузива обладают вертикальной и горизонтальной зональностью; общей ее тенденцией является преимущественная локализация элементов сидерофильной группы вблизи интрузива, а элементов-халькофилов и чуждых основным магмам — в средней и дальней зонах ореола.

Не исключено, что в пределах Печенгского рудного поля вокруг никеленосных массивов также имеются первичные ореолы золота; об этом свидетельствуют следующие факты [13]:

— средние (фоновые) концентрации золота в продуктивной толще углеродистых сланцев печенгской серии различны; в пределах рудного поля фон равен  $6,2 \cdot 10^{-7}\%$ , на южном, никеленосном, участке —  $4,7 \cdot 10^{-7}\%$ ;

— в сланцах продуктивной толщи самого рудного поля содержания золота постепенно снижаются при движении с запада на восток, т. е. при переходе от участков с более богатым медно-никелевым оруденением к участкам, где развиты рядовые и бедные руды;

— наблюдается некоторое увеличение содержаний золота в пиритах и пирротинах, отобранных вблизи ультраосновных массивов.

В лежащем боку центральной части Июко-Довыренского массива развита зона ороговикованных сланцев, песчаников и алевролитов; аномальных содержаний никеля, меди, кобальта и хрома в них не отмечено (полезно напомнить о весьма низких содержаниях никеля в сингенетических рудах данного массива), но титан и ванадий образуют отчетливый ореол мощностью до 300—400 м со значениями соответственно 0,1—0,5 и 0,05—0,15% при фонах 0,025 и 0,005%. Возникновение этого ореола связано с развитием в ороговикованных породах экзоконтакта тонкой вкрапленности лейкоксенизированных минералов титана: сфена, рутила и ильменита (с третьей интрузивной фазой довыренского комплекса генетически связано ильменит-магнетитовое оруденение).

В северо-восточном контакте этого массива помимо ореолов титана и ванадия наблюдаются мало контрастные аномалии цинка и мышьяка (соответственно 0,001 и 0,0005% при фонах 0,0005 и 0,0001%), возникающие за счет появления зоны пиритизированных роговиков, которая при движении к контакту массива сменяется зоной пирротинсодержащих роговиков. На непосредственном контакте с пачкой известняков ореол массива не проявлен.

В всячем боку Июко-Довыренского массива мощность околоинтрузивных роговиков уменьшается до 100—120 м, максимумы содержаний титана и ванадия наблюдаются на некотором удалении от непосредственного экзоконтакта массива и сопровождаются мало контрастными аномалиями свинца (до 0,03% при фоне 0,001%) и цинка, в ореольной зоне зафиксированы по-

вышенные содержания никеля и меди, приуроченные к тектоническим нарушениям. Не исключено, что эти эпизодические аномалии являются вторично-наложенными, возникшими за счет выноса никеля и меди из самого массива в процессе метаморфизма.

Для никеленосных массивов, залегающих в породах гнейсовой фации (Мончегорский плутон, норитовые тела Ловноозерского района), свойственно слабое проявление (или даже полное отсутствие) околонативных изменений вмещающих пород (см. главу II) и одновременно развитие убогой вкрапленно-прожилковой пентландит-пирротин-халькопиритовой минерализации; вследствие этого в экзоконтактах массивов фиксируются малококонтрастные пилообразные аномалии никеля, кобальта и меди. Мощности этих ореолов невелики — 10—15 м.

Ранее уже упоминалось о наличии зонального минерального ореола в нижнем экзоконтакте массива Маскокк; по своему облику этот ореол весьма схож с наблюдаемым в подошве Мончегорского никеленосного плутона. При воздействии метаморфизма в экзоконтактах никеленосных массивов возникают регенерированные первичные ореолы, обусловленные развитием существенно пиритовой вкрапленно-прожилковой минерализации. Они установлены на территории Воронежской антеклизы (массив Петровка и др.); вероятнее всего, к этому же типу следует отнести первичные ореолы экзоконтактов лополита Садбери и массива Стиллуотер.

Сланцы и туфы формации Онэйпинг, перекрывающие лополит Садбери, обогащены никель- и кобальтсодержащими сульфидами железа, ассоциирующими с халькопиритом и сфалеритом [455]. Пирротин из формации Онэйпинг содержит 0,1—0,35% никеля и до 0,1% кобальта (данные 8 анализов мономинеральных проб); в пирите, развивающемся по пирротину, отмечено 0,1—9,1% никеля и 0,1—0,35% кобальта (данные 24 анализов); марказит, замещающий пирротин и пирит, содержит 0,1—6,7% никеля и 0,1—0,3% кобальта (данные 22 анализов).

С учетом геологической позиции данной минерализации, ее состава и особенностей химизма можно полагать, что она сформировалась в несколько стадий (минимум две). Внедрение никеленосных норитов, по-видимому, сопровождалось появлением в формации Онэйпинг пирротина, халькопирита и сфалерита, более позднее внедрение дайковых гранитов Мюррей обусловило пиритизацию эпигенетических медно-никелевых руд [470] и замещение «ореольного» пирротина пиритом и марказитом.

Суммируем (с учетом сведений, изложенных в разделе II.6) фактический материал по первичным ореолам никеленосных массивов.

1. Эти ореолы весьма разнообразны по минеральному и элементному составу, размерам и своей природе, что обусловлено степенью метаморфизма и составом пород, вмещающих никеле-

носные интрузивы, а также и химизмом магм, образующих эти интрузивы.

2. Общие особенности рассмотренной группы ореолов следующие: а) все они являются эпигенетическими по отношению к породам, вмещающим никеленосные массивы; б) в большинстве случаев обладают зональным строением; в) по формам нахождения элементов-индикаторов являются преимущественно минеральными; г) элементами-индикаторами их могут быть рудообразующие (никель, медь, кобальт, титан, ванадий, платина, палладий, золото) и петрогенные (магний, железо и др.) компоненты; д) основным фактором, определяющим интенсивность их развития, является характер вмещающих пород: в силикатных породах низких ступеней метаморфизма ореолы обладают большими мощностями и прослеживаются на значительные расстояния (Северо-Енисейская провинция, Июко-Довыренский массив, Садбери), в силикатных породах гнейсовой фации (Мончегорский плутон, интрузия Ловноозера) ореолы, как правило, маломощные и малоконтрастные, в карбонатных породах они практически отсутствуют (северо-восточная и юго-западная части Июко-Довыренского массива, отдельные участки никеленосных интрузий Северо-Енисейской провинции).

3. Формирование рассматриваемой группы первичных ореолов происходит за счет принципиально различных процессов. Ореолы, развивающиеся в породах низких ступеней метаморфизма, имеют диффузионно-инфильтрационную природу; ореолы в породах гнейсовой фации возникают за счет инъекции высокотемпературного сульфидного расплава, мигрирующего из кристаллизующегося массива.

4. Первичные ореолы никеленосных массивов могут подвергаться воздействию метаморфизма; это вызывает перераспределение элементов-индикаторов или даже полное исчезновение ореола (последнее отмечено в Подколдновском никеленосном массиве, периферия которого интенсивно мигматизирована плагиомикроклиновыми гранитами).

## *V.2. Первичные ореолы сингенетических медно-никелевых сульфидных руд*

В большинстве медно-никелевых месторождений отсутствуют околорудные изменения экзоконтактов тел сингенетических руд и силикатные новообразования на границах сульфидных вкрапленников; фиксация первичных ореолов сингенетических медно-никелевых руд возможна лишь с помощью рудообразующих компонентов. Часто наблюдаемое (при движении к подошвенной части какого-либо асимметрично дифференцированного массива основных—ультраосновных пород) возрастание содержания  $MgO$  (и одновременное уменьшение количества  $FeO$ ) свойственно не только никеленосным объектам [536] и, следовательно,

не может рассматриваться как одна из форм проявления первичных ореолов сингенетических медно-никелевых руд.

По данным А. И. Архиповой, повышенные содержания никеля, кобальта, меди и хрома в разрезе Талнахского интрузива прослеживаются вверх от границы кондиционных руд на расстояние до 18—20 м, ореол обусловлен наличием постепенно разубоживающейся при движении к кровле массива вкрапленности сингенетических сульфидов и акцессорного хромита.

Титан образует «оторванный» ореол мощностью порядка 70—80 м, локализующийся в верхней половине интрузии, где развиты безоливиновые и кварцсодержащие разности габбро-долеритов с несколько повышенным количеством титансодержащих минералов-акцессориев. Аналогичные по положению и протяженности ореолы дают ванадий (парагенетический спутник титана) и марганец.

Тела сингенетических руд Печенги сопровождаются отчетливыми первичными ореолами никеля, кобальта и меди; мощность ореолов варьирует от 15—20 до 40—50 м. Разубоживание сульфидной вкрапленности при движении от подошвы рудного тела, столь характерное для тел печенгских сингенетических руд, сопровождается постепенным уменьшением содержаний трех указанных элементов; следовательно, и здесь первичный ореол сингенетических руд имеет в основном минеральную природу. Протяженность первичных ореолов сингенетических руд Печенги по восстанию достигает 1000, по падению — 2800 м (судя по наблюдаемому распределению непромышленной сульфидной минерализации в телах никеленосных ультрабазитов участка Котельваара)\*.

Любопытно пространственное распределение бора: в зоне первичного ореола никеля, кобальта и меди и выше нее содержания бора минимальные (0,001%), а в верхней половине интервала с кондиционными сингенетическими рудами увеличиваются на порядок (0,01%), достигая максимума (0,02—0,05%) в приподшенной части рудного тела. Поскольку в этом же направлении растет содержание сульфидов, можно предположить наличие парагенетической связи бора с главными рудообразующими элементами сингенетических руд. Но не исключено и второе объяснение: гипогенный ореол бора образовался при внедрении эпигенетических медно-никелевых руд, подстилающих сингенетические.

Выше донной залежи Мончегорского плутона наблюдается четкий ореол меди мощностью до 30 м: при фоне 0,00 п % аномальные значения меди достигают 0,04—0,05%. Аномалии никеля и кобальта здесь не фиксируются, хотя содержание сульфидов увеличивается к подошве донной залежи. Это объясняется

---

\* Резкое различие этих двух параметров — еще одно косвенное доказательство глубинного (мантийного) происхождения никеленосных магм.

следующим: 1) определение содержаний обоих элементов проводилось при помощи обычного спектрального анализа, дающего лишь валовые содержания анализируемого компонента; 2) в данном случае имеются два резко различающихся по содержаниям никеля и кобальта горизонта: а) практически безрудные ультрабазиты, содержащие 0,25—0,30% силикатного никеля и 0,015—0,025% кобальта; б) залегающие ниже оруденелые полевошпатовые дериваты донной залежи, содержащие 0,2—0,3% никеля (из них в силикатной форме — порядка 0,015%) и 0,014% кобальта (из них в силикатной форме — порядка 0,0015%). Естественно, что в таких случаях первичные ореолы никеля и кобальта могут быть установлены только при условии применения фазового анализа обоих элементов. Помимо этого, над донной залежью плутона выявляется ореол титана мощностью до 130—140 м, а также мало контрастная аномалия хрома; обе аномалии вызваны увеличением содержаний хромита, магнетита и ильменита.

По данным Г. Стонхауза [524], на месторождениях Садбери в никеленосных норитах и кварцевых диоритах устанавливаются первичные ореолы никеля, кобальта, хрома, титана, ванадия и марганца; наименьшую мощность имеют ореолы никеля и кобальта (15 м), несколько большую — хрома и марганца (18—30 м), максимальную — титана и ванадия (до 150—170 м); появление этих ореолов связано с наличием непромышленной сульфидной минерализации, а в верхах разреза — и с развитием аксессуарной вкрапленности ильменита и титаномагнетита.

Первичные ореолы метаморфизованных сингенетических руд отличаются от рассмотренных наличием безминеральной (элементной) части, как правило распространяющейся на большее расстояние от своего источника — рудного тела. Так, например, в Бычковской интрузии (юго-восточная часть Воронежской антеклизы) два тела сингенетических руд, разъединенные интервалом безрудных апооливинитовых серпентинитов, секущихся прожилком более поздних гранитов, сопровождаются ореолами никеля и кобальта, протягивающимися вверх на расстояние до 30 м. Сопоставление кривых содержаний элементов и кривой суммарного содержания сульфидов показывает, что нижняя часть этих ореолов (около 20 м) является существенно минеральной, а верхняя (10 м) — элементной, возникшей, скорее всего, за счет миграции никеля и кобальта из зоны оруденелых серпентинитов (рис. 23)\*. Помимо этого, в Бычковской интрузии установлены первичные ореолы галогенов: иода, брома, хлора и фтора; их вертикальная протяженность, кроме фтора, порядка 40 м, фтора — 18—20 м.

---

\* Не исключено, что оба элемента входят в виде изоморфных примесей в силикатные новообразования ореольной зоны — серпентины, хлориты и тальк.

На месторождении Нижний Мамон ореолы никеля, кобальта и меди также двух типов: минеральные и элементные, что видно из сопоставления кривых содержаний указанных элементов и кривой суммарного содержания сульфидов. Ореол хрома обусловлен увеличением количества аксессуарного хромита; четко проявленные ореолы иода и брома протягиваются на расстояние до 300 м, причем в зоне сульфидоносных серпентинитов содержания иода в общем ниже, чем в ореолах; это также является дополнительным свидетельством тенденции иода (и других галогенов?) концентрироваться в более низкотемпературных кристаллизатах основных—ультраосновных магм.

Первоначальный облик ореолов никеля и иода в экзоконтактах тел сингенетических руд месторождения Подколодновка значительно изменился в результате воздействия метаморфизма. Визуально, по кривым содержаний никеля, четкого ореола, как правило, установить не удастся, и лишь иногда можно зафиксировать весьма малоконтрастные аномалии никеля. Однако если применить метод поинтервального подсчета содержаний элементов-индикаторов, то на данном объекте выявляются элементные ореолы никеля и кобальта протяженностью до 130—140 м и минеральные ореолы протяженностью до 40 м. Аналогичным приемом устанавливаются «оторванные» элементные ореолы хрома, идущие на расстояние до 90 м. Аномалии подвижного иода на данном объекте образуют «островки», разобщенные интервалами метасульфидов с фоновыми концентрациями.

Следовательно, на месторождении Подколодновка первичные ореолы в значительной мере регенерированы, причем одновременно с процессом регенерации в ореольную зону поступало некоторое количество никеля из растворов, действовавших на сульфиды сингенетических руд (напомним, что здесь они весьма сильно пиритизированы и местами нацело замещены магнетитом). Те же растворы нарушили (а местами — полностью уничтожили) ореолы подвижной формы иода, который, очевидно, рассредоточился в прилегающих к ореольным зонам породах.

В результате изучения содержаний и форм нахождения иода выяснилось, что он обособляется в сульфидной фазе сингенетических медно-никелевых руд, а в эпигенетических рудах концентрируется в более низкотемпературных кристаллизатах — в пирротине и в халькопирите.\* Большая часть иода, наблюдавшегося в сульфидах медно-никелевых руд, образует труднорастворимые и плохо мигрирующие соединения. меньшая доля присутствует в весьма подвижной (возможно, ионной?) форме, легко перемещающейся при воздействии метаморфизма в условиях «открытых» систем.

\* Это «самоочищение» никеленосных магм и сульфидных расплавов, вероятно, является следствием резкого различия энергетических и геохимических свойств галогенов и группы элементов протокристаллизации.

Если расположить сульфидоносные массивы Воронежской антеклизы в ряд по возрастанию общей степени постериорных изменений ультрабазитов, то отношения видимых мощностей элементных и минеральных ореолов сингенетических руд будут увеличиваться. Максимумы рассматриваемого отношения для никеля и кобальта отмечены на массиве Подколдновка, породы

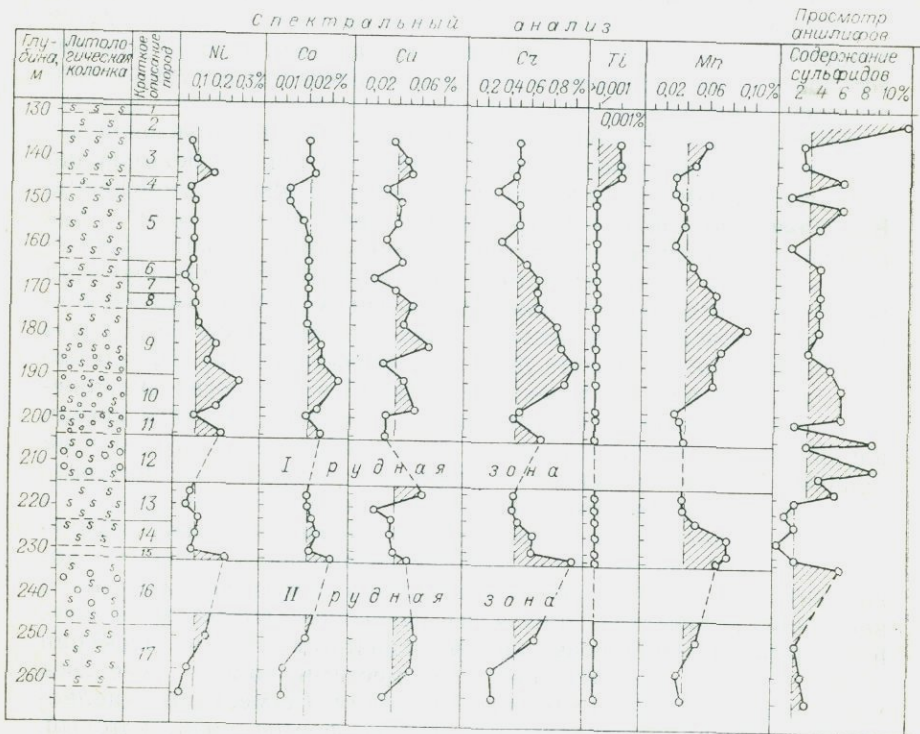


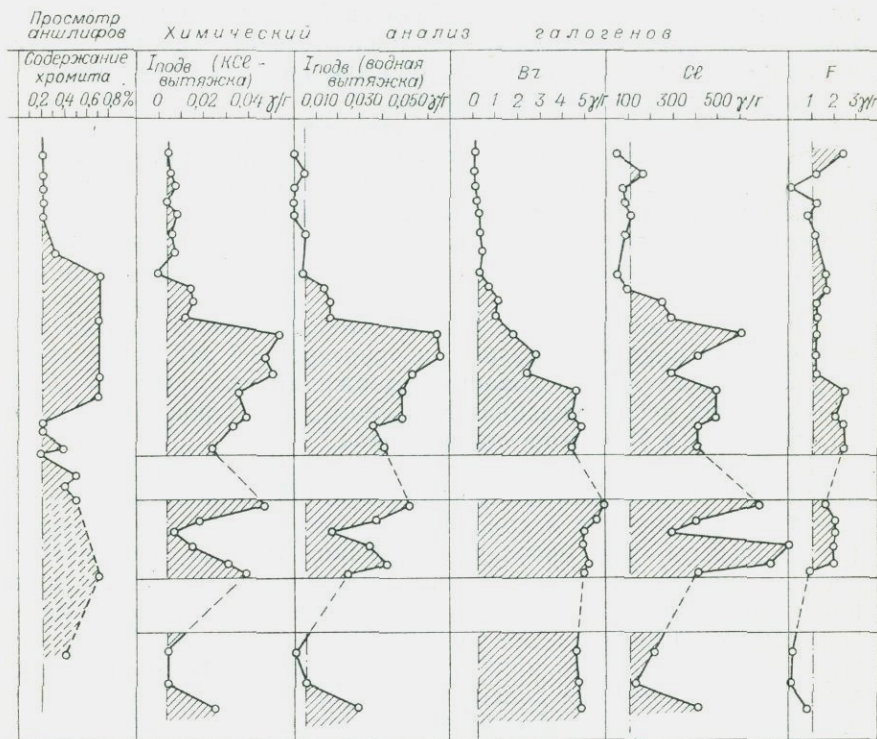
Рис. 23. Геолого-геохимический разрез по скв. 193 массива Бычок (юго-восточная часть Воронежской антеклизы), иллюстрирующий характер первичных ореолов частично метаморфизованных сингенетических руд.

Краткое описание пород: 1 — карбонатизированный серпентинит, 2 — слабо карбонатизированный серпентинит, 3 — серпентинит, на глубине 137,6—138,2 м жилка кварц-турмалиновой ванадиевой серпентинит, 4, 5, 7, 15 — оталькованный серпентинит, 6, 10 — оталькованный и хлоритизированный серпентинит с густой вкрапленностью сульфидов, 13 — хлоритизированный серпентинит с жилкой гранита, 16 — хлоритизированный серпентинит, на глубине 232—245,6 м неравномерная густая вкрапленность сульфидов, 17 — хлоритизированный серпентинит, на глубине 262,6 м — карбонатизированный.

и руды которого подверглись наиболее интенсивному метаморфизму. Отношение мощностей ореолов меди наибольшее в массиве Петровка, дальнейшее возрастание метаморфизма никельносных массивов (Нижний Мамон, Подколдновка) влечет за собой снижение значения данного параметра. Очевидно, медь в этих условиях как наиболее легко мигрирующий элемент группы выносилась из краевых (элементных) частей ореолов, рассеиваясь в окружающих породах на значительные расстояния. Рост отношений мощностей ореолов с усилением степени

метаморфизма наблюдается и для хрома, однако это возрастание идет значительно медленнее, вероятно вследствие большей устойчивости хромшпинелидов по отношению к процессам метаморфизма.

Еще одна разновидность элементных ореолов отмечена на Байкальском месторождении: повышенные содержания никеля



ная часть Воронежской антеклизы), иллюстрирующий характер первичных ореолов сингенетических руд.

важный серпентинит, 3 — серпентинит, на глубине 137,6—138,2 м жилка кварц-турмалиновой ванадиевой серпентинит, 9 — серпентинит, 12 — хлоритизированный серпентинит с густой вкрапленностью сульфидов, на глубине 220—222 м жилка гранита, 14 — на глубине 232—245,6 м неравномерная густая вкрапленность сульфидов, 17 — хлоритизированный серпентинит, на глубине 262,6 м — карбонатизированный.

и кобальта фиксируются в телах конгломератобрекчий (тектонитов) ультрабазитов и в зонах дизъюнктивных нарушений, совершенно лишенных сульфидной минерализации.

Суммируем изложенный фактический материал.

1. Неизменные первичные ореолы сингенетических медно-никелевых руд имеют минеральную форму, проявляясь в виде постепенно разубоживающейся вкрапленности сульфидов вверх от границы кондиционных руд. Это является главной особенностью рассматриваемого вида ореолов, возникавших, как и

сами сингенетические руды, в магматическую стадию формирования никеленосных массивов.

2. В данных ореолах нередко появляются зоны, обогащенные хромитом, ильменитом и магнетитом, причем «титановые» зоны ореолов располагаются, как правило, выше зон с сульфидной минерализацией, отделяясь от них интервалами неминерализованных ультрабазитов или базитов (месторождения Северо-Енисейской провинции, Печенги, Ловноозерского района). Реже появляются «оторванные» зоны, обогащенные хромитом (месторождения Воронежской антеклизы).

3. Элементами-индикаторами первичных ореолов сингенетических руд являются никель, кобальт, медь, хром, титан и ванадий; кроме того, эти ореолы могут устанавливаться по второстепенным индикаторам — платине, палладию, родию, золоту (месторождения Северо-Енисейской провинции) и по галогенам — иоду, бром, хлору, фтору (месторождения Воронежской антеклизы).

Универсальность перечисленных второстепенных элементов-индикаторов пока не доказана, первоочередной задачей в этом вопросе являются исследования содержания галогенов на медно-никелевых месторождениях Кольского полуострова (особенно в Печенгском и Мончегорском районах) \*.

4. Метаморфизм никеленосных массивов отражается и на первичных ореолах сингенетических руд. При слабом и среднем проявлении процессов метаморфизма выше сульфидсодержащих (минеральных) зон ореолов возникают участки элементных ореолов никеля, меди и кобальта; перечисленные компоненты привносятся растворами из зон, обогащенных сульфидами, подвергающимися пиритизации и (или) десульфуризации. Такие же элементные ореолы, но меньшей протяженности возникают над зонами, обогащенными акцессорным хромитом. Эти элементные ореолы должны классифицироваться как вторично-наложенные (метаморфогенные) образования. Дальнейшее усиление процессов метаморфизма может привести к частичному уничтожению первичных ореолов сингенетических руд. Естественно, что при этом в первую очередь будут разубоживаться ореолы более легко мигрирующих элементов-индикаторов (галогенов, меди).

Иногда за счет метаморфизма могут образоваться вторично-наложенные аномалии никеля, меди и кобальта, непосредственно не связанные с телами сингенетических руд (месторождения Северного Прибайкалья); обычно эти аномалии локализуются в зонах дизъюнктивных нарушений пород никеленосного массива и его ближайшего обрамления.

---

\* Ю. И. Рабиновичем [281] отмечены ореолы фтора над телами элигенетических руд Печенги; мощность ореолов 2—4 м, коэффициент корреляции между никелем и фтором в ореолах равен +0,70.

### V.3. Первичные ореолы эпигенетических медно-никелевых сульфидных руд

Имеющийся геологический материал показывает, что изменения вмещающих пород, вызываемые высокотемпературными эпигенетическими медно-никелевыми рудами, весьма ограничены по своим масштабам. Для жильных пентландит-пирротиновых руд Мончегорского плутона они измеряются миллиметрами и лишь при появлении существенно халькопиритовых разновидностей эпигенетических руд достигают нескольких десятков сантиметров. Весьма незначительны околорудные изменения в экзоконтактах пентландит-пирротиновых руд Йоко-Довыренского массива [246] и на верхних горизонтах месторождения Фруд-Стоби [156]. В Печенгском районе, где имеются менее высокотемпературные эпигенетические руды, околорудные изменения (оталькование, хлоритизация, карбонатизация ультраосновных пород экзоконтактов) развиты более интенсивно, причем мощность зон околорудных изменений примерно пропорциональна мощности рудных тел. Если же околорудные породы содержат в себе сингенетическую медно-никелевую минерализацию, непосредственно контактирующую с существенно халькопиритовыми разновидностями эпигенетических руд (Печенгское поле, Аллареченское месторождение), то в этом случае пентландит и пирротин оказываются полностью халькопиритизированными; при этом сохраняется рисунок сидеронитовой структуры, существовавшей до проявления «медного» метасоматоза.

На основании изложенного можно априори утверждать, что состав элементов-индикаторов и размеры первичных ореолов эпигенетических медно-никелевых руд во многом определяются характером рудообразующей фазы. Тела высокотемпературных пентландит-пирротиновых руд, возникших при кристаллизации «сухого» сульфидного расплава, должны сопровождаться минимальными по размерам ореолами, несколько более протяженными и мощными должны быть ореолы существенно халькопиритовых руд; наибольшими размерами будут обладать первичные ореолы относительно низкотемпературных пентландит-пирротиновых эпигенетических руд Печенги, образовавшихся из расплава-раствора с повышенным количеством летучих компонентов. Одновременно с этим должно происходить усложнение состава элементов-индикаторов данной группы первичных ореолов; в частности, в ореолах менее высокотемпературных разновидностей руд должны появляться наряду с сидерофильными и некоторые халькофильные элементы\*.

\* Постепенное увеличение содержаний халькофильных и «чуждых» основным магмам элементов при переходе от высоко- к низкотемпературным разновидностям эпигенетических руд показано на примере Талнахского интрузива [420]; аналогичная тенденция проявляется в Печенге при сопоставлении химизма ряда бедных сингенетические руды — брекчиевидные и массивные эпигенетические руды [244].

Приведем примеры, иллюстрирующие высказанные положения.

Вкрест простирания пентландит-пирротиновых жильных руд Мончегорского плутона отмечаются ореолы лишь одной меди, прослеживаемые на расстояние не свыше 1 м; при наличии существенно халькопиритовых жильных руд размеры ореолов меди увеличиваются до 2 м; кроме того, появляются ореолы никеля, прослеживаемые на расстояние не более 1 м. Аномалии указанных элементов фиксируются по обеим сторонам жилы над тонкими прожилками сульфидов (пирротина, пентландита и халькопирита), выполняющих волосные трещины, идущие примерно параллельно простиранию главной рудоконтролирующей структуры; титан и ванадий аномалий не образуют; хром на участках с повышенными содержаниями никеля, меди и кобальта дает четкие минимумы, что объясняется двумя факторами: отсутствием хромшпинелидов в пентландит-пирротиновых рудах Мончегорского плутона и выносом хрома из зон дизъюнктивных дислокаций ультрабазитов при воздействии дорудных гидротерм.

Однотипность поведения кривых содержаний никеля, кобальта и меди, а также появление их максимумов на участках, обогащенных сульфидами, свидетельствуют о существенно минеральной форме наблюдаемого ореола, возникшего за счет инъекации сульфидного расплава. Аналогичны ореолы, наблюдаемые в экзоконтактах пентландит-пирротиновых разностей жильных руд Байкальского месторождения, но они осложнены малококонтрастными аномалиями титана, цинка и свинца [246].

В результате изучения продольных сечений первичных ореолов жильных руд Мончегорского плутона выяснилось следующее:

- аномалии серебра протягиваются по простиранию рудоконтролирующих структур до 40—50 м, считая от границ жил с промышленной мощностью (5 см);

- никель, кобальт, свинец и висмут образуют ореолы, протяженностью до 90—100 м;

- медь и цинк дают максимально протяженные первичные ореолы, уходящие на расстояние до 120—130 м;

- максимальные концентрации селена и теллура наблюдаются в пробах, обогащенных пиритом;

- хром образует «отрицательные» аномалии, обусловленные дорудной гидротермальной переработкой ультрабазитов зон смятия, дробления и трещиноватости.

Значительная протяженность рассматриваемых ореолов объясняется сменой пентландит-пирротиновых руд по простиранию существенно халькопиритовыми, вкрапленно-прожилковыми, не имеющими промышленного значения (из-за малых мощностей и низкого содержания полезных компонентов).

Геолого-геохимический разрез, иллюстрирующий характер первичных ореолов эпигенетических руд Печенги, залегающих в филлитах, дан на рис. 24. При переходе от брекчиевидных руд к филлитам III и IV зон наблюдается постепенное снижение содержания никеля, меди и селена, при этом характерен одинако-

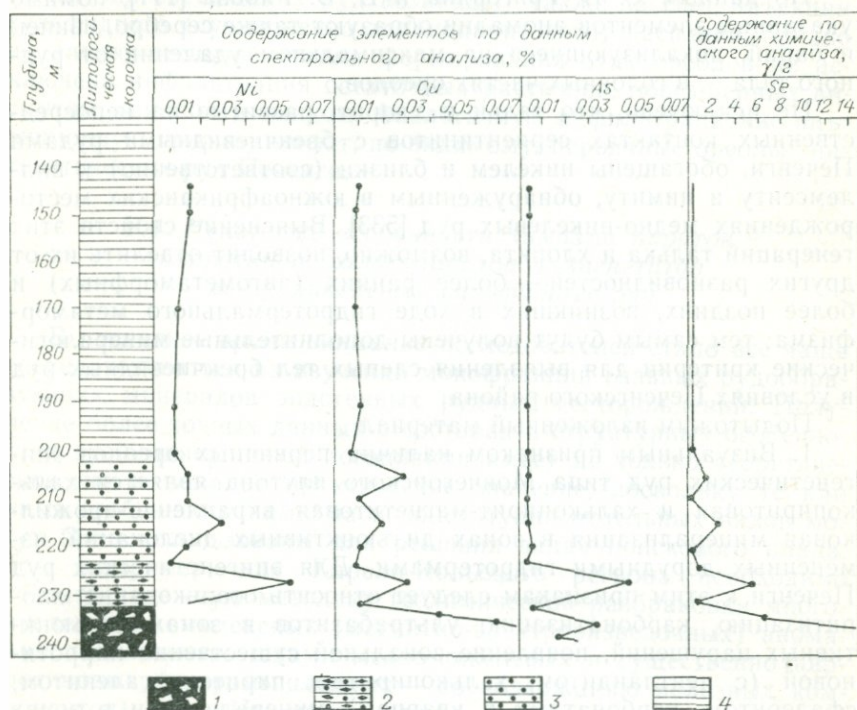


Рис. 24. Геолого-геохимический разрез, иллюстрирующий характер первичных ореолов брекчиевидных руд Печенги, залегающих среди филлитов. Месторождение Котсельваара, скв. 595. По Т. Нюппенену.

1 — брекчиевидные руды, 2—4 — филлиты: 2 — с халькопирит-пирротиновой, 3 — с пирит-пирротиновой минерализацией, 4 — неминерализованные.

вый «ход» кривых всех трех рассматриваемых элементов, что свидетельствует (с учетом данных микроскопии шлифов, дублирующих ореольные пробы) о минеральной форме наблюдаемого ореола. Максимальные содержания мышьяка отмечены в филлитах III зоны, не исключено, что этот элемент входит в качестве изоморфной примеси в пирит, появляющийся в краевой части филлитов III зоны\*.

Судя по размерам зон с пирротиновой минерализацией, продолжающихся по падению Основной залежи и к западу от Глав-

\* Примесь мышьяка нередко присутствует в пиритах руд постмагматических месторождений [234].

ной тектонической зоны месторождения Каула (глава II), мощность ореолов эпигенетических руд Печенги достигает 30—32, протяженность — до 1000 м. Они отмечены на всех месторождениях Печенгского рудного поля, где развиты тела «отщепленных» брекчиевидных руд — Каула, Котсельваара и др.

По данным С. В. Григоряна и В. В. Рябова [111], помимо указанных элементов аномалии образуют также серебро, свинец и барий, локализующиеся на максимальном удалении от рудного тела — в головных частях ореолов.

Не исключено, что тальк и хлорит, развитые на непосредственных контактах серпентинитов с брекчиевидными рудами Печенги, обогащены никелем и близки (соответственно) к виллемсеиту и нимиту, обнаруженным в южноафриканских месторождениях медно-никелевых руд [533]. Выяснение свойств этих генераций талька и хлорита, возможно, позволит отделять их от других разновидностей — более ранних (автометаморфных) и более поздних, возникших в ходе гидротермального метаморфизма; тем самым будут получены дополнительные минералогические критерии для выявления слепых тел брекчиевидных руд в условиях Печенгского района.

Подытожим изложенный материал.

1. Визуальным признаком наличия первичных ореолов эпигенетических руд типа Мончегорского плутона является халькопиритовая и халькопирит-магнетитовая вкрапленно-прожилковая минерализация в зонах дизъюнктивных дислокаций, измененных дорудными гидротермами. Для эпигенетических руд Печенги к этим признакам следует относить оталькование, хлоритизацию, карбонатизацию ультрабазитов в зонах дизъюнктивных нарушений, появление зональной существенно пирротиновой (с пентландитом, халькопиритом, пиритом, галенитом, сфалеритом, карбонатами и кварцем) минерализации в зонах смятия филлитов и туффитов, располагающихся в непосредственной близости от какого-либо массива ультрабазитов — потенциально никеленосного по петрогеохимическим данным или содержащего в себе сингенетическое медно-никелевое оруденение.

2. Основными элементами-индикаторами первичных ореолов эпигенетических медно-никелевых руд являются никель, медь и кобальт; состав второстепенных элементов-индикаторов во многом зависит от химизма рудообразующей фазы:

— для высокотемпературных пентландит-пирротиновых разновидностей руд — селен, теллур и хром (последний дает «отрицательные» аномалии);

— для существенно халькопиритовых разновидностей руд — серебро, висмут, свинец, цинк, селен и теллур;

— для низкотемпературных пентландит-пирротиновых руд типа печенгских — серебро, свинец, барий, мышьяк и селен.

3. Характерной особенностью рассмотренных первичных

ореолов является резкое превышение их протяженности над мощностями; соотношение этих значений варьирует от  $200 \div \div 100 : 1$  (Мончегорский плутон) до  $70 \div 50 : 1$  (Печенга).

4. Первичные ореолы высокотемпературных эпигенетических руд являются инъекционными, ореолы существенно халькопиритовых эпигенетических руд возникают также за счет инъекции сульфидного (существенно халькопиритового) расплава, однако по заключительной стадии формирования этих ореолов не исключена инфильтрация остаточных растворов, обогащенных висмутом, свинцом и цинком. Аналогичную инфильтрационно-инъекционную природу имеют, по-видимому, первичные ореолы эпигенетических руд Печенги.

#### *V.4. Некоторые особенности химизма пиритов, пирротинов, халькопиритов и магнетитов медно-никелевых сульфидных руд*

В последнее время внимание исследователей стало все чаще сосредоточиваться на изучении монофракций главных рудообразующих минералов эндогенных рудных месторождений. Получение более точных данных о составах и структурных особенностях этой минеральной ассоциации имеет не только теоретическое, но и немалое практическое значение, поскольку те или иные особенности химизма и конституции отдельных видов могут быть использованы для решения задач поискового плана. Так, например, для Карело-Кольского региона необходимо создать надежную методику геохимической разбраковки многочисленных комплексных (магнитно-электроразведочных) аномалий, вызываемых телами медно-никелевых и существенно пирротиновых (непромышленных — по содержанию полезных компонентов) руд. Не менее важно создать методику поисков слепых тел эпигенетических руд печенгского типа на глубинах, недоступных для геофизических методов. Для этого нужно использовать особенности химизма различных генераций пиритов, пирротинов и халькопиритов, встречающихся в перечисленных геологических образованиях. Эти особенности, по-видимому позволяют в первом случае (при разбраковке геофизических аномалий) применить лито- или торфометаллометрию, фиксирующую ассоциации и соотношения элементов, свойственные той или иной генетической разновидности руд — пирротиновых или медно-никелевых. Во втором случае, выделяя на поверхности и прослеживая на глубину зоны «ореольных» пирротинов, можно находить слепые тела эпигенетических руд, залегающие на глубинах минимум до нескольких сотен метров.

Перейдем к рассмотрению результатов, полученных в ходе изучения химизма сульфидов медно-никелевых руд. Хорошо известно, что главная масса никеля в этих рудах присутствует в виде сернистых соединений; первичными среди них являются

пентландит и никелистый пирротин, реже никельсодержащий пирит и миллерит. Теоретически содержание никеля в пентландите должно быть равно 34,22%, но на самом деле оно сильно меняется — от 9,1 до 33,45% [234]. По Э. Н. Елисееву [136], эти вариации объясняются различной степенью заполнения позиций никеля и железа в шестерной координации; в то же время, согласно А. Г. Бетехтину и А. Д. Генкину [234], соотношение железа и никеля в пентландите постоянно и равно 10 : 11.

О количестве никеля, присутствующего в «чистом» пирротине в виде изоморфной примеси, судить довольно трудно, поскольку во всех медно-никелевых месторождениях этот минерал постоянно содержит в себе вроски пентландита, образовавшиеся при распаде высокотемпературного твердого раствора пирротин+пентландит. Даже при предельно возможном измельчении пирротина не удалось полностью избавиться от пентландитовых вросков: их размеры порой достигали 1—2 мкм [233].

В справочнике «Минералы» [234] указывается, что сам пирротин может содержать от 0,03 до 0,29% никеля. По данным Н. Н. Масленицкого [233], в сильно измельченном пирротине, взятом из медно-никелевых руд, было обнаружено от 0,6 до 2,5% никеля. Однако применение специальной аналитической методики (избирательного растворения пирротина) показало, что минерал содержит не более 0,5—0,7% никеля, изоморфно замещающего  $Fe^{2+}$ .

Некоторые разности пирита\* могут содержать никель в количестве от 0,19 до 6,50% [234]; последняя цифра вызывает сомнения, поскольку по другим данным в пиритах Садбери [468] устанавливается не более 0,10% никеля (в пиритах гидротермальных месторождений, согласно Д. Хоули и Д. Николю, присутствует от 0,001 до 0,04% никеля). Не исключено, что пирит, содержащий 6,50% никеля, на самом деле является вторичным дисульфидом ряда бравоит—пирит, развившимся по пентландиту.

Соотношения никеля и кобальта в пиритах различных типов руд могут служить неплохим индикатором их степени метаморфизма [440]: при усилении метаморфизма значение этого отношения снижается. Среди сульфидов медно-никелевых руд наилучшим концентратором кобальта является пентландит, содержащий от 0,4 до 1,6% данного элемента [30]. Согласно Н. А. Елисееву [134], в пентландитах различных медно-никелевых месторождений мира присутствуют следующие количества кобальта, %: Мончегорский плутон 1,09—2,92, Печенга 0,52—1,03, Садбери 0,85—1,28, Норвегия 0,46—0,47. В пиритах Садбери установлено в среднем 1,03% кобальта [468], а в пирротинах и халькопиритах этого же района — 0,015%.

\* Пирит из месторождения Садбери.

Материалы раздела III.11 свидетельствуют об отсутствии четкой тенденции обогащения платиной и палладием какого-либо сульфида медно-никелевых руд; оба элемента образуют самостоятельные минералы и входят в качестве изоморфной примеси в наиболее высокотемпературные силикаты и аксессуары базитов и гипербазитов. В отличие от платины и палладия золото (см. раздел IV.3) концентрируется преимущественно в кубаните и в халькопирите.

Б. Цамбел и И. Ярковски [440] установили, что для осадочных пиритов ЧССР средние содержания никеля и кобальта равны, соответственно 0,02 и 0,002%. Если пирит ассоциирует с пирротином, то большая часть никеля входит в последний в виде изоморфной примеси, а кобальт замещает железо в пирите. Гидротермальные пириты, развитые в областях молодой складчатости, заметно обогащены мышьяком. Д. Хоули и Д. Николь [468] изучали химизм пиритов, пирротинов и халькопиритов разнотипных месторождений Канадского щита; они установили, что содержания никеля и значения соотношения кобальта и никеля могут служить критерием для индикации пиритов, пирротинов и халькопиритов медно-никелевых руд района Садбери; в качестве второстепенных элементов-индикаторов могут использоваться серебро, олово, золото, мышьяк, висмут и молибден: содержания первого элемента должны быть наименьшими (по сравнению с фиксируемыми в одноименных сульфидах медноколчеданных и золоторудных месторождений), содержания остальных — лежать ниже предела чувствительности качественной спектроскопии, использованной Д. Хоули и Д. Николем.

По данным Б. Цамбела и И. Ярковски [441], значение соотношения кобальта и никеля в ликвационных пирротинах (0,12) на порядок выше наблюдавшегося в районе Садбери (0,02—0,04). Не исключено, что Б. Цамбел и И. Ярковски отбирали пробы ликвационных пирротинов из бедных медно-никелевых руд, тогда как Д. Хоули и Д. Николем исследовались пирротины богатых руд Садбери; это подтверждается значительным различием среднего содержания никеля: в пирротинах ЧССР — 0,70, в пирротинах Садбери — 1,33%.

В результате исследований ВИТР установлено, что в Печенгском рудном поле выделяются минимум четыре вида существенно пирротиновой минерализации, имеющей различные генетическую природу и связи с породами печенгской серии:

— «осадочная» или «сингенетическая» — мельчайшая вкрапленность, прожилки, пленки и гнезда в филлитах и туффитах; встречается на удалении от зон смятия пород печенгской серии, тел эпигенетических медно-никелевых руд, интрузий габбро-диабазов, габбро и никеленосных серпентинитов;

— «диабазовая» — послойные инъекции и прожилки в филлитах, в ассоциации с кварцем, карбонатами, пиритом и халькопиритом; развита в местах выклинивания и в экзоконтактах

интрузий габбро-диабазов и габбро, протяженность до нескольких десятков метров;

— «серпентинитовая» — послойные инъекции и прожилки пирротина, пирита, халькопирита, кварца и карбонатов в филлитах экзоконтактов и мест выклинивания интрузий серпентинитов; протяженность до нескольких десятков метров;

— «ореольная» — послойные инъекции и секущие жилки пирротина, кварца, карбонатов, халькопирита, пирита (реже халькопирита и пентландита) в экзоконтактах тел эпигенетических руд и в местах их выклинивания (по восстанию и по падению); мощности зон «ореольных» пирротинов 20—30 м, протяженность минимум несколько сотен метров.

Особенности химизма печенгских пирротинов следующие. «Осадочные» пирротины характеризуются повышенными содержаниями галлия, германия, цинка, свинца и олова и минимальными — никеля и мышьяка; «диабазовым» пирротинам свойственны повышенные количества кобальта\*; «серпентинитовые» пирротины содержат несколько повышенные количества никеля и кобальта, кроме того, в них отмечено максимальное среднее содержание меди; «ореольные» пирротины, наиболее интересные с точки зрения поисков богатых эпигенетических руд, обладают максимальными содержаниями никеля и мышьяка.

Состав элементов-примесей магнетита и титаномагнетита зависит от кислотности материнских пород. Так, по данным Р. Фритча [458], содержания никеля и кобальта в магнетитах возрастают с увеличением основности пород, в которых минерал присутствует в качестве аксессуория. Он же указывает на зависимость химизма магнетитов от их генезиса: в магматогенной разности отмечены наибольшие содержания никеля и кобальта, в магнетите метасоматических образований — наибольшее содержание меди. М. З. Комаровой [176] установлена возможность идентификации различных комплексов габбро-долеритов Норильского района по особенностям химизма аксессуарных магнетитов. В частности, магнетит габбро-долеритов норильского никеленосного комплекса обогащен никелем, хромом и магнием и обеднен титаном по сравнению с магнетитами габбро-долеритов ергалахского, катангского, туринского и моронговского комплексов. Л. Ф. Борисенко с соавторами [43] выяснил, что магнетиты и титаномагнетиты различного происхождения различаются не только количественной ассоциацией элементов-примесей, но и видом наиболее распространенных внутренних структур и микротвердостью.

В разделе II.11 приводились данные о резко различных содержаниях никеля в аксессуарном магнетите пентландит-пирротиновых разностей эпигенетических руд Мончегорского плутона

\* Монофракции пирита, встречающегося в диабазах III покрова Печенги, содержат до 0,3% кобальта.

и в метаморфогенном магнетите, возникшем за счет гипогенного окисления этих руд. Напомним, что после исключения из проб возможной доли сульфидного никеля в метаморфогенном магнетите оказалось 1,4—1,2% окисного (?) никеля, а в аксессуарном — не свыше 0,05—0,08% данного компонента.

Метаморфогенные разновидности магнетитов с повышенными содержаниями никеля и кобальта могут возникать и при гидротермальных изменениях практически безрудных ультрабазитов, что подтверждается наблюдениями В. А. Стульчикова и О. Б. Фомина [334]. В этих случаях вновь образовавшийся магнетит обогащается никелем и кобальтом, скорее всего, за счет пороодообразующих силикатов — оливина и пироксенов, замещаемых в процессе метаморфизма вторичными низкотемпературными минералами — серпентином, тальком, хлоритом.

Заметные различия содержаний титана, хрома, ванадия, никеля и кобальта в аксессуарных магнетитах разнотипных изверженных горных пород могут оказаться дополнительным критерием при петрогеохимической оценке металлоносности основных — ультраосновных массивов. Однако при использовании этих различий не следует оперировать с данными о химизме магнетитов, отобранных из сильно выветрелых разностей: в ряде случаев гипергенез ультрабазитов ведет к заметному обогащению аксессуарного магнетита никелем [185 и др.]; недостаточно надежными для указанного являются и метаморфогенные разности магнетитов с относительно невысокими содержаниями никеля (порядка 0,5—1%).

Подытожим материал, освещающий особенности химизма пиритов, пирротинов, халькопиритов и магнетитов син- и эпигенетических медно-никелевых руд.

1. Для указанных сульфидов характерны повышенные содержания главных рудообразующих компонентов медно-никелевых сульфидных руд — никеля, кобальта и меди; помимо этого, в «ореольных» пирротинах Печенги наблюдаются повышенные содержания мышьяка.

2. Пирротины медно-никелевых сульфидных руд обладают резко пониженными (0,02—0,19) значениями отношений кобальт:никель, та же закономерность намечается для халькопиритов медно-никелевых руд.

3. Отмеченные особенности химизма «ликвационных» и «ореольных» пиритов, пирротинов и халькопиритов в дальнейшем следует использовать для оценки потенциальной никеленосности основных — ультраосновных массивов, при поисках слепых никеленосных массивов и тел эпигенетических руд, залегающих в породах, вмещающих материнский основной — ультраосновной массив.

4. Появление высоконикелистых вкрапленно-прожилковых магнетитовых руд в зонах тектонических нарушений массивов основных — ультраосновных пород (или в дизъюнктивах, нахо-

дящихся вблизи этих массивов) может служить указанием на близкое наличие слепых тел эпигенетических медно-никелевых руд.

Следует также иметь в виду, что высоконикелистая разновидность магнетита является главным минералом интенсивно десульфуризированных сингенетических медно-никелевых руд, внешний облик которых порой не имеет ничего общего с наблюдаемым в неизмененных сингенетических рудах. Наиболее ярким примером этого являются нацело десульфуризированные и сильно рассланцованные сингенетические медно-никелевые руды Северного массива Волошовского участка: внешне они очень напоминают озмеевикованные серпентиниты Печенги, насыщенные жилками хризотил-асбеста и серпофита с безникелистым гидротермальным магнетитом.

# VI



## ВТОРИЧНЫЕ (ГИПЕРГЕННЫЕ) ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ,

*возникающие на месторождениях медно-никелевых  
сульфидных руд*

### VI.1. Основные определения

Под вторичным ореолом рассеяния понимается локальная зона повышенных (аномальных) содержаний элементов, обусловленная наличием какого-либо геологического объекта (массива изверженных пород, месторождения и т. п.), возникшая в результате его гипергенеза и фиксирующаяся при опробовании рыхлых отложений, почв, современной растительности и различных типов вод, взятых в районе этого объекта.

По времени своего образования вторичные ореолы рассеяния подразделяются на два типа [265]:

- 1) сингенетические, возникающие в ходе гипергенеза какого-либо геологического объекта (синоним — остаточные ореолы);
- 2) эпигенетические, образующиеся за счет последующего привноса элементов из какого-либо геологического объекта (синоним — наложенные ореолы).

По формам нахождения элементов-индикаторов вторичные ореолы могут быть подразделены на три типа:

1) гипергенные первично-минеральные (существенно механические); характеризуются преобладанием первичных минералов-носителей элементов-индикаторов; возникают при наличии достаточно устойчивых по отношению к процессам гипергенеза минералов-носителей (пироксенов, амфиболов, хромшпинелидов, ильменита, магнетита, рутила) или при физическом выветривании менее устойчивых минералов-носителей (сульфиды) в условиях арктического и субарктического климата; особой разновидностью данной группы ореолов являются валунные конусы и валунные потоки рассеяния;

2) гипергенные вторично-минеральные; им свойственно широкое развитие вторичных гипергенных минералов-носителей элементов-индикаторов — гидросиликатов, гидроокислов, окислов, сульфатов, карбонатов и бикарбонатов, фосфатов и т. п.; возникают в условиях активно протекающего выветривания геологических объектов, в которых присутствуют малоустойчивые первичные минералы-носители элементов-индикаторов (в частности, сульфиды);

3) гипергенные ионно-сорбционные; образуются самостоятельно, а также параллельно со вторично-минеральными (в значительно меньшей степени с первично-минеральными) гипергенными вторичными ореолами; характеризуются преобладанием элементов-индикаторов в форме простых и (или) комплексных ионов, возникающих при гипергенезе первичных минералов-носителей (частично при растворении вторичных минералов-носителей); ионы в этих ореолах могут существовать в свободном состоянии (водные ореолы), в сорбированном (на алюмосиликатах, окислах, отмершей органике) и в аккумулятивной форме (современная растительность); данный вид ореолов играет ведущую роль в областях развития четвертичного покровного оледенения\*.

Подвижность элементов-индикаторов в трех выделенных типах вторичных ореолов резко различная. В первом случае (т. е. при развитии гипергенных первично-минеральных ореолов) она практически равна нулю, поскольку в элювиально-делювиальных образованиях, возникающих при физическом выветривании основных — ультраосновных массивов, элементы протокристаллизации прочно связаны в решетках оливинов, пироксенов, амфиболов, окислов и сульфидов, а растворимость этих минералов в природных водах с близкой к нейтральной реакцией и температурой порядка 20—25°С ничтожно мала. И если ореол данного типа имеет ту или иную протяженность, то это обусловлено механическим смещением элювиально-делювиальных отложений по склонам под влиянием силы тяжести, солифлюкции и потоков поверхностных вод. Несколько более подвижны элементы-индикаторы во вторично-минеральных гипергенных ореолах рассеяния — за счет роста «суммарной» растворимости минералов-носителей элементов-индикаторов (особенно их сульфатов) и резкого увеличения общей площади этих минералов, соприкасающейся с поверхностными и подземными водами (пористость кор выветривания всегда значительно выше, чем у исходных горных пород).

Максимальной подвижностью элементы-индикаторы обладают в гипергенных ионно-сорбционных вторичных ореолах, поскольку здесь постоянно присутствует некоторая доля свободных катионов и анионов, пополняемая за счет следующих факторов:

- глубинного электрохимического растворения полиминеральных (в том числе и медно-никелевых) сульфидных руд;
- перехода обменной составляющей аккумулятивных и сорбционных ореолов в свободное состояние (при усилении циркуляции поверхностных и грунтовых вод, которая в свою очередь зависит от режима выпадения атмосферных осадков);

\* В чистом виде ни один из трех перечисленных видов вторичных ореолов не встречается, следовательно, при классификации их приходится учитывать преобладающую форму нахождения элементов-индикаторов.

— ежегодно повторяющихся циклов развития и отмирания современной растительности, итоговым результатом чего является переход неорганических соединений элементов-индикаторов наносов и почв в более легко мигрирующие металлоорганические соединения.

В ходе образования вторично-минеральных и ионно-сорбционных гипергенных ореолов нередко происходит изменение первоначально имевшихся в каком-либо геологическом объекте соотношений элементов-индикаторов (в том числе и главных рудообразующих компонентов); из этого следует, что достоверность оценки масштабов рудных тел по величине так называемой продуктивности ореола довольно мала\*.

По характеру распространения в вертикальном направлении вторичные ореолы можно разделить на открытые (выходящие на дневную поверхность) и погребенные (перекрытые более поздними геологическими образованиями или не достигающие дневной поверхности — в особо мощных рыхлых отложениях); по характеру распространения в горизонтальном направлении выделяются непрерывные и оторванные вторичные ореолы; последние разобщены со своим источником вследствие самых различных причин.

#### *VI.2. Гипергенные первично-минеральные ореолы рассеяния медно-никелевых месторождений*

Данный тип ореолов преобладает в Северо-Енисейской и в Северо-Байкальской никеленосных провинциях; валунные конусы и валунные потоки рассеяния медно-никелевых месторождений наблюдались помимо двух указанных провинций на территории Балтийского кристаллического щита.

При сопоставлении данных А. М. Ивановой [162] о фоновых содержаниях сидерофильных элементов в разнотипных наносах, перекрывающих безрудные участки, с результатами, полученными И. Д. Волковым [73] на участке месторождения Норильск-II, выяснилось следующее:

1) фоновые содержания никеля, меди, кобальта и хрома практически одинаковы в наносах, образовавшихся за счет осадочно-вулканогенных пород пермо-триаса и при разрушении интрузий неминерализованных габбро-долеритов; следовательно, путем опробования элювиально-делювиальных образований в данной рудной провинции невозможно выявить аномалии, связанные с наличием указанных интрузий (особенно при их залегании в вулканогенных траппах);

2) средние содержания никеля и меди (в меньшей степени кобальта и хрома) в наносах, развитых на участках оруденелых

\* Это положение признается сейчас многими сторонниками механической природы вторичных ореолов рассеяния [88].

габбро-долеритов, резко отличаются от фоновых; это позволяет фиксировать аномалии четырех перечисленных компонентов, обусловленные наличием оруденелых габбро-долеритовых интрузий.

Одновременно с этим ореолы никеля (реже меди) фиксируются при наличии какой-либо габбро-долеритовой интрузии с непромышленной медно-никелевой минерализацией, например аномалии, установленные И. Д. Волковым на интрузиях Лонтоко, Буркан, Фокинской, Южно-Ергалахской и др. По И. Д. Волкову, дополнительными критериями для выделения ореолов, связанных с наличием медно-никелевых руд норильского типа, могут быть значения соотношений содержаний никеля, меди и кобальта в опробуемых наносах, а также совпадение с аномалией сидерофилов повышенных содержаний сульфат-аниона в водах.

Согласно В. С. Старосельцеву [332], валунный конус Талнахского месторождения, по которому было уточнено местоположение рудных выходов, прослеживается на расстоянии около 40 км; в головной и в центральной частях конуса на 500—600 м<sup>2</sup> обследованной площади находили до 20—40 валунов; вблизи выходов интрузива отмечались обломки руд, оруденелых пород экзоконтакта и различных дифференциатов интрузива, но при удалении от выходов стали преобладать валуны верхних (безрудных) дифференциатов.

По данным Д. Н. Сафронова, фоновые содержания никеля, меди и кобальта в элювиально-делювиальных отложениях, развитых на склонах Июко-Довыренского массива, практически равны наблюдаемым в коренных неминерализованных ультрабазитах; наряду с этим аномальные содержания перечисленных элементов в наносах несколько ниже, чем в самих рудах; это свидетельствует о развитии первично-минеральных ореолов рассеяния на безрудных участках Июко-Довыренского массива и комплексных — первично-минеральных + ионно-сорбционных — на участках с медно-никелевым сульфидным оруденением. Последнее при дезинтеграции подвергается частичному окислению, что и обусловило не только снижение содержаний рудообразующих компонентов в элювиально-делювиальном материале руд, но и возникновение гидрохимических (собственно ионно-сорбционных) ореолов рассеяния (см. ниже). Смещение рассматриваемых ореолов по склону варьирует в пределах от 30—40 до 130—150 м.

На Чайском массиве также наблюдаются ореолы рассеяния, связанные с телами медно-никелевых сульфидных руд, но здесь и фоновые, и аномальные содержания никеля и меди оказались более низкими, чем в предыдущем массиве.

Это различие может быть вызвано следующими причинами: а) систематическим занижением результатов спектрального анализа проб, выполнявшегося лабораторией Бурятского тер-

риториального геологического управления (спектральный анализ проб, отобранных на Июко-Довыренском массиве, производился в ВИТР), б) перемешиванием элювиально-делювиального материала основных — ультраосновных пород Чайского массива с материалом вмещающих гнейсо-сланцевых толщ. Тем не менее и в данном случае контрастность выявленных аномалий никеля и меди оказалась почти такой же, как и на предыдущем массиве: коэффициент контрастности никеля ( $K_{\text{контр}} = C_{\text{ан}} : C_{\text{фон}}$ ) 3—4,5, меди — 7—17.

В результате опытно-методических и производственных работ, проведенных БТГУ [42, 400], выяснилось, что специфической особенностью многих вторичных ореолов рассеяния Северо-Байкальского региона является частое перекрытие их более молодыми делювиально-пролювиальными отложениями. Развитие частично погребенных и полностью погребенных вторичных ореолов в данном регионе наблюдается, как правило, на пологих склонах крутизной от 0 до 15°, с двух- и трехслойным строением наносов. В этих случаях на поверхность иногда выходят лишь края ореолов, основная же часть находится под более молодыми наносами на глубинах от 0,5 до 5 м и более. Все это заставило БТГУ при производстве металлометрических поисков на пологих склонах ориентироваться на выявление погребенных ореолов и опробовать сравнительно глубокие горизонты рыхлых отложений.

Весьма положительные результаты были получены в Северо-Байкальском регионе при изучении конусов и потоков рассеяния валунов медно-никелевых руд. Открытию Чайского медно-никелевого месторождения в 1960 г. предшествовала находка валуна норитов с вкрапленно-агрегатным сульфидным оруденением в конусе выноса кл. Надежда; при прослеживании потока валунов вверх по ключу был найден первый коренной выход медно-никелевых руд. В дальнейшем при облете юго-западной части Чайского массива на вертолете по северному борту р. Огиендо были визуально зафиксированы многочисленные пролювиальные конусы оржавленных с поверхности валунов ультрабазитов с вкрапленной медно-никелевой сульфидной минерализацией.

Осенью 1961 г. в процессе геохимического изучения Нюрундуканского массива, ранее считавшегося неникеленосным, в четырех ключах, стекавших с северо-западного склона массива, были найдены многочисленные валуны амфиболизованных габбро-норитов и габбро с частично пиритизированной медно-никелевой сингенетической минерализацией. В последующем были выявлены и коренные выходы оруденелых базитов, но, к сожалению, оруденение оказалось непромышленным. Поток рассеяния валунов рудных базитов Нюрундуканского массива был прослежен по одноименной реке на расстояние 25—28 км.

Сведений о характере валунных конусов и потоков, развитых на медно-никелевых месторождениях Балтийского щита, довольно мало. Известно, например, что медно-никелевое месторождение Сторбозунд (Швеция) было найдено по потоку валунов протяженностью до 55 км. В ходе поисковых работ, выполненных в окрестностях Ловноозерского месторождения, был выявлен шлейф валунов вкрапленных руд, ориентированный в северо-восточном — юго-западном направлении и протягивающийся от коренных выходов на расстояние до 150—200 м. Весьма малая протяженность этого шлейфа обусловлена слабой эродированностью месторождения; кроме того, большая часть рудных валунов, по-видимому, находится на дне оз. Ловно, вытянутого в том же направлении, что и ось шлейфа. По данным М. Катайя [482], на медно-никелевом месторождении Макола зафиксирован поток рассеяния рудных валунов, ориентированный в северо-западном — юго-восточном направлении; протяженность потока 5—6 км.

### *VI.3. Гипергенные вторично-минеральные ореолы рассеяния медно-никелевых месторождений*

Данный тип гипергенных ореолов развит в пределах юго-восточной части Воронежской антеклизы; для характеристики его удобнее использовать не абсолютные содержания элементов-индикаторов, а так называемые коэффициенты обогащения ( $K_{об}$ ) — отношение какого-либо элемента-индикатора в опробованной точке коры выветривания (базального горизонта чехла) к содержанию этого элемента в невыветрелой породе, по которой возникла кора выветривания. Введение величины  $K_{об}$  во многом устраняет влияние двух факторов: а) различия фоновых содержаний элементов-индикаторов в невыветрелых породах основных — ультраосновных массивов и вмещающего комплекса; б) различия вторичных минеральных ассоциаций, возникающих в корях выветривания основных, ультраосновных и вмещающих пород.

По данным исследований, выполненных сотрудниками Воронежского государственного университета, в корях выветривания основных — ультраосновных массивов троянско-мамоновского комплекса и вмещающих сланцев нижнего протерозоя могут быть выделены три зоны: начального, промежуточного и конечного разложения. Н. П. Хожайнов [373], сравнивая основные особенности химизма этих трех зон, отмечал, что при движении вверх от неизменных к сильно выветрелым породам наблюдается следующее: а) рост абсолютных содержаний  $H_2O^+$ , глинозема и окисного железа; доля последнего увеличивается с 9—10 до 30—37%; б) снижение содержаний извести, магнезии и кремнезема.

Сопоставление результатов спектрального анализа серий проб, отобранных по различным зонам кор выветривания основных — ультраосновных массивов Воронежской антеклизы, с геолого-минералогическими разрезами опробованных интервалов показало, что наибольшее накопление элементов-индикаторов происходит в зонах промежуточного и конечного разложения, а также в перемещенных корах выветривания (рис. 25). В этих образованиях сосредоточена основная масса вторичных минералов, концентрирующих в себе (или сорбирующих) катионы никеля и кобальта — оба указанных элемента присутствуют

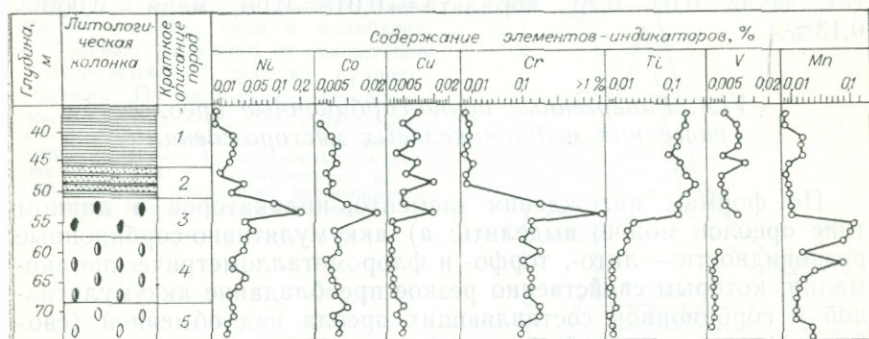


Рис. 25. Геолого-геохимический разрез коры выветривания аполивинитовых серпентинитов Подколодновского массива (скв. 792). Юго-восточная часть Воронежской антеклизы. По Н. Начинкину.

Краткое описание пород: 1 — аргиллиты, 2 — аргиллитопесчаники, 3—5 — кора выветривания аполивинитовых серпентинитов (зоны: 3 — конечного, 4 — промежуточного, 5 — начального разложения).

в корах выветривания в виде вторично-конституциональной и обменно-сорбционной составляющих.

Вследствие малого количества фактического материала невозможно достаточно обоснованно охарактеризовать параметры погребенных вторично-минеральных ореолов, возникающих на участках безрудных массивов троснянско-мамоновского интрузивного комплекса. Судя по данным, полученным в районе северо-западного эндоконтакта Подколодновского базитового массива, значения  $K_{об}$  никеля и кобальта этих ореолов не превышают фоновые более чем в 1,5—3 раза, но протяженность ореолов достигает 2 км.

По данным работ ВИТР погребенные вторично-минеральные ореолы рудоносных основных — ультраосновных массивов юго-западной части Воронежской антеклизы фиксируются по никелю, кобальту и титану, причем последний элемент дает «отрицательные» аномалии. Медь вследствие своей высокой миграционной способности образует пятнистые малоcontrastные ореолы и может использоваться лишь в качестве второстепенного элемента-индикатора.

На никеленосном массиве Петровка аномальные значения  $K_{об}$  никеля, кобальта и титана превышают фоновые соответственно в 14—23, 2—10 и 27—35 раз; аномалии, отмеченные на массиве Подколдновка, — менее контрастные. Протяженность ореолов никеля и кобальта 70—80, титана — 150 м.

Погребенный ореол рассеяния, связанный с наличием Основной рудной залежи Нижнемамонского месторождения, был детально изучен и околтурен сотрудниками ВГУ. Смещение ореола по сносу достигло 600 м; абсолютные содержания никеля в переотложенных корах выветривания и в базальных горизонтах чехла 0,02—0,20, кобальта — 0,015—0,06, меди — 0,006—0,13%.

#### *VI.4. Гипергенные ионно-сорбционные ореолы рассеяния медно-никелевых месторождений*

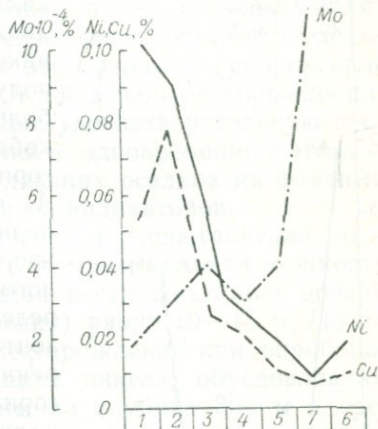
По формам нахождения элементов-индикаторов в данном типе ореолов можно выделить: а) аккумулятивно-сорбционные разновидности — лито-, торфо- и флорометаллометрические аномалии, которым свойственно резкое преобладание аккумулятивной и сорбционной составляющих ореола над обменной (свободной) составляющей; б) ионные разновидности — гидрохимические аномалии, для которых характерно явное преобладание обменной (катионно-анионной) составляющей; однако и здесь некоторая часть элементов-индикаторов присутствует в сорбированной форме, концентрируясь на взвесах твердых частиц (так называемые мутные воды).

**Аккумулятивно-сорбционные ореолы медно-никелевых месторождений.** В данной разновидности ореолов наиболее протяженными (а следовательно, и наиболее интересными в практическом отношении) являются потоки рассеяния, фиксируемые при опробовании илесто-глинистых отложений современных водотоков и озер. Так, например, при опробовании донных илесто-глинистых отложений руч. Рудного, пересекающего месторождение Норильск-II, И. Д. Волковым выявлен поток рассеяния протяженностью более 2 км. Фоновые содержания никеля, меди и хрома в опробованных отложениях оказались равными соответственно: 0,001—0,03; 0,01; 0,01—0,03%, аномальные — на порядок выше, т. е. 0,1—0,2; 0,06—0,1; 0,1—0,2%. И. Д. Волков выявил также потоки рассеяния, связанные с практически безрудными интрузиями габбро-долеритов южной части Норильского плато и западной половины плато Хараелах; протяженность этих потоков — до нескольких километров, аномалии никеля — 0,01% (фон — 0,00n%), меди — 0,006—0,01% (фон — 0,001—0,003%). В данном случае и фоновые и аномальные содержания на один порядок ниже, чем в потоке рассеяния, возникшем за счет наличия рудоносного интрузива.

Представление о характере потоков рассеяния, зафиксированных В. А. Чекушиным в окрестностях месторождений и проявлений пентландит-пирротиновых и пирит-пирротиновых (безникелевых) руд Печенгско-Аллареченского района, дают рис. 26—28. Для данных потоков рассеяния характерно следующее:

Рис. 26. Зависимость средних содержаний никеля, меди и молибдена в потоках рассеяния от масштабов месторождений и состава рудопроявлений. По данным В. Чекушина.

Месторождения Печенгского рудного поля: 1 — крупные, 2 — средние, 3 — мелкие, 4 — непромышленные, 5 — проявления медно-никелевых руд; 6 — Аллареченское месторождение; 7 — проявления пирит-пирротиновых руд Аллареченского района.



1) наиболее информативными элементами-индикаторами потоков являются никель, медь, серебро и молибден; последний элемент позволяет выделять потоки, обусловленные наличием пирит-пирротинового оруденения;

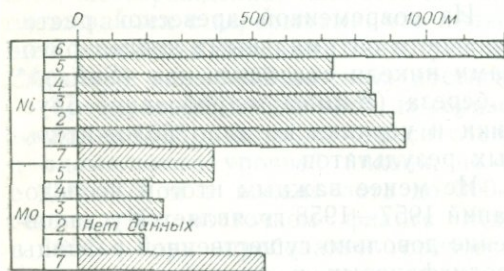


Рис. 27. Зависимость протяженности потоков рассеяния никеля и молибдена от масштабов месторождений и состава рудопроявлений. По данным В. Чекушина.

Условные обозначения см. на рис. 26.

2) в пределах Печенгского рудного поля значения средних аномальных содержаний элементов-индикаторов потоков рассеяния, их протяженность и продуктивность в первом приближении пропорциональны масштабам месторождений (рудопроявлений);

3) поток рассеяния Аллареченского месторождения (по сравнению с потоками равных по размерам месторождений Печенгского рудного поля) более протяженный, но значения аномальных содержаний никеля и меди и их линейная продуктивность меньше;

4) значения отношений  $\bar{x}_{Ni} : \bar{x}_{Cu}$  и  $P_{Ni} : P_{Cu}$  близки к наблюдаемым в самих рудах; исключением являются параметры потока рассеяния месторождения Спутник, где под наносы выходят рядовые вкрапленные руды и халькопирит-пирротиновые (!) разности эпигенетических руд.

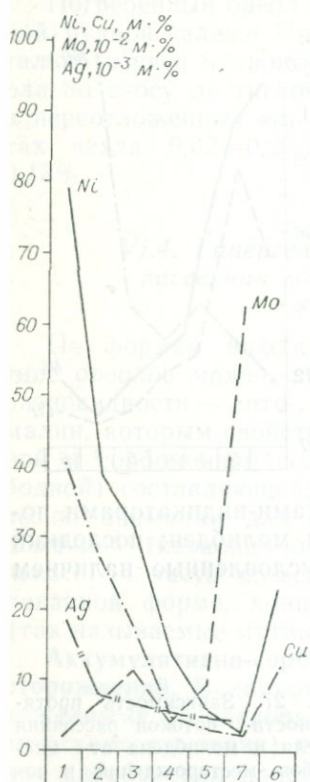


Рис. 28. Зависимость линейной продуктивности потоков рассеяния никеля, меди, молибдена и серебра от масштабов месторождений и состава рудопроявлений. По данным В. Чекушина. Условные обозначения см. на рис. 26.

Систематическое изучение вертикального распределения элементов-индикаторов в почвах и наносах медно-никелевых месторождений Кольского полуострова [271] показало, что наибольшее накопление никеля, меди и кобальта наблюдается лишь в верхних горизонтах подзолистых почв —  $A_0$  и  $A_T$  и в наиболее мелких фракциях ледниковых и позднеледниковых отложений, залегающих ниже иллювиального горизонта  $B$ . Таким образом, определены «представительные» горизонты для литометаллометрии — моренные отложения, отбираемые ниже горизонта  $B$  подзолистых почв (сам иллювий оказался для данной цели непригодным), и для торфометаллометрии — горизонты  $A_0$  (растительная или лесная подстилка) и  $A_T$  (торфянистая часть растительной подстилки)\*.

Из современной древесной растительности оптимальными концентраторами никеля оказались ива (*Salix*)\*\* и береза (*Betula*); опробование брусники и черники не дало положительных результатов.

Не менее важным итогом исследований 1957—1958 гг. является установление довольно существенной разницы среднефоновых и аномальных содержаний элементов-индикаторов для каждого вида опробуемого материала.

Это было выяснено путем отбора

\* Пригодность торфяника для выявления вторичных ореолов рассеяния в условиях Фенноскандии была впервые доказана на примере титаномагнетитовых руд месторождения Отанмяки [517].

\*\* Первые положительные результаты по выявлению вторичных ореолов медно-никелевых месторождений с помощью листьев ивы были получены на месторождении Каула [512].

лито-, торфо- и флорометаллометрических проб по одним профилям и на одних и тех же пикетах, что практически исключало возможность вариаций фона и аномальных значений за счет различного состава наносов, изменчивости их мощностей, неодинакового гидродинамического режима, вариаций химизма самих руд, разницы в степени их окисления и других факторов.

Сезонные и двухгодичные вариации параметров аккумулятивно-сорбционных ореолов, их воспроизводимость и предельная мощность наносов, при которой эти ореолы могут фиксироваться с поверхности, изучались на Ждановском месторождении. В результате удалось доказать вполне удовлетворительную воспроизводимость получаемых аномалий и, одновременно с этим, — заметное влияние количества выпадающих осадков на фоновые и аномальные концентрации элементов-индикаторов.

Предельное значение вертикального распространения вторичных ореолов в данном районе (т. е. максимальная мощность ледниковых отложений, позволяющая вести фиксацию ореола с поверхности, без применения бурения) равно 10—15 м. Но на одном из участков Ждановского месторождения при опробовании горизонта  $A_0$  выявлена аномалия никеля, обусловленная слепым рудным телом, залегающим на глубине 364 м и срезаемым сбросом, выходящим под наносы (мощность последних 15—20 м). Эта аномалия возникла, по-видимому, за счет сорбции горизонтом  $A_0$  катионов никеля, принесенных водами, циркулировавшими по зоне тектонического нарушения. Характерной особенностью вторичных ореолов, наблюдавшихся на Ждановском месторождении, является их пятнистость: аномалии прослеживаются с перерывами, что является следствием варьирующей мощности наносов, зачастую превышающей предельную. Смещение аномалий по сносу достигает 150—200 м.

Троекратный отбор проб из горизонта  $A_0$  в одних и тех же точках в 1958 г. показал относительную стабильность фонового и аномального уровней никеля, но ширина ореолов возросла с 250—275 м в начале лета до 300—325 м к концу полевого сезона. На восточном фланге Ждановского месторождения в 1957 г. при опробовании горизонта  $A_0$  была зафиксирована локальная аномалия никеля со значением до 1%; детализация этого участка, выполненная в 1958 г.; позволила проследить аномалию по простиранию на расстояние 300 м при содержаниях никеля до 3,4%. Установить положение ожидавшегося рудного тела с помощью магниторазведки не удалось; две поисковые скважины, заданные под аномалию, вскрыли контакт «ореольных» филлитов (III—IV зоны, см. главу V) с пластывым телом габбро-диабазов, содержащих убогую пентландит-пирротинную минерализацию. И лишь в дальнейшем при производстве вскрышных работ выяснилось, что эта аномалия вызвана наличием месторождения Заполярное.

Сделанные в 1958—1959 гг. выводы о пригодности материала горизонтов  $A_0$  и  $C$  для выявления вторичных ореолов на месторождениях медно-никелевых руд Кольского полуострова были подтверждены последующими работами ЛГИ. Однако в дальнейшем было сочтено целесообразным перейти на опробование только одних ледниковых отложений, отбираемых на глубине не менее 0,7—1 м\*.

По данным К. Ранкамы [512], фоновые содержания окиси никеля в листьях березы извилистой (*Betula tortuosa*) и березы карликовой (*Betula nana*) равнялись 0,006%, аномальные содержания никеля — соответственно 0,2 и 0,1%. Наиболее контрастные аномалии были зафиксированы по листьям ивы (*Salix*), зола которых содержала до 0,5% окиси никеля (0,4% никеля). Из кустарничковых форм К. Ранкама исследовал воронику (*Empetrum nigrum*); при фоне < 0,001% аномалии окиси никеля в ней достигали 0,1%.

Однако ореолы, фиксируемые на Ждановском месторождении при помощи листьев ивы, оказались весьма изменчивыми во времени. В 1958 г., когда было более сухое лето, фоновые и аномальные содержания никеля заметно возросли по сравнению с наблюдавшимися летом 1957 г.; в результате этого на одном из опробованных профилей западного фланга Ждановского месторождения в 1958 г. выявилась аномалия, обусловленная наличием слепого рудного тела, залегающего на глубине порядка 160 м и срезаемого сбросом, выходящим под наносы.

Рассмотрим особенности аккумулятивно-сорбционных ореолов жильных медно-никелевых руд Мончегорского плутона. Наличие в данном районе никельперерабатывающего комбината, функционирующего с 1940 г., исключало, по мнению ряда исследователей, ведение поисков медно-никелевых руд в окрестностях плутона по вторичным ореолам рассеяния\*\*. Однако в результате исследований, выполненных Н. Ф. Майоровым, была показана несостоятельность этих опасений: при опробовании мелкозема ледниковых отложений (фракции < 0,04 мм, отобранной с глубины около 1 м) на участке месторождения Ниттис-Кумужье выявилась серия аномалий никеля и меди, расположенных над выходами жильных руд под наносы. Характерно следующее: значение отношения никель : медь в этом вторичном ореоле, равное 5 : 1, заметно отличается от собственного жильных рудам — 2 : 1. Эта разница свидетельствует о нарушении первоначальных соотношений рудообразующих компонентов в ореолах ионно-сорбционного типа, а следовательно, и о нена-

\* Аналогичная методика металлометрического опробования ледниковых отложений принята в Швеции и в Финляндии [459].

\*\* Первые сведения о возможности фиксации вторичных ореолов рассеяния медно-никелевых месторождений Кольского полуострова путем опробования мелкозема ледниковых отложений были получены в 1935 г. на месторождении Ниттис-Кумужье [303].

дежности оценки их продуктивности по рекомендуемой методике [164].

Если в ближайших окрестностях Мончегорского плутона и имеется техногенный вторичный ореол рассеяния, то, вероятнее всего, он сказывается при опробовании самых верхних горизонтов почв, в полосе господствующих ветров, вне этой полосы заражение дымами комбината Североникель весьма слабое.

На Аллареченском месторождении в 1957 г. при опробовании горизонта  $A_0$  с шагом 5 м были отмечены две аномалии никеля, фиксирующие тело руд, перекрытых ледниковыми отложениями мощностью 10—20 м. На северном фланге месторождения в 1958 г. (и повторно в 1959 г.) при опробовании горизонта  $A_0$  была установлена контрастная аномалия никеля; при последующей проверке бурением выяснилось, что она связана с наличием Северного тела. Смещение этой аномалии равнялось 50—100 м.

Помимо проявлений медно-никелевых и пирит-пирротиновых руд аккумулятивно-сорбционные ореолы никеля, меди и кобальта отмечались в связи со следующими объектами: коренными выходами и развалами неминерализованных основных — ультраосновных пород; основными — ультраосновными массивами с непромышленной медно-никелевой сульфидной минерализацией; участками с замедленной скоростью потоков грунтовых и поверхностных вод, где постепенно накапливались катионы тяжелых металлов, приносимых водами; валунными потоками, идущими от эродированных месторождений медно-никелевых руд. Так, например, по данным М. Катайя [482], в головной части потока валунов месторождения Макола на протяжении 1 км наблюдались аномалии никеля и меди в мелкоземе ледниковых отложений с содержанием 0,005—0,06% никеля и 0,005—0,05% меди. Поэтому для получения более однозначных результатов металлометрию в пределах Кольско-Карельского региона следует обязательно комплексировать с геофизическими методами поисков (магнито- и электроразведкой)

Аккумулятивно-сорбционные ореолы рассеяния, фиксируемые на медно-никелевых месторождениях Норильского района, изучались И. Д. Волковым [73] и И. С. Егоровой [130]. ими установлено следующее:

1) торфо- и флорометаллометрические аномалии в условиях Норильского рудного района выявляются при опробовании растительной подстилки, коры лиственницы, листьев ивы, причем мощность наносов, перекрывающих коренные породы, может достигать 10—25 м; «пробиваемость» ореолами столь мощной морены в данном случае объясняется, скорее всего, тем, что изученные объекты (например, Талнахское месторождение) расположены в зоне таликов, по которым осуществляется интенсивный подток подмерзлотных вод с более высокими содержаниями никеля и меди;

2) как и в других регионах, при отборе флорометаллометрических проб необходимо обязательно учитывать неодинаковую аккумулятивную способность не только различных видов растений, но и различных частей одного вида;

3) на результатах опробования заметно сказывается время года\*; оптимальным для выявления флорометаллометрических аномалий является предлистопадный период; то же подтверждается исследованиями В. М. Питулько [268].

И. С. Егорова [130] считает, что к числу оптимальных концентраторов никеля и меди — двух главных элементов-индикаторов флорометаллометрических ореолов рассеяния норильских месторождений — относятся полярная березка, мхи и лишайники, а также торф.

**Ионные (гидрохимические) ореолы медно-никелевых месторождений.** Данные о фоновых содержаниях микроэлементов в различных типах вод Северо-Енисейской рудной провинции приводятся в работах М. А. Садикова [296, 297], Е. Е. Кузьмина [187, 188] и В. И. Вождова [71]. Анализ этих данных показывает следующее:

а) уровень фоновых содержаний микроэлементов определяется в первую очередь аналитической методикой, применявшейся в процессе гидрохимических исследований. Так, при анализировании проб с помощью сернистого кадмия среднефоновые содержания никеля в поверхностных водах варьировали в пределах следы — 0,1 мкг/л, при использовании метода полуквантитативного спектрального анализа сухого остатка они возросли до 6—10 мкг/л; аналогичная разница на порядок отмечена для фоновых содержаний меди;

б) при использовании одного метода анализа фоновые содержания микроэлементов зависят от типа (группы) вод: максимальные фоновые концентрации свойственны подмерзлотным водам, минимальные — надмерзлотным, значения фона поверхностных вод являются средними между двумя указанными выше. Для различных типов вод, распространенных на участках медно-никелевых месторождений Северо-Енисейской провинции, характерно присутствие следующей ассоциации микроэлементов: никеля, меди, кобальта, хрома, серебра, цинка, свинца, титана и ванадия; первые четыре элемента — главные индикаторы медно-никелевых руд.

По данным Е. Е. Кузьмина [187], аномальные содержания микроэлементов в подземных и поверхностных водах медно-никелевых месторождений региона (Талнахского, Норильска-II, Имангдинского и др.) варьируют в следующих пределах, мкг/л: Cu 50—1600, Ni 100—2500, Co 3—130, Cr до 200, Ti 300—3000, Zn 50—1500.

\* На эту особенность флорометаллометрических аномалий указывали А. П. Виноградов [63], Д. П. Малюга [230] и другие.

М. А. Садиков [296, 297], проводивший гидрохимические поиски на площади Талнахского месторождения, установил, что в подмерзлотных водах северной части рудного поля, где сульфидоносная интрузия погружается на значительную глубину, содержания никеля и меди постепенно снижаются и в концевых становятся равными местному фону. Поэтому протяженность по вертикали гидрогеохимических ореолов в коренных породах данного района — максимум несколько сотен метров, но в случае нарушения стационарного режима подмерзлотных вод (т. е. при их прорыве по таликам в более высокие горизонты) возможна фиксация более глубокозалегающих никеленосных интрузивов.

Весьма показательна история открытия Октябрьского месторождения. По сведениям Е. Е. Кузьмина [189], первая скважина, заданная для проверки данных гравимагнитной съемки, была пройдена до глубины 186,0 м и не подсекла пород с ожидавшейся минерализацией. Проба подмерзлотных вод, взятая в этой скважине, дала аномальные содержания микроэлементов (23 мкг/л никеля, 46 — меди, 1 — серебра, 234 — титана). Совместно с результатами повторной интерпретации данных гравиметрии это послужило основанием для продолжения поисков и в итоге было вскрыто слепое тело никеленосных габбро-долеритов, подстилаемое залежью эпигенетических медно-никелевых руд. Кроме того, в процессе гидрохимических поисков, выполненных на значительной части территории Северо-Енисейской провинции, был обнаружен ряд аномалий, связанных с медно-никелевыми сульфидными рудами, например участок Микчанда [103], участок Арылахской интрузии габбро-долеритов [297], участки рек Ергалах, Мокунай и Тулаек-Таас [189] и др.

А. А. Антонов [8, 9] выявил, что неминерализованные массивы основных — ультраосновных пород Кольского полуострова фиксируются гидрохимическими аномалиями магния и кальция. В результате опытно-методических работ, проведенных З. В. Комаровой на Ловноозерском месторождении, установлено следующее: а) при переходе от трещинных вод к грунтовым и далее к поверхностным наблюдается постепенное снижение фоновых (возможно, и аномальных?) содержаний никеля, меди и сульфат-иона; та же картина наблюдалась на месторождениях Северо-Енисейской рудной провинции; б) аномальные концентрации микроэлементов во всех типах вод минимум на порядок выше фоновых); в) наиболее контрастные аномалии отмечаются на участках развития богатых разностей медно-никелевых руд; г) смещение ореолов по сносу достигает 100—120 м.

По данным В. В. Климовича и А. А. Антонова, фоновые содержания никеля в водах Мончегорского района 0—3, аномальные достигают 1000 мкг/л, для кобальта эти цифры равны соответственно 0—3 и 100 мкг/л. Не исключено, что столь высо-

кие содержания металлов являются следствием заражения опробованных вод стоками рудника и завода. О возможности техногенной зараженности вод Мончегорского района металлами свидетельствует установленный Г. Б. Свешниковым факт постепенного роста фоновых и аномальных содержаний никеля в 1965—1968 гг.: фон возрос с 1,5—2 до 5,5—6,0 мг/л, аномальные значения — с 9—23 до 52—60 мг/л.

По данным З. В. Комаровой и Б. Н. Ракицкого, рудные тела Ждановского месторождения фиксируются гидрохимическими аномалиями никеля, меди и кобальта; контрастность аномалий варьирует в пределах от 2 до 15. Так же как и в других никеленосных районах, здесь наблюдается тенденция к возрастанию фоновых и аномальных значений микроэлементов в ряду поверхностные воды — грунтовые воды — трещинные воды; помимо этого, отмечено возрастание и фоновых и аномальных значений в 1958 г. (лето которого являлось более засушливым, чем в 1957 г.); этот рост сопровождался увеличением расстояний, на который смещались ореолы. Режимные гидрохимические наблюдения, выполненные на Ждановском месторождении в течение 1957—1958 гг., показали, что после паводка и дождей содержания микроэлементов в водах несколько возрастают, но содержания сульфат-иона остаются прежними, хотя протяженность его аномалий также несколько увеличивается (от первых десятков до 100—150 м).

Предельная мощность наносов, при которой гидрохимией фиксируются тела медно-никелевых сульфидных руд данного месторождения, равна 15—20 м; в случае нахождения слепых рудных тел на значительно больших глубинах они иногда также могут отмечаться гидрохимическими аномалиями, но при условии, что само тело срезается дизъюнктивным нарушением, выходящим под наносы. На месторождении Котсельваара (согласно данным двух указанных авторов) смещение ореолов увеличивается до 300—320 м, а значения аномальных содержаний никеля достигают 100 мг/л.

В. В. Чижиковым [381] установлено, что месторождение Восток отличается довольно слабыми аномалиями никеля и меди: при фоне первого элемента 0—3,5, второго — 0,3—9,7 мг/л в районе рудных тел воды содержат до 18 мг/л никеля и до 39 мг/л меди; максимальные значения аномалий зафиксированы в летне-осеннее время.

В районе Вожминского массива гипербазитов (северо-западная часть Ветреного Пояса) в 1970—1971 гг. были зафиксированы две гидрохимические аномалии со значениями 6—32 и 6—9 мг/л [311]. В результате последующих работ на аномальных участках были выявлены зоны проводимости; проверка их бурением показала, что первая аномалия связана с линзой рядовых, а вторая — с зоной бедных вкрапленных медно-никелевых руд.

В результате проведения З. В. Комаровой опытно-методических работ на Иoko-Довыренском массиве установлено следующее: а) вследствие невысокого содержания полезных компонентов в сингенетических рудах массива аномальные значения никеля в гидрохимических пробах не превышают первых десятков, меди — первых единиц микрограммов на 1 л; б) содержания микроэлементов в поверхностных и грунтовых водах массива практически одинаковы, трещинные воды отличаются несколько пониженной кислотностью и более высокими аномальными содержаниями микроэлементов (особенно это различие сказывается для сульфат-иона); в то же время фоновые содержания никеля в поверхностных и грунтовых водах несколько выше, чем в трещинных (скорее всего, это является следствием частичного окисления элювиально-делювиального материала неминерализованных ультрабазитов массива). Протяженность гидрохимических аномалий по стоку достигает первых сотен метров, в периоды весеннего паводка и осенних дождей содержания никеля и меди в водах массива несколько уменьшаются.

Фоновые содержания никеля и меди в водоносных горизонтах четвертичных и меловых отложений юго-западной части Воронежской антеклизы, определенные с помощью ДДК-натрия\*, равны 0—1 мг/л\*\*. Чаще всего воды имеют реакцию, близкую к нейтральной ( $\text{pH}=6,8\div 7,5$ ). Аномальные значения никеля и меди, как правило, отмечаются в ближайших окрестностях основных — ультраосновных массивов (Петровка, Нижний Мамон, Подколodновка, Русская Журавка и др.) или на отдельных участках долины р. Дон, т. е. в крупной зоне разлома фундамента и платформенного чехла, по которой наиболее легко осуществляется гидродинамическая взаимосвязь опробованных вод с водами, циркулирующими по кристаллическим породам [345]. Некоторые основные — ультраосновные массивы района — безрудные (Каменка) и с убогой сингенетической медно-никелевой минерализацией (Мамоновка) — не отмечаются гидрохимическими аномалиями никеля и меди (возможно, вследствие менее благоприятных тектоногидрогеологических условий). Аномалии никеля и меди в водах верхних водоносных горизонтов данного района отмечаются при мощности чехла до 100 м (эта цифра, по-видимому, не является предельной) и на удалении от источников до нескольких километров.

Загипсованность пород платформенного чехла юго-западной части Воронежской антеклизы препятствует, по мнению З. В. Комаровой, использованию сульфат-иона как дополнительного индикатора гидрохимических ореолов, возникающих

\* Диэтил-дитиокарбамат натрия.

\*\* По данным Г. М. Лифшица [208], в речных водах Воронежской области содержится 2,2—6,0 мг/л меди и 0,5—1,7 мг/л кобальта.

в связи с медно-никелевыми сульфидными рудами. По данным В. Я. Еременко [138], исследовавшего формы нахождения никеля и меди в водах р. Дон, 100% обнаруженного никеля (3,3 мкг/л) присутствуют в форме положительно заряженных ионов — простых ( $\text{Ni}^{2+}$ ) и комплексных (в соединениях с радикалами органических и поликремневых кислот), около 30% меди (2,4 мкг/л) содержится в коллоидной и псевдоколлоидной формах, примерно 4% (0,3 мкг/л) — в форме положительно заряженных ионов и 66% — в виде отрицательно заряженных (по-видимому, комплексных?) ионов и молекул, главным образом соединений меди с винной кислотой.

Вопрос о влиянии количества атмосферных осадков на содержания микроэлементов в водах Воронежской антеклизы изучался З. В. Комаровой, проводившей двукратное опробование 24 водопунктов Павловского района в 1963—1964 гг. В результате выяснилось, что содержания никеля несколько снизилось в течение сухого лета 1964 г. Данные В. Г. Дацко [120] свидетельствуют о возрастании содержаний микроэлементов в водах р. Дон в период весеннего (в меньшей степени осеннего) паводкового периода.

Подытожим фактический материал.

1. На эродированных месторождениях медно-никелевых сульфидных руд могут возникать первично-минеральные, вторично-минеральные и ионно-сорбционные гипергенные ореолы рассеяния; появление какого-либо вида ореолов зависит в основном от характера геохимического ландшафта эпохи гипергенеза, в меньшей степени — от геологических особенностей самого месторождения и последующей геологической истории района.

2. В Северо-Енисейской и в Северо-Байкальской никеленосных провинциях преобладают гипергенные первично-минеральные ореолы рассеяния (открытые и погребенные); наряду с ними развиты гипергенные ионно-сорбционные ореолы и потоки рассеяния, устанавливаемые при опробовании вод, растительности и донных отложений.

Для Карело-Кольской никеленосной провинции доминирующим типом являются гипергенные ионно-сорбционные ореолы и потоки рассеяния — лито-, торфо- и гидрохимические, большей частью открытые.

В юго-восточной части Воронежской антеклизы развиты гипергенные вторично-минеральные погребенные литохимические ореолы и ионно-сорбционные гидрохимические ореолы, фиксируемые при опробовании верхних водоносных горизонтов платформенного чехла.

3. Ведущими элементами-индикаторами вторичных ореолов и потоков рассеяния медно-никелевых месторождений и рудопроявлений могут быть главные рудообразующие элементы — никель, медь, кобальт и сера (в виде сульфат-иона), но в усло-

виях Воронежской никеленосной провинции сульфат-ион не является надежным индикатором ореолов сульфидных руд. В ряде никеленосных провинций могут использоваться дополнительные элементы-индикаторы, способствующие более однозначному выделению аномалий, связанных с медно-никелевым оруденением; так, в Северо-Енисейской провинции к этим элементам следует отнести хром и серебро, в Аллареченском районе Кольской провинции — молибден, появление которого в ореолах может служить указанием на присутствие непромышленной пирит-пирроотиновой минерализации.

О наличии перекрытых наносами массивов ультраосновных и основных пород могут свидетельствовать повышенные содержания магния и кальция в поверхностных и грунтовых водах изучаемой территории.

4. В первично-минеральных гипергенных ореолах рассеяния медно-никелевых месторождений фоновые и аномальные содержания элементов-индикаторов близки к наблюдаемым (соответственно) в неминерализованных породах рудоносных массивов и в самих рудах. Во вторично-минеральных и особенно в ионно-сорбционных гипергенных ореолах отмечается не только существенное различие указанных значений (на порядок и более), но и зависимость их от ряда факторов, не имеющих отношения к химизму никеленосных пород и руд, таких, как вид опробуемого материала, глубина отбора проб, время года, характер анализа (валовый, фазовый) и др. Однако и в этих ореолах все же проявлена прямая зависимость аномальных значений элементов-индикаторов от содержаний полезных компонентов в руде.

5. Вне зависимости от своего типа гипергенные ореолы рассеяния медно-никелевых руд, фиксируемые при помощи лито-, торфо- и флорометаллометрии, имеют размеры, сопоставимые с размерами самих рудных тел и только протяженность потоков рассеяния (в меньшей мере — гидрохимических ореолов) значительно больше указанных размеров. Чаще всего гипергенные ореолы рассеяния смещены по отношению к телам медно-никелевых руд на десятки и сотни метров.

Ионно-сорбционные гипергенные ореолы выявляются на дневной поверхности при мощности перекрывающих наносов до 10—20 м, для первично-минеральных ореолов эта мощность снижается до 3—5 м. Но в случае выхода под наносы дизъюнктивов, срезающих слепые тела медно-никелевых руд, последние могут отмечаться с помощью торфометаллометрии, причем глубина залегания таких рудных тел может достигать 100—350 м (Ждановское месторождение). Предельной мощностью наносов для применения наземных гидрохимических поисков медно-никелевых руд в общем случае следует считать 15—20 м, но в платформенных областях при наличии разломов фундамента, продолжающихся в породы чехла (Воронежская антиклиз),

фиксация погребенных массивов основных-ультраосновных пород и тел медно-никелевых руд с помощью наземной гидрохимии возможна при залегании их на глубинах до 100 м (и более?).

6. Валунные конусы и потоки, являющиеся особым видом гипергенных первично-минеральных ореолов рассеяния, могут прослеживаться от коренных выходов медно-никелевых руд на расстояния до нескольких десятков километров (Фенноскандия, Северное Прибайкалье), но в протяженных валунных конусах и потоках обычно встречаются окатанные обломки небогатых сингенетических руд. Появление полуокатанных и угловатых обломков богатых син- и эпигенетических медно-никелевых руд свидетельствует о близости самого месторождения или рудопроявления.

7. Разнотипность рассмотренных вторичных ореолов рассеяния и различие уровней фоновых и аномальных содержаний элементов-индикаторов в том или ином виде опробуемого материала (типе вод) являются основными факторами, определяющими выбор методики поисков (выбор сети пробоотбора, оптимального материала для опробования, видов анализа и т. п.).

8. В ряде случаев аномалии никеля, меди, кобальта и сульфат-иона могут возникать вследствие наличия конусов и потоков валунов медно-никелевых руд, непромышленной медно-никелевой минерализации, неминерализованных массивов ультраосновных пород и непромышленного пирит-пирротинового оруденения. Все это вызывает необходимость использования лито-, торфо-, флорометаллометрии и гидрохимии в комплексе с магнито- и электроразведкой и учета содержаний второстепенных элементов-индикаторов, прямо или косвенно указывающих на наличие или отсутствие в пределах изучаемого участка медно-никелевой сульфидной минерализации.

## VII



### ГЕНЕЗИС И ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ месторождений медно-никелевых сульфидных руд

Фактической основой большей части работ, посвященных проблеме генезиса медно-никелевых сульфидных руд, являются материалы по геологии и минералогии месторождений какого-либо одного никеленосного региона или района; при этом нередко в должной мере не учитываются (а иногда и полностью игнорируются) данные о геохимических особенностях пород никеленосных массивов и самих руд.

Материалы, изложенные в предыдущих разделах работы, показывают, что для более обоснованного решения генетической проблемы необходимо учитывать и геологические, и геохимические данные по основным никеленосным районам СССР и мира, поскольку в них в той или иной степени различаются: а) петро- и геохимические особенности магм, образовавших никеленосные массивы; следствием этого являются заметные различия химизма самих медно-никелевых руд; б) тектонические режимы периодов становления никеленосных массивов и структурные особенности вмещающих пород; следствием этого являются существенные различия во внутреннем строении массивов и в том числе в пространственном положении син- и эпигенетических руд; в) постериорные преобразования пород никеленосных массивов и самих медно-никелевых руд; следствием этого являются весьма существенные различия наблюдаемых минералогических ассоциаций, структур пород и руд.

Одновременно с этим во всех промышленных медно-никелевых месторождениях имеются общие черты: единый глобальный и региональный структурный контроль, связь с определенными магматическими формациями, единство главной минеральной ассоциации руд и другие особенности. Все это свидетельствует о наличии единой медно-никелевой сульфидной рудной формации, однако в зависимости от конкретных условий возникновения и последующей истории то или иное месторождение медно-никелевых сульфидных руд будет обладать своими индивидуальными особенностями строения, состава и изменения пород и руд.

Перейдем к синтезу всех значащих для решения поставленной генетической проблемы. фактов, изложенных в главах

II—V. Глобальный структурный контроль одинаков для всех промышленных медно-никелевых месторождений мира: они располагаются либо в краевых частях докембрийских платформ и щитов, либо в зонах сочленения структур  $AR-PR_1$  со структурами  $PR_2$ , контролируясь одновременно глубинными разломами и тяготея к участкам поднятия поверхности Моховичича (см. главу II). Эти факты являются весьма важным доказательством генетической связи никеленосных магм с верхней мантией и свидетельствуют о несостоятельности появившихся в последние годы гипотез о метаморфогенном происхождении данного типа руд.

Несмотря на геологическое разнообразие структур, непосредственно вмещающих никеленосные массивы (ими являются внутри- и межформационные контакты и зоны тектонических нарушений различной глубины заложения), все они имеют общую природу, являясь ослабленными участками коры. Этот факт косвенно подтверждает интрузивную природу никеленосных массивов и, следовательно, противоречит предположению об их возникновении путем метасоматоза.

Различия тектонических режимов, существовавших в периоды внедрения и кристаллизации никеленосных магм, и общих структур пород, вмещающих никеленосные массивы, определили не только особенности внутреннего строения последних, но и сам ход поступления магм (см. раздел II.3). В условиях платформенного режима, при наличии пологих структур, возникают однофазные никеленосные массивы с четко проявленной асимметричной дифференциацией, концентрирующие основную массу вкрапленных руд в своей приподошвенной части. В геоантиклинальных условиях при наличии крутопадающих вмещающих структур возникают слабодифференцированные никеленосные массивы, порой многофазные, с незакономерным расположением тел вкрапленных руд. Между этими двумя типами никеленосных массивов существуют «переходные разновидности», являющиеся как бы связующим звеном.

Аналогичная взаимосвязь тектонического режима, вмещающих структур и внутреннего строения проявлена и в основных — ультраосновных массивах с хромитовым и ильменит-магнетитовым оруденением (см. раздел II.3). Отмеченная взаимосвязь базируется на принципе воздействия силы тяжести на последовательно кристаллизующиеся породо- и рудообразующие минералы основных-ультраосновных магм; следовательно, вместе с фактами контактового воздействия никеленосных массивов на вмещающие породы (см. раздел II.6) эта взаимосвязь опровергает представления некоторых исследователей о метасоматическом или протрузионном происхождении данных массивов.

Сторонники немагматического происхождения медно-никелевых сульфидных руд иногда используют наличие «висячих»

горизонтов вкрапленных руд как доказательство несостоятельности ликвационной гипотезы (точнее, предположения о гравитационном осаждении сульфидных капель на дно магматического очага). Выполненный в данной работе анализ действия силы гравитации при различных углах падения магмовмещающих структур раскрывает причину указанного явления.

Исходя из представления о магматической природе никеленосных массивов, можно объяснить и другие особенности их внутреннего строения — горизонтальную зональность и развитие краевых кайм существенно плагиоклазовых пород (см. раздел II.4). Причиной первого явления следует считать кинетическую дифференциацию внедрявшегося потока магмы (следствие различия вязкости ультраосновной и основной частей расплава), причиной второго — термодиффузию, идущую в соответствии с принципом Сорэ.

Возможность ликвации исходного никеленосного расплава на силикатную и сульфидную части подтверждается не только многочисленными экспериментальными данными и процессами, идущими при металлургическом переделе медно-никелевых руд, но и наблюдениями, выполненными на месторождениях этих руд (см. раздел II.5). Ликвация идет, по-видимому, при температуре порядка 1500—1400° С. Расчетные и экспериментальные данные свидетельствуют о начале кристаллизации пород никеленосных массивов и самих руд при высоких температурах и средних (?) давлениях (см. раздел II.5). Наиболее высокотемпературными следует считать сингенетические руды Северного Прибайкалья, начало формирования которых лежит в интервале 1200—1000° С (см. табл. 5). Никелистый пирротин — «исходный материал» эпигенетических разностей руд — выладевает из расплава при температуре около 1000° С, но в последующем образовавшиеся твердые фазы испытывают превращения в интервале температуры 1000—200° С. Появление в субсолидусе более низкотемпературных сульфидов никеля и меди (в том числе и пентландита, возникающего при  $t=600^{\circ}\text{C}$ ) является одним из доводов противников магматогенной природы медно-никелевых руд. Несостоятельность этого контрдовода очевидна, поскольку в расчет принимаются не начальные, а промежуточные и конечные температуры.

Расплавы, образующие сульфиды медно-никелевых руд, в большинстве случаев практически лишены петрогенных и летучих компонентов (не считая серы). На непосредственных контактах сульфидов и силикатов неметаморфизованных сингенетических руд не развиты каймы реакционных минералов; исключением являются лишь руды Норильского района (см. табл. 1). В большинстве случаев эпигенетические руды состоят на 100% из сульфидной массы, лишь изредка в них появляются крупные идиоморфные кристаллы оливина и пироксенов (жильные руды Мончегорского плутона и Алларечен-

ского месторождения). Околорудные изменения в экзоконтактах тел пентландит-пирротиновых руд практически отсутствуют и весьма незначительны при наличии существенно халькопиритовых руд. И только более низкотемпературные пентландит-пирротиновые руды Печенги, возникшие из фазы, содержавшей ощутимое количество петрогенных и летучих компонентов, характеризуются появлением жильных минералов и заметным развитием околорудных изменений залегающих выше метаолвинитов и метаверлитов (см. табл. 1).

Явления зональности тел син- и эпигенетических руд (см. раздел II.7) также свидетельствуют об их магматогенном происхождении. Разубоживание и выклинивание тел первого типа руд по падению (склонению) имеет ту же причину, что и горизонтальная зональность никеленосных массивов, но в данном случае играет роль различие значений вязкости сульфидсодержащей и «безрудной» частей внедрявшейся магмы. Вертикальная зональность, проявляющаяся наиболее четко в пологозалегающих телах сингенетических руд, — следствие различных скоростей гравитационного оседания железо-никелевого и существенно медистого сульфидных расплавов. Наконец, моноасцедентная зональность тел эпигенетических руд возникает в ходе эволюции исходных сульфидных расплавов и общего понижения температуры при их кристаллизации.

Проявленные на большей части медно-никелевых месторождений СССР закономерные соотношения никеля и меди и никеля и серы в сингенетических рудах, а также и закономерные вариации отношений никель : медь, никель : кобальт в ряду бедные сингенетические — богатые сингенетические — эпигенетические руды (см. раздел II.8) — очередное доказательство магматогенного генезиса син- и эпигенетических разностей руд.

Весьма важными для понимания природы медно-никелевых руд и реконструкции истории их становления являются возрастные отношения син- и эпигенетических разностей с интравудными дайками — производными самих никеленосных массивов (см. раздел II.9). Развитие минеральных новообразований на непосредственных контактах сингенетических руд с указанными дайками и более поздний возраст эпигенетических руд по отношению к последним — свидетельство не только магматогенной природы ранней генерации руд, но и их временной разобщенности с эпигенетическими разностями. Дополнительным аргументом в пользу этого утверждения могут служить факты «халькопиритового метасоматоза» сингенетических (вкрапленных) руд, непосредственно контактирующих с существенно халькопиритовыми разностями эпигенетических руд. Все эти факты также опровергают доводы сторонников гидротермально-метасоматического генезиса медно-никелевых руд, полагающих, что вкрапленные и сплошные разновидности являются одновременными.

Не менее важными для разрешения поставленной задачи являются многочисленные наблюдения над парагенезисами и взаимоотношениями сульфидов и силикатов неизменных и метаморфизованных сингенетических руд (см. раздел II.10). При любом нарушении первичной минеральной ассоциации этих руд (оливин, пироксены, плагиоклаз, сульфиды — пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит) за счет процессов авто- и аллометаморфизма (серпентинизации, амфиболизации, оталькования, карбонатизации, хлоритизации, биотитизации и микроклинизации), т. е. при нарушении восстановительной обстановки, в которой формировались сингенетические руды, происходит их десульфуризация или дисульфидизация, частичная (а порой и полная) регенерация, сопровождающаяся возникновением структур, абсолютно не свойственных неизменным разностям руд. Все эти факты также противоречат предположениям о гидротермально-метасоматической или метаморфогенной природе медно-никелевого оруденения.

Менее распространены процессы метаморфизма эпигенетических разностей медно-никелевых руд, что само по себе является свидетельством их более позднего возраста по отношению к сингенетическим рудам. Чаще всего эпигенетические руды подвергаются влиянию динамометаморфизма, сопровождающегося дисульфидизацией руд; значительно реже они частично и полностью замещаются никелистым магнетитом поздней генерации. Все эти превращения — лишнее доказательство возможности существования ассоциации пирротин + пентландит + халькопирит только в восстановительной среде.

Перейдем к рассмотрению геохимических данных, прямо или косвенно указывающих на природу медно-никелевых сульфидных руд. Вследствие ряда общих геохимических особенностей элементов протокристаллизации для первичных породо- и рудообразующих минералов никеленосных массивов характерны явления изо- и гетеровалентного изоморфизма, частое развитие серий высокотемпературных твердых растворов и интерметаллических соединений, кристаллизация их осуществляется в восстановительной среде, на что указывают низшие валентности породо- и рудообразующих элементов — железа, титана, хрома и серы. Эти факты также свидетельствуют в пользу магматического происхождения медно-никелевых руд.

Наличие трех типов основных-ультраосновных магм с различной металлогенной, определяемой маловарьвирующими отношениями породообразующей триады  $MgO : FeO : CaO$  с рудообразующими компонентами — никелем, медью, кобальтом, серой, хромом, титаном — прямое указание на магматогенную природу никеленосных интрузивов. Промышленное медно-никелевое оруденение возникает только в умеренно железистых основных-ультраосновных расплавах с избытком никеля и серы; нарушение оптимальных соотношений этих двух компо-

нентов ведет либо к отсутствию медно-никелевой минерализации, либо к возникновению существенно пирротинового оруденения, не представляющего собой практического интереса вследствие низких содержаний никеля и меди. Весьма важным (как для решения поставленной проблемы, так и для практических целей) является правило Фогта — прямая корреляционная связь между геохимическими характеристиками неминерализованных пород никеленосных массивов и степенью обогащенности сингенетических руд никелем и медью. Нет сомнений в том, что все отмеченные геохимические закономерности могли проявляться только в «саморегулирующихся» поликомпонентных высокотемпературных сульфидно-силикатных закрытых системах, но не при гидротермальном процессе, осуществлявшемся в условиях открытой системы при более низких температурах и в самых разнообразных геологических ситуациях.

Против предположения о метаморфогенном происхождении медно-никелевого оруденения говорит наличие никеленосных основных — ультраосновных массивов, залегающих непосредственно в сульфидоносных вмещающих породах. Примером может служить большая часть габбро-верлитовых массивов Печенгского рудного поля, залегающих в обогащенных пиритом и пирротинном породах «продуктивной» толщи; некоторые массивы ультрабазитов Аллареченского района «закованы» (по образному выражению исследователей этой территории) в сплошные пирит-пирротинные руды, но также не являются никеленосными. Ту же картину можно наблюдать и в других районах СССР (например, на Урале).

При гидротермальной проработке габбро и метаверлиты Печенгского рудного поля (вне зависимости от их принадлежности к рудоносным и нерудоносным массивам) обогащаются серой; впервые это было установлено А. А. Предовским [280] и подтверждено в процессе работ Печенгской ГРП СЗТГУ. В первом случае при наличии в массиве медно-никелевого оруденения это возрастание можно объяснить привносом серы из оруденелых участков, во втором — наличие миграция серы из вмещающих толщ, но при этом в гидротермально измененных ультрабазитах не появляется практически ощутимых скоплений медно-никелевых сульфидов. Это идет в разрез с представлениями о метаморфогенной природе печенгских сульфидных руд.

Вертикальное распределение пороодо- и рудообразующих компонентов в асимметрично дифференцированных никеленосных массивах подчинено вариациям минералогического состава различных дифференциатов и в том числе — оруденелых. Весьма показательным является пространственное разобщение горизонтов с медно-никелевым, платино-хромитовым и ильменит-магнетитовым оруденением в резко расслоенных массивах; в собственно никеленосных массивах оно проявлено не столь

четко, однако непосредственно над зоной сингенетических руд нередко отмечаются первичные ореолы хрома, платины, палладия и других благородных металлов, а ореолы титана часто «оторваны» от зоны с сингенетической медно-никелевой минерализацией; таким образом, и в этом случае видно аналогичное вертикальное разобщение оруденелых и ореольных зон. Все особенности вертикальной геохимической дифференциации никеленосных массивов также могут расцениваться как доказательство их магматогенной природы.

Заканчивая обзор геохимических данных, следует указать и на различное поведение  $K_R$  рудообразующих элементов при метаморфизме рудоносных и нерудоносных массивов (см. главу IV). Дисульфидизация и десульфуризация вкрапленных медно-никелевых руд вызывает рост значений  $K_R$  никеля, меди, кобальта и серы в надрудных породах; при изменении пород никеленосных массивов наблюдается их общий спад. В обоих случаях проявлена единая тенденция — уравнивание содержания рудообразующих элементов между контактирующими геологическими образованиями и рассеяние этих элементов в средах с первоначальным их дефицитом. Это является свидетельством малой вероятности возникновения локально ограниченных скоплений богатых медно-никелевых руд за счет какого-либо метасоматического изменения основных — ультраосновных пород.

Таким образом, есть все основания считать медно-никелевые сульфидные руды собственно магматическими образованиями, подвергавшимися (в зависимости от последующего хода геологической истории того или иного никеленосного региона или района) воздействию метаморфизма. Формирование месторождений медно-никелевых сульфидных руд нельзя считать одноактным, оно представляет собой длительный и многостадийный процесс; схематически он рисуется следующим образом:

а) внедрение никеленосной основной-ультраосновной магмы по глубинным разломам в интрузии — контролирующие структуры (иногда — многофазное, как, например, в Северо-Байкальском и Центральнонорусском регионах), сопровождаемое контактовым метаморфизмом вмещающих толщ; кристаллизация высокотемпературных сингенетических руд;

б) формирование многочленной дайковой серии (иногда с сингенетическим по отношению к дайковым породам сульфидным оруденением — Ловноозерское, Ждановское, Чайское месторождения), локальный контактовый метаморфизм сингенетических медно-никелевых руд, идущий под влиянием даек;

в) внедрение и кристаллизация высокотемпературных эпигенетических медно-никелевых руд (типа Норильска\*, Лов-

---

\* Часть эпигенетических руд Талнахского месторождения сформировалась до внедрения даек диабазов.

ноозера, Мончегорского плутона); эволюция рудного расплава, дающего вначале пентландит-пирротиновые, затем существенно халькопиритовые разности эпигенетических руд и после этого — борнит-миллеритовые и наиболее низкотемпературные «остаточные» образования («аплиты» месторождений Северо-Енисейской провинции, кварц-карбонатные прожилки с сульфидами на месторождениях Кольского полуострова); слабые околорудные изменения вмещающих пород, обусловленные внедрением существенно халькопиритовых и более низкотемпературных генераций эпигенетических руд;

г) автометаморфные (многостадийные) изменения пород никеленосных интрузий, сопровождающиеся частичным метаморфизмом (десульфуризацией, перекристаллизацией) сингенетических медно-никелевых руд; формирование части низкотемпературных гидротермальных прожилков;

д) внедрение и кристаллизация более низкотемпературных эпигенетических медно-никелевых руд (типа Печенги), возникновение зональных ореолов минерализации во вмещающих сланцах низких ступеней метаморфизма, околорудные изменения вмещающих ультрабазитов (оталькование, хлоритизация);

е) формирование наиболее низкотемпературных гидротермальных (серпентиновых, карбонатных, кварцевых) прожилков, обусловивших локальный метаморфизм син- и эпигенетических медно-никелевых руд;

ж) аллометаморфные изменения пород никеленосных интрузий и сингенетических медно-никелевых руд, связанные с внедрением более поздних кислых интрузий (Северо-Байкальский и Центрально-русский регионы) или с воздействием регионального метаморфизма (Аллареченское месторождение).

В приведенной генетической схеме еще не определены достаточно четко время и причины гипогенного метаморфизма эпигенетических руд. Катаклиз, дисульфидизацию и замещение магнетитом жильных руд Мончегорского плутона, по-видимому, следует связывать с заключительными стадиями его формирования, параллелизуя эти изменения с гидротермальным метасоматозом пород дайковой серии. Но катаклиз жильных руд Байкальского месторождения не сопровождался нарушением восстановительной обстановки и вряд ли этот процесс — результат внедрения более поздних гранитов (иначе руды почти наверняка оказались бы пиритизированными, как это наблюдается, например, на месторождении Мак-Ким, Садбери).

Среди зарубежных месторождений медно-никелевых сульфидных руд также встречаются объекты, сформировавшиеся в несколько стадий (фаз). Так, например, по данным П. Вагнера [537] и Р. Рекнагеля [513], последовательность оруденения в Бушвелдском лополите рисуется следующим образом:

а) сингенетическая вкрапленность пирротина и пентландита I фазы, в ассоциации с хромитом и платиной — риф Ме-

ренского; по-видимому, разновозрастными с ним являются слои хромититов в ультрабазитах и прослои титаномагнетитовых руд в базитах верхней части лополита;

б) сингенетическое (вкрапленное, вкрапленно-агрегатное до сплошного) пентландит-пирротиновое оруденение II фазы в бронзититах трубок Влэкфонтейна, рвущих стратифицированные породы лополита; там же отмечены прожилки существенно халькопиритовых руд — вероятных дериватов пентландит-пирротиновых;

в) сингенетическая пентландит-пирротиновая минерализация III фазы в жилах пегматоидных пироксенитов, рвущих сульфидоносные бронзититы трубок Влэкфонтейна;

г) эпигенетическое прожилковое существенно пиритовое оруденение с пирротинном и халькопиритом — IV фаза;

д) гидротермальное арсенидно-карбонатное среднетемпературное жильное оруденение района Блаувбэнка, возможно связанное с воздействием «красных» гранитов лополита на низезалегающие никельсодержащие базиты и ультрабазиты.

Перейдем к рассмотрению формационных типов месторождений медно-никелевых сульфидных руд. Термином «рудная формация» принято обозначать «группу рудных месторождений, обладающих сходным вещественным составом руд, возникших в близких геологических и физико-химических условиях» [218, с.7]. Исходя из этого определения все месторождения медно-никелевых сульфидных руд могут быть отнесены к единой — одноименной — формации, поскольку для них характерен ряд общих признаков (см. выше). В то же время рассматриваемые месторождения имеют ряд различий, которые являются следствием действия двух групп факторов: а) первичных, включающих в себя условия внедрения и кристаллизации никеленосных магм; б) вторичных, к которым относятся различные постериорные изменения пород никеленосных массивов и медно-никелевых руд.

Естественно, что для более ясного понимания условий образования какого-либо месторождения медно-никелевых руд следует определить его формационный тип, используя для этого первую группу факторов. Ведущими среди них будут два: дислокация классифицируемого месторождения в пределах платформы или древней складчатой области и конкретная тектоно-структурная обстановка периода внедрения и кристаллизации никеленосной магмы. Группа вторичных факторов в данном случае играет подчиненную роль, поскольку постериорные изменения пород никеленосных массивов и медно-никелевых руд проявлены не повсеместно, в различной степени и кардинально не меняют общего облика месторождения, сложившегося под действием первичных факторов.

На основании изложенных предположк можно выделить четыре формационных типа промышленных медно-никелевых

Формационные типы промышленных медно-никелевых сульфидных месторождений

Характеристика	Формационные типы			
	Норильский	Печенгский	Ловноозерский	Северобайкальский
Генетический тип	Собственно магматический			
Рудная формация	Медно-никелевая сульфидная			
Основные особенности глобального положения промышленных месторождений данной формации	Приурочены к краевым частям докембрийских щитов и платформ (реже к зонам сочленения кратогенов AR—PR <sub>1</sub> со складчатыми сооружениями PR <sub>2-3</sub> ), контролируются зонами глубинных разломов, в районах наиболее крупных месторождений (Норильск, Печенга, Садбери, Томпсон) намечаются поднятия поверхности Мохоровичича (Конрада)			
Формационные группы месторождений; возраст	Платформенных областей, мезозойский	Древних геосинклинальных (субгеосинклинальных) областей; протерозойский		
Тектонический режим эпохи внедрения рудоносных массивов	Относительно спокойный (платформенный)	Не особо напряженный (субгеосинклинальный)	Напряженный (переходный к геантиклинальному)	Весьма напряженный (геантиклинальный)
Структуры и состав пород, вмещающих рудоносные интрузивы	Очень слабо дислоцированные эффузивно-осадочные толщи второго структурного яруса платформы	Средне- и сильнодислоцированные кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы, гранито-гнейсы и мигматиты, эффузивно-осадочные толщи первого структурного яруса платформы и фундамента щита		
Основные особенности никеленосных массивов: залегание, углы наклона	Пологое, 5—7°	Наклонное, 30—45°	Наклонное до близкого к вертикальному, 45—80°	Наклонное до вертикального, 60—90°
состав	Оливинсодержащие базиты (габбро-долериты) — доминирующий тип	Оливинсодержащие базиты и гипербазиты — доминирующий тип, безоливиновые базиты — подчиненный тип		
фазность внедрения, характер дайковой серии	Однофазные; проявлена слабо	Однофазные; развита широко, многочленная	Однофазные; развита не особенно широко, многочленная	Многофазные; развита не особенно широко, многочленная
дифференциация	Весьма отчетливая асимметричная, с намечающейся горизонтальной	Отчетливая асимметричная, реже горизонтальная	Неотчетливая горизонтальная или не проявлена вообще	Весьма нечеткая и не-закономерная
Основные особенности пространственного распределения медно-никелевого сульфидного оруденения:				
сингенетического	Локализовано в лежачем боку материнских массивов, концентрируется в определенных петрографических горизонтах (пикритовых, такситовых и контактовых габбро-долеритах)	Локализовано главным образом в лежачем боку материнских массивов, в основных и в ультраосновных дериватах, реже встречается на более высоких горизонтах	Локализовано в верхних частях (апофизах) материнских массивов (в более меланократовых дериватах), иногда в крыле факолита ультраосновного состава	Иногда тяготеет к лежачему боку материнского массива, слагаемого основными — ультраосновными дериватами никеленосной фазы, чаще рассредоточено без особой закономерности по всем участкам материнского массива; распределение сульфидов внутри рудных тел весьма хаотическое

Характеристика	Формационные типы			
	Норильский	Печенгский	Ловноозерский	Северобайкальский
эпигенетического	<p>Локализовано в подошвенных частях материнских массивов, непосредственно контролируется прогибами их дна, контактными швами и трещинами отслоения</p>	<p>Локализовано в тектонических нарушениях, идущих по подошве материнских массивов, и в трещинах их осевой части, встречается также в структурах, вмещающих породы дайковой серии; в пределах Печенгского рудного поля нередко «отщепленные» тела, уходящие по плоскостям отслоения и по нарушениям вмещающих пород от материнских массивов на первые сотни метров</p>	<p>Локализовано в местах глубинного выклинивания материнского массива («затеки» сульфидного расплава) либо отжато на фланги массива; встречается также в структурах, вмещающих породы дайковой серии (плагипегматиты)</p>	<p>Локализовано в дизъюнктивах, проходящих в лежачем боку и в центре (?) материнского массива; встречено также в структурах, вмещающих породы дайковой серии (плагипегматиты); эпизодически отмечается в трещинах в виде маломощных прожилков по всему телу материнского массива</p>
<p>Основные особенности минералогии и химизма медно-никелевых сульфидных руд:</p> <p>главная парагенетическая ассоциация рудных минералов</p>	<p>Пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, талнахит</p>	<p>Пирротин, пентландит, халькопирит</p>		

второстепенные и  
аксессуары руд-  
ные минералы

Пирит, магнетит, ильменит, браунит, виоларит, марказит, троилит, миллерит, борнит, халькозин, сфалерит, галенит, арсениды железа, никеля, кобальта, соединения платины, палладия и других благородных металлов

среднее отноше-  
ние Ni : Cu

1 : 1,5—2

2 : 1

2 : 1

2 : 1

Примеры

Норильск-1, Талнах-  
ское, Октябрьское

Каула, Котсельваара,  
Каммикви, Семилетка,  
Ждановское, Ниттис-  
Кумужье, «Донная за-  
лежь» и «пласт 330»  
Мончегорского плутона,  
месторождения рудного  
поля Садбери

Ловноозерское, Ал-  
лареченское, Восток,  
Приозерное, месторо-  
ждения рудного пояса  
Томпсон

Чайское, Байкаль-  
ское, Нижнеамонское,  
Подколотновское, Линн-  
Лейк

сульфидных месторождений (табл. 17). Сопоставление особенностей этих формационных типов показывает следующее.

При постепенном усложнении структурно-тектонической обстановки периода формирования никеленосных массивов ослабевает степень их дифференциации, однофазные массивы сменяются многофазными, происходит все большее и большее рассредоточение син- и эпигенетических руд по всему телу массива. Руды медно-никелевых месторождений, сформировавшихся в мезозойскую металлогеническую эпоху, характеризуются преобладанием меди над никелем, тогда как в рудах докембрийских медно-никелевых месторождений никель, как правило, преобладает над медью. Не исключено, что эта особенность связана с вертикальной металлогенической зональностью вещества верхней мантии и одновременно с различной глубиной заложения региональных разломов, контролирующих размещение промышленных медно-никелевых месторождений. Если принять как одну из возможных теорию оболочечного строения Земли, то по аналогии с зональным распределением никеля и меди в телах сингенетических руд можно предположить обогащение медью более высоких горизонтов мантийного вещества. Глубинные разломы, возникшие

в докембрии (в то время, когда мощность земной коры была в общем значительно меньшей, а тектонический режим — более активным), могли продолжаться до слоев мантии, обогащенных никелем; более поздние мезозойские глубинные разломы затухали преимущественно в слоях мантии, обогащенных медью.

Развивая далее предположение о вертикальной металлогенической зональности верхней мантии, можно допустить в ее более глубоких горизонтах обособление сплошной сульфидной фазы. И если при становлении никеленосных массивов могло идти постепенное сдвигание очага плавления в глубь мантийного слоя [361], то в конце-концов в расплав переходила бы именно эта предполагаемая сульфидная фаза, которая и давала эпигенетические разности руд. Такая трактовка «углубляющегося» процесса плавления вещества мантии объясняет наличие заметного временного разрыва между становлением син- и эпигенетических руд и одновременно с этим показывает парагенетическую (а не прямую генетическую) связь сплошных руд с породами никеленосных массивов — и те, и другие, возможно, являются выплавками разных горизонтов мантийного вещества.

Конкретное нахождение какого-либо никеленосного региона (района) в той или иной части докембрийской платформы или щита может, по-видимому, найти свое объяснение в горизонтальной неоднородности мантии. Пока эти неоднородности фиксируются косвенно, без объяснения их природы; но в них, возможно, и заключаются причины многих пока еще не познанных особенностей металлогении древних областей Земли.

# VIII



## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

### *и признаки никеленосных основных — ультраосновных массивов и медно-никелевых сульфидных руд*

По определению В. И. Красникова [183, с. 58 и 97], под поисковыми критериями понимаются «... геологические факторы, определяющие условия нахождения месторождений в земной коре», а «к поисковым признакам относятся любые геологические и иные факты, прямо или косвенно указывающие на возможность наличия месторождений полезных ископаемых».

Формулируемые ниже поисковые критерии и признаки основаны на фактическом материале и выводах глав II—VII.

#### *VIII.1. Геологические критерии*

1. Основные — ультраосновные массивы с промышленным медно-никелевым сульфидным оруденением приурочены либо к краевым частям докембрийских щитов и платформ, либо к зонам сочленения архейских — раннепротерозойских структур со средне-позднепротерозойскими, контролируясь протяженными зонами глубинных разломов. Еще одной характерной особенностью никеленосных провинций является наличие куполовидных поднятий поверхностей Мохоровичича и Конрада.

2. Наиболее продуктивными в отношении наличия промышленных скоплений медно-никелевых сульфидных руд являются среднепротерозойская и раннемезозойская металлогенические эпохи.

3. Наиболее благоприятным для формирования промышленных скоплений медно-никелевых сульфидных руд является малонапряженный тектонический режим эпохи внедрения и кристаллизации никеленосных интрузий; в противном случае возникают многофазные слабо дифференцированные массивы с хаотическим пространственным распределением оруденения.

4. Более благоприятными для возникновения никеленосных основных — ультраосновных массивов являются горизонтальные и весьма пологие вмещающие структуры, менее благоприятными — сложноскладчатые и крутопадающие.

5. Никеленосные интрузии размещаются в ослабленных зонах: а) контактах разновозрастных метаморфических комплексов — межформационных швах, иногда осложненных разломами

II—III порядков; б) внутрiformационных контактах; в) складках отслоения наиболее пластичных пород в слоистых формациях, осложненных разломами II—III порядков.

6. На современном эрозионном срезе никеленосные интрузии рисуются как пласты, линзы и лополиты. Однако при прослеживании их по падению (склонению) нередко оказывается, что они представляют собой неправильные лентовидные тела значительной протяженности. Изометрические и трубообразные формы основных — ультраосновных массивов менее благоприятны в отношении никеленосности.

7. Поскольку значительная часть запасов металлов обычно сконцентрирована в сингенетических разностях медно-никелевых сульфидных руд, большими перспективами обладают крупные интрузивы основных — ультраосновных пород. Однако всегда следует учитывать возможность их малой препарировки, в результате чего на современном (или древнем — в условиях Русской платформы) эрозионном срезе размеры какого-либо массива могут казаться весьма незначительными.

8. Промышленные месторождения медно-никелевых сульфидных руд связаны пространственно и генетически с массивами основных — ультраосновных пород — как однофазными, так и многофазными, нередко сопровождаемыми многочленной дайковой серией пород, варьирующих по своему составу от ультраосновных до кислых. «Отщепленные» тела эпигенетических медно-никелевых руд, залегающие во вмещающих массивы породах, почти всегда пространственно связаны с материнскими основными — ультраосновными массивами.

9. Рудоносными ультрабазитами являются чаще всего перидотиты (гарцбургиты, верлиты, иногда лерцолиты), реже оливковые пироксениты. Концентрации первично-магматических сульфидов в оливинитах менее характерны; в дунитах они весьма редки и, как правило, немасштабны. Рудоносными могут быть и метаморфизованные разности перечисленных пород, но качество сингенетических медно-никелевых руд в них, как правило, снижается за счет развития связанных с метаморфизмом процессов дисульфидизации, десульфуризации и перекристаллизации первичных рудных минералов.

Рудоносными базитами являются чаще всего норитовые и габбро-норитовые разности, значительно реже медно-никелевое оруденение встречается в габбро и в лейкократовых (лабрадоритовых) дериватах базитов. Рудоносные базиты часто содержат в себе магнезиальный оливин, но наличие его не является обязательным.

10. Основная масса сингенетических медно-никелевых руд чаще всего заключена в образованиях главной фазы какого-либо никеленосного массива. Породы дайковой серии или безрудны, или несут в себе немасштабное (хотя иногда и богатое) син- и эпигенетическое медно-никелевое оруденение.

11. Интенсивность проявления контактовых ареалов никеленосных массивов зависит от характера вмещающих пород, размеров массива, условий его залегания и химизма магмы (в частности, от ее обогащенности летучими компонентами). При пологом залегании крупных никеленосных интрузивов в породах низких ступеней метаморфизма и при значительной обогащенности магмы летучими мощность данных ареалов максимальная (100—200 м); ареалы крутопадающих интрузивов небольшого размера, залегающих в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций, распространяются по вертикали на десятки сантиметров — первые метры. Контактные ареалы никеленосных массивов могут слагаться гранат-амфиболовыми гнейсами, различными скарнами, роговиками, кальцифирами и адинолами, содержащими вкрапленно-прожилковую медно-никелевую, существенно халькопиритовую (с борнитом и миллеритом) или пиритовую минерализацию; реже в ареалах появляются сфен, рутил, ильменит и лейкоксен.

12. Четко выраженная вертикальная (асимметричная) дифференциация основных — ультраосновных массивов является благоприятным фактором для локализации медно-никелевых руд. В крупных никеленосных интрузивах пологого и слабонаклонного залегания порой проявляется нечеткая горизонтальная дифференциация — обособление более магнезиальных (ультраосновных) дериватов и более богатых разнообразнейших сингенетических медно-никелевых руд в головной части. В менее четко дифференцированных основных — ультраосновных массивах могут встречаться «висячие» пласты и линзы сингенетических медно-никелевых руд — как не имеющие практической ценности, так и включаемые в подсчеты запасов. Одно- и многофазные слабо дифференцированные и практически недифференцированные (или обладающие «обратной» дифференциацией) никеленосные массивы обладают хаотическим распределением тел сингенетических медно-никелевых руд, которые могут встречаться в придонных частях, середине и висячем боку массивов или даже слагать целиком их апофизы.

13. Пространственная локализация эпигенетических разновидностей медно-никелевых руд в телах материнских массивов определяется расположением рудоконтролирующих дизъюнктивов. Последние чаще всего развиваются в лежащем боку массивов, нередко они продолжают во вмещающие породы; иногда ими являются системы параллельных крутопадающих трещин, разбитые в осевых частях массивов, и дизъюнктивы, контролирующие размещение более ранних пород дайковой серии. Нередко эпигенетические разности медно-никелевых руд обособлены на участках выклинивания (расклинивания) материнских массивов.

14. Зональность тел сингенетических медно-никелевых руд может проявляться двояко: а) постепенной сменой пентландит-пирротиновых разностей руд существенно халькопиритовыми

при переходе от центральных частей рудных тел к головным или фланговым; б) постепенным выклиниванием и разубоживанием пентландит-пирротиновых руд по склонению и по падению. В экзоконтактах тел сингенетических медно-никелевых руд отсутствуют какие бы то ни было заметные околорудные изменения, могущие служить в качестве поисковых признаков; исключением являются маломощные зоны сульфидизированных гнейсо-сланцевых толщ.

Зональность тел эпигенетических медно-никелевых руд проявлена различно, в зависимости от характера рудообразующей фазы. Для эпигенетических руд, сформировавшихся из высокотемпературного «сухого» расплава, типично обособление существенно халькопиритовых и миллерит-борнитовых разностей по периферии и в местах выклинивания рудных тел. Зоны существенно халькопиритовой и миллерит-борнитовой минерализации могут продолжаться по простиранию рудоконтролирующих дизъюнктивов на расстояния до десятков и первых сотен метров и в приподошвенных частях тел эпигенетических руд, вкрест простирания контролирующих структур — на расстояния до нескольких метров по мощности.

Тела более низкотемпературных эпигенетических руд, залегающие в филлит-туффитовой толще, окружены зональными минеральными ореолами, развивающимися вкрест простирания рудоконтролирующих дизъюнктивов на первые 15—20 м и по их простиранию — на сотни метров (как исключение — до 1—1,5 км). Для этих ореолов характерна следующая смена минеральных ассоциаций: пентландит + пирротин + халькопирит → халькопирит (+ пентландит и пирротин) → пирротин + карбонаты + кварц (+ халькопирит) → карбонаты + кварц (+ пирротин + сфалерит + галенит). Иногда за существенно пирротиновой зоной ореола следует маломощная существенно пиритовая зона.

Околорудные изменения в экзоконтактах высокотемпературных пентландит-пирротиновых руд практически отсутствуют; околорудные изменения (оталькование, карбонатизация вмещающих базитов и ультрабазитов), обусловленные наличием существенно халькопиритовых разностей эпигенетических руд, проявлены слабо. И те и другие не могут быть использованы ввиду малой масштабности в качестве поисковых признаков.

Эпигенетические руды, сформировавшиеся из относительно низкотемпературного расплава-раствора, обогащенного летучими компонентами, вызывают оталькование, карбонатизацию (в меньшей степени хлоритизацию) вмещающих ультрабазитов; эпизодически может проявляться замещение халькопиритом пентландит-пирротиновых разностей сингенетических руд, контактирующих с эпигенетическими. В зависимости от мощностей тел эпигенетических руд оталькование и карбонатизация могут проявляться на расстоянии от единиц до десятков метров экзоконтактов,

15. Интенсивность автометаморфных изменений пород основных — ультраосновных массивов позволяет косвенно судить о том, насколько магма, давшая массив, была обогащена или обеднена летучими компонентами. Этот показатель важно учитывать при оценке никеленосности, поскольку повышенные содержания летучих (серы и  $H_2O^+$ ) свойственны никеленосным магмам, а пониженные — неникеленосным (см. п. 21).

Автометаморфные изменения пород никеленосных массивов, идущие, как правило, последовательно, могут включать в себя: а) амфиболлизацию, оталькование, серпентинизацию и хлоритизацию ультраосновных пород; б) амфиболлизацию и альбитизацию (реже эпидотизацию) основных пород.

При наличии более поздних гранитов, воздействовавших на породы никеленосных массивов, или при проявлении регионального метаморфизма автометаморфные преобразования никеленосных пород могут быть частично или полностью замаскированы более поздними — аллометаморфными — процессами, что всегда следует учитывать при использовании данного критерия.

Одним из петрографических признаков аллометаморфных преобразований пород никеленосных массивов является исчезновение реликтового рисунка первоначальных структур базитов и ультрабазитов; этот рисунок, как правило, сохраняется при воздействии автометаморфизма, хотя продукты его могут полностью заместить первоначально имевшиеся минералы (оливин, пироксены, плагиоклазы).

Одностадийное или слабое проявление автометаморфных изменений пород основных — ультраосновных массивов свидетельствует о низком содержании летучих компонентов в исходной магме; повсеместное и интенсивное проявление многостадийного автометаморфизма говорит о наличии в исходной магме повышенного количества летучих компонентов; при этом условии возникают богатые разновидности сингенетических руд и существенные скопления эпигенетических руд.

16. Развитие элювиально-делювиальных свалов и пролювиальных конусов выноса малоокатанных обломков медно-никелевых сульфидных руд (в том числе метаморфизованных, см. п. 18) или основных — ультраосновных пород с медно-никелевой или существенно халькопиритовой минерализацией является одним из важнейших поисковых признаков, указывающих на непосредственную близость коренных выходов руд или минерализованных пород.

17. Появление в ледниковых отложениях окатанных валунов и галек медно-никелевых руд (неизмененных или метаморфизованных), основных — ультраосновных пород с медно-никелевой или существенно халькопиритовой минерализацией является немаловажным поисковым признаком, свидетельствующим о наличии в исследуемом районе коренных выходов руд (или мине-

рализованых основных — ультраосновных пород) в радиусе до нескольких десятков километров.

18. Прямым и наиболее важным признаком никеленосности обследуемого основного — ультраосновного массива является наличие в нем медно-никелевой сульфидной минерализации любого текстурно-генетического типа. Наиболее благоприятен случай обнаружения неизменной син- или эпигенетической (пентландит-пирротиновой, существенно халькопиритовой) минерализации; низкие содержания полезных компонентов в первых отобранных пробах (при наличии геохимических признаков никеленосности, см. п. 19—21) не должны являться основанием для прекращения поисков, так как опробованию могут подвергнуться края рудного тела, обладающего зональным строением (см. п. 14).

Появление частично или полностью метаморфизованных син- и эпигенетических медно-никелевых руд отнюдь не исключает нахождения в исследуемом массиве скоплений промышленных руд, которые могут быть обнаружены на его менее измененных участках.

### VIII.2. Геохимические критерии

19. Неминерализованные ультрабазиты ряда дунит — оливинит — перидотит и мезократовые оливинсодержащие и безоливиновые базиты металлоносных массивов — неизменные, слабо измененные и подвергшиеся «изохимическому» метаморфизму\* — обладают определенными, различающимися между собой соотношениями порообразующих окислов. Ту или иную металло-геническую специализацию основного — ультраосновного массива определяют соотношения группы окислов  $MgO-FeO+Fe_2O_3-CaO$ ; их следует выражать при помощи дополнительных характеристик  $m'$ ,  $f'$  и  $c'$ , рассчитываемых по способу А. Н. Заварицкого, поскольку они освещают эти соотношения не во всей породе, а в ее фемических минералах, являющихся концентраторами главных рудообразующих компонентов собственно магматических руд — никеля, кобальта, меди, хрома и титана.

Несколько меньшее значение для решения указанной задачи имеют:

а) величина  $b$ , характеризующая суммарное количество  $MgO+FeO+Fe_2O_3+MnO+CaO$ , входящее в состав фемических минералов исследуемой породы;

б) величина  $n$ , отражающая соотношение калия и натрия в сумме щелочей;

\* Практически не нарушившему первоначально имевшихся в данных породах соотношения петрогенных компонентов; в противном случае критерии п. 19, 20 использовать нельзя.

в) величина  $t$ , дающая представление о содержании в исследуемой породе двуокиси титана;

г) величина  $a : c$ , характеризующая отношение суммы щелочей к кальцию в алюмосиликатах.

20. Металлоносным ультрабазитам ряда дунит—оливинит—перидотит и мезократовым оливинсодержащим и безоливиновым базитам с ненарушенными метаморфизмом соотношениями петрогенных компонентов свойственны вариации значений характеристик  $m'$ ,  $f'$  и  $c'$ , приведенные в табл. 18.

Таблица 18

Петрохимические особенности ультрабазитов и базитов металлоносных массивов \*

Типы массивов	Значения		
	$m'$	$f'$	$c'$
Ультраосновные			
Никеленосные: печенгско-аллареченского типа мончегорского типа * липецко-курского типа	61,5—74,0	24,0—28,5	1,5—11,0
	74,0—82,5	14,0—24,0	1,5—5,5
	79,0—86,0	11,0—16,0	0,5—9,0
Хромитоносные	81—92	7,5—16,0	0,0—5,5
Платиноносные	63—90	10—13	0—22
Основные			
Никеленосные	50—78	12—46	3—29
Титаносные	30—49	37—49	7—26
Платиноносные	40—46	25—38	23—29

\* Примерно такие же значения  $m'$ ,  $f'$ ,  $c'$  характерны для ультрабазитов практически никеленосных массивов коповского типа (Аллареченский район Кольской провинции) и никеленосных массивов довыренского комплекса (Северное Прибайкалье).

Для неизменных и слабо измененных основных—ультраосновных пород никеленосных массивов характерны следующие отклонения четырех указанных в п. 19 дополнительных петрохимических параметров по отношению к типовым \*:

$$b_{\text{никеленосн}} > b_{\text{типов}}$$

$$n_{\text{никеленосн}} < n_{\text{типов}}$$

$$t_{\text{никеленосн}} < t_{\text{типов}}$$

$$(a : c)_{\text{никеленосн}} < (a : c)_{\text{типов}}$$

21. Для неминерализованных ультрабазитов ряда дунит—оливинит—перидотит и мезократовых оливинсодержащих и безоливиновых базитов металлоносных массивов характерны по-

\* Рассчитаны А. Н. Заварицким по данным Р. Дэли для строго определенных петрографических разновидностей базитов и ультрабазитов.

вышенные содержания следующих рудоносных и летучих компонентов:

а) никеля, серы,  $H_2O^+$ , меди, кобальта — при наличии в массиве медно-никелевой сульфидной минерализации;

б) титана и ванадия — при наличии в массиве ильменит-магнетитового оруденения;

в) хрома — при наличии в массиве хромитового оруденения;

г) хрома, платины, палладия — при наличии в массиве хромито-платинового оруденения.

Значения  $K_k$  рудообразующих элементов и содержания  $H_2O^+$  с различными видами

Породы, рудоносные провинции	Значения		
	Ni	Co	Cu
Медно-никелевое суль			
Оливинсодержащие ультрабазиты (ряда оливинит - перидотит)			
Кольский полуостров			
печенгско-аллареченский тип	1,8—3,0	0,3—1,7	4,3—8,7
копосовский тип (практически никеленосный)	2,1	—	2,0
мончегорский тип	2,5—3,0	0,7—1,0	1,0—3,0
Северное Прибайкалье (породы I фазы довыренского комплекса)	1,25—1,52	0,6—1,0	1,25—3,75
Воронежская антеклиза (метаоливиниты, метаверлиты I фазы мамоновского комплекса)	0,25—0,70	0,2—0,5	1,30—3,25
Мезократовые оливиновые и безоливиновые базиты (ряда габбро-норит)			
Кольский полуостров			
печенгский тип	1,2—3,8	0,7—3,5	0,7—2,4
мончегорский тип	1,0	0,3	0,1
нориты оз. Ловно	2,5	0,9	0,1
Северное Прибайкалье (породы II фазы довыренского комплекса)	3,8—8,7	1,9—3,4	0,6—1,5
Северо-Енисейская провинция	0,93—2,37	1,0	0,6—4,5
Воронежская антеклиза (габбро II фазы мамоновского комплекса)	0,12—2,50	0,50—1,37	0,42—0,78
Ильменит-магне			
Основные (ряда габбро)	0,4	1,1	0,5
Хромитовое			
Ультраосновные (ряда дунит-гарцбургит)	1,6—2,0	—	—

Примечания. 1. Наблюдаемые в таблице вариации основных геохимических ха и серы) отражают различие содержаний никеля в медно-никелевых рудах (см. п. 22 и Жидеев и др.) 0,05—0,18.

Значения  $K_K$  рудообразующих элементов и содержания  $H_2O^+$ , характеризующие указанную закономерность, даны в табл. 19.

Если в породах исследуемого массива одновременно имеются: благоприятные соотношения величин  $m' - f' - c'$  (см. п. 20), значения  $K_K$  никеля, равные 1,5—3,0, значения  $K_K$  серы, равные 0,8—1,2, значения отношения  $K_K Ni : K_K S$ , равные 3 : 1—1,5 : 1, можно рассчитывать на выявление богатых медно-никелевых руд (син- и эпигенетических). Отклонение от оптимума хотя бы одного из указанных значений является неблагоприятным при-

Таблица 19

в неминерализованных основных — ультраосновных породах массивов собственно магматических руд

ния $K_K$			$\frac{K_K Ni}{K_K S}$	Содержание $H_2O^+$ , вес. %
Cr	Ti	S		
фидное оруденение				
1,09	0,3—0,5	0,6—1,5 (Ср. — 0,96)	1,3—3,3	2,19—6,11
1,92	—	0,07—0,56 (Ср. — 0,36)	6,0	—
1,2—1,5	0,005	0,2	12—15	0,39
0,4—0,7	0,02—0,15	0,03—0,07	17,8—40,0	2,36
0,05—1,4	0,00—0,25	0,3—1,3	0,16—1,66	—
0,3—2,5	0,5—0,6	1,1—3,5	0,8—3,4	2,07—4,65
1,1	0,02	0,05	20	1,30
1,0	0,02	1,5	1,6	0,50
1,2—4,3	0,005—0,06	0,05—0,13	90—30	1,11—5,99
2,6	0,7	0,7—1,6	1,2—1,9	2,30—3,76
0,6—2,3	0,02—0,16	0,8—1,4	0,14—2,9	—
титовое оруденение				
0,2—0,5	1,2—2,1	—	—	—
оруденение				
1,0—2,3	0,02—0,3	0,06—0,3	5—33	—

характеристик пород никеленосных массивов ( $K_K$  никеля,  $K_K$  серы, соотношения  $K_K$  никеля табл. 13, 14). 2.  $K_K$  серы в ультрабазитах липецко-курского типа (интрузии Шукрава).

знаком, свидетельствующим о малой вероятности открытия богатого медно-никелевого оруденения.

22. Сравнение значений  $K_K$  никеля, меди, серы и отношения  $K_K Ni : K_K S$  неминерализованных ультрабазитов ряда оливинит — перидотит или мезократовых базитов с оливином и без него в группе потенциально никеленосных массивов одного тектоно-магматического цикла позволяет, пользуясь правилом Фогта, судить о возможных содержаниях никеля в прогнозируемом сингенетическом медно-никелевом оруденении и о вероятности появления эпигенетических руд в оцениваемом объекте.

23. О возможном наличии медно-никелевых руд в массиве, сложенном метаморфизованными основными и (или) ультраосновными породами, может свидетельствовать одновременное возрастание значений  $K_K$  никеля, меди, кобальта и серы при усилении степени метаморфизма какой-либо одной разности пород. В базитах дифференцированных неникеленосных массивов может наблюдаться одновременное возрастание  $K_K$  никеля, кобальта и меди (но не серы!) за счет привноса этих элементов из ультраосновных дериватов в процессе метаморфизма; естественно, что это не будет являться признаком никеленосности изучаемого объекта.

Общий спад  $K_K$  рудообразующих элементов в аналогичных условиях свидетельствует о бесперспективности массива в отношении медно-никелевого оруденения. Если же при усилении метаморфизма наблюдается уменьшение  $K_K$  никеля, меди и кобальта и рост  $K_K$  серы, то в обследуемом массиве можно рассчитывать на наличие лишь существенно пирротинового оруденения (как правило, малоинтересного в практическом отношении). Аналогичные вариации значений  $K_K$  наблюдаются в тех случаях, когда несulfидоносные массивы включены в породы, содержащие пирит и пирротин.

Увеличение в аналогичных условиях  $K_K$  титана указывает на вероятное наличие в изучаемом массиве ильменит-магнетитового оруденения, а  $K_K$  хрома — о возможности наличия хромитового оруденения.

24. Породы экзоконтактовых зон никеленосных основных — ультраосновных массивов нередко содержат вкрапленность и прожилки пирита, пирротина, халькопирита (реже борнита и миллерита) и относительно обогащены никелем, кобальтом и медью. Иногда в этих зонах развиты титан- и хромсодержащие минералы, что обуславливает появление аномалий титана, ванадия и хрома.

Аномальные содержания элементов-индикаторов первичных ореолов (минерализованных экзоконтактовых зон) никеленосных массивов варьируют в весьма широких пределах, определяясь прежде всего химизмом вмещающих массив пород.

25. Выше границы кондиционных сингенетических руд обычно развит минеральный первичный ореол — постепенно раз-

убоживающаяся (при движении к кровле массива) сингенетическая вкрапленность пирротина, пентландита и халькопирита, обуславливающая такое же постепенное уменьшение содержания никеля, кобальта и меди. Вследствие проявления зональности тел сингенетических руд (см. п. 14) медь нередко концентрируется в краевой зоне этих ореолов; здесь же можно наблюдать повышенные содержания платины, палладия, родия и золота.

Помимо зон, обогащенных сульфидами, в первичных ореолах сингенетических руд могут иметься зоны с повышенным содержанием: а) хромшпинелидов (фиксируются аномалиями хрома), б) титаномагнетита и ильменита (располагаются выше сульфидсодержащих зон, в отрыве от них, и отмечаются аномалиями титана и ванадия). Тела сингенетических руд месторождений Воронежской провинции сопровождаются первичными ореолами галогенов — иода, брома, хлора и фтора; характер первичных ореолов галогенов на других медно-никелевых месторождениях СССР пока не выяснен.

При метаморфизме никеленосных массивов образуются пеотложенные элементные ореолы сингенетических руд, располагающиеся выше сульфидсодержащих зон первичных ореолов; при особо интенсивном проявлении аллометаморфизма (например, мигматизации) первичные ореолы сингенетических руд, фиксируемые по наиболее подвижным элементам (медь, галогены), могут становиться менее контрастными и частично уничтожаться.

26. Общими особенностями первичных ореолов любых разновидностей эпигенетических медно-никелевых руд являются: а) одинаковая ассоциация главных элементов-индикаторов — никель + кобальт + медь; б) преимущественное развитие по простиранию и по восстанию рудоконтролирующих структур (дизъюнктивных нарушений); отношения протяженности: мощность этих ореолов варьируют от 200—100 : 1 до 70—50 : 1.

Состав второстепенных элементов-индикаторов и размеры первичных ореолов эпигенетических медно-никелевых руд определяются в основном характером рудообразующих фаз: а) ореолы высокотемпературных халькопирит-пентландит-пирротиновых руд (типа Мончегорского плутона) прослеживаются по восстанию и по простиранию рудоконтролирующих дизъюнктивов на 100—200 м; в краевых частях ореола фиксируются повышенные содержания серебра, висмута, свинца, цинка, селена и теллура; б) ореолы менее высокотемпературных пентландит-пирротиновых руд (типа Печенги) прослеживаются по простиранию и по восстанию рудоконтролирующих дизъюнктивов на 1—1,5 км, отмечаясь повышенными содержаниями никеля, кобальта, меди, свинца, цинка, мышьяка и селена.

27. Пириты, пирротины и халькопириты медно-никелевых сульфидных руд по сравнению с одноименными сульфидами

постмагматических рудных месторождений обладают повышенными содержаниями никеля, меди и кобальта. «Ореольные» пирротины, развитые на флангах и в экзоконтактах тел эпигенетических руд типа Печенги, обогащены никелем и мышьяком.

28. Перекрытые наносами и погребенные (на территории юго-восточной части Русской платформы) основные — ультраосновные массивы отмечаются слабоконтрастными вторичными ореолами рассеяния никеля и меди. В пределах Северо-Енисейского никеленосного региона дополнительным индикатором рассматриваемых ореолов является хром, в пределах Воронежской антеклизы — титан, дающий «отрицательные» аномалии.

Фоновые и аномальные содержания элементов-индикаторов рассматриваемых ореолов варьируют, завися от следующих факторов: а) содержаний элементов-индикаторов в самих основных — ультраосновных массивах и в породах, вмещающих эти массивы; б) вида опробуемого материала; в) мощности наносов, перекрывающих опробуемый участок; г) гидродинамики опробуемого участка. Как правило, фоновые и аномальные содержания элементов в рассматриваемых ореолах различаются между собою в 2—3 раза.

Предельная мощность наносов, при которой указанные ореолы могут фиксироваться с поверхности, 3—5(?) м; протяженность ореолов — до первых сотен метров, исключая потоки рассеяния, которые прослежены в Северо-Енисейском регионе на расстояние до 2—3 км.

29. Перекрытые наносами и погребенные (на территории юго-восточной части Русской платформы) тела медно-никелевых сульфидных руд сопровождаются вторичными ореолами рассеяния никеля и меди (+хрома, кобальта, титана и серебра — в условиях Северо-Енисейского региона, кобальта и серебра — в условиях Карело-Кольского района). Фоновые и аномальные содержания элементов-индикаторов в этих ореолах различаются между собой на полпорядка и более, завися от тех же факторов, что и ореолы основных — ультраосновных массивов (см. п. 28).

Предельная мощность наносов для фиксации открытых вторичных ореолов медно-никелевых руд: 10—15 м\* в условиях Северо-Енисейского и Карело-Кольского регионов, 5—7 м — в условиях Северо-Байкальского региона. Протяженность открытых вторичных ореолов тел медно-никелевых сульфидных руд — десятки — сотни метров, потоков рассеяния — до 1—2 км (Северо-Енисейский регион, Печенгско-Аллареченский район).

При интерпретации вторичных ореолов никеля и меди, выявляемых на территории Карело-Кольского региона, следует учи-

---

\* В особых случаях (при срезании рудных тел дизъюнктивными нарушениями, выходящими под наносы мощностью не более 10—15 м) глубина фиксации тела может возрастать до 100—300 м (Печенгское рудное поле).

тывать их возможную связь с непромышленным пирит-пирротинным оруденением и с зонами застойных вод.

30. В пределах никеленосных регионов СССР с ультранизкой и низкой общей минерализацией вод перекрытые наносами основные — ультраосновные массивы фиксируются по повышенному содержанию магния + кальция и некоторых микроэлементов (никеля, кобальта, меди, хрома, титана, ванадия) в поверхностных и подземных водах. В юго-западной части Русской платформы основные — ультраосновные массивы, тела медно-никелевых руд и зоны дизъюнктивных нарушений кристаллического фундамента, продолжающиеся в породы платформенного чехла, фиксируются гидрохимическими аномалиями никеля + меди, выявляемыми при опробовании верхних водоносных горизонтов; протяженность этих аномалий (их смещение относительно массива, рудного тела или зоны) 1—3 км; предельная мощность чехла, позволяющая фиксировать данные аномалии, не менее 100 м.

31. В пределах Северо-Енисейского, Карело-Кольского и Северо-Байкальского регионов тела медно-никелевых руд сопровождаются гидрохимическими аномалиями никеля и меди (+ кобальта, титана, хрома для первого региона и сульфат-иона — для двух остальных). Фоновые и аномальные содержания элементов-индикаторов данных гидрохимических ореолов различаются между собой не менее чем в 3—5 раз, зависят от ряда факторов: сезонных колебаний количества выпадающих осадков, содержаний полезных компонентов в рудах, мощности наносов, перекрывающих рудные тела, гидродинамических условий опробуемого участка, типа опробуемых вод. В условиях Карело-Кольского и Северо-Байкальского регионов фоновые и аномальные содержания элементов постепенно растут в ряду поверхностные воды — грунтовые воды — трещинные воды, а для Северо-Енисейского региона в ряду надмерзлотные воды — поверхностные воды — подмерзлотные воды.

При опробовании поверхностных вод и вод деятельного слоя в Северо-Енисейском регионе, а также поверхностных и грунтовых вод в Карело-Кольском и Северо-Байкальском регионах связанные с телами медно-никелевых руд аномалии могут фиксироваться при мощности перекрывающих рыхлых отложений не более 15—20 м. Протяженность гидрохимических аномалий, вызываемых наличием тел медно-никелевых руд, варьирует от десятков до первых сотен метров (в основном в зависимости от размеров тел).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ



Главная задача работы — систематическое обобщение и анализ обширного фактического материала по геологии, геохимии и генезису месторождений медно-никелевых сульфидных руд — возникла в связи с недостаточной эффективностью поисковых работ на никель и вытекающей из этого необходимостью существенного усовершенствования используемых поисковых критериев и признаков, а также и методик, применяемых для выявления месторождений медно-никелевых сульфидных руд.

В итоге проделанной работы можно сделать следующие выводы.

1. Многочисленные и разносторонние факты, приводимые в главах II—V, однозначно свидетельствуют о первично-магматическом происхождении промышленных син- и эпигенетических медно-никелевых руд и об их последующем (порой весьма интенсивном) метаморфизме. Игнорирование этого обстоятельства приводит некоторых исследователей к искаженным и просто неверным представлениям о природе такого типа руд.

Разнопричинные и разновременные постериорные изменения медно-никелевых руд (большой частью — их сингенетических разностей) в той или иной степени проявляются почти на всех промышленных медно-никелевых месторождениях мира. Эти изменения могут быть связаны с внедрением серии дайковых пород никеленосных массивов, с автометаморфными превращениями их главных интрузивных фаз, с воздействием низкотемпературных разностей эпигенетических руд (Печенгский район), с проявлениями регионального метаморфизма и, наконец, с влиянием более поздних гранитов (Северное Прибайкалье, юго-восточная часть Воронежской антеклизы). В результате этих изменений в той или иной степени нарушался первоначальный минералогический состав руд, шло их разубоживание (за счет выноса металлов и серы в надрудные породы), происходила частичная и полная регенерация сульфидного вещества с образованием мелко- и микрозернистых сульфидно-силкатных крастаний.

2. Все промышленные медно-никелевые месторождения мира относятся к единой одноименной рудной формации. Однако

в зависимости от нахождения этих объектов в пределах докембрийских платформ или геосинклиналей (субгеосинклиналей) и от конкретной структурно-тектонической обстановки периода становления никеленосных массивов можно выделить четыре формационных типа медно-никелевых месторождений (см. табл. 17), различающихся по фазности материнских массивов, степени их дифференциации, пространственному распределению син- и эпигенетических разностей медно-никелевых руд.

Руды медно-никелевых месторождений, сформировавшихся в мезозое, характеризуются преобладанием меди над никелем, тогда как в рудах докембрийских медно-никелевых месторождений отношение никель : медь обычно равно 2 : 1. Эта особенность химизма вызвана, возможно, вертикальной металлогенической зональностью вещества мантии Земли и различной глубиной заложения региональных разломов, контролирующих размещение медно-никелевых месторождений.

3. На всем протяжении своего существования элементы, входящие в состав основных — ультраосновных пород, подвергаются разделению, причины которого различны. Наиболее крупное разделение  $Mg^{2+}$  и  $Fe^{2+}$  (вместе с родственными им никелем, медью, кобальтом, хромом, титаном, металлами группы платины) происходит, по-видимому, в процессе подкоровой (магматической?) дифференциации вещества мантии, результатом чего является возникновение трех типов основных — ультраосновных магм, различающихся по своей металлогении:

- а) высокомагнезиальных, с хромитовой и платино-хромитовой специализацией;
- б) умеренно магнезиальных, дающих (при наличии в них достаточного количества никеля и серы) начало медно-никелевым сульфидным рудам;
- в) высокожелезистых, с которыми генетически связаны ильменит-магнетитовые и титаномангнетитовые руды (с примесью ванадия).

Менее крупное разделение  $Mg^{2+}$  и  $Fe^{2+}$  и остальных сидерофилов, указанных выше, обусловлено процессами кинетической, гравитационно-кристаллизационной и термодиффузионной дифференциации; при этом кальций и щелочи накапливаются в поздних кристаллизатах основных — ультраосновных магм.

Наименьшее разделение  $Mg^{2+}$  и  $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$  и остальных сидерофилов осуществляется в ходе гипергенных преобразований основных — ультраосновных пород и связанных с ними собственно магматических руд. Интенсивность этих преобразований, возникновение того или иного типа вторичного ореола рассеяния определяются главным образом типом геохимического ландшафта, существовавшего в период эрозии; немаловажную роль при этом играет устойчивость минералов-носителей элементов протополя; второстепенными по своей значимости в дан-

ном случае являются особенности геологического строения самого объекта и последующая история участка эрозии.

4. Три одновременные стадии пространственного разделения главных и второстепенных элементов протополя определяют основные особенности геохимии месторождений медно-никелевых сульфидных руд. В свою очередь, эти особенности являются той теоретической базой, на которой основаны различные приемы геохимических поисков данных месторождений.

5. Зная петро- и геохимические особенности неминерализованных ультрабазитов (ряда дунит — перидотит) и мезократовых базитов (ряда габбро — норит, с оливином и без оливина), можно не только надежно выделять среди серии основных — ультраосновных массивов потенциально никеленосные объекты, но и предсказывать, применяя правило Фогта для серии комагматичных массивов, порядок содержаний никеля в прогнозируемом оруденении.

6. Пространственное распределение сидерофилов, возникающее в процессе внедрения и кристаллизации основных — ультраосновных массивов, обусловило развитие первичных ореолов рассеяния как во вмещающих породах (минеральные ореолы самих массивов), так и внутри никеленосных интрузивов (минеральные ореолы сингенетических разностей медно-никелевых руд); несколько позже возникают минеральные первичные ореолы эпигенетических руд. Главными элементами-индикаторами ореолов сингенетических руд являются никель, медь, кобальт, второстепенными — хром, титан, металлы группы платины и, вероятно, галогены; состав индикаторов ореолов эпигенетических руд — более сложный и определяется, в числе прочих факторов, характером рудообразующей фазы. Основной особенностью морфологии обоих видов ореолов является значительное превышение их протяженности (по восстанию и по падению) над мощностью; нередко в ореолах наблюдается неотчетливо выраженная зональность в распределении элементов-индикаторов.

Под воздействием агентов метаморфизма происходит частичный вынос рудообразующих элементов из сингенетических медно-никелевых руд и их первичных (минеральных) ореолов. Следствием этого является общее возрастание содержаний никеля, меди, кобальта и серы в надрудных (неминерализованных) базитах и ультрабазитах никеленосных массивов и возникновение метаморфогенных элементных ореолов рассеяния по периферии тел сингенетических руд.

7. Следствием разнообразия геохимических (палеогеохимических) ландшафтов четырех главных никеленосных регионов СССР является преобладание в каждом из них какого-либо одного главного типа гипергенных ореолов рассеяния: первично-минерального (Северо-Енисейский и Северо-Байкальский регионы), вторично-минерального (Центральнорусский регион) и

ионно-сорбционного (Карело-Кольский регион). Почти во всех случаях ведущими индикаторами этих ореолов являются главные рудообразующие элементы — никель, медь и сера (в виде сульфат-иона); размеры ореолов обычно сопоставимы с размерами рудных тел (массивов основных — ультраосновных пород); исключением являются потоки рассеяния, протяженность которых значительно больше, чем размеры источника аномалии.

8. На основании принятой генетической концепции, фактического материала глав II—VI и ряда опубликованных работ сформулированы две главные группы поисковых критериев и признаки наличия никеленосных основных — ультраосновных массивов и медно-никелевых сульфидных руд.

В основу геологических критериев и признаков положены особенности глобального и регионального положения никеленосных массивов, их возраст, особенности структурно-тектонической обстановки периода внедрения и кристаллизации, их морфология, размеры, фазность, состав, внутреннее строение, зональность тел син- и эпигенетических руд, характер околорудных изменений, сопровождающих формирование некоторых разновидностей эпигенетических руд, проявления аутометаморфизма материнских пород.

В основу геохимических критериев и признаков положены петрогеохимические особенности никеленосных массивов, характер первичных и вторичных ореолов, возникающих в окрестностях никеленосных массивов и над телами медно-никелевых сульфидных руд, а также некоторые особенности химизма главных минералов, слагающих указанные руды.

Более четверти века тому назад С. С. Смирнов закончил критический обзор тогдашнего состояния теории образования рудных месторождений следующими словами: «Ключи к проблеме еще не найдены. И когда мы найдем их, старая наша Земля откроет перед нами свои богатства. То, что мы обнаружили до сих пор, это лишь малая доля того, что мы можем еще открыть» [318, с. 35]. С тех пор советскими геологами сделано немало для ликвидации указанного теоретического пробела и в том числе для выяснения генезиса группы медно-никелевых сульфидных руд.

Весь суммированный в данной работе фактический материал достаточно убедительно говорит о первично-магматической природе подавляющей массы медно-никелевых сульфидных руд и в то же время о несомненном участии в последующем формировании этих руд разнообразных процессов метаморфизма, связанных не только с заключительными стадиями становления самих никеленосных массивов, но порой и с внедрением более поздних интрузий кислого ряда. Именно эта концепция, сформулированная автором еще в 1960 г., была положена в основу разработанных в течение 1956—1966 гг. геохимических методов

поисков данного вида руд. Наиболее важным является метод петрогеохимической оценки потенциальной рудоносности основных — ультраосновных массивов, позволяющий не только достаточно надежно выделять никеленосные объекты, но и предсказывать порядок содержаний основного полезного компонента — никеля — в ожидаемом оруденении.

Сейчас есть все основания утверждать, что дальнейшее широкое (и в то же время достаточно квалифицированное!) использование геохимических методов в ходе съемок, поисков и ревизий на территории никеленосных регионов СССР ускорит и удешевит выявление новых промышленных месторождений медно-никелевых сульфидных руд.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ



1. *Абдуллаев З. Б., Гусейнова С. Д.* Фтор в ультрабазитах Малого Кавказа. — В кн.: Исследования в области неорганической и физической химии. Баку, 1971, с. 49—51.

2. *Абрамович И. И., Груза В. В.* Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., Наука, 1972.

3. *Альмухамедов А. И.* К вопросу о растворимости серы в силикатных расплавах. — Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР за 1970 г. Иркутск, 1971, с. 344—349.

4. *Альмухамедов А. И.* О поведении серы в процессе фракционирования базальтовой магмы. — Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР за 1972 г. Иркутск, 1973, с. 372—376.

5. *Альмухамедов А. И., Медведев А. Я., Соломонова Л. А.* Растворимость серы в основных силикатных расплавах и некоторые геохимические следствия. — Геохимия, 1974, № 11, с. 1672—1681.

6. *Анастасенко Г. Ф.* Распределение бора в породах и минералах трапповой формации северо-запада Сибирской платформы. — Геохимия, 1973, № 10, с. 1481—1489.

7. *Аношин Г. Н., Золотарев Б. П.* Распределение золота в траппах Сибирской платформы. — В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, 1971, с. 109—111.

8. *Антонов А. А.* О гидрохимическом методе поисков медно-никелевых сульфидных месторождений на Кольском полуострове. — Разведка и охрана недр, 1962, № 3, с. 15—19.

9. *Антонов А. А.* Вынос элементов подземными водами из интрузивных массивов центральной части Кольского полуострова и гидрохимические показатели пород. — В кн.: Рельеф и геологическое строение осадочного покрова Кольского полуострова. М., Наука, 1964, с. 120—133.

10. *Артемов В. Р., Кузнецова В. Н.* Метасоматические изменения гипербазитов при серпентинизации. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., Недра, 1966, с. 82—94.

11. *Артемов В. Р., Кузнецова В. Н.* Проблема серпентинизации в свете современных представлений о минералогии серпентинитов. — В кн.: Тезисы докладов 2-го Уральского петрографического совещания. Т. II. Свердловск, 1966, с. 58—60.

12. *Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В.* Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 3, с. 3—15.

13. *Ахмедов А. М., Гавриленко Б. В., Предовский А. А.* Распределение золота в углеродисто-сульфидных сланцах печенгского комплекса. — В кн.: Вопросы геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1974, вып. 5, ч. 2, с. 231—235.

14. *Базилевский А. Т.* К вопросу о температуре внедрения ультраосновных интрузий. — *Геохимия*, 1966, № 4, с. 404—409.
15. *Базилевский А. Т.* Расчет температуры дайки слюдяного перидотита в момент внедрения. — *Геохимия*, 1966, № 8, с. 1004—1005.
16. *Базилевский А. Т.* Экспериментальное изучение системы оливин—хромит. — В кн.: Тезисы докладов 2-го Уральского петрографического совещания. Т. II. Свердловск, 1966, с. 41—42.
17. *Базилевский А. Т.* Эксперименты в системах, состоящих из оливина, энстатита и хромшпиннелида. — *Геология рудных месторождений*, 1968, № 6, с. 101—105.
18. *Базилевский А. Т., Уханов А. В.* Температуры плавления гипербазитов и температуры кристаллизации гипербазитовых расплавов. — *Геохимия*, 1967, № 12, с. 1500—1503.
19. *Бакиров Г. А.* К геохимии гипербазитов. — *Геохимия*, 1961, № 1, с. 84—89.
20. *Барт Т.* Теоретическая петрология. М., Изд-во иностр. лит., 1956.
21. *Батуев Б. Н., Кузнецов Ю. Д.* Некоторые типы околорудных метасоматитов южной части Талнахского месторождения медно-никелевых руд. — Мат-лы 2-й конференции по околорудному метасоматозу, 1966, с. 309—310.
22. *Белов К. П.* Магнитные превращения. М., 1959.
23. *Белов Н. В.* Очерки по структурной минералогии. Львов, 1950—1964. (Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, вып. I—XV).
24. *Белов Н. В.* Некоторые особенности кристаллохимии сульфидов. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 7—13.
25. *Белов Н. В.* Особенности застывания алюмосиликатных расплавов. — В кн.: Труды 4-го совещания по экспериментальной минералогии и петрографии, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 133—136.
26. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., Наука, 1966.
27. *Берч Ф.* Справочник для геологов по физическим константам. М., Изд-во иностр. лит., 1949.
28. *Бетехтин А. Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
29. *Бетехтин А. Г.* О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1949, № 3, с. 3—26.
30. *Бетехтин А. Г.* Минералогия. М., Госгеолтехиздат, 1950.
31. *Бетехтин А. Г.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 122—272.
32. *Бетехтин А. Г., Вольфсон Ф. И.* К истории развития учения о рудных месторождениях — В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 5—67.
33. *Бетехтин А. Г.* О коренных месторождениях платины на Урале. — *Тр. Лен. о-ва естествоиспытателей*, 1961, т. 72, вып. 1, с. 49—52.
34. *Беус А. А.* Принципы геохимической прогнозной оценки потенциальной рудоносности магматических комплексов. — В кн.: Вопросы прикладной геохимии. М., Недра, 1966, с. 21—65.
35. *Билибин Ю. А.* Диссоциация молекул в магматическом расплаве, как фактор дифференциации магмы. — *Докл. АН СССР*, 1939, т. 24, № 8, с. 783—785.
36. *Билибин Ю. А.* К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. — *Зап. ВМО*, 1951, ч. 80, № 2, с. 81—87.

37. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
38. *Богатилов О. А.* Состав и генетические особенности титаномагнетитовой минерализации в Арсентьевском массиве.— В кн.: Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. М., Наука, 1965, с. 199—228.
39. *Богданов А. А., Власов А. Я.* О влиянии упругих напряжений на доменную структуру магнетита.— Физика Земли, 1966, № 1, с. 42—46.
40. *Бокй Г. Б.* Кристаллохимия. Изд. 2-е. М., 1960.
41. *Болк Р.* Структурные особенности изверженных горных пород. М., Изд-во иностр. лит., 1946.
42. *Борголов И. Б.* Поиски сульфидных медно-никелевых месторождений по вторичным литохимическим ореолам рассеяния.— В кн.: Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы, вып. 1. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1968, с. 327—328.
43. *Борисенко Л. Ф., Лебедева С. И., Сердобова Л. И.* О титаномагнетите и магнетите из железорудных месторождений различного генезиса.— Геология рудных месторождений, 1968, № 4, с. 40—53.
44. *Борисенко Л. Ф., Миллер А. Д., Фишер Э. И.* О распространенности золота в ультрабазитах.— Геохимия, 1972, № 2, с. 188—196.
45. *Бородин Л. С., Назаренко И. И., Кислова И. В.* Новые данные о содержании селена в изверженных породах.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 1, с. 207—209.
46. *Боуэн Н.* Эволюция изверженных горных пород. М.—Л., ОНТИ, 1934.
47. *Булгакова Е. Н., Рябов В. В.* Первые данные по изучению включений минералообразующей среды в магматических и постмагматических минералах Талнахской дифференцированной интрузии.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., Наука, 1972, с. 292—295.
48. *Бурдэ Б. И.* О воспроизводимости результатов анализа силикатных пород.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 48—49.
49. *Бучковский Э. С.* Основные черты сульфидной рудоносности ультраосновных массивов восточного склона Южного Урала.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М., Госгеолтехиздат, 1960, вып. 2, с. 94—105.
50. *Бучковский Э. С.* Сульфидное оруденение, связанное с ультраосновными интрузиями западного крыла Магнитогорского мегантиклинория на Южном Урале.— В кн.: Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала. Уфа, 1970, с. 114—124.
51. *Ванюков А. В., Монтильо И.* Изучение диффузии кальция, железа, никеля и серы в жидких шлаках.— Изв. вузов. Цвет. металлургия, 1959, № 5, с. 59—69.
52. *Ванюков В. А., Ванюков А. В., Юдина Ю. Н.* Изучение взаимодействия природного силиката никеля с сульфидами железа.— Цветная металлургия, 1955, № 4, с. 17—23.
53. *Ванюков В. А., Ванюков А. В.* К вопросу снижения потерь никеля с отвальными шлаками.— Там же, с. 9—17.
54. *Варлаков А. С., Царицын Е. П., Рыцк А. Е.* Исследование хромшпинелидов из гипербазитов Южного Урала.— В кн.: Тезисы докладов 2-го Уральского петрографического совещания. Т. II. Свердловск, 1966, с. 45—47.
55. *Ваулин Л. Л., Суханова Е. Н.* Октябрьское медно-никелевое месторождение.— Разведка и охрана недр, 1970, № 4, с. 48—52.
56. *Вахрушев В. А.* Петрографические признаки распада магматических расплавов на силикатную и сульфидную части.— Геология рудных месторождений, 1969, № 1, с. 15—26.

57. Вахрушев В. А., Рябов В. В., Цимбалист В. Г. О золотоносности некоторых сульфидных минералов Норильского района. — Геохимия, 1972, № 6, с. 738—742.
58. Великий В. В., Пинус Г. В. Об эволюции состава вещества верхней мантии Земли по результатам петрохимических исследований гипербазитов. — В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 29—30.
59. Вернадский В. И. Парагенезис химических элементов в земной коре. СПб, 1910. (Избр. тр., т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954).
60. Вершинин Ю. Н. О влиянии переменных электрических полей на процессы кристаллизационного структурообразования. — В кн.: Кристаллизация и фазовые переходы. Минск, Изд-во АН БССР, 1962, с. 391—400.
61. Викулов В. Е., Якимов Л. И. Метаморфизм сульфидно-никелевых руд Северного Прибайкалья. — Мат-лы по геологии и полезн. ископ. БАССР, 1971, вып. XIV, с. 75—80.
62. Виленский А. М., Ваулин Л. Л., Немененок Т. И. и др. Геологические и петрологические признаки никеленосности дифференцированных интрузий Норильского района. — Геология и геофизика, 1975, № 3, с. 30—40.
63. Виноградов А. П. Поиск месторождений руд по растениям и почвам. — Тр. биохимич. лаб. АН СССР, 1954, вып. X, с. 3—27.
64. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — Геохимия, 1956, № 1, с. 6—52.
65. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—671.
66. Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. О влиянии вмещающих пород на изотопный состав серы рудных сульфидов. — Геохимия, 1964, № 6, с. 491—499.
67. Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса. — Геохимия, 1966, № 1, с. 3—14.
68. Виноградов В. И. Распределение изотопов серы в минералах рудных месторождений. — В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М., Наука, 1967, с. 7—37.
69. Виноградов Л. А., Тюремнов В. А. Контактное воздействие гипербазитов. — Сов. геология, 1968, № 10, с. 127—130.
70. Виноградская Г. М. О генезисе некоторых оливиновых пород. — Докл. АН СССР, 1952, т. 37, № 5, с. 841—843.
71. Вожов В. И., Кузьмин Е. Е. Результаты гидрогеохимических исследований в районе Талнахского медно-никелевого месторождения. — В кн.: Труды межвузовской конференции по гидрогеохимическим и палеогеографическим методам исследований. Томск, 1969, с. 95—99.
72. Волярович М. П. Исследование вязкости расплавленных горных пород. — Зап. ВМО, 1940, ч. 69, № 2—3, с. 310—314.
73. Волков И. Д. Распределение микроэлементов в изверженных породах Норильского района. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 29—38.
74. Воскресенская Н. Т., Зверева Н. Ф., Конкина О. М. и др. Поведение золота в процессе дифференциации основной магмы. — Геохимия, 1970, № 12, с. 1438—1445.
75. Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи. — В кн.: Естественные производительные силы России, т. IV, ч. 1—4. Пгр. — Л., 1923—1925.
76. Гавриленко Б. В., Жангуров А. А., Федотов Ж. А. Распределение золота в основных и ультраосновных породах среднепротерозойского печенгского комплекса (Кольский п-ов). — В кн.: Геохимия золота, ч. II. Владивосток, 1974, с. 18—19.

77. *Ганеева Г. М., Полевая Н. И.* Современное состояние вопроса о возможном использовании изотопного состава серы для установления генезиса сульфидных месторождений. — Сов. геология, 1968, № 4, с. 48—57.
78. *Гельфер Г.* Ударные волны в магнитной гидродинамике. — В кн.: Проблемы современной физики, вып. 2. М., Изд-во иностр. лит., 1954, с. 68—92.
79. *Генкин А. Д.* Условия нахождения и особенности состава минералов платиновой группы в рудах Норильского месторождения. — Геология рудных месторождений, 1959, № 6, с. 74—84.
80. *Генкин А. Д.* О значении метакристаллов в установлении времени образования платиновой минерализации. — В кн.: Проблемы постмагматических рудных месторождений, т. II. Прага, 1963, с. 545—549.
81. *Генкин А. Д.* Природные формы нахождения металлов группы платины. — Тр. ЦНИГРИ, 1963, вып. 57, с. 99—110.
82. *Генкин А. Д.* Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М., Наука, 1968.
83. *Генкин А. Д.* Явления замещения в медно-никелевых рудах. — *Miner. Deposita*, 1971, т. 6, № 4, с. 348—356.
84. *Генкин А. Д., Журавлев Н. Н., Смирнова Е. М.* Монцит и котульскит — новые минералы и состав майченерита. — Зап. ВМО, 1963, ч. ХСII, вып. 1, с. 33—50.
85. *Генкин А. Д., Логинов В. П., Органова Н. И.* О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклиньных пирротинов в рудах. — Геология рудных месторождений, 1965, № 3, с. 3—24.
86. *Генкин А. Д., Дудыкина А. С., Телешова Р. П.* Некоторые данные о составе породообразующих пироксенов и оливинов габбро-долеритовых интрузий Норильск-1. — В кн.: Минералогия базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., Наука, 1970, с. 40—55.
87. *Геология СССР*, т. XXVII, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1958.
88. *Геофизические поиски рудных месторождений.* Алма-Ата, 1970.
89. *Гзовский М. В.* Тектонофизика и проблема происхождения магм различного химического состава. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 194—210.
90. *Гинзбург И. И., Росман Г. Г., Муканов К. М.* Применение геохимических методов при металлогенических исследованиях рудных районов. М., Недра, 1966.
91. *Годлевский М. Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959.
92. *Годлевский М. Н.* К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений на Сибирской платформе. — Геология рудных месторождений, 1959, № 2, с. 17—30.
93. *Годлевский М. Н.* Кристаллизационная дифференциация сульфидного расплава на примере Норильских месторождений. Л., 1960, с. 95—99. (Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 31).
94. *Годлевский М. Н.* Халькопирит-миллеритовые руды месторождения Норильск-1. — Геология рудных месторождений, 1960, № 6, с. 61—72.
95. *Годлевский М. Н.* О дифференциальной подвижности компонентов при формировании сульфидных медно-никелевых руд. — Геология рудных месторождений, 1967, № 2, с. 17—31.
96. *Годлевский М. Н.* Поведение арсенидов и сульфидов никеля и кобальта при постмагматических процессах. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., Наука, 1967, с. 211—221.
97. *Годлевский М. Н.* Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968, с. 7—84.

98. *Годлевский М. Н.* Проблемы формирования медно-никелевых месторождений. — В кн.: Эндегенные рудные месторождения. Докл. сов. геологов на XXIII сесс. МГК, пробл. 7. М., Наука, 1968, с. 7—15.
99. *Годлевский М. Н., Гриненко Л. Н.* Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения. — Геохимия, 1963, № 1, с. 35—40.
100. *Годлевский М. Н., Разин Л. В., Конкина О. М.* Золотоносность дифференцированных интрузий норильского типа. — Тр. ЦНИГРИ, 1970, вып. 87, с. 42—57.
101. *Годлевский М. Н., Юдина В. В.* Соотношение между оруденением, связанным с траппами Сибирской платформы, и послемагматическими процессами. — В кн.: Материалы 2-й конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 305—308.
102. *Годлевский М. Н., Юдина В. В.* Контактные ореолы дифференцированных трапповых интрузий и их поисковое значение. — Тр. ЦНИГРИ, 1967, вып. 75, с. 200—216.
103. *Голубков В. С., Додин Л. А.* Новый перспективный участок в Норильском рудном районе. — Учен. зап. НИИГА. Региональная геол., 1964, вып. 4, с. 98—115.
104. *Гоньшакова В. И., Цейтлин С. Г., Викторов В. В.* Некоторые данные о распределении радиоактивных элементов в ультраосновных породах. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1966, № 1, с. 17—38.
105. *Гоньшакова В. И., Егоров Л. С.* Петрографические особенности ультраосновных — щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. М., Наука, 1968.
106. *Горбачев Н. С., Гриненко Л. Н.* Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Октябрьского месторождения сульфидных руд (Норильский р-н) в связи с вопросами его генезиса. — Геохимия, 1973, № 8, с. 1127—1136.
107. *Горбунов Г. И.* Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., Недра, 1968.
108. *Грабовский М. А., Жерденко О. Н.* Доменная структура пирротинов различного генезиса. — Геология рудных месторождений, 1964, № 3, с. 90—97.
109. *Григорьев Д. П.* О взаимоотношениях полевошпато-пироксенового и сульфидного расплава. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1938, ч. 67, с. 7—17.
110. *Григорьев Д. П.* Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации. — В кн.: Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения. М., Изд-во АН СССР, 1946, с. 184—188.
111. *Григорян С. В., Рябов В. В.* Некоторые особенности первичных геохимических ореолов медно-никелевых месторождений Печенги. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972, с. 126—131.
112. *Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.* Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968.
113. *Гриненко В. А., Гриненко Л. Н.* Геохимия изотопов серы. М., Наука, 1974.
114. *Гриненко Л. Н.* Изотопный состав серы сульфидов Талнахского медно-никелевого месторождения в связи с вопросами его генезиса. — Геология рудных месторождений, 1966, № 4, с. 15—30.
115. *Гриненко Л. Н.* Закономерности распределения изотопов серы в сульфидных медно-никелевых месторождениях. — Тр. ЦНИГРИ, 1967, вып. 75, с. 217—230.
116. *Гриненко Л. Н., Гриненко В. А., Ляхницкая И. В.* Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. — Геология рудных месторождений, 1967, № 4, с. 3—17.

117. *Гриненко Л. Н., Гриненко В. А.* Поведение изотопов серы в процессе метаморфизма. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972, с. 369—376.
118. *Гурвич С. И., Казаринов Л. Н., Хмара Н. В.* Древние редкометалло-титановые россыпи, методы их поисков и оценки. М., Недра, 1964.
119. *Гуцин Г. И., Логинов Н. И.* Электромагнитные расходомеры с осесимметричной формой канала для жидкометаллических теплоносителей. — В кн.: Вопросы магнитной гидродинамики. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1963, с. 289—297.
120. *Дацко В. Г., Климов И. Т., Краснов В. Н.* О содержании некоторых тяжелых металлов в водах и илах Цимлянского водохранилища. — Гидрохимические материалы, 1964, т. 36, с. 50—55.
121. *Деменицкая Р. М.* Кора и мантия Земли. М., Недра, 1967.
122. *Дир У., Хауи Р., Зусман Д.* Породообразующие силикаты. М., Мир, 1965, т. I, II; 1966, т. III—V.
123. *Додин Д. А., Батуев Б. Н.* Атлас пород и руд норильских медно-никелевых месторождений. М., Недра, 1971.
124. *Додин Д. А., Шатков В. А., Батуев Б. Н.* Новые данные по минералогии Талнахского рудного узла. — В кн.: Медно-никелевые руды Талнахского рудного узла. Л., 1972, с. 35—50.
125. *Додин Д. А., Соломина Л. М., Шатков В. А.* Некоторые аспекты геохимии платиновых металлов и золота в связи с поисками медно-никелевых месторождений норильского типа. — В кн.: Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышленные перспективы. Л., 1973, с. 108—116.
126. *Дэли Р. А.* Изверженные породы и глубины Земли. М. — Л., ОНТИ НКТП, 1936.
127. *Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч.* Система минералогии, т. II, п/т I. М., Изд-во иностр. лит., 1953.
128. *Дю-Тойт А.* Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
129. *Егоров В. Н., Суханова Е. Н.* Талнахский рудоносный интрузив на северо-западе Сибирской платформы. — Разведка и охрана недр, 1963, № 1, с. 17—21.
130. *Егорова И. С.* Биогеохимические поиски медно-никелевых и оловянных руд в Енисейском и Яно-Индибирском районах. — В кн.: Геохимические поиски в областях криогенеза. Л., НИИГА—НТО «Горное», 1970, с. 69—73.
131. *Елисеев Н. А.* (ред.). Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги. М., Изд-во АН СССР, 1952.
132. *Елисеев Н. А.* Структурная петрология. Л., Изд-во ЛГУ, 1953.
133. *Елисеев Н. А.* (ред.). Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М., Изд-во АН СССР, 1953.
134. *Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Козлов Е. К.* Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. М., Изд-во АН СССР, 1956.
135. *Елисеев Н. А., Горбунов Г. И., Елисеев Э. Н.* Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1961.
136. *Елисеев Э. Н.* О составе и кристаллической структуре пентландита. — Зап. ВМО, 1955, ч. 84, № 1, с. 53—62.
137. *Елисеев Э. Н.* Геохимия главнейших сульфидных медно-никелевых провинций СССР. — В кн.: Проблемы геохимии, вып. 1. Львов, Изд-во ЛГУ, 1959, с. 6—183.
138. *Еременко В. Я.* Формы нахождения тяжелых металлов в некоторых природных водах. — В кн.: Гидрохимические материалы. Л., Гидрометеондат, 1964, т. 36, с. 125—133.
139. *Еришов В. В.* О взаимоотношениях сульфидных минералов в халькопирит-пирротиновых жильных рудах месторождений Норильского района. — Тр. ЦНИГРИ, 1964, вып. 62, с. 77—87.

140. *Еришов В. В., Попова Г. Б., Гитис С. Х.* Статистический анализ зональности рудных тел Талнахского месторождения. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 4, с. 929—932.
141. *Есин О. А.* Расплавленные силикаты как микрогетерогенные электролиты. — Изв. АН СССР. Отд. хим. наук, 1948, № 6, с. 561—568.
142. *Есин О. А.* Ионная теория жидких шлаков. — Тр. Уральск. политехнич. ин-та им. Кирова, 1954, сб. 49, с. 4—47.
143. *Есин О. А.* О строении расплавленных силикатов. — Успехи химии, 1957, т. 26, вып. 12, с. 1374—1388.
144. *Есин О. А., Гельд П. В.* Электролитическая природа жидких шлаков. Свердловск, 1946.
145. *Есин О. А., Гельд П. В.* Физическая химия пирометаллургических процессов. Т. II. М., Металлургиздат, 1-е изд., 1954; 2-е изд., 1966.
146. *Жданов В. В.* Черты магматизма глубинных разломов подвижных поясов. — В кн.: Глубинные разломы. М., Недра, 1964, с. 121—127.
147. *Жданов В. В.* О процессе гранитизации гипербазитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 5, с. 45—60.
148. *Заварицкий А. Н.* О классификации магматических рудных месторождений. — Изв. Геолкома, 1926, т. 45, № 2, с. 67—80.
149. *Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1950.
150. *Заварицкий А. Н.* Метаморфизм и метасоматоз в уральских медно-колчеданных месторождениях. — В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 7—18.
151. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
152. *Заварицкий А. Н.* Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1960.
153. *Заварицкий А. Н., Соболев В. С.* Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
154. *Зак С. И., Проскураков В. В., Кочнев-Первухов В. И.* Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск, Карелия, 1972.
155. *Закономерности* размещения и образования магнетитовых и хромитовых месторождений Мугоджар и Тургайского прогиба /Под ред. А. А. Арустамова. Алма-Ата, 1968.
156. *Зербригг Х.* Месторождение Фруд-Стоби. — В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. М., Мир, 1964, с. 307—316.
157. *Зимин С. С.* Формация никеленосных роговообманковых базитов Дальнего Востока. Новосибирск, Наука, 1973.
158. *Золотухин В. В.* Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. М., Наука, 1964.
159. *Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.* Особенности механизма образования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М., Наука, 1967.
160. *Золотухин В. В., Ушаков Г. Д., Рябов В. В.* Экспериментальное изучение соотношений полей пластичности пирротина, вмещающих его габбро-долеритов и базальтов в связи с проблемой генезиса сульфидных «жил внедрения» норильского типа. — Геология и геофизика, 1974, № 10, с. 67—74.
161. *Зонтов Н. С.* О зоне окисления вюрмского времени в Норильском месторождении медно-никелевых сульфидных руд. — Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 2, с. 405—407.
162. *Иванова А. И.* Содержание микроэлементов в породах различных формаций как одна из характеристик геохимии ландшафта (на примере се-

веро-западной части Сибирской платформы). — Учен. зап. НИИГА. Сер. регион. стратиграфии, 1965, вып. 7, с. 123—138.

163. Ингерсон Э. Методы и проблемы геологической термометрии. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1958, с. 309—375.

164. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., Недра, 1965.

165. Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965.

166. Кадик А. А. Оценка возможной роли гравитации при дифференциации магм в гомогенном состоянии. — В кн.: Химия земной коры. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 20—30.

167. Кадик А. А., Хитаров Н. И. Возможные пределы некоторых видов массообмена с магмами. — Геохимия, 1966, № 9, с. 1019—1034.

168. Кадик А. А., Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б. Растворимость воды в расплаве системы диопсид—форстерит—анортит при 1400°С и высоких давлениях. — Геохимия, 1968, № 5, с. 625—626.

169. Кадик А. А., Хитаров Н. И. Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла и вещества. — Геохимия, 1968, № 6, с. 651—665.

170. Карякин А. Е. Структуры рудных полей магматических месторождений. М., Недра, 1970.

171. Кашин С. А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Южном Урале). — В кн.: Хромиты СССР. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1937, с. 251—338.

172. Кашин С. А. Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. — Тр. ИГН АН СССР. Сер. рудн. м-ний, 1948, вып. 91, № 9.

173. Клемм В. Магнетохимия. М., Госхимиздат, 1939.

174. Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. М., ГГТИ, 1962.

175. Комаров П. В. Ореолы и аномалии фтора на месторождениях полезных ископаемых и их поисковое значение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 1, с. 92—104.

176. Комарова М. З. Магнетит — возможный индикатор геохимической специализации трапповых интрузивных комплексов Норильского района. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971, с. 88—90.

177. Коржинский Д. С. Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов. — Геология рудных месторождений, 1966, № 2, с. 16—20.

178. Корнилов И. И. Никель и его сплавы. М., Изд-во АН СССР, 1958.

179. Корнилов Н. А. К вопросу о сульфидно-силикатной ликвации в природе. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, № 3. Л., 1962, с. 100—106.

180. Котляр В. Н. О длительности формирования послемагматических месторождений разной глубинности. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1966, с. 47—54.

181. Котов Я. П. О стационарном течении проводящей среды при наличии магнитного поля. — Изв. АН УзбССР. Сер. физ.-мат., 1962, № 3, с. 75—81.

182. Котульский В. К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений. — Сов. геология, 1948, № 29, с. 11—24.

183. Красников В. И. Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. М., ГГТИ, 1959.

184. Кратц К. О. О генезисе магматических титаномагнетитовых месторождений. — Тр. ЛАГЕД. АН СССР, 1957, вып. 7, с. 5—21.

185. *Куземкина Е. М.* О природе никеля в магнетите из коры выветривания ультраосновных пород. — В кн.: Кора выветривания, вып. 11. М., 1970, с. 54—65.
186. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.
187. *Кузьмин Е. Е.* Гидрогеохимический метод поисков рудных месторождений в условиях вечной мерзлоты. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района. Норильск, 1968, с. 255—258.
188. *Кузьмин Е. Е., Посохов Е. В.* Опыт применения гидрогеохимического метода поисков рудных месторождений в условиях многолетней мерзлоты северо-запада Сибирской платформы. — В кн.: Труды межвузовской конференции по гидрогеохимическим и палеогеографическим методам исследований. Томск, 1969, с. 99—105.
189. *Кузьмин Е. Е., Посохов Е. В.* Гидрогеохимические поиски скрытого медно-никелевого оруденения (на примере Норильского промышленного района). — В кн.: Геохимические поиски в областях криогенеза. Л., НИИГА — ЛО НТО «Горное», 1970, с. 47—49.
190. *Куликовский А. Г., Любимов Г. А.* Магнитная гидродинамика. М., Физматгиз, 1962.
191. *Курцева Н. Н.* Химико-минералогическое исследование шлаков никелевого производства. — Тр. ИГЕМ, 1956, вып. 6, с. 95—171.
192. *Кусков Н. Н.* О рудоносности Кусинско-Копанской габбровой интрузии. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Свердловск, 1963, с. 95—96.
193. *Кутолин В. А.* К вопросу о составе верхней мантии с точки зрения петрохимии. — Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 2, с. 351—354.
194. *Кутолин В. А.* Петрохимические особенности траппов древних платформ и базальтов островных дуг. — Геология и геофизика, 1965, № 12, с. 63—72.
195. *Кухаренко А. А., Булах А. Г., Орлова М. П.* Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., Недра, 1965.
196. *Лапин В. В., Курцева Н. Н.* Дифференциация силикатных расплавов в производственных условиях и ее геологическое значение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 5, с. 50—59.
197. *Лебедев А. П.* Генетические типы титаноносных магматических комплексов. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 111—119.
198. *Лебедев А. П.* Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Ангашанском габброидном массиве. — В кн.: Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. — М., Наука, 1965, с. 5—114.
199. *Лебедев А. П.* Вопросы петрологии базитов и ультрабазитов в связи с проблемой верхней мантии. — В кн.: Итоги науки. М., Изд-во АН СССР, 1966, с. 62—89.
200. *Лебедев Е. Б.* Влияние воды на физико-химические свойства силикатных расплавов. — В кн.: Тезисы докладов 1-го международного геохимического конгресса 1971 г. Т. 1. М., 1972, с. 116—125.
201. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Петрография. М. — Л., ОНТИ НКТП, 1923.
202. *Ленерт Б.* Неустойчивость ламинарного течения ртути, вызванная внешним магнитным полем. — В кн.: Проблемы современной физики, вып. 7. М., Изд-во иностр. лит., 1957, с. 13—18.
203. *Леонтьева А. А.* О скорости падения капель сульфида в полевошпатово-пироксеновом расплаве. — Зап. ВМО, 1940, ч. 69, № 1, с. 91—95.
204. *Леонченкова Е. Т.* О природе пирротина в медно-никелевых сульфидных рудах. — Обогащение руд, 1963, № 1, с. 14—17.

205. *Леснов Ф. П.* Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона. Новосибирск, Наука, 1972.
206. *Ли Л. В., Корнев Т. Я.* Содержание золота в гипербазитах Енисейского кряжа. — *Геохимия*, 1972, № 11, с. 1397—1400.
207. *Литвиненко И. В.* Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита. — *Докл. АН СССР*, 1963, т. 149, № 6, с. 1409—1411.
208. *Лифшиц Г. М.* Зональные особенности содержания меди, цинка, кобальта и марганца в речных водах Воронежской обл. — В кн.: *Охрана природы Центральной Черноземной полосы*, вып. 6. Воронеж, 1968, с. 139—153.
209. *Лихачев А. П., Кукоев В. А.* О плавлении и фазовых отношениях в сульфидных, силикатных и сульфидно-силикатных системах. — *Геология рудных месторождений*, 1973, № 5, с. 32—45.
210. *Логачев А. А.* Курс магниторазведки. М., ГГТИ, 1-е изд., 1951.
211. *Логинов В. П.* К изучению сульфидоносности ультраосновных пород СССР. — *Тр. ИГиН АН СССР. Сер. рудн. м-ний*, 1941, вып. 41, № 5, с. 35—57.
212. *Лодочников В. Н.* Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие. Л. — М., ОНТИ НКТП, 1936.
213. *Луйк А. А.* О явлениях метаморфизма хромшпинелидов некоторых месторождений Закавказья. — В кн.: *Хромиты СССР*, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1940, с. 363—373.
214. *Лукашев К. И.* Геохимические поиски элементов в зоне гипергенеза. Т. I, II. Минск, Наука и техника, 1967.
215. *Лялин П. В.* Взаимоотношения рудных жил с тектоническими нарушениями и дайками на примере Мончегорского медно-никелевого месторождения. — *Сов. геология*, 1956, № 53, с. 51—63.
216. *Магакьян И. Г.* Основы металлогении материков. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
217. *Магакьян И. Г.* Рудные месторождения. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1961.
218. *Магакьян И. Г.* Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., Недра, 1969.
219. *Магматические рудные месторождения /Д. Уиллемз, Ю. Камерон, Д. Десборо и др. М., Недра, 1973.*
220. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М., Недра, 1965.
221. *Майоров Н. Ф.* Методика поисков медно-никелевых месторождений по наложенным солевым ореолам рассеяния в моренных отложениях на Кольском полуострове. — В кн.: *Литохимические поиски рудных месторождений по их гипергенным ореолам и потокам рассеяния*. Алма-Ата, 1968, с. 121—124.
222. *Малахов А. Е.* О необычном типе сульфидной минерализации на одном из хромитовых месторождений Кемпирсай. — В кн.: *Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала*, т. I. Свердловск, 1963, с. 331—332.
223. *Малахов А. Е., Пуркина Т. А., Телегин Б. А.* Хромитоносность ультрабазитов Среднего Урала. — В кн.: *Тезисы докладов 2-го Уральского петрограф. совещ.*, т. II. Свердловск, 1966, с. 47—48.
224. *Малахов И. А.* К геохимии хрома в ультрабазитах Урала. — Там же, с. 42—44.
225. *Малахов И. А.* Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966. (Тр. Ин-та геологии УФ АН СССР, вып. 79).
226. *Малахов И. А.* О содержаниях и формах нахождения хрома в ультрабазитах Урала. — В кн.: *Материалы 1-й Уральской конференции молодых геологов*. Свердловск, 1967, с. 73—74.

227. Малихов И. А. Геохимия хрома в ультрабазитах Урала.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 305—307.
228. Малкин В. И., Магунков Б. М. Самодиффузия щелочных ионов в силикатных расплавах.— Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 5, с. 1127—1131.
229. Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Недра, 1957.
230. Малюга Д. П. Биогеохимический метод поисков рудных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1963.
231. Мархинин Е. К., Пугач В. Б., Мархинина С. Н. Об естественной намагниченности пепловых слоев района Ключевской группы вулканов.— Бюл. вулканологической станции, 1962, № 33, с. 47—56.
232. Масайтис В. Л. Петрология Аламджахской трапповой интрузии (бассейн р. Вилюй). Л., 1958. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 22).
233. Масленицкий Н. Н., Леонченкова Е. Т. Взаимосвязь никеля с пирротином в сульфидных медно-никелевых рудах.— Обогащение руд, 1962, № 2, с. 21—23.
234. Минералы. Т. I; II, вып. 1/Под ред. Э. М. Бонштед-Куплетской и Ф. В. Чухрова. М., Изд-во АН СССР, 1960.
235. Михайлов Н. П. Златогорский дифференцированный массив основных и ультраосновных пород в Северном Казахстане.— Сов. геология, 1966, № 10, с. 92—102.
236. Москалева С. В. О генезисе некоторых гипербазитов Урала.— Докл. АН СССР, 1958, т. 123, № 1, с. 148—151.
237. Мурашев Д. Ф., Полферов Д. В. Основные и ультраосновные интрузии Застейд-2 и Ловноозера.— В кн.: Геология СССР, т. XXVII, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 314—318.
238. Мусатов Д. И. Проблема магнезиального образования и глубинные разломы.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., Наука, 1964, с. 67—77.
239. Мэйсон Б. Метеориты. М., Мир, 1965.
240. Мясников В. С. Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма.— Геология рудных месторождений, 1959, № 2, с. 49—62.
241. Мясников В. С. Выступление на 1-м Уральском петрографическом совещании.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. I. Свердловск, 1963, с. 542—544.
242. Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. М., Физматгиз, 1960.
243. Нарсеев В. А., Летников Ф. А. О структурно-энергетических условиях расслоения и эвтектической кристаллизации природных расплавов.— В кн.: Тезисы докладов VIII Всесоюзного совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Новосибирск, 1968, с. 202—204.
244. Нерадовский Ю. Н., Воробец А. А. О распределении некоторых минералов-носителей и элементов-примесей в сульфидных рудах месторождения Флангове (Печенга).— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, № 3. Апатиты, 1972, с. 216—221.
245. Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат, 1961.
246. Нюппенен Т. И. О первичных ореолах медно-никелевых сульфидных рудопоявлений Иокко-Довьренского массива (Северное Прибайкалье).— Методика и техника разведки, 1965, № 50, с. 21—37.
247. Овчинников Л. Н. Некоторые закономерности магматогенного рудообразования (по экспериментальным данным).— В кн.: Генетические проблемы руд. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 16—25. (Докл. сов. геологов на XXI сес. МГК).

248. Овчинников Л. Н., Буслаев Ф. П., Панова М. В. и др. Исследование околорудных метасоматитов Гайского медно-колчеданного месторождения в связи с их использованием для определения абсолютного возраста.— В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения. М., Наука, 1966, с. 122—131.
249. Олейников Б. В., Коробейников А. В., Чесноков В. Л. К геохимии золота в трапповых образованиях восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М., Наука, 1973, с. 105—120.
250. Олт У. Изотопное фракционирование серы в геохимических процессах.— В кн.: Геохимические исследования. М., Изд-во иностр. лит., 1961, с. 308—333.
251. Ольшанский Я. И. О растворимости сернистого железа в железистых силикатных расплавах.— Докл. АН СССР, 1947, т. 58, № 9, с. 2005—2009.
252. Ольшанский Я. И. Об ионно-электронных жидкостях.— Докл. АН СССР, 1950, т. 71, № 4, с. 701—705.
253. Ольшанский Я. И. Итоги экспериментальных исследований сульфидно-силикатных систем.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. петрограф., 1950, вып. 121, № 36, с. 12—39.
254. Ольшанский Я. И. Растворимость сернистого железа в силикатных расплавах.— Там же, с. 39—64.
255. Ольшанский Я. И. Растворимость FeS в железистых силикатных расплавах, содержащих добавки CaO, MgO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. петрограф., 1951, вып. 137, № 40, с. 33—59.
256. Ониси Х., Сэнделл Э. Геохимия мышьяка.— В кн.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 435—493.
257. Осипов К. А., Кузьмин А. В. Кристаллизация химического соединения Al<sub>3</sub>Ni из расплава в постоянном магнитном поле.— Докл. АН СССР, 1948, т. 59, № 2, с. 273—275.
258. Основы металлургии. М., Металлургиздат, 1961, т. I; 1962, т. II.
259. Остащенко Б. А. Геохимия фтора и бора в процессе дифференциации базальтовой магмы (на примере сульфидоносных интрузий Пай-Хоя).— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1971, с. 164—166.
260. Павлов Н. В. Химический состав рудообразующих хромшпинелидов южноуральских месторождений в связи с составом вмещающих пород.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. рудн. м-ний, 1941, вып. 41, № 5, с. 23—35.
261. Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., Наука, 1963.
262. Павлов Н. В., Чупрынина И. И., Острогорская О. П. О составах существующих оливинов и хромшпинелидов из пород и руд дунит-гарцбургитовой формации (на примере Кемпирсайского массива).— Геология рудных месторождений, 1969, № 2, с. 17—29.
263. Павлов Н. В., Григорьева И. И., Муньос-Урбино М. Хромитоносность ультрабазитов Кубы.— В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы. М., Наука, 1973, с. 179—225.
264. Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1, с. 90—105.
265. Пельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., Недра, 1965.
266. Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М., Наука, 1975.
267. Пинус Г. В. Некоторые вопросы геохимии кембрийских альпийно-типных гипербазитов юга Сибири.— Геохимия, 1965, № 12, с. 1450—1458.

268. *Питулько В. М.* Особенности выделения биогеохимических аномалий в горных мерзлотно-таежных ландшафтах.— В кн.: *Геохимические поиски в областях криогенеза*. Л., НИИГА — НТО «Горное», 1970, с. 84—87.
269. *Полдверваарт А., Таубенек В.* Расслоенные интрузии.— В кн.: *Тр. XXI сес. МГК*, вып. 2. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 97—110.
270. *Полканов А. А.* Несимметричная дайка диабаз с побережья Кольского фиорда.— *Тр. Лен. о-ва естествоиспытателей*, 1928, т. 58, вып. 4, с. 75—159.
271. *Полферов Д. В.* Временные инструктивные указания по проведению поисков медно-никелевых месторождений с помощью вторичных ореолов рассеяния в областях развития ледниковых отложений. Л., ОНТИ ВИТР, 1959.
272. *Полферов Д. В.* Геохимические поиски медно-никелевых сульфидных руд.— *Бюл. НТИ МГ и ОН СССР*, 1962, № 1 (35), с. 26—30.
273. *Полферов Д. В.* О соотношениях сульфидов и силикатов медно-никелевых сульфидных руд.— *Геология рудных месторождений*, 1966, № 3, с. 49—63.
274. *Полферов Д. В.* О метаморфизме эпигенетических медно-никелевых руд.— *Геология рудных месторождений*, 1967, № 3, с. 70—74.
275. *Полферов Д. В., Сулова С. И., Архипова А. И.* Определение перспектив рудоносности основных — ультраосновных массивов на основании закономерностей первично-конституционального рассеяния.— *Учен. зап. НИИГА. Регион. геология*, 1965, вып. 5, с. 5—21.
276. *Полферов Д. В., Сулова С. И.* Геохимические критерии никеленосности основных — ультраосновных массивов.— *Геохимия*, 1966, № 6, с. 659—668.
277. *Полферов Д. В., Сулова С. И., Шварцман С. А.* Геохимические критерии рудоносности основных — ультраосновных массивов. Л., ОНТИ ВИТР, 1968.
278. *Попова Г. Б., Ершов В. В., Кузнецов В. А.* О плавлении и кристаллизации пегматита в безводных сульфидных расплавах в условиях повышенных давлений.— *Тр. ЦНИГРИ*, 1964, вып. 62, с. 151—173.
279. *Попова Г. Б., Ершов В. В.* Физико-химические условия кристаллизации сплошных руд сульфидных медно-никелевых месторождений.— *Геология рудных месторождений*, 1966, № 1, с. 3—5.
280. *Предовский А. А., Жангуров А. А.* О миграции химических элементов при образовании метаморфогенно-гидротермальных месторождений.— В кн.: *Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия*. Апатиты, 1972, с. 217—220.
281. *Рабинович Ю. И.* Фтор в ультраосновных породах Печенги.— Там же, с. 87.
282. *Радкевич Е. А., Томсон И. Н.* О проявлении динамометаморфизма руд в касситеритово-сульфидных месторождениях Приморья.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1957, № 3, с. 76—82.
283. *Разгонов О. П.* Зональность распределения элементов-индикаторов в рудоносных интрузиях Норильского района и окружающих их геохимических ореолах.— В кн.: *Литогеохимические методы при поисках скрытого оруднения*. М., 1972, с. 9—13.
284. *Разин Л. В., Хвостова В. П., Новиков В. А.* Металлы группы платины в породообразующих и аксессуарных минералах ультраосновных пород.— *Геохимия*, 1965, № 2, с. 159—174.
285. *Разин Л. В., Хоменко Г. А.* Золото в продуктах кристаллизации сульфидной магмы никеленосных базальтоидных интрузий норильского типа.— В кн.: *Геохимия золота*, ч. II. Владивосток, 1974, с. 16.

286. *Разумовский Н. К.* Логарифмически-нормальный закон распределения вещества и его свойства.— Зап. ЛГИ, 1948, т. XX, с. 105—121.
287. *Рамдор П.* Рудные минералы и их сростания. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
288. *Рамдор П.* О широком распространенном парагенезисе рудных минералов, возникающих при серпентинизации.— Геология рудных месторождений, 1967, № 2, с. 32—43.
289. *Росачева Э. Д., Дубров А. П., Еришов В. П.* Ориентирующее влияние магнитного поля Земли на образование кристаллов эпсомита и моренозита.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 1, с. 84—86.
290. *Родионов Д. А.* Функция распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., Наука, 1964.
291. *Рудные месторождения СССР.* Т. II. М., Недра, 1974.
292. *Русинов В. Л.* Применение фотоупругого эффекта вокруг твердых включений для оценки  $p-T$ -условий образования некоторых минералов.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., Наука, 1965, с. 61—66.
293. *Рыспаев А., Филимонова Л. Е.* Гнездово-вкрапленная медно-никелевая формация в основных породах.— В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, т. 3. Алма-Ата, 1967, с. 181—193.
294. *Савинский К. А.* Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., Недра, 1972.
295. *Савко А. Д.* Минералогия охристо-каолинового профиля коры выветривания ультраосновных пород юго-востока Воронежской антеклизы.— Тр. ВГУ, 1970, 70, с. 142—147.
296. *Садилов М. А.* Основные вопросы изучения поверхностных вод при поисках сульфидных медно-никелевых месторождений (на примере северо-запада Сибирской платформы).— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района. Норильск, 1968, с. 253—255.
297. *Садилов М. А.* Результаты гидрохимических исследований в пределах Восточного Хараелаха.— Там же, с. 258—261.
298. *Салоп Л. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые Байкальской горной области в свете новых данных.— В кн.: Развитие производительных сил Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 74—84.
299. *Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области. Т. II. М., Недра, 1967.
300. *Салько А. К.* Определение температуры образования оливинитов массива Бор-Урх с использованием теории подобия.— Геология и геофизика, 1966, № 2, с. 125—129.
301. *Самарин А. И., Шварцман А. А.* Электрохимические исследования смесей расплавленных окислов.— Успехи химии, 1952, т. 21, вып. 3, с. 337—351.
302. *Сауков А. А.* Геохимия. М., Госгеолтехиздат, 1950.
303. *Сафронов Н. И.* К вопросу о возможностях геохимических поисков в условиях моренных отложений.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 107—116.
304. *Сафронов Н. И.* Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л., Недра, 1971.
305. *Свешников Г. Б.* Гальваническое растворение сульфидов и ореол рассеяния тяжелых металлов.— Геохимия, 1956, № 4, с. 70—75.
306. *Свешников Г. Б.* Электрохимическое растворение сульфидных руд и его роль в образовании водных ореолов рассеяния тяжелых металлов.— В кн.: Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 71—77.
307. *Свешников Г. Б.* Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях и их значение в формировании химического состава подземных

вод.— В кн.: Тр. Межвузовской конференции по гидрогеохимическим и палеогеографическим методам исследований. Томск, 1969, с. 59—63.

308. *Свиридов В. В., Бойчук М. Д.* О линейных корреляционных связях между породообразующими окислами в сильно гидротермально измененных перидотитах Западного Приазовья.— *Геохимия*, 1969, № 2, с. 234—238.

309. *Семенов Е. И.* Лантаноиды.— В кн.: *Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов*, т. I. М., Наука, 1964, с. 210—284.

310. *Сидоренко А. В.* Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1958.

311. *Синицын А. В., Постнов И. С., Воронова Л. Б.* Результаты гидрогеохимических поисков на территории Каменноозерской аномальной зоны (Ветреный Пояс).— В кн.: *Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия*. Апатиты, 1972, с. 189—193.

312. *Смекалин А. Г.* К вопросу о генезисе богатых медно-никелевых руд.— В кн.: *Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района*. Норильск, 1968, с. 168—171.

313. *Смирнов В. И.* Порядок эндогенной рудной зональности.— В кн.: *Проблемы постмагматического рудообразования*, т. I. Прага, 1963, с. 62—69.

314. *Смирнов В. И.* Геология рудных месторождений на XXIII сессии МГК.— *Геология рудных месторождений*, 1969, № 1, с. 6—14.

315. *Смирнов В. И., Цейдлер А. А., Худяков И. Ф.* *Металлургия меди, никеля и кобальта*. Т. II. М., *Металлургия*, 1966.

316. *Смирнов М. Ф.* *Строение норильских никеленосных интрузий и их сульфидные руды*. М., *Недра*, 1966.

317. *Смирнов С. С.* Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1946, № 5, с. 17—34.

318. *Смирнов С. С.* О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений.— *Зап. ВМО*, 1947, ч. 76, № 1, с. 23—35.

319. *Смирнов С. С.* *Зона окисления сульфидных месторождений*. 3-е изд. М., Изд-во АН СССР, 1955.

320. *Смит Ф. Г.* Предварительные данные о растворимости металлических сульфидов в воде при повышенных температурах и давлениях.— *Минер. сб. Львовск. геол. о-ва*, 1962, № 16, с. 285—290.

321. *Смит Ф. Г.* *Физическая геохимия*. М., *Недра*, 1968.

322. *Соболев В. С.* О давлении при процессах метаморфизма.— В кн.: *Физико-химические проблемы формирования горных пород*, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 7—17.

323. *Соболев Н. Д.* *Серпентиниты СССР*.— В кн.: *Магнезиальные горные породы*. М., *Госгеолтехиздат*, 1951, с. 3—45.

324. *Соболев Н. Д.* *Ультрабазиты Большого Кавказа*. М., *Госгеолтехиздат*, 1952.

325. *Соболев Н. Д.* Трансформизм, магматизм ультрабазитов и хромитовое оруденение в них.— В кн.: *Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока*. М., *ВИМС*, 1974, с. 9—20.

326. *Соболев Н. Д., Уханов А. В., Смирнова Т. А.* Сравнительное геохимическое изучение ультраосновных массивов в связи с их хромитоносностью.— *Сов. геология*, 1970, № 1, с. 88—101.

327. *Соколов Г. А.* *Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения*.— *Тр. ИГН АН СССР. Сер. рудн. м-ний*, 1948, вып. 97, № 12.

328. *Справочник геофизика*, т. I. М., *Госгеолтехиздат*, 1960.

329. *Ставров О. Д., Уханов А. В.* Щелочные элементы и фтор в породах и минералах мантии.— *Геохимия*, 1971, № 3, с. 282—293.
330. *Старицкий Ю. Г.* Два типа медно-никелевых сульфидных месторождений.— В кн.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы*. Л., 1960, с. 158—163.
331. *Старицына Г. Н., Томановская Ю. И., Кравцова Л. И.* Интрузивные траппы северо-восточного борта Тунгусской синеклизы (и перспективы их никеленосности). Л., Недра, 1972.
332. *Старосельцев В. С.* Применение валунно-поискового метода при открытии Талнахского медно-никелевого месторождения.— В кн.: *Основные проблемы изучения четвертичного периода*. М., Наука, 1965, с. 453—461.
333. *Структурно-текстурные особенности эндогенных руд*/А. Г. Бетехтин, А. Д. Генкин, А. А. Филимонова, Т. Н. Шадлун. М., Недра, 1964.
334. *Стульчиков В. А., Фомин О. Б.* Кобальт и никель в магнетитах из ультрабазитов Среднего Побужья и Верховцевского района УКШ.— *Изв. АН УССР*, 1970, сер. Б, № 6, с. 492—494.
335. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Мантия Земли и тектогенез. Киев, Наукова думка, 1968.
336. *Судовиков Н. Г.* К вопросу о возможной связи гидротермального оруднения с гранитизацией.— В кн.: *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 154—175.
337. *Судовиков Н. Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964.
338. *Суслова С. И., Полферов Д. В.* О миграции рудообразующих элементов пород никеленосных интрузий при метаморфизме.— *Геохимия*, 1965, № 4, с. 421—432.
339. *Сутурин А. Н.* Геохимия гипербазитов ильчирского комплекса (Восточный Саян).— *Ежегодник работ Ин-та геохимии СО АН СССР, Иркутск*, 1971, с. 112—116.
340. *Суханова Е. Н.* Случай образования кокса в углях под воздействием сульфидной жилы.— *Геология рудных месторождений*, 1959, № 6, с. 85—89.
341. *Суханова Е. Н.* Сопоставление состава и рудоносности Талнахской интрузии с другими интрузиями Норильского района в связи с поисками новых месторождений меди и никеля.— В кн.: *Петрология траппов Сибирской платформы*. Л., Недра, 1967, с. 244—252.
342. *Суханова Е. Н.* Зональность рудных тел, интрузий и тектоно-магматических узлов и ее прикладное значение.— В кн.: *Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района*. Норильск, 1968, с. 139—143.
343. *Суханова Е. Н.* О внутреннем строении, химизме и рудоносности северо-западной (Хараелахской) ветви Талнахского интрузива.— В кн.: *Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района*. Норильск, 1968, с. 112—115.
344. *Суханова Е. Н.* Роль метасоматических процессов в формировании руд норильского типа.— В кн.: *Критерии рудоносности метасоматитов*. Алма-Ата, 1971, с. 317—322.
345. *Сысоев Ф. А.* К вопросу о генезисе никелевых месторождений выветривания линейного типа.— В кн.: *Кора выветривания*, вып. 5. М., Недра, 1963, с. 210—220.
346. *Сэнделл Э., Голдич С.* Редкие металлы некоторых американских изверженных пород.— В кн.: *Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах*. М., Изд-во иностр. лит., 1952, с. 183—228.
347. *Тазиев Г.* Встречи с дьяволом. М., Изд-во иностр. лит., 1961.
348. *Тазиев Г.* Вулканы. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
349. *Тайер Т.* Некоторые различия между альпинотипными и страти-

формными габбро-перидотитовыми комплексами.— В кн.: Тр. XXI сес. МГК, вып. 2. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 110—133.

350. *Тарасов А. В.* Взаимоотношения сульфидных руд месторождения Норильск-1 с дайками витрофировых порфиритов.— Геология и геофизика, 1972, № 5, с. 125—131.

351. *Татаринов П. М.* Условия формирования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. 2-е изд. М., Госгеолтехиздат, 1963.

352. *Татаринов П. М., Красновский Г. М.* Алапаевская интрузия ультраосновных пород на Урале и ее месторождения хромистого железа. М., Госгеолтехиздат, 1940. (Тр. Центр. науч.-исслед. геол. развед. ин-та, вып. 120).

353. *Татаринов П. М., Артемов В. Р., Михайлов Н. П.* и др. О формациях основных и ультраосновных пород Урала (критические замечания о статье С. В. Москалевой).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 5, с. 135—143.

354. *Текстуры и структуры руд*/А. Г. Бетехтин, А. Д. Генкин, А. А. Филимонова, Т. Н. Шадлун. М., ГГТИ, 1958.

355. *Тернер Ф., Ферхуген Д.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961.

356. *Толстой Н. А.* Электрооптические свойства лиофобных коллоидов.— Коллоидный журн., 1960, т. 22, № 6, с. 705—717.

357. *Толстой Н. А., Феофилов П. П.* О некоторых электрооптических явлениях в коллоидах.— Докл. АН СССР, 1949, т. 66, № 4, с. 617—621.

358. *Трофимов А. В.* Изотопный состав серы в метеоритах и земных материалах.— Там же, с. 181—184.

359. *Турובהва З. В.* Метасоматоз и гранитизация ультраосновных пород Варваровского массива.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972, с. 68.

360. *Уразов Г. Г.* Металлургия никеля. М.—Л., ОНТИ, 1935.

361. *Урванцев Н. Н.* Генетические особенности формирования медно-никелевых месторождений Норильска как основа поисковых прогнозов.— Геология и геофизика, 1973, № 1, с. 3—12.

362. *Усенко И. С.* Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев, Изд-во АН УССР, 1966.

363. *Успенский Н. М.* О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала.— В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., 1952, с. 54—78.

364. *Ферсман А. Е.* Геохимия. Избр. труды. М., Изд-во АН СССР, 1955, т. III; 1958, т. IV; 1959, т. V.

365. *Филимонова А. А.* Рудообразующие минералы и их сростания как геологические термометры.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., Наука, 1965, с. 37—48.

366. *Фоминых В. Г., Хвостова В. П.* О платиноносности дунитов Урала.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 2, с. 443—445.

367. *Френкель Я. И.* Земной магнетизм.— Изв. АН СССР. Сер. физ., 1947, т. II, № 6, с. 607—616.

368. *Хвостова В. П., Шленская В. И., Годлевский М. Н.* Определение малых количеств платиновых металлов в ультраосновных и основных платиноносных породах.— Тр. ЦНИГРИ, 1967, вып. 77, с. 206—220.

369. *Хитаров Н. И., Лебедев Е. Н., Кадик А. А.* Растворимость воды в расплавах основного и ультраосновного состава.— В кн.: VIII Всесоюзное совещание по экспериментальной и технической минералогии и петрографии; экспериментальное моделирование природных процессов. Новосибирск, 1968, с. 282—287.

370. *Хитров В. Г., Кортман Р. В.* О правильности определения пород-

образующих элементов в горных породах.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 49—51.

371. *Хитров В. Г., Кортман Р. В.* Основные итоги межлабораторного исследования стандартных магматических пород.— Там же, с. 49—51.

372. *Хмара А. Я., Гаев И. А.* Новый формационный тип ультрабазитов на Украинском кристаллическом щите.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 5, с. 1200—1203.

373. *Хожанов Н. П., Акаемов С. Т., Савко А. Д.* Кора выветривания на докембрийских породах района Павловского выступа Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 8. М., Наука, 1967, с. 105—118.

374. *Хокс Х. Е., Уэбб Д. С.* Геохимические методы поисков минеральных месторождений. М., Мир, 1964.

375. *Холмов Г. В.* Современные представления о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л., 1957, с. 73—85. (Тезисы докл. юбилейной науч. сес. ин-та «Гипроникель»).

376. *Хомич П. З., Доминиковский Г. Г., Пасюкевич В. И.* Прогнозная оценка ильменит-магнетитовых руд Кореличской зоны магнитных аномалий.— В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности кристаллического фундамента БССР. Минск, Наука и техника, 1971, с. 114—120.

377. *Цветков А. И.* Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. петрограф., 1951, вып. 138, № 41.

378. *Цейдлер А. А.* Металлургия меди и никеля. М., Металлургиздат, 1958.

379. *Чернышев Н. М.* Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж, Изд-во ВГУ, 1971.

380. *Чернышев Н. М., Хожанов Н. П., Буковшин В. В.* Кора выветривания на гипербазитах и рудных телах Нижне-Мамонского сульфидного медно-никелевого месторождения.— Изв. вузов, сер. Геология и разведка, 1970, № 1, с. 28—37.

381. *Чижиков В. В., Кудрявцева Н. Н.* О режиме водных ореолов рассеяния никеля и меди на месторождении Восток.— В кн.: Природа и хозяйство Севера, вып. 2, ч. 2. Апатиты, 1971, с. 152—156.

382. *Чупрынина И. И., Павлов Н. В.* О составе оливинов и хромшпинелидов ультраосновных массивов в связи с их хромитоносностью.— В кн.: Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты. М., ВИМС, 1971, с. 34—48.

383. *Шадлун Т. Н.* Некоторые признаки метаморфизма в колчеданных рудах (месторождение им. III Интернационала).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5, с. 139—144.

384. *Шадлун Т. Н.* Изменение структуры агрегатов и внутреннего строения зерен халькоприта под влиянием динамометаморфизма.— Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, 1953, № 7, с. 75—80.

385. *Шадлун Т. Н.* О некоторых метаморфических текстурах и структуре руд (на примере месторождений Средней Азии).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 2, с. 93—103.

386. *Шадлун Т. Н.* Явления метаморфизма в свинцово-цинковых рудах, месторождениях никеля и в медно-колчеданных рудах месторождения Акба-стау в Казахстане.— Авторефераты ИГЕМ АН СССР 1958—1959 гг. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 124—125.

387. *Шадлун Т. Н., Розанов Ю. А.* Влияние одностороннего давления на структуру колчеданной руды.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 3, с. 45—49.

388. *Шарапов И. П.* Применение математической статистики в геологии. М., Недра, 1965.

389. *Шейнина Г. А.* Статистическое исследование случайной ошибки геологических проб.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 45—46.
390. *Шейнманн Ю. М.* О тектонических условиях магмообразования.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 183—194.
391. *Шейнманн Ю. М.* Возможные связи магм со строением внешних оболочек Земли.— В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 63—75.
392. *Шейнманн Ю. М.* Магмы и геосинклиальный процесс. Типы земной коры и магмы.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., Наука, 1964, с. 102—120.
393. *Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии. М., Недра, 1968.
394. *Шергина Ю. П., Шкорбатов С. С.* Изотопный состав бора в никеле-носных и безникелевых массивах ультраосновных и основных пород Кольского полуострова.— Геохимия, 1970, № 2, с. 211—216.
395. *Шигеру И.* Ультраосновная интрузия Огавара, префектура Нагано, Центральная Япония.— Реферативный журн. Геология, 1969, № 9, реф. 9В 367.
396. *Шипулин Ф. К.* О методах физико-химического изучения процессов образования изверженных пород.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., Наука, 1974, с. 38—51.
397. *Шишкин Н. Н.* О медно-никелевом сульфидном оруденении в Иокодовыренском массиве основных и ультраосновных пород.— Геология рудных месторождений, 1964, № 1, с. 93—98.
398. *Шишкин Н. Н., Кумпан Е. А.* О медно-никелевом сульфидном оруденении в Безымянном массиве основных и ультраосновных пород.— Тр. ин-та «Гипроникель», 1964, вып. 21, с. 70—96.
399. *Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
400. *Шобогоров П. Ч., Тарасов В. Н., Жбанов Э. Ф.* и др. Практические результаты литохимических поисков на территории Бурятской АССР.— Разведка и охрана недр, 1970, № 10, с. 14—16.
401. *Штейнберг Д. С.* Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала.— В кн.: Доклады советских геологов на XXI сес. МГК. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 250—260.
402. *Штейнберг Д. С.* О распределении никеля в ультраосновных породах Урала.— Геохимия, 1963, № 11, с. 982—995.
403. *Штейнберг Д. С.* Основные черты петрологии и металлогении интрузивных формаций Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. I. Свердловск, 1963, с. 99—109.
404. *Штейнберг Д. С., Булыкин Л. Д., Полуэктов А. П.* Перспективы сульфидного никеля на Урале.— В кн.: Рудная база Урала. М., Наука, 1972, с. 175—184.
405. *Шустова Л. Е., Дедеев В. А., Крац К. О.* Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., Наука, 1973.
406. *Щека С. А., Мошеченко В. Г.* О некоторых закономерностях распределения золота в основных и ультраосновных породах.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1970, т. 239, с. 37—38.
407. *Щербина В. В.* Геохимия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
408. *Щербина В. В.* О формах нахождения химических элементов в магматическом расплаве.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 48—53.
409. *Щербина В. В.* Кислотность магматического расплава в свете теории безводородных кислот.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 28—33.

410. *Щербина В. В.* К геохимии силикатных расплавов.— Зап. ВМО, 1964, ч. 93, вып. 5, с. 537—544.
411. *Щербина В. В.* К геохимии сульфидной серы: взаимосвязь сульфидов и окислов.— Геохимия, 1969, № 5, с. 536—540.
412. *Щербина В. В.* Основы геохимии. М., Недра, 1972.
413. *Эгель Л. Е.* Редкоземельные металлы.— В кн.: Оценка месторождений при поисках и разведке, вып. 21. М., Госгеолтехиздат, 1963.
414. *Эдельштейн И. И.* Петрология и геохимия гипербазитов Урало-Тобольского района на Южном Урале.— Учен. зап. Саратовск. ун-та, 1961, т. 6, с. 49—69.
415. *Эдельштейн И. И.* Петрология и никеленосность гипербазитовых интрузий Тоболо-Бурыктальского района на Южном Урале.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. II. Свердловск, 1963, с. 319—323.
416. *Юшко С. А.* Изучение явлений динамометаморфизма в сульфидных рудах.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. рудн. м-ний, 1940, № 3, с. 29—35.
417. *Юшко С. А.* Явления двойникования в рудных минералах как результат динамометаморфизма.— Тр. ИГН АН СССР. Сер. рудн. м-ний, 1941, вып. 41, № 5, с. 129—133.
418. *Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В., Разина И. С.* К геохимии элементов платиновой группы.— Геохимия, 1967, № 11, с. 1381—1394.
419. *Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В., Разина И. С.* Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины. М., Недра, 1970.
420. *Юшко-Захарова О. Е., Воробьева М. С., Иванов В. В.* Элементы-примеси медно-никелевого оруденения Талнахской интрузии.— Геохимия, 1973, № 4, с. 516—528.
421. *Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К.* Минеральный состав руд и околорудных пород восточного фланга Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения (Мурманская область).— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л., 1967, с. 16—63.
422. *Ямзин И. И.* Искусственная слюда. (Обзор литературы).— Зап. ВМО, 1952, ч. 81, № 3, с. 224—231.
423. *Ямзин И. И.* К вопросу об ориентирующем воздействии магнитного поля на рост диа- и парамагнитных кристаллов.— Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, 1955, вып. 11, с. 206—211.
424. *Яновский Б. М.* Земной магнетизм. Т. I—II. Л., Изд-во ЛГУ, 1963.
425. *Ярошевский А. А.* О происхождении ритмических структур изверженных горных пород.— Геохимия, 1970, № 5, с. 562—574.
426. *Aho A. E.* Geology and genesis of ultrabasic Ni—Co—Po deposits at the Pacific Nickel property, SW Brit. Columb.— Econ. Geol., 1956, v. 51, № 5, p. 444—481.
427. *Ahrens L. H.* The Lognormal distribution of elements.— Geochim. cosmochim. acta, 1954, v. 5, p. 49—73; 1955, v. 6, p. 121—131.
428. *Antun P., El-Goresy A., Ramdor P.* Ein neuartiger tip "hydrothermaler" Cu-Ni-lagerstätten.— Miner. Deposita, 1966, v. 1, № 2, p. 113—132.
429. *Arnold R.* Equilibrium relation between pyrrhotite and pyrite from 325 to 743° C.— Econ. Geol., 1962, v. 57, № 1, p. 72—90.
430. *Atkins F. B.* Pyroxenes of the Bushveld intrusion, South Africa.— Journ. Petrol., 1969, v. 10, № 2, p. 221—249.
431. *Bacigalupi R.* Effect of magnetic field on iron whisker growth.— Journ. Appl. Phys., 1963, 34, № 4, pt. 1, p. 999—1000.
432. *Backlund H. G.* Some observations on homogenization on geochemical discontinuities in granitic areas. Rep. XVIII sess. Inter. Geol. Congr., 1948, pt. 3, 1950, p. 31—44.
433. *Bichan R.* Cromite seams in the Hartley complex of the Great Dyke, Rhodesia.— Econ. Geol., monogr., 4, 1969, p. 95—114.

434. *Bonnicksen B.* Sulfide minerals in the Duluth complex.—*Geol. of Minn., Centennial volume, 1972*, p. 388—393.
435. *Bowes D. R., Skinner W. R., Skinner D. L.* Petrochemistry of the Stillwater complex, Montana.—*Transact. Geol. Soc. South Afr.*, 1973, v. 76, pt. 2, p. 153—163.
436. *Brown G. M.* Pyroxenes from the early middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland.—*Miner. Mag.*, 1957, v. 31, p. 511—543.
437. *Brown G. M., Vincent E. A.* Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland.—*Journ. Petrol.*, 1963, v. 4, p. 175—197.
438. *Brundin N.* Method of locality metals and minerals in the ground. U. S. Pat., № 2158980, 1939.
439. *Bullard E. G., Cellemann H.* Homogenous dynamo and terrestrial magnetism.—*Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., ser. A*, 1954, v. 247, p. 213—278.
440. *Cambel B., Jarkovsky J.* Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. Bratislava, 1967.
441. *Cambel B., Jarkovsky J.* Geochemistry of pyrrhotite of various genetic types. Bratislava, Comensky Univ., 1969.
442. *Cameron E., Emerson M. E.* The origin certain chromite deposits of the Eastern part of the Bushveld complex.—*Econ. Geol.*, 1959, v. 54, № 7, p. 1151—1213.
443. *Cameron E., Desborough G.* Occurrence and characteristics of Cr—deposits—Eastern Bushveld complex.—*Econ. Geol.*, 1966, v. 61, № 4, p. 793—794.
444. *Cameron E., Siddeley G., Durham G.* Distribution of ore elements in rock for evaluating ore potential nickel, copper, and sulphur in ultramafic rocks of the Canadian Shield.—*Geol. Surv. Canada, op. file*, 1970, 35, p. 298—313.
445. *Carmichael C. M.* An outline of the intensity of the palaeomagnetic field of the Earth.—*Earth. and Planet. Sci. Lett.*, 1968, 3, № 4, p. 351—354.
446. *Chamberlain J. A.* Sulphides in the Muskox intrusion.—*Can. J. Earth. Sci.*, 1967, v. 4, № 1, p. 106—151.
447. *Cheney E. S., Lange J. M.* Evidence for sulphurisation and the origin of some Sudbury—type ores.—*Miner. Deposita*, 1967, v. 2, № 2, p. 80—94.
448. *Clark B. R., Kelly W. C.* Sulfide deformation studies.—*Econ. Geol.*, 1973, v. 68, № 3, p. 332—352.
449. *Cousins C. A.* The structure of the mafic portion of the Bushveld igneous complex.—*Transact. Geol. Soc. South Afr.*, 1959, v. 62, p. 179—201.
450. *Cousins C. A.* The Merensky reef of the Bushveld igneous complex.—*Econ. Geol.*, 1966, v. 61, № 4, p. 800.
451. *Craig J., Kullerud G.* Phase relations in the Cu—Fe—Ni—S system above 400° C.—*Econ. Geol.*, 1966, v. 61, № 4, p. 804.
452. *Craig J., Kullerud G.* The Cu—Fe—Ni—S system.—*Carn. Inst. Wash. Year Book* 66, 1966—1967, p. 413—417.
453. *Craig J., Naldrett A. J., Kullerud G.* Succession of mineral assemblages in pyrrhotite-rich Ni—Cu ores.—*Там же*, p. 413—434.
454. *Crocket J. H.* Platinum metals.—*В кн.: Handbook of geochemistry*, 1969, v. 2, pt. 1.
455. *Desborough G. A., Larson R. R.* Ni-bearing iron sulfides in the Onaping formation, Sudbury basin, Ontario.—*Econ. Geol.*, 1970, v. 65, № 6, p. 728—730.
456. *Elsasser W. M.* On the origin of the Earth magnetic field.—*Phys. Rev.*, 1939, 55, № 5, p. 489—498.

457. *Fergusson J., Botha E.* Some aspects of igneous layering in the basic zones of the Bushveld complex.—*Transact. Geol. Soc. South Afr.*, 1963, v. 66, I—XII, p. 259—278.
458. *Frietsch R.* Trace elements in magnetite and hematite mainly from Northern Sweden.—*Sver. Geol. Undersok.*, ser. C, 1970, № 646, arsb. 64.
459. *Geochemical* prospection in Fennoscandia (ed. A. Kvalheim). N. Y. Interscience, 1967.
460. *Gill J. E.* Experimental deformation and annealing of sulfides and interpretation of ore textures.—*Econ. Geol.*, 1969, v. 64, № 5, p. 500—509.
461. *Goldschmidt V. M.* Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente. V. I—VIII. Oslo, 1923—1927.
462. *Goldschmidt V. M.* Die Naturgeschiten der Eisenfamilie.—*Stahl und Eisen*, 1929, H. 18, p. 1—12.
463. *Goodspeed G. E.* Mineralization related to granitization.—*Econ. Geol.*, 1952, v. 47, № 2, p. 146—168.
464. *Grimaldi F. S., Schnepfer M.* Mode of occurrence of Pt, Pd, and Rh in cromitite.—*Geol. Surv. Prof. Paper*, 1969, № 650-c, p. 149—151.
465. *Grip E.* Geology of the Ni—deposits at Lainijaur in Northern Sweden.—*Sver. Geol. Undersok.*, ser. G, 1961, № 577, arsb. 55.
466. *Hall A. L.* The Bushveld igneous complex.—*Geol. Surv. South Afr.*, 1932, mem. 28.
467. *Haughton D. R., Roeder P. L., Skinner B. I.* Solubility of sulfur in mafic magmas.—*Econ. Geol.*, 1974, v. 69, № 4, p. 451—467.
468. *Hawley J. E., Nickol J.* Trace elements in pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite of different ores.—*Econ. Geol.*, 1961, v. 56, № 3, p. 467—487.
469. *Hawley J. E., Stanton R. L., Smith A. Y.* Pseudoeutectic intergrowths in arsenical ores from Sudbury.—*Can. Miner.*, 1961, v. 6, pt. 5, p. 555—575.
470. *Hawley J. E.* The Sudbury ores: their mineralogy and origin. *Can. Miner.*, 1962, v. 7, pt. 1, p. 1—207.
471. *Hawley J. E.* Upside—down zoning at Frood, Sudbury, Ontario.—*Econ. Geol.*, 1965, v. 60, № 3, p. 529—575.
472. *Häkli T. A.* Distribution of Ni between the silicate and sulfide phases in some basic intrusions in Finland.—*Bull. Comm. Geol. Finl.*, 1963, № 209.
473. *Häkli T. A.* Silicate nickel and its application to the explorations of Ni-ores.—*Bull. Geol. Soc. Finl.*, 1971, № 43, pt. 2, p. 247—263.
474. *Hess H. H.* Vertical mineral variation in the Great Dyke of South Rhodesia.—*Transact. Geol. Soc. South Afr.*, 1950, v. LIII, p. 159—166.
475. *Hess H. H.* Stillwater igneous complex, Montana.—*Geol. Soc. Amer.*, 1960, mem. 80.
476. *Hiromitzu K.* Magnetic properties of some syntetic olivines.—*Journ. Phys. Soc. Jap.*, 1963, 18, № 2, p. 305.
477. *Hofman R. D.* Vlackfontein nickel deposits Rustenburg area, Transvaal, S. A.—*Econ. Geol.*, 1931, v. 26, № 2, p. 202—214.
478. *Jackson E. D.* Stratigraphic and lateral variation of cromite composition in the Stillwater complex.—*Miner. Soc. Amer.*, sp. pap., 1963, № 1, p. 46—54.
479. *Jackson E. D.* The cromite deposits of the Stillwater complex Montana.— В кн.: Ore deposits of the U. S., v. 2. *Amer. Inst. Min. Eng.*, 1968, p. 1495—1510.
480. *Jaeger J. C., Green R.* The use of the cooling history of thick intrusive sheets for the study of the secular variation of the Earth magnetic field.—*Geo. pura e applic.*, 1956, v. 35, p. 49—53.
481. *Jones W. R., Peoples J. W., Howland A. C.* Igneous and tectonic structures of the Stillwater complex, Montana.—*U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1960, 1071-H, p. 281—335.

482. *Kataja M., Nurmi A., Wennervirta H.* The data procession and the interpretation of the results in pedogeochemical exploration.—Bull. Geol. Soc. Finl., 1970, № 42, p. 151—164.
483. *Katsura T., Nagashima S.* Solubility of sulfur in some magmas at 1 atmosphere.—Geochim. cosmochim. acta, 1974, v. 38, № 4, p. 517—531.
484. *Kilburn L. C., Wilson H. D., Graham A. R.* Nickel sulfide ores related to ultrabasic intrusion in Canada.—Econ. Geol., 1969, monogr. 4, p. 276—294.
485. *Koster A. F., van Groos.* The origin of sulfide deposits: petrographic evidence for liquid immiscibility between silicate magmas and sulfide melts.—Econ. Geol., 1967, v. 62, № 4, p. 551—553.
486. *Kullerud G., Yund R.* The Ni—S system and related minerals.—Journ. Petrol., 1962, 3, № 1, p. 126—175.
487. *Kullerud G., Yoder H.* Sulphide—silicate relations.—Carn. Inst. Wash. Year Book, 1963, p. 215—218.
488. *Kullerud G., Yund R., Mob G.* Phase relations in the Fe—Ni—S, Cu—Fe—S and Cu—Ni—S systems.—Econ. Geol., 1966, v. 61, № 4, p. 804.
489. *Kulp I. L., Ault W. U., Feely H. W.* Sulphur isotope abundance in sulphide minerals.—Econ. Geol., 1956, v. 51, № 2, p. 139—149.
490. *Larsen E. S.* Time required for the crystallisation of the great batholith of southern and lower California.—Amer. Journ. Sci., 1954, v. 243-A, p. 399—416.
491. *Lensch G., Rost F.* Basische und ultrabasische Einschlüsse in Durbaucht von Pisek und ihre Vererzung.—Miner. Deposita, 1966, v. 1, № 3, pp. 226—238.
492. *Levin E., Robins C., McMurdic H.* Phase diagrams for ceramists.—Amer. Ceramic Soc., 1964.
493. *Libenberg C. J.* The trace elements of the rocks of the Bushveld igneous complex.—Publik. Univ. Pretoria Nuwe Reeks, 1960, № 12, p. 1—69; № 13, p. 1—65.
494. *Lindgren V.* Mineral deposits. 3-th ed. N. Y., 1928.
495. *Lock A.* Granite and ore.—Econ. Geol., 1941, v. 36, № 4, p. 448—454.
496. *Lombard B. V.* Chromite and dunite of the Bushveld complex.—Transact. Geol. Soc. South. Afr., 1956, v. 59, p. 59—74.
497. *Marshall C.* The orientation of anisotropic particles in an electrical fields.—Trans. Farad. Soc., 1930, v. 26, pt. 4, p. 173—190.
498. *Mitchell G. P., Mutch A. D.* Geology of the Hardy mine, Sudbury district, Ontario.—Can. Miner. and Met. Bull., 1956, v. 49, № 526, p. 75—81.
499. *Naldrett A. J., Kullerud G.* A study of the Strathcona mine and its bearing of the origin of the Ni—Cu ores of the Sudbury district, Ontario.—Journ. Petrol., 1967, v. 8, № 3, p. 453—531.
500. *Noddak J., Noddak W.* Zur Geochemie des Rheniums.—Z. phis. Chem., 1931, 154, p. 207—244.
501. *Oelsner O., Starke R.* Zur Umwandlung des Pyrrotines in FeS<sub>2</sub>.—Geologie, 1964, 13, № 3, p. 316—324.
502. *Page N. J., Jackson E. D.* Preliminary report on sulfide and platinum group minerals in the cromitites of the Stillwater complex, Montana.—U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1967, 575-D, p. 123—127.
503. *Page N. J.* Vertical and lateral variation of Pt, Pd and Rh in the Stillwater complex, Montana.—Econ. Geol., 1972, v. 67, № 7, p. 915—923.
504. *Panagos A., Otteman J.* Chemical differentiation of chromite grains in the nodular-cromite from Rodiani (Greece).—Miner. Deposita, 1966, v. 1, № 1, p. 72—75.
505. *Papunen H.* Sulphide mineralogy of the Kotalachti and Hitura

Ni—Cu ores, Finland.—Ann. Acad. Sci. Fenniae, ser. A, III, 1970, 109.

506. *Patterson J. M.* Geology of the Thompson—Moak Lake area. Winnipeg, 1963.

507. *Peoples J. W.* Gravity stratification as a criterion in the interpretation of the structure of the Stillwater complex, Montana. Rep. of XVI JGC. Wash., 1936, p. 353—360.

508. *Peoples J. W., Howland A. L.* Cr-deposits of the eastern part of the Stillwater complex, Stillwater county, Montana.—U. S. Geol. Surv. Bull., 1940, 922-N, p. 371—416.

509. *Peskin R.* Hydromagnetic free Yet.—Phys. Fluids. 1963, v. 6, № 5, p. 643—648.

510. *Philpotts A. R.* Textures of the Ungava nickel ores.—Can. Miner., 1961, v. 6, pt. 5, p. 680—689.

511. *Purvis A., Nesbitt R., Hallberg I.* The geology of part of the Carr Boyd Rock complex and its associated Ni—mineralisation, West. Australia.—Econ. Geol., 1972, v. 67, № 8, p. 1093—1113.

512. *Rankama K.* On the use of the trace elements in some problems of practical geology.—Bull. Comm. Geol. Finl., 1941, v. XIV, № 126, p. 90—106.

513. *Recknagel R.* On some mineral deposit in the Rooiberg district.—Transact. Geol. Soc. South. Afr., 1908, v. XI, p. 83—107.

514. *Ricou L.-E.* Le metamorphisme au contact des peridotites des Neyriz (Zagros interne, Yran): developement de skarns a pyroxene.—Bull. Soc. Geol. France, 1971/72, 13, № 1—2, p. 146—165.

515. *Runcorn S. R.* Measurement of variation with depth of main geomagnetic field.—Phil. Trans. Roy. Soc., ser. A, 1951, v. 244, № 878, p. 113—151.

516. *Runeorn S. R.* Magnetitisation of rocks.—Handb. Phys., Bd. XLVII, Geophys., 1956, № 1, p. 470—497.

517. *Salmi M.* Peat and bog plant as indication of ore minerals in Vihanti ore field in western Finland.—Bull. Comm. Geol. Finl., 1956, № 175.

518. *Sasaki A.* Sulphur isotope study of the Muskox intrusion, district Makenzie.—Paper Geol. Surv. Canada, 1968(69), № 46.

519. *Schwarz H. P.* Sulfur isotope analyses of some Sudbury, Ontario ores.—Can. Journ. Earth. Sci., 1973, v. 10, № 9, p. 1144—1459.

520. *Schwellnus C. M.* The Ni—Co occurrence in the Bushveld igneous complex west of the Pilansberg. Union of South. Afr. Dep. of mines, 1935.

521. *Siddeley G.* The geochemical composition of ultramafic rocks and its relation to their contained mineral deposits.—Paper Geol. Surv. Canada, 1969, № 69-A, pt. A, p. 55—56.

522. *Skinner B., Peck D.* The solubility of sulfur in basic magmas.—Econ. Geol., 1966, v. 61, № 4, p. 802.

523. *Smith G. H., Kapp H. E.* The Muskox intrusion, a recently discovered layered intrusion in the Coppermine river area, Northwest territories, Canada.—Miner. Soc. Amer., sp. pap., 1963, № 1, p. 30—35.

524. *Stonhaus H. B.* An association of trace elements and mineralisation at Sudbury.—Amer. Miner., 1954, v. 39, № 5—6, p. 452—475.

525. *Sullivan G. J.* Ore and granitization.—Econ. Geol., 1948, vol. 43, № 6, p. 471—498; 1949, vol. 44, № 4, p. 336—346.

526. *Thayer T. P.* Principal features and origin of podiform cromite deposits and some observations on the Guleman—Soridag district, Turkey.—Econ. Geol., 1964, v. 59, № 8, p. 1497—1524.

527. *Thode H. G., Macnamara J., Collins C. B.* Natural variations in the isotopic content of sulfur and their significance.—Can. Journ. Res., 1949, B 27, p. 361—373.

528. *Vogt J. H. L.* Die Sulfid: Silikat Schmelzlosungen. Kristiania, 1919.

529. *Vogt J. H. L.* Nickel in igneous rocks.—Econ. Geol., 1923, v. 18, p. 307—353.

530. *Vogt J. H. L.* The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks. Skrift. Videnskapsels. Kristiania, 1924, v. 1, № 15; Oslo, 1929, № 6.

531. *Vogt J. H. L.* Magmas and igneous ore deposits.—Econ. Geol., 1926, v. 21, № 3—5; p. 208—233; 309—332; 469—497.

532. *Vogt J. H. L.* Geology of the platinum metals.—Econ. Geol., 1927, v. 22, № 4, p. 321—355.

533. *Waal S. A. de.* Nickel minerals from Barberton. South Afr. II Nimit, a nickel-rich chlorite. III. Willemseite, a nickel-rich talc.—Amer. Miner., 1970, v. 55, № 1—2, p. 18—30.

534. *Waal S. A. de.* Nickel minerals from Barberton, South Afr. VI. Libenbergite, a nickel olivine.—Amer. Miner., 1973, v. 58, № 8, p. 733—735.

535. *Wager L. R., Vincent E. A., Smales A. A.* Sulphides in the Skaergaard intrusion, East Greenland.—Econ. Geol., 1957, v. 52, № 8, p. 855—903.

536. *Wager L., Brown G.* Layered igneous rocks. Edinb.—Ld., 1968.

537. *Wagner P. A.* On the Magmatic nickel deposits of the Bushveld complex in the Rustenburg district, Transvaal. S. A. Geol. Surv., 1924, mem. 21.

538. *Wahl W.* Thermal diffusion—convection as a cause of magmatic differentiation.—Amer. Journ. Sci., 1946, v. 244, p. 417—441.

539. *Wandke A., Hofman R.* A study of the Sudbury ore deposits.—Econ. Geol., 1924, v. 19, № 2, p. 169—205.

540. *Watkinson D., Irvin T.* Peridotitic intrusions near Quetico and Shebandowan, NW Ontario: a contribution to the petrology and geochemistry of ultramafic rocks.—Can. Journ. Earth. Sci., 1964, v. 1, № 1, p. 63—98.

541. *Willemse J.* The geology of the Bushveld igneous complex, the largest repository of magmatic ore deposits in the world.—Econ. Geol., 1966, v. 61, № 4, p. 1—22.

542. *Willemse J.* The vanadiferrous magnetic iron-ore of the Bushveld igneous complex.—Econ. Geol., 1966, v. 61, p. 187—209.

543. *Williams D., Hollberg I.* Archean layered intrusions of the Eastern Goldfields region, Western Australia.—Contrib. Miner. and Petrol., 1973, v. 38, № 1, p. 45—70.

544. *Willie P.* (ed). Ultramafic and related rocks. Ld., 1967.

545. *Wilson H. D. B., Anderson D. T.* The composition of Canadian sulfide ore deposits.—Can. Miner. and Met. Bull., 1959, v. 52, № 570, p. 619—631.

546. *Worst B. G.* The differentiation and structure of the Great Dyke of Southern Rhodesia.—Transact. Geol. Soc. South. Afr., 1958, v. 61, p. 283—358.

547. *Yates A. B.* Properties of JNCO. Struct. Geol. Canad. ore deposits, 1948, p. 596—617.

# ОГЛАВЛЕНИЕ



Предисловие . . . . .	3
I. Краткий обзор современного состояния проблемы . . . . .	5
II. Геология месторождений медно-никелевых сульфидных руд . . . . .	9
II.1. Некоторые особенности глобального структурно-тектонического положения никеленосных регионов и расположенных в их пределах месторождений медно-никелевых сульфидных руд . . . . .	—
II.2. Сравнительная характеристика геологических особенностей медно-никелевых месторождений СССР . . . . .	12
II.3. Взаимосвязь тектонического режима, структур вмещающих пород и внутреннего строения никеленосных базит-гипербазитовых массивов . . . . .	27
II.4. О причинах дифференциации основных — ультраосновных массивов . . . . .	32
II.5. Физико-химические условия формирования никеленосных основных — ультраосновных массивов и медно-никелевых сульфидных руд . . . . .	48
II.6. Изменения в экзоконтактах никеленосных интрузивов . . . . .	65
II.7. О явлениях зональности в телах син- и эпигенетических медно-никелевых руд . . . . .	70
II.8. О некоторых закономерных соотношениях главных рудообразующих элементов медно-никелевых сульфидных руд . . . . .	77
II.9. Возрастные взаимоотношения пород дайковой серии никеленосных интрузий с син- и эпигенетическими разностями медно-никелевых руд . . . . .	81
II.10. Парагенезисы и взаимоотношения сульфидов и силикатов неизмененных и метаморфизованных медно-никелевых руд . . . . .	90
II.11. О метаморфизме эпигенетических медно-никелевых сульфидных руд . . . . .	103
III. Геохимия главнейших петрогенных и рудообразующих элементов никеленосных базитов и гипербазитов и медно-никелевых сульфидных руд . . . . .	112
III.1. Железо . . . . .	115
III.2. Магний . . . . .	117
III.3. Кальций . . . . .	118
III.4. Натрий и калий . . . . .	119
III.5. Никель . . . . .	120
III.6. Медь . . . . .	131
III.7. Кобальт . . . . .	133
III.8. Хром . . . . .	—
III.9. Титан . . . . .	135
III.10. Сера . . . . .	137

III.11. Платина и палладий . . . . .	142
IV. Петро- и геохимические особенности пород основных — ультраосновных массивов с различными видами собственно магматических руд . . . . .	151
IV.1. Вводная часть . . . . .	—
IV.2. Сравнение петрохимических особенностей пород основных — ультраосновных массивов с различными видами собственно магматических руд . . . . .	157
IV.3. Особенности распределения рудообразующих элементов в неминерализованных основных — ультраосновных породах массивов с различными видами собственно магматических руд . . . . .	170
IV.4. Петро- и геохимические особенности резко расслоенных базит-гипербазитовых массивов с несколькими видами собственно магматических руд . . . . .	186
V. Первичные ореолы рассеяния никеленосных массивов, син- и эпигенетических медно-никелевых руд . . . . .	195
V.1. Первичные ореолы (ареалы) никеленосных массивов, фиксируемые по рудообразующим элементам . . . . .	—
V.2. Первичные ореолы сингенетических медно-никелевых сульфидных руд . . . . .	198
V.3. Первичные ореолы эпигенетических медно-никелевых сульфидных руд . . . . .	205
V.4. Некоторые особенности химизма пиритов, пирротинов, халькопиритов и магнетитов медно-никелевых сульфидных руд . . . . .	209
VI. Вторичные (гипергенные) ореолы рассеяния, возникающие на месторождениях медно-никелевых сульфидных руд . . . . .	215
VI.1. Основные определения . . . . .	—
VI.2. Гипергенные первично-минеральные ореолы рассеяния медно-никелевых месторождений . . . . .	217
VI.3. Гипергенные вторично-минеральные ореолы рассеяния медно-никелевых месторождений . . . . .	220
VI.4. Гипергенные ионно-сорбционные ореолы рассеяния медно-никелевых месторождений . . . . .	222
VII. Генезис и формационные типы месторождений медно-никелевых сульфидных руд . . . . .	235
VIII. Геологические и геохимические критерии и признаки никеленосных основных — ультраосновных массивов и медно-никелевых сульфидных руд . . . . .	249
VIII.1. Геологические критерии . . . . .	—
VIII.2. Геохимические критерии . . . . .	254
Заключение . . . . .	262
Список литературы . . . . .	267

Дмитрий Васильевич Полферов

\*

*ГЕОЛОГИЯ,  
ГЕОХИМИЯ  
И ГЕНЕЗИС  
месторождений  
медно-никелевых  
сульфидных руд*

\*

Редактор издательства З. Г. Сегаль  
Переплет художника А. И. Бородина  
Технический редактор И. Г. Сидорова  
Корректоры Н. Д. Баримова,  
Н. Н. Степанова

Сдано в набор 08.12.78. Подписано в печать 19.03.79. М-25578.  
Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная.  
Печать высокая. Печ. л. 18,5. Уч.-изд. л. 20,7. Тираж 1400 экз.  
Заказ № 2700/411. Цена 1 р. 50 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.  
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12

Ленинградская типография № 4 Ленинградского производственного объединения «Техническая книга» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Ленинград, Д-126.  
Социалистическая, 14.

*УВАЖАЕМЫЕ ЧИТАТЕЛИ!*

V.

В магазине № 17 «Недра» имеются в продаже следующие книги по геологии.

1. Курс месторождений твердых полезных ископаемых. Под ред. П. М. Татарина и А. Е. Карякина. Ц. 2 р. 11 коп.

2. Курс общей геологии. Авт.: В. И. Серпухов, Т. В. Билибина, А. И. Шалимов и др. Ц. 1 р. 78 коп.

VI

3. Э. А. Новиков. Человек и литосфера. Ц. 24 коп.

4. Б. Г. Хотимский, В. Б. Топорский, О. А. Махолин. Нефть вчера и сегодня. Ц. 30 коп.

5. С. С. Кузнецов. Геологические экскурсии. Ц. 25 коп.

VI

VI

Заказы можно направлять в отдел «Книга-почтой» магазина № 17 «Недра» (199178, Ленинград, В-178, Средний пр., 61).

За

Сп

2937

Sp. 50x

HEPPA