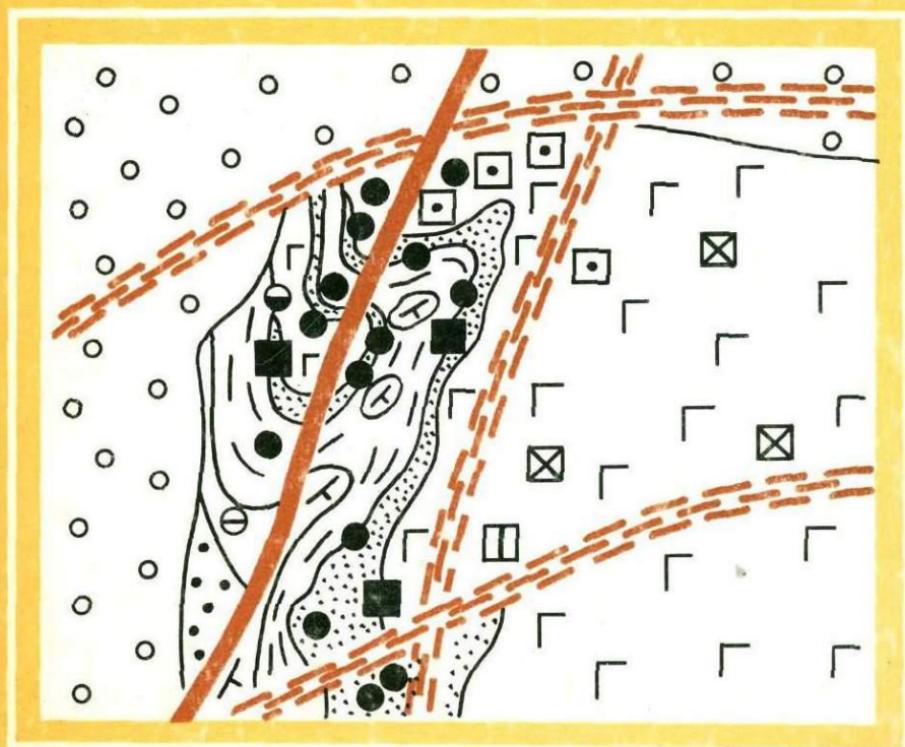


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ГЕОЛОГИЯ И РУДНОСТЬ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Трудового Красного Знамени  
Институт геологии рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии

О.А. ДЮЖИКОВ В.В. ДИСТЛЕР  
Б.М. СТРУНИН А.К. МКРТЫЧЬЯН  
М.Л. ШЕРМАН С.Ф. СЛУЖЕНИКИН А.М. ЛУРЬЕ

# ГЕОЛОГИЯ И РУДНОСТЬ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
В.И. КАЗАНСКИЙ

5013



МОСКВА "НАУКА" 1988



Геология и рудоносность Норильского района /О.А. Дюжиков, В.В. Дицлер, Б.М. Струнин и др. — М.: Наука, 1988. — 279 с. — ISBN 5-02-002639-5.

В работе впервые обобщены материалы по геологической позиции, глубинному строению и рудоносности Норильского района. Охарактеризованы осадочные отложения платформенного чехла, продукты позднепалеозойского—раннемезозойского магматизма, в том числе детально рассмотрена гипербазит-базитовая вулкано-интрузивная никеленосная ассоциация, формирование которой сопряжено с положением района в области торцевого сочленения внутриконтинентальных рифтовых зон. Обсуждены вопросы соотношения региональных и локальных структур, контролирующих распределение медно-никелевых рудных узлов и месторождений. Рассмотрены также медно-цеолитовое, магномагнетитовое, медно-порфировое, стратифицированное медное типы оруденения, особенности их соотношения и условия образования.

Для геологов, специалистов по рудным месторождениям.

Табл. 12. Ил. 58. Библиогр.: 160 назв.

Рецензенты:

доктора геолого-минералогических наук

В.В. Золотухин, Е.В. Шарков

Редактор издательства

В.И. БОНДАРЕНКО

Geology and ore deposits of the Norilsk district/ O.A. Dyuzhikov, V.V. Distler, B.M. Strunin et al. — M.: Nauka, 1988. — 279 p. — ISBN 5-02-002639-5.

Data on geological position, deep structure and ore deposits of the Norilsk district are first summarized. Sedimentary rocks of the platform cover and products of Late Paleozoic-Early Mezozoic magmatism are described with detailed emphasis on the ultrabasic-basic volcano-intrusive nickel-bearing assemblage that is a result of position of the district in a joint of intricontinentental rift zones. Relationships between regional and local structures controlling copper-nickel ore plexuses and deposits are discussed. Copper-zeolite, magnomagnitite, porphyry copper, stratified copper types of ore deposits, their relationships and mode of origin are also considered.

The book may be helpful for those dealing with geology and ore deposits.

Tabl. 12. Fig. 58. Bibliogr.: 160 titl.

Rewiewers:

Prof. V.V. Zolotuhin, prof. E.V. Sharkov

Editor of the publishing house

V.I. BONDARENKO

Г 1904020000- 271 178-88-III  
042(02)-88

© Издательство "Наука", 1988

ISBN 5-02-002639-5

## ВВЕДЕНИЕ

Норильский рудный район известен благодаря широкому развитию медно-никелевых месторождений. Первые сведения о норильских дифференцированных рудоносных массивах получены после открытия Н.Н. Урванцевым в 20-х годах месторождения Норильск I. Начало же планомерного и систематического изучения Норильского района связано с организацией в 1930 г. стационарной геологической службы, которая с тех пор постоянно проводит комплексные геологоразведочные работы, успешно решая задачу расширения минерально-сырьевой базы севера Красноярского края. Работы выполняются в содружестве с различными научно-исследовательскими институтами (ВНИИокеангеология, ИГЕМ АН СССР, ИГиГ СО АН СССР, ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ, СНИИГГИМС, ИМГРЭ и др.). Внимание к району и его многоплановое изучение обусловлены не только широким развитием медно-никелевых месторождений, но и значительной степени его своеобразной геологической позицией, особенностями строения, спецификой магматизма и рудообразования. Расширение производственных геологоразведочных и специализированных научно-исследовательских работ идет параллельно с экономическим развитием Приенисейского Заполярья и стимулируется возрастанием требований цветной металлургии.

Основополагающие труды Б.Н. Рожкова "Материалы по металлоносности сибирских траппов" и В.С. Соболева "Петрология траппов Сибирской платформы" явились обстоятельными сводками, определившими главные направления исследований в области изучения траппового магматизма и ассоциирующего оруденения. Норильские месторождения были детально описаны еще в 40-е годы в фундаментальных работах В.К. Котульского, В.С. Домарева, Н.С. Зонтова и др. В них были намечены некоторые особенности вертикальной зональности и вещественного состава рудоносных интрузивов, расставлены акценты в вопросах глубинной дифференциации базальтовой магмы, сделаны первые шаги в разработке ликвационно-магматической гипотезы происхождения медно-никелевых руд. В этот же период В.К. Котульским высказано предположение о том, что правобережье нижнего течения Енисея, названное им Енисейским рудным полем, перспективно для поисков медно-никелевых и железорудных месторождений. Крупный вклад в изучение норильских месторождений, геологии района и сопредельных территорий в 40—50-е годы внесен Н.Н. Урванцевым, М.Н. Годлевским, Ю.М. Шейнманном, Г.Г. Моором, И.А. Коровяковым, Г.Б. Роговером, М.Ф. Смирновым, Г.Д. Масловым, Ю.Г. Старицким и др.

В 50—60-х годах по всей территории были широко развернуты

поисковые, геолого-съемочные и научно-исследовательские тематические работы, которые привели к открытию месторождений Талнахского рудного узла и выявлению ряда перспективных проявлений. Большой вклад в изучение геологии и рудоносности Норильского района в этот период внесли Г.Д. Маслов, В.Ф. Кравцов, В.С. Нестеровский, В.Н. Егоров, Е.Н. Суханова, А.И. Архипова, Г.Д. Вареня, Л.Л. Ваулин, А.М. Виленский, И.Д. Волков, В.С. Голубков, Д.А. Додин, О.А. Дюжиков, В.В. Золотухин, М.К. Иванов, Г.И. Кавардин, В.А. Люлько, Н.С. Малич, Я.И. Полькин, Г.Г. Ремпель, Ю.Н. Седых, Т.Н. Сироткина, Г.Н. Старицына, В.С. Старосельцев, В.К. Степанов, Л.Г. Сухов, А.В. Тарасов, Е.В. Туганова, Д.М. Туроццев, В.А. Черепанов и др.

Большую роль в комплексном изучении площадей, разработке критериев прогноза и поисков месторождений, выявлении конкретных перспективных объектов сыграли крупномасштабные геолого-съемочные и геофизические работы. К настоящему времени под редакцией М.Л. Шермана составлен комплект геологических карт центральной части Норильского горно-промышленного района.

Проведенные в 70—80-е годы поисковые работы, геолого-геофизические и geoхимические исследования позволяют считать, что в Норильском районе и на прилегающих территориях возможно обнаружение новых сульфидных медно-никелевых месторождений. Кроме того, следует отметить, что специального изучения заслуживают медно-порфировая, медно-цеолитовая, стратифицированная медная, железорудная формации.

В последнее десятилетие появилось довольно много обобщающих работ, касающихся особенностей магматизма и рудообразования Норильского района, строения рудных узлов и месторождений, вещественного состава сульфидных медно-никелевых руд. Это прежде всего работы А.Д. Генкина с соавторами, М.Н. Годлевского и А.П. Лихачева, В.В. Дистлера и О.А. Дюжикова, Д.А. Додина, В.В. Золотухина с соавторами, А.В. Тарасова. Тем не менее некоторые вопросы, связанные с природой формирования никеленосных массивов, их вещественным составом и внутренним строением, механизмом выполнения интрузивной камеры, способом образования сульфидных руд, нельзя считать решенными. Только совокупный анализ процессов формирования никеленосных интрузивов и руд на месторождениях Норильского района позволит разработать представления о взаимосвязанных явлениях преобразования магматических расплавов от их мантийного зарождения к перемещению, концентрированию и локализации в приповерхностных условиях. Особое значение приобретает познание глубинного строения, геологической позиции района, особенностей строения медно-никелевых узлов и месторождений, характера соотношения различных групп дифференцированных интрузивов. В предлагаемой читателю книге уделяется внимание всем перечисленным аспектам геологии, магматизма и рудообразования.

Основное место в работе отводится геологии района и детальной характеристике сульфидной медно-никелевой рудной формации. В ней впервыедается краткое, но обобщенное описание других рудных формаций, связанных с медно-никелевой пространственной приурочен-

ностью к Приенисейской зоне дислокаций. Развитие этих формаций, обусловленное единым циклом рифтогенной активизации либо единой предполагаемой зоной соприкосновения литосферных плит, позволяет считать, что все они заслуживают пристального внимания и не исключают возможности открытия новых месторождений.

Обобщение материалов по геологии и рудоносности Норильского района в данной книге явилось в значительной степени результатом работ (1982—1987 гг.) по геологическому доизучению территории, выполненных геолого-съемочной экспедицией ПГО "Красноярскгеология" (А. К. Мкртычян, Б. М. Струнин и др.) совместно с Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР (О. А. Дюжиков, В. В. Дистлер и др.). Химические анализы пород приведены по материалам последних тематических обобщений с привлечением опубликованных данных. Большинство анализов химического состава минералов, приведенных в работе, выполнено И. П. Лапутиной (ИГЕМ АН СССР).

Авторы глубоко признательны академикам В. И. Смирнову, Ф. В. Чухрову за внимание к проводимым исследованиям и всестороннюю помощь при подготовке работы. Существенная помощь в изучении норильских месторождений и обобщении материалов оказана руководством и геологами Норильской комплексной геологоразведочной экспедиции. Весьма полезным было обсуждение ряда вопросов с А. Д. Генкиным, Д. А. Додиным, В. В. Золотухиным, Г. И. Кавардиным, В. Ф. Кравцовым, Н. С. Маличем, Г. Г. Ремпелем, А. В. Тарасовым, которым авторы выражают искреннюю благодарность.

## ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

<i>An</i>	— анортит	<i>Pl</i>	— плагиоклаз
<i>f<sub>at</sub></i>	— атомная железистость	<i>Put</i>	— путоранит
<i>Bo</i>	— борнит	<i>Tn</i>	— талнахит
<i>Wo</i>	— волластонит	<i>Tr</i>	— троилит
<i>Kpx</i>	— клинопироксен	<i>Fa</i>	— фаялит
<i>Cub</i>	— кубанит	<i>Fs</i>	— ферросилит
<i>Mil</i>	— миллерит	<i>f<sub>Si</sub></i>	— фугитивность серы
<i>Mh</i>	— моихукит	<i>Cp<sub>Fe-Ni</sub></i>	— халькопирит
<i>Mss</i>	— моносульфидный твердый раствор	<i>Cp'</i>	— халькопирит железисто-ни- — келистый
<i>Ol</i>	— оливин	<i>Is</i>	— халькопирит тетрагональный
<i>Opx</i>	— ортопироксен	<i>Hc</i>	— халькопиритовый твердый раствор
<i>Pn</i>	— пентландит	<i>a</i>	— химическая активность
<i>Po</i>	— пирротин	<i>En</i>	— энстатит
<i>Po<sup>h</sup></i>	— пирротин гексагональный		
<i>Po<sup>m</sup></i>	— пирротин моноклинный		

## Глава I

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Современное состояние изученности Норильского рудного района позволяет по-новому рассматривать его геологическую позицию, глубинное строение и особенности магматизма, определившие развитие сульфидных медно-никелевых месторождений. В настоящее время уже недостаточно традиционного определения позиции района с точки зрения его приуроченности к краевой северо-западной части Сибирской платформы, так как известно, что за пределами его, в том числе в других краевых частях, несмотря на широкое проявление медно-никелевого минералообразования, крупные месторождения не обнаружены. Необходимость выявления причин, обусловливающих природу медно-никелевых месторождений Норильского района и региональные условия их локализации, как и отсутствие подобных месторождений в пределах других площадей области развития траппового магматизма Сибирской платформы, очевидна и требует привлечения геологогеофизических и петрологических материалов по сопредельным территориям.

Многоплановые исследования последнего периода, касающиеся эволюции структур Норильского и других районов севера Сибирской платформы [15, 26, 44, 59, 84, 106, 146 и др.], дают возможность с геодинамических позиций пересмотреть условия формирования уникальной концентрации металлов и более уверенно оценить современный структурный план территории как результат наложения на зрелую континентальную кору тектонических движений автономной базальтовой активизации. Унаследованность приповерхностных структур района от древних структурных планов позволяет отводить более значительную роль региональным глубинным разломам как элементам разветвленной рифтогенной системы, определившей чрезвычайно высокую флюидно-магматическую проницаемость земной коры [44]. В таком понимании Норильский район оказывается обрамленным с запада и севера Западно-Сибирской рифтовой системой и Енисейско-Хатангским рифтогенным прогибом триасового возраста, т.е. находится в экстремальных условиях разгрузки напряжений со стороны рифтогенных структур. Положение района на стыке Таймыро-Тунгусского трога карелид и рифейского Приенинского перикратонного прогиба, отвечающего древнему Норильско-Туруханскому авлакогену, а также позднегерцинская позиция в зоне торцевого сочленения рифтогенных структур обусловили особый режим высокой динамической активности его

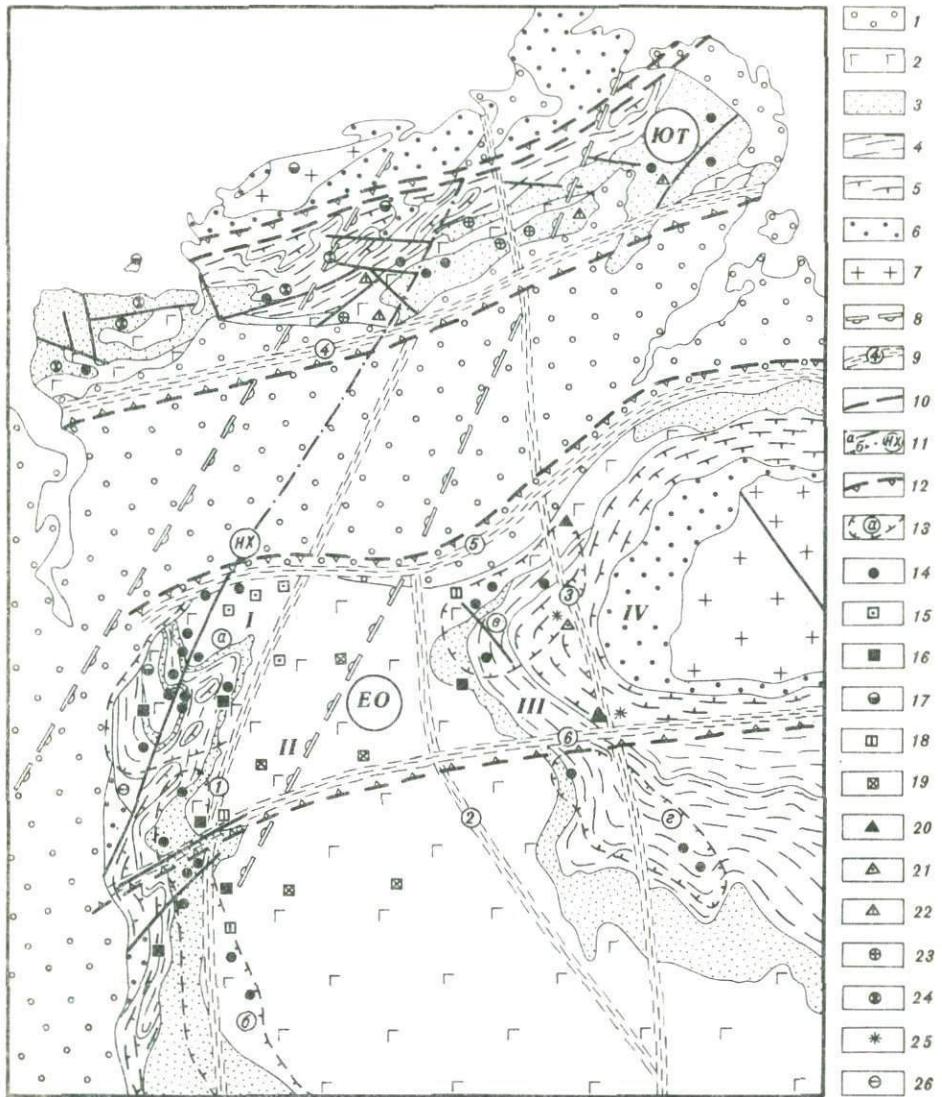


Рис. 1. Геолого-структурная схема размещения рудных формаций севера Сибирской платформы

1 — современные и мезо-кайнозойские осадочные отложения; 2 — вулканогенные образования верхней перми—среднего триаса; 3—5 — палеозойские осадочные отложения: 3 — верхнепалеозойские (карбон—пермь), интенсивно насыщенные интрузивными образованиями; 4 — среднепалеозойские (силур—карбон); 5 — нижнепалеозойские (кембрий—ордовик); 6, 7 — протерозойские (6) и архейские (7) образования; 8 — Таймыро-Тунгусский трог карелид; 9 — зоны главных разломов фундамента (цифры в кружках: 1 — Приенисейская, 2 — Котуйско-Хетская, 3 — Байкало-Таймырская, 4 — Южно-Таймырская, 5 — Енисейско-Ленская, 6 — Курейско-Оленекская); 10 — пограничная флексура, разделяющая Карское сводовое поднятие и Таймырскую эпиллатформенную складчатую систему; 11 — главные региональные разломы (*a*), в том числе трассируемые по геолого-геофизическим данным под покровом юрско-меловых отложений Енисейско-Хатангского прогиба (*b*); 12 — контуры рудных поясов (*ЮТ* — Южно-Таймырского и *ЕО* — Енисейско-Оленекского); 13 — никеленосные рудные районы (буквы в кружках: *а* — Норильский, *б* — Курейско-Северореческий, *в* — Ханарско-Маймача-Котуйский, *г* — Котуйско-Вилюйский); 14—26 — рудные формации: 14 — сульфидная медно-никелев-

развития на протяжении всей истории формирования начиная от проплатформенного этапа вплоть до мезозойской активизации.

Существенно обновляются и традиционные представления о толеитовой (трапповой) природе медно-никелевых месторождений Норильского района. В качестве исходного расплава для гипербазит-базитовых пород и сульфидных руд, а также для всего многообразия продуктов магматизма нами принимается родоначальный пикрит (плагиопериодит), состав которого соответствует составу дифференцированных сульфиноносных интрузивов Норильского района [44, 54]. Медно-никелевые месторождения постстратово и генетически связаны с гипербазит-базитовой вулкано-интрузивной никеленоносной ассоциацией, включающей эфузивные пикриты, расслоенные интрузивы с вкрапленным оруднением и залежи массивных (богатых) руд. Развитие ассоциации никеленоносных гипербазит-базитов Норильского района сопряжено с особыми условиями развития региона, максимальной глубиной первичных мантийных выплавок и чрезвычайно высокой флюидно-магматической проницаемостью структур земной коры.

Норильский район принадлежит Северо-Сибирской никеленоносной области [135], охватывающей огромную территорию севера Сибирской платформы и эпиплатформенную складчатую систему Южного Таймыра (рис. 1). Северо-Сибирская никеленоносная область обнаруживает сочетание продольной и поперечной структурной и рудно-магматической зональности, обусловленной историей ее формирования, глубинным строением и эволюцией магматизма. Развитие протяженных трансструктурных рудных поясов — субмеридионального Енисейско-Североземельского [33] и субширотных Южно-Таймырского [60] и Енисейско-Оленекского [37] — является отражением взаимосвязанных эндогенных событий, обязанных своим происхождением преобладанию длительных периодов возбужденного состояния мантии в пределах линейных металлогенических зон, неоднократной активизации древних линеаментных швов, предопределивших мозаично-блоковое строение территории и закономерное распределение продуктов рудоносного магматизма. Енисейско-Североземельский пояс отвечает Таймыро-Тунгусскому трогу карелид, а Южно-Таймырский и Енисейско-Оленекский принадлежат соответственно северному и южному флангам внутриконтинентального рифта (см. рис. 1). Норильский район приурочен к Приенисейскому мегаблоку, составляющему крайнюю западную часть Енисейско-Оленекского рудного пояса, что и определило его индивидуализированные черты глубинного строения, специфические особенности тектонического режима, состава позднепалеозойских—раннемезозойских вулканогенных образований, развитие расслоенных интрузивов и ассоциирующего оруднения.

вая, 15 — медно-цеолитовая, 16 — магномагнетитовая, 17 — медно-порфировая, 18 — боросиликатная, 19 — кремнисто-карбонатная, 20 — апатит-магнетитовая, 21 — редкометально-карбонатитовая, 22 — редкометально-флюоритовая, 23 — полиметаллическая сульфидная, 24 — ртутно-сурымяно-мышьяковая, 25 — алмазоносная кимберлитовая, 26 — медистых песчаников и сланцев. I—IV — мегаблоки фундамента: I — Приенисейский, II — Северо-Тунгусский, III — Маймача-Котуйский, IV — Анабарский

Норильский район, отличается от сопредельных структур повышенной мощностью континентальной земной коры, сложным строением "гранитного" слоя и осадочно-вулканогенного платформенного чехла, аномально высокими скоростями распространения продольных волн в этих оболочках. Установленное возрастание пластовых скоростей обязано, по-видимому, значительному повышению плотности платформенного чехла и гранито-метаморфической оболочки, что фиксируется аномалиями гравитационного поля и объясняется высокой концентрацией интрузивных тел в земной коре [110]. Материалы региональных [45] и среднемасштабных [1] сейсмогеологических исследований обнаруживают специфическое строение земной коры и верхней мантии Норильского рудного района по отношению к сопредельным территориям, чрезвычайно высокую плотность транскоровых разломов и позволяют определять рассматриваемый район как исключительно мобильную зону, пространственно совмещенную с южной трансформной ветвью запада Енисейско-Хатангского рифта. Норильский район как самостоятельный блок земной коры ограничивается линеаментными швами. На севере и западе он сопряжен, как отмечено выше, с крупнейшими взаимосвязанными рифтогенными системами, на востоке от сопредельной Тунгусской синеклизы ограничивается зоной транскоровых разломов, являющихся одновременно восточным барьером гипербазит-базитового никеленосного магматизма, а на юге — Курейским глубинным разломом, принадлежащим Курейско-Оленекскому линеаменту.

В строении платформенного чехла Норильского района участвуют образования четырех тектонических циклов, по Ю.Е. Погребицкому [106]: позднепротерозойского—вендского, ранне-среднепалеозойского, позднепалеозойского—раннемезозойского и позднемезозойского—кайнозойского. Формации всех циклов имеют значительные мощности, что свидетельствует о развитии района в режиме повышенной активности.

Позднепалеозойский—раннемезозойский тектонический цикл, отвечающий этапу автономной базальтовой активизации и сопряженный во времени с формированием медно-никелевых рудных узлов и месторождений, разделяется на две стадии: в первой стадии (средний карбон—поздняя пермь) образованы угленосные отложения тунгусской серии (до 500 м); вторая (поздняя пермь—средний триас) — характеризуется формированием мощной (около 4 км) вулканогенной толщи и щелочно-базитовых, базитовых, гипербазит-базитовых интрузивных тел. В fazu завершающего тектогенеза позднепалеозойского—раннемезозойского цикла окончательно сформированы главные черты современного структурного плана территории.

Крупные сульфидные медно-никелевые месторождения ассоциируют с полнодифференцированными массивами норильско-талнахской группы, но проявления меди и никеля отмечаются практически во всех гипербазит-базитовых интрузивах, а также связаны с телами пониженной магнезиальности, приближающимися по составу к типичным траппам. Вместе с тем в пределах Северо-Сибирской области, включающей Норильский район, широко развиты и другие эндогенные рудные месторождения и проявления, связанные с гипербазит-базитовым, ще-

лочно-гипербазитовым, кимберлитовым магматизмом автономной базальтовой активизации. Немаловажная роль при оценке металлоносности принадлежит продуктам траппового и сопряженного с ним трахибазитового, а также более позднего щелочного и гранитоидного магматизма. Развитие обширной группы магматических и постмагматических месторождений зависит от характера геохимической специализации исходных расплавов, степени их внутриочаговой и камерной дифференциации, а также особенностей процессов концентрирования и локализации рудного вещества.

Кроме сульфидной медно-никелевой, в регионе широко развиты магногнетитовая, медно-цеолитовая, боросиликатная, кремнисто-карбонатная, апатит-магнетитовая, редкометально-карбонатитовая, алмазоносная кимберлитовая, медно-порфировая, редкометально-флюоритовая, полиметаллическая сульфидная, ртутно-сурьмяно-мышьяковая и другие рудные формации [60, 85]. Названные формации позднепалеозойского—мезозойского возраста иногда несут промышленное оруденение, но в большинстве случаев представлены лишь рудной минерализацией и требуют дальнейшего детального изучения. В Норильском районе в мезозое наиболее существенную роль, помимо сульфидной медно-никелевой, играют медно-цеолитовая, магногнетитовая, медно-порфировая рудные формации. На продолжении собственно Норильского района к югу, в пределах Игарского докембрийского поднятия, развиты месторождения и рудопроявления медистых песчаников и сланцев. Последние образованы в позднедокембрийское время. Однако их геотектоническая позиция не случайна. Вместе с сульфидными медно-никелевыми месторождениями Норильского района они приурочены к древнему, позднее регенерированному, Норильско-Туруханскому авлакогену, простирающемуся вдоль области соприкосновения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты.

### ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

Формационная классификация осадочных образований Норильского района в значительной степени основывается на работах Н.С. Малича [84], которым проведено детальное формационное расчленение отложений чехла Сибирской платформы и составлены совместно с коллективом авторов карты формаций — тектоническая и металлогеническая.

Выделение и изучение рядов формаций позволили получить представление о развитии чехла платформы и явились основой тектонического анализа [84, 98]. Сходная, но не повторяющаяся направленность тектоно-седиментационных циклов во времени обусловила образование сходных рядов формаций в чехле Сибирской платформы. В каждом тектоно-магматическом цикле Н.С. Малич выделил четыре стадии: начальную (трангрессивную), среднюю (инундационную), позднюю (регressiveивную) и заключительную (эмурсивную).

Северо-западная часть Сибирской платформы включает в себя Игарский и Туруханский докембрийские выступы, Норильско-Хараэлахский рифтогенный прогиб, ограниченный Дудинским, Хантайско-

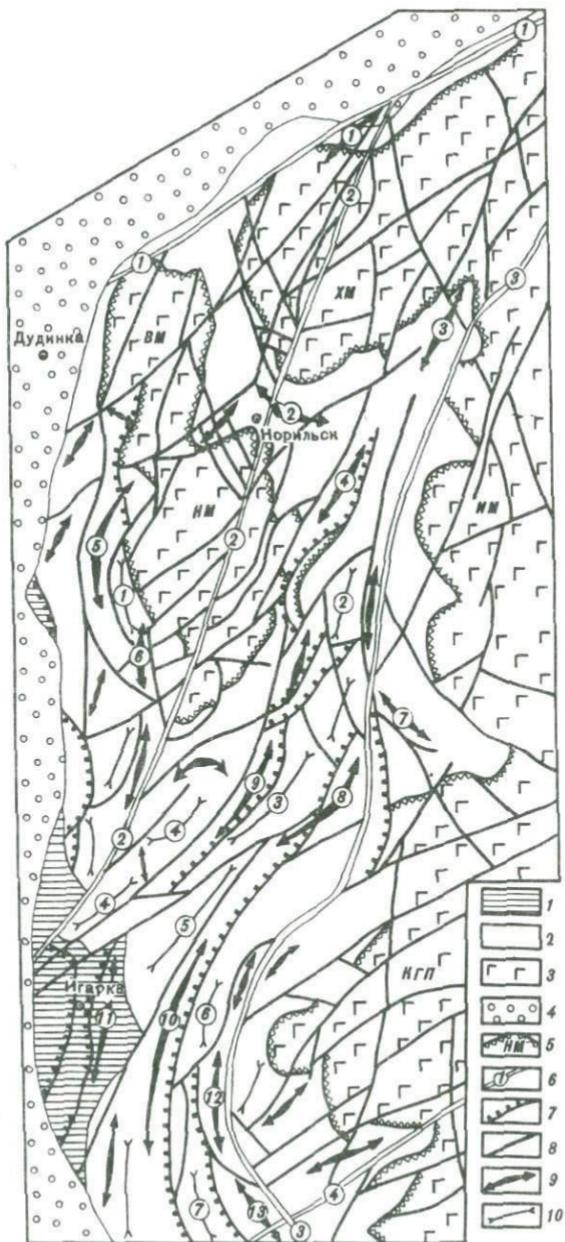


Рис. 2. Геолого-структурная схема Игарско-Норильского района

1—4 — структурно-формационные комплексы: 1 — рифейский, 2 — вендско-ранне-позднепалеозойский, 3 — позднепалеозойско-раннемезозойский вулканогенный, 4 — мезозойско-кайнозойский плитный; 5 — контуры прогибов позднепалеозойско-раннемезозойского возраста, выполненных вулканогенными образованиями: Хараэлаахская (ХМ), Вологочанская (ВМ), Норильская (НМ), Имангдинская (ИМ) мульды, Курейско-Горбиачинский прогиб (КГП); 6—8 — дисъюнктивные дислокации: 6 — основные магмоконтролирующие разломы (цифры в кружках: 1 — Северо-Хараэлаахский, 2 — Норильско-Хараэлаахский, 3 — Имангдинско-Леттинский, 4 — Курейский), 7 — надвиги, взбросы,

Рыбинским и Курейско-Летнинским валами, а также прилегающую часть Тунгусской синеклизы. Докембрийские образования Игарского и Туруханского выступов представлены преимущественно карбонатными и вулканогенными толщами мощностью 4,2—7 км. Остальные структуры сложены платформенными образованиями терригенно-карбонатного состава мощностью до 8—9 км, разрез которых завершают позднепалеозойско-раннемезозойские вулканиты мощностью около 4 км. Основные пликативные и дизъюнктивные структуры района, составляющие зону Приенисейских дислокаций, показаны на рис. 2.

### РИФЕЙСКО-ВЕНДСКАЯ ГРУППА ФОРМАЦИЙ

Изучением докембрийских образований в районе занимались В.И. Драгунов, С.П. Микуцкий, В.А. Даценко, О.А. Вотах, В.Е. Савицкий, Г.Г. Гелецян, В.Ф. Ржевский, Н.С. Малич, Д.И. Мусатов и др. Большинство авторов относили эти образования к геосинклинальным (область байкальской складчатости) или к области авлакогена либо перикратонного опускания платформы.

В последние годы благодаря значительному объему буровых работ [64, 111] получен новый фактический материал. В это же время сделаны попытки рассмотреть историю геологического развития региона в свете положений плитной тектоники [46, 55, 86, 98].

Добайкальский возраст фундамента Сибирской платформы с учетом состава докембрийских образований Енисейского кряжа [25, 84, 98] свидетельствует о том, что северо-западная ее часть, по крайней мере с начала рифея, развивалась на коре континентального типа. Подтверждением этого служат обломки пород кристаллического фундамента в жерловой фации моронговского палеовулкана в центральной части Норильской мульды [90].

Д.И. Мусатов рассматривает строение западной части Сибирской платформы как результат взаимодействия Тунгусской континентальной и Западно-Сибирской океанической мегаплит [55]. Западной границей Тунгусской (Сибирской) мегаплиты, куда входит и рассматриваемый регион, служит предполагаемая зона Заварицкого—Беньофа в 100—150 км к западу от Енисея. Для расшифровки истории развития региона в целом данных недостаточно, хотя здесь имеются реперные палеотектонические комплексы: стрельногорская, губинская, чернореченская и излучинская свиты.

Группа рифейско-вендских формаций в Игарско-Норильском районе объединяет вулканогенно-осадочные образования игарской, лудовской, губинской, старомостовской и чернореченской свит, прорванные интрузиями габброидов, сиенитов и лампрофиров. Завершает разрез до-

8 — прочие разрывные нарушения (сбросы, сдвиги и др.); 9 — основные антиклинальные структуры (цифры в кружках: 1 — Иконская, 2 — Кайеркано-Пясинская, 3 — Микчандинская, 4 — Греччинская, 5 — Дудинская, 6 — Фокинская, 7 — оз. Хантайского, 8 — Кулюмбинская, 9 — Хантайская, 10 — Сухарихинская, 11 — Чернореченская, 12 — Нэндэская, 13 — Курейская); 10 — основные синклинальные структуры (цифры в кружках: 1 — Веткинская, 2 — Омненская, 3 — Средне-Хантайская, 4 — Нижне-Хантайская, 5 — Усть-Горбиачинская, 6 — Верхне-Сухарихинская, 7 — Кожарская)

кембрия красноцветная морская молассоидная формация (излучинская, рыбинская, гремякинская свиты) [13, 34, 71].

Вулканогенные образования игарской свиты обнажены в районе г. Игарки по обеим берегам Енисея, в нижнем течении р. Гравийки и на руч. Спилитовом. По данным геофизических исследований, вулканиты свиты прослеживаются вдоль Енисея на расстояние до 300 км в виде полосы шириной 50—60 км. Материалы Б.М. Струнина показывают, что эфузивы игарской свиты находятся в тектоническом блоке и совместно со сланцами лудовской свиты надвинуты на более молодые образования, в том числе молассоидные и терригенно-карбонатные толщи излучинской и сухарихинской свит, образуя крупную покровную пластину.

В составе игарской свиты принимают участие спилиты, гиалокластиты и фрагментированные лавы, лавобрекции, диабазовые порфиры, туфобрекции и туфы. Встречаются отдельные прослои (до 2—20 м) туфопесчаников и туффитов в нижней части разреза, которые сопровождаются прослойями и линзами яшм и яшмоидов мощностью до 4 м. Спилиты носят явные признаки подводных излияний. Наблюдаются все переходы от "подушечных" разновидностей к гиалокластитам и туфам через фрагментированные спилиты. В целом же они слагают до 70% разреза.

Неполная мощность игарской свиты достигает 1500—1600 м, а по данным Г.Г. Гелецяна — превышает 2000 м. В низах разреза преобладают спилиты, туфобрекции и диабазовые порфиры, в верхней части — спилиты, гиалокластиты, лавобрекции. Породы кливажированы, смяты в крутие складки и зеленокаменно изменены, отвечая фации зеленых сланцев. Высокие содержания титана, фосфора и щелочей позволяют отнести часть игарских эфузивов к субщелочным образованиям — трахибазальтам, присутствующим в разрезе наряду с толеитовыми базальтами. В районе о-ва Плахино на р. Енисей встречены отдельные потоки оливиновых базальтов повышенной магнезиальности (до 15—16% MgO).

Сравнение вулканитов игарской свиты со спилитами других регионов показывает их большое сходство, что позволяет отнести эту формацию к кремнисто-спилитовой. Значительная дифференциация состава эфузивов свидетельствует о ранней стадии излияний в период раскрытия океанической впадины (этап спрединга), после раскола Палеоазиатского континента на Сибирскую, Русскую, Китайскую и другие континентальные плиты в первой половине рифея [55, 98]. Не исключено, что образование игарских эфузивов происходило на начальной стадии формирования магматической (островной) дуги. Формационные особенности эфузивов игарской свиты позволяют считать их перспективными на медно-колчеданные руды.

Лудовская свита нижне-среднерифейского возраста обнажена в береговых обрывах Енисея, на реках Черная и Гравийка, а также вскрыта многочисленными скважинами [111]. Разрез представлен черными, зелено-черными, реже пестроокрашенными филлитовидными глинистыми сланцами с ритмичными прослойями существенно кварцевых

песчаников. Неполная мощность образований лудовской свиты с учетом бурения достигает 800—900 м, а по отдельным оценкам — 2000 м.

Породы лудовской свиты, по-видимому, формировались в пределах пассивной океанической окраины, расчлененной подводными каньонами, и носили ритмический характер. Периодическое оползание со склонов каньона ранее отложившегося материала способствовало образованию горизонтов олистолитов, а поступление тонкого вулканического, а также терригенного материала, приносимого мутьевыми потоками, привело в итоге к образованию вулканогенно-песчано-сланцевой флишиоидной формации, близкой к турбидитам.

Аллохтонное залегание образований лудовской и игарской свит в районе не позволяет однозначно решить вопрос об их взаимоотношениях с породами песчано-кварцевой формации, представленной в Игарском районе губинской и старомостовской свитами. В составе этих образований, изученных в естественных выходах [13, 34, 71, 84, 93, 97] и по скважинам [111], резко преобладают кварцевые, реже полевошпат-кварцевые песчаники, конгломераты и глауконитсодержащие гравелиты с прослойми глинистых сланцев и аргиллитов (песчано-кварцевая формация). В верхах разреза встречены пестроокрашенные прослои туфов, туффитов и единичные потоки (3—5 м) оливиновых базальтов. Эта часть разреза, мощностью 154 м, выделена Б.М. Струниным и А.В. Турчиным в старомостовскую свиту — пестроцветная вулканогенно-терригенная формация. Суммарная мощность разреза губинской свиты в Игарском районе превышает 1500 м. Для него характерно наличие в составе обломочной части песчаников и алевролитов продуктов размыва кислых эфузивов — фельзитов, ортофиров и кварцевых порфиров. Подобный набор пород и их типы схожи с образованиями начальной (континентальной) стадии догоесинклинального рифтогенеза. С этой точки зрения формирование их происходило на континентальном основании вслед за началом раскола Евразиатского палеоконтинента [46, 86, 98].

Кварцево-песчаная формация губинской свиты может быть сопоставлена с мукунской аркозовой конгломерато-алеврито-песчаной формацией Анабарского поднятия. Последняя залегает с размывом и структурным несогласием на породах архея [84]. Если этот вывод подтвердится, то губинская серия в рассматриваемом районе будет отвечать базальным слоям платформенного чехла, сформированным в стадию, предшествующую рифтогенезу. Губинская серия, по-видимому, перспективна для поисков меди стратiformного типа.

Чернореченская свита средне-верхнерифейского возраста впервые выделена С.П. Микуцким, в последние годы она хорошо изучена в процессе поисковых работ (В.Ф. Ржевский) и геологического доизучения (Б.М. Струнин и др.). На вулканогенно-терригенных образованиях старомостовской свиты с размывом залегают темно-серые до черных глинистые известняки и известковые доломиты с прослойми черных глинистых, иногда известково-углеродистых сланцев, мергелей, реже кварцевых песчаников, мощностью до 700—800 м, иногда до 1300 м. В.Ф. Ржевский указывает на значительные изменения мощ-

ности разреза свиты при общем сокращении ее к востоку. Чернореченская свита относится к глинисто-карбонатному типу формаций с элементами черносланцевой. Она формировалась в пределах пассивной континентальной окраины. Таким образом, эта формация отвечает океанической стадии развития рифта.

Излучинская свита (верхний рифей—венд?) в полном объеме впервые выделена и изучена В.И. Драгуновым в естественных обнажениях в долине р. Сухарихи. В последние годы она закартирована В.Ф. Ржевским и др. в бассейнах рек Сухарихи, Черной, Гравийки и Енисея вплоть до устья р. Хантайки. Разрез представлен ритмично-слоистыми красноцветными и пестроцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и конгломератами с единичными прослоями доломитов общей мощностью до 1130 м. В пограничных слоях излучинской свиты В.Ф. Ржевским выявлены многочисленные рудопроявления и месторождения меди.

Н.С. Малич относит излучинские образования к красноцветной морской молассоидной формации — заключительной стадии орогенного этапа, связывая ее с формированием Сухарихинско-Плахинского предгорного прогиба. По представлениям Д.И. Мусатова, в рифее—венде началась субдукция Западно-Сибирской океанической плиты под Сибирскую, континентальную. С этим этапом на Енисейском кряже связывается метаморфизм и гранитообразование, возраст которого 850—900 млн. лет [25, 97]. В результате возник позднерифейско-вендский ороген андийского типа, который располагался значительно западнее Игарско-Туруханского района. Тогда же началось формирование крупных надвигов с преобладающим западным падением плоскостей смесятеля. Благодаря этому игарские эффузивы, сформировавшиеся в океанических условиях (возможно, в пределах островной дуги), и олистолит-олистостромовые образования лудовской свиты вместе с прорывающими их интрузиями габброидов, щелочных сиенитов и лампрофиров оказались надвинутыми на более молодые образования. По мере продвижения фронта надвигов в восточном направлении, периодически возобновляющегося в фанерозое, происходило опускание западного края Сибирской плиты. В образовавшийся прогиб сносились продукты разрушения орогена, преимущественно в его западную часть. Восточнее происходило заметное сокращение мощности молассоидных образований и замещение их пестроцветными глинисто-карбонатными (Норильский район).

Излучинская, рыбинская и гремякинская свиты в регионе завершают орогенный этап развития. В дальнейшем в его пределах, как и на всей Сибирской платформе, в течение всего фанерозоя формируется плитный комплекс.

#### ВЕНДСКО-РАННЕКЕМБРИЙСКАЯ ГРУППА ФОРМАЦИЙ

В конце венда—начале кембрия после регионального перерыва, зафиксированного на всей Сибирской платформе, плита полностью затопляется мелководным эпиконтинентальным морем. С этого времени наступает платформенный (континентальный) этап развития региона.

Особенности развития этого этапа определяются взаимодействием западной окраины Сибирской платформы (континента) и Азиатского палеоокеана, а процессы активизации являются отражением тектонических движений в пределах Урало-Азиатского подвижного пояса [55, 86, 101].

Платформенные отложения венда представлены терригенно-карбонатной формацией. Породы ее залегают с угловым и структурным несогласием на подстилающих рифейских образованиях. В Норильском и Игарском районах в значительной степени сохраняется унаследованность структурного плана предыдущего этапа (сухарихинская, гремякинская и полбанская свиты). В основании этих образований повсеместно наблюдаются пласти кварцевых песчаников и конгломератов. Выше следуют ритмично-слоистые известняки и доломиты с прослоями мергелей и песчаников, последние фиксируют отдельные трангрессивные микроциклы. Мощность разреза формации достигает 540 м в западных разрезах (бассейн р. Сухарихи), уменьшаясь к северо-востоку до 420—480 м.

В бассейне р. Гремяки аналогом сухарихинской свиты являются гремякинская (верхняя подсвита) и полбанская свиты общей мощностью до 460 м, т.е. сохраняется тенденция к уменьшению мощностей в сторону внутренних областей платформы. Близкие мощности (340—385 м) имеет платоновская свита в Туруханском районе, включая бассейн р. Курейки. В целом эти отложения образуют терригенно-карбонатную формацию с элементами сульфатоносной и отвечают трангрессивной стадии развития чехла Сибирской платформы.

По данным спектрального анализа, породы сухарихинской свиты имеют пониженное содержание многих элементов по сравнению с кларковыми для карбонатных пород. На этом фоне резко выделяется нижняя часть разреза (первые два микроцикла), где содержания меди, серебра, свинца, цинка, хрома, кобальта и ванадия увеличиваются в 2—4 раза. Такое поведение элементов объясняется наличием как прослоев терригенных пород, так и геохимического барьера (резкая смена границы красноцветных терригенных пород излучинской свиты се-роцветными карбонатными образованиями). По данным В.Ф. Ржевского, это основной меденосный горизонт, с которым связанырудопроявления рек Сухариха и Гравийка, включая Гравийское месторождение медистых песчаников и сланцев.

### КЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКАЯ ГРУППА ФОРМАЦИЙ

В результате исследований В.А. Даценко, В.И. Другунова, В.Е. Савицкого, В.В. Хоментовского и др. в районе детально изучены разрезы кембрия—ордовика, в большинстве случаев являющиеся стратотипами. В наиболее полном Игарском разрезе (бассейн рек Кулюмбэ, Горбиачин и Хантайка) осадки этого уровня представлены мощной (до 4000 м) толщей известняков, доломитов и мергелей с прослоями и линзами песчанистых известняков и конгломератов, а также олистолитов. Они относятся к карбонатной, терригенно-карбонатной (с элементами олистолитовой) и сульфатно-терригенно-карбонатной фор-

мациям. Непосредственно в районе Норильска кембрийские отложения общей мощностью до 1500 м характеризуются большей терригенностью, меньшими мощностями нижне-среднекембрийских образований и выпадением отдельных его частей.

Анализ кембрийско-ордовикской группы формаций показывает, что в западной части региона (Игарский тип разреза) амплитуда компенсированного прогибания была значительно выше, чем в восточной (Норильский район). Наиболее отчетливо это проявляется с предпозднеамгинского времени, когда начинается формирование Рыбининского сводово-блочного конседиментационного поднятия [24, 84].

В Игарском районе пестроцветная карбонатная формация (краснопорожская свита) мощностью 220—235 м и сероцветная известняковая (шумнинская свита) мощностью 60—290 м характеризуют трансгрессивный этап развития, охватывающий период до начала майского времени. Обилие органических остатков вплоть до рифовых построек свидетельствует об условиях открытого мелководного моря. Б.Б. Шишкун и В.Е. Савицкий приводят данные о появлении доломитовых фаций в составе разреза нижнего кембра в виде "клиньев" среди известняковыхложений краснопорожской и шумнинской свит (реки Сухариха, Горбиачин и Кулюмбэ), исчезающих к востоку, где преобладают глинисто-известняковые формации. В западной части района, включая бассейн рек Хантайки и Рыбной, доминируют глинисто-доломитовые формации. В пределах северной части района, по материалам скважин Южно-Пясинской и Полбанской площадей, мощность краснопорожской свиты сокращается до 123—63 м, а шумнинская практически выпадает из разреза.

С начала майского века идет накопление пестроцветных терригенно-карбонатных формаций с признаками медленности, представленных в бассейне Хантайки устьбрусской свитой мощностью от 150 м (р. Кулюмбэ) до 450 м (р. Брус). В середине майского века вновь резко возрастает скорость компенсированного прогибания и формируется мощная (до 630 м) флишоидная терригенно-карбонатная формация (лабазная свита). В то же время в районе Норильска мощность формации не превышает 210 м, свидетельствуя о конседиментационном развитии большей части Хантайско-Рыбининского вала, представляющего собой в это время зону подводного барьера. В конце среднего кембра она также вовлекается в прогибание, которое продолжается до начала ордовика.

Пестроцветные сульфатно-терригенно-карбонатные формации орактинской и кулюмбинской свит в Игарско-Турханской структурно-формационной зоне, чопкинской и туколандинской — в Норильской отражают возрастание дифференцированных движений в краевой части Сибирской плиты и характеризуются сильной фациальной изменчивостью по латерали; мощность 1100—1300 м (максимальная на Сибирской платформе для этого уровня) [24, 84, 87]. Осадки формировались в зоне пассивной океанической окраины. Это подтверждается доманиковыми фациями (средняя часть чопкинской свиты), флишоидным характером значительной части разреза и широким развитием олистолитовых образований, роль которых возрастает к востоку —

северо-востоку (бассейн р. Рыбной), в сторону продолжавшего существовать подводного барьера, по-видимому, мигрировавшего в этот период в восточном направлении. Подобный режим осадконакопления сохраняется и в раннем ордовике, отложения которого изучены главным образом в стратотипических разрезах рек Кулюмбэ, Туколанда и Чопко.

В течение раннего—среднего ордовика накапливались сульфатоносные терригенно-карбонатные образования (до 850—1000 м), включающие пестроцветную сульфатно-терригенно-карбонатную (уйгурская и устьмундуйская свиты), доломит-известняковую, глинисто-доломит-известковую пестроцветную (ильтыкская свита) и пестроцветную сульфатно-карбонатно-терригенную с элементами песчано-кварцевой (гурагирская свита) формации [93, 124]. Последняя характеризует регressiveный этап развития региона, завершившийся стратиграфическим перерывом и корообразованием.

Степень терригенности пород среднеордовикской группы формаций возрастает в южном направлении [124], в особенности для пестроцветной амарканской свиты мощностью 36—60 м. Отложения загоринской свиты при выдержанности состава (мергели, аргиллиты и органогенно-детритовые известняки) непостоянны по мощности, которая колеблется в пределах 20—70 м в зависимости от величины предсилурийского размыва. В Игарских разрезах (р. Горбиачин) в основании свиты (мангазейский надгоризонт) появляются прослои песчанистых известняков, в бассейне р. Курейки — пласти кварцевых фосфоритоносных песчаников (неручандская свита), а в основании разреза отмечается перерыв в осадконакоплении [84, 87, 93, 124].

Верхнеордовикские отложения (долборской надгоризонт) в районе часто отсутствуют вследствие регрессии моря в начале силурийского периода и последующего размыва ордовикских образований.

Металлогеническая специализация кембрийско-ордовикской группы формаций наиболее полно охарактеризована в работах Н.С. Малича. Заслуживает внимания прежде всего меденосность пестроцветных отложений среднего—верхнего кембрия, установленная в бассейне р. Кулюмбэ. Практическое значение может представлять, возможно, меденосный горизонт в среднем ордовике, на границе пестроцветной сульфатоносной карбонатно-глинисто-песчанистой молассоидной формации (гурагирская свита) и сероцветной песчано-глинисто-карбонатной (ангирская свита). В пестроцветной глинисто-известняковой формации (громякинская свита) в бассейне р. Громяки В.Я. Галетой и В.Д. Немцовым выявлены фосфориты. Образование их связывается с существованием Алдано-Анабаро-Рыбининского мелководного барьера, служившего границей фациальных зон.

### СИЛУРИЙСКО-РАННЕДЕВОНСКАЯ ГРУППА ФОРМАЦИЙ

В данную группу формаций входят силурийские и нижнедевонские отложения до зубовской свиты включительно. В районе известны опорные разрезы силура по рекам Курейка, Горбиачин, Кулюмбэ, Левый Омнутах и др., полученные при их изучении материалы и

данные бурения обобщены и систематизированы коллективом авторов под руководством Ю.И. Тесакова и Н.Н. Предтеченского [118].

После инверсии в конце ордовика в зонах поднятий наступило корообразование [84]. Продукты переотложения в виде кварцевых песчаников и гравелитов установлены в бассейне р. Подкаменная Тунгуска и прослежены по данным бурения Б.М. Струниным, А.В. Турчиным и др. до водораздела р. Бахты. Севернее, включая рассматриваемый район, разрез силурийских отложений начинается с известняково-глинистой (граптолитовой) формации чамбинской свиты среднеландоверийского возраста. Раннеландоверийские образования повсеместно отсутствуют, фиксируя время перерыва.

Граптолитовые аргиллиты с прослойями органогенных известняков и конкрециями пирита отлагались в глубоководной части шельфа, на значительном удалении от берега. Мощность чамбинской свиты в стратотипическом разрезе р. Горбиачин превышает 120 м, в районе Норильска составляет 100—130 м, т.е. остается выдержанной.

В дальнейшем до начала прижидольского времени сохранились морские условия осадконакопления с преобладанием органогенных известняков (вплоть до рифовых построек). Глинисто-известняковая формация (угиокская и танименская свиты в южной части района, включая бассейн р. Кулюмбэ, и таликитская и омнутахская свиты — в северной и центральной) имеет средне-верхнеландоверийский возраст. Мощность формации 205—300 м в районе Норильска и до 330 м в бассейне р. Кулюмбэ. Известняково-рифоидная с элементами кремнистой формация (муктэнская, хюктинская и урагданская свиты) венлокского яруса представлена массивными кораллово-строматопоровыми известняками, часто с желваками кремней, в верхах разреза — глинистыми желваковыми известняками с прослойями органогенных. В районе Норильска мощность ее колеблется в пределах 66—90 м, в бассейне рек Кулюмбэ и Горбиачин (муктэнская свита) — до 130 м.

В верхнем силуре сохраняются условия открытого моря с небольшими глубинами в течение лудловского времени. Характерна сложная известняковая с элементами рифоидной формация (тукальская и конгдинская свиты). Неполная мощность ее (тукальская свита) в бассейне р. Курейки составляет 64 м. В бассейне р. Кулюмбэ ей соответствует конгдинская свита мощностью до 140 м. В северной части района формация (макусская свита) мощностью 80—100 м характеризуется несколько большей доломитистостью и сульфатоносностью, особенно в верхней части разреза. По степени доломитистости и сульфатоносности, возрастающей в западном направлении от зоны Норильско-Хараэлахского разлома и восточном — в сторону Тунгусской синеклизы, выделяются два типа разреза. В остальном сохраняются все особенности отложений, которые Н.Н. Предтеченским и Ю.И. Тесаковым выделены в лагунно-морскую известняково-доломитовую формацию.

В конце лудлова образована эвапоритовая сульфатно-глинисто-доломитовая формация, имеющая двучленное строение. Нижняя ее часть представлена нижнепанкогирской подсвитой в бассейне р. Кулюмбэ (Игарский тип разреза) и постничной свитой в районе Норильска (Норильский тип). Последний представлен глинисто-известняково-до-

ломитовой формацией в пределах палеоподнятия, совпадающего в плане с Хантайско-Рыбинским валом и ограниченного конседиментационными флексурными перегибами — современными зонами Норильско-Хараэлахского и Имангдино-Летнинского разломов. Подобное поднятие выделяется в западной части района (Дудинский вал). На поднятиях мощность пород формации не превышает 75—80 м, в зонах прогибов достигает 100—120 м, реже 150—200 м. В бассейне р. Курейки формация, по данным Л.А. Федотовой, представлена орловской толщей мощностью 190—220 м. Не исключено, что верхняя часть ее имеет девонский возраст. Нижний девон до зубовской свиты включительно отвечает эвапоритовой сульфатно-доломитовой формации.

Восходящие движения и дальнейшее развитие засолоненных лагун в раннем девоне способствовали накоплению существенно сульфатных толщ. Игарский тип разреза представлен осадками верхнепанкогирской подсвиты и зубовской свитой, Норильский — ямпахтинской, хребтовской и зубовской свитами [118], Курейский — зубовской свитой [64].

Обычно наблюдается трехчленное строение разреза формации. Нижняя часть разреза, до подошвы зубовской свиты, представлена карбонатными образованиями, иногда с линзами и гнездами целестина (ямпахтинская свита), а также многочисленными прослоями гипса и ангидрита. Сульфатоносность разреза возрастает в северном направлении, особенно в пределах унаследованных прогибов. В Норильском районе местами отмечается несогласное залегание зубовской свиты на подстилающих образованиях. Эти данные подтверждают конседиментационное развитие Дудинского и Хантайско-Рыбинского валов в течение раннедевонской эпохи. Мощность средней части формации 55—85 м. Верхняя часть формации представлена в районе Норильска верхнезубовской подсвитой. Это сероцветные доломитовые мергели, переслаивающиеся с глинистыми доломитами, аргиллитами и ангидритами общей мощностью 41—75 м. В целом мощность зубовской свиты 100—150 м, т.е. выдержана на всей территории. Эвапоритовая сульфатно-доломитовая формация завершает ряд формаций силурийско-раннедевонского этапа развития региона (эмиссивная стадия по Н.С. Маличу).

Металлогеническая специализация силурийско-раннедевонской группы формаций рассмотрена в работах В.И. Бгатова, Н.С. Малича, Р.Г. Матухина и др. Представляет интерес целестиновая минерализация, иногда совместно с флюоритом, имеющая, по-видимому, региональное развитие на всей Сибирской платформе.

#### РАННДЕВОНСКО-РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНАЯ ГРУППА ФОРМАЦИЙ

Основные сведения о составе и строении разрезов раннедевонско-раннекаменноугольных формаций получены в процессе буровых работ. В изучении разрезов принимали участие Г.Д. Маслов, В.С. Нестеровский, Ю.Н. Амосов, Э.Б. Лунин, Б.М. Струнин, Р.Г. Матухин, Н.С. Малич, В.В. Меннер, О.В. Бааг, Е.П. Касперкович, А.В. Ван, Н.Н. Лапина, А.В. Турчин и др.

В составе этой группы формаций выделены четыре малых форма-

ционных ряда [84]: ранне-среднедевонский, средне-позднедевонский, позднедевонский и раннекаменноугольный. Наиболее полные (до 1300—1600 м) их разрезы установлены в районе озер Лама и Пясино, в бассейне р. Фокина, а также к востоку от зоны Имангдино-Летнинского глубинного разлома (южнее оз. Лама, вплоть до оз. Кета). Здесь скважинами вскрыты мощные толщи сульфатно-карбонатных, участками соленосных, формаций, которые по геолого-геофизическим данным прослеживаются до оз. Хантайского. В районе Норильска, Талнаха и бассейнах рек Имангда, Микчанда, Болгохтох и Кулюмбэ установлены минимальные (500—600 м) мощности отложений этого возраста, представленные карбонатными и терригенно-карбонатными формациями [7, 91].

Каждая формация представлена разрезами двух типов: терригенно-карбонатным (I тип) и сульфатно-карбонатным (II тип), особенно контрастно проявленных в осадках начиная с мантуровского времени. Выделяется также переходный тип разреза, совпадающий с конседиментационными флексурами, ограничивающими Хантайско-Рыбининский и Дудинский валы. В плане они близки к современному расположению Имангдинско-Летнинского и Норильско-Хараелахского глубинных магмоконтролирующих разломов.

Разрез рассматриваемой группы формаций начинается пестроцветной морской карбонатно-терригенной (песчано-глинистой) формацией, соответствующей трансгрессивной и стабильной стадиям развития [84]. В ее состав входят курейская и разведочнинская свиты. Нижний малый формационный ряд завершается эвапоритовой формацией (мантуровская свита). Это характеризует слабовыраженную инундационную и отчетливую регressiveную стадии.

Нижней морской карбонатно-терригенной с переходами к песчано-глинистой формации в целом свойствен относительно выдержаный тип разреза. Курейская свита, залегающая в основании формации, представлена пестроцветными доломитистыми и известковистыми аргиллитами и мергелями с редкими прослоями алевролитов и известняков. Мощность во всех типах разреза остается практически постоянной и колеблется в пределах 62—100 м в Игарском районе, включая бассейн р. Курейки, уменьшаясь в сторону Курейско-Летнинского вала до 51—55 м [64].

Верхняя часть формации представлена разведочнинской свитой, в составе которой преобладают пестроцветные алевролиты, песчаники, гравелиты, образующие трансгрессивные микроцикли. Наблюдается увеличение степени терригенности к югу (реки Кулюмбэ, Джалтул и Курейка), в этих же разрезах отмечена значительная (до 20%) примесь пирокластического материала кислого состава вплоть до вулканомиктовых песчаников и аргиллитов, прослоев туффитов, реже туфов, похожих в бассейне р. Кулюмбэ на силицилиты. Как правило, эти разрезы характеризуются повышенным содержанием марганца в виде конкреций мanganосидерита. Повсеместно разведочнинской свите свойственна значительная фосфатоносность. Мощность ее на поднятиях не превышает 110—150 м, а в прогибах, соответствующих самой глу-

бокой части бассейна (II тип разреза), достигает 150—235 м (Норильский район). К югу, мощности резко уменьшаются.

Эвапоритовая формация (мантуровская свита) завершает нижний малый ряд формаций и залегает с размывом на отложениях разведочнинской свиты. Кратковременный региональный перерыв в осадкоакоплении наиболее отчетливо проявлен в разрезах восточной части площади. Конседиментационные поднятия в пределах Дудинского, Хантайско-Рыбининского и других валов обусловили формирование терригенно-карбонатного разреза пониженной мощности (90—160 м) с резко подчиненным количеством сульфатов. В конседиментационных прогибах, к востоку от зоны Имангдино-Летнинского глубинного разлома и на северо-восточном периклинальном замыкании Хараелахской и Иконской мульд, накапливались соленосные толщи, особенно в конце мантуровского времени, мощностью 400—536 м и более (разрезы северо-восточной части района в бассейнах рек Тальми, Кумга и др.); большей части разреза соответствуют каменные соли. Слоны конседиментационных поднятий (флексур) имеют разрез переходного типа с большим количеством брекчий. Мощность осадков здесь не более 120—210 м и только на западе Вологочанской мульды достигает 250 м. К югу мощность формации резко сокращается.

С началом юктинского времени в условиях тектонической стабилизации начинается обширная морская трансгрессия [7, 84, 91]. Преобладающий режим открытого моря на большей части Сибирской платформы в рассматриваемом районе сменяется лагунно-морским с образованием сульфатно-известняково-доломитовой формации. На поднятиях преобладают терригенно-карбонатные осадки мощностью от 12 до 40 м, в прогибах — сульфатоносные мощностью до 55 м. К северо-востоку мощность сульфатоносных отложений юктинской свиты резко возрастает, достигая в бассейнах рек Икон и Тальми 130 м.

Регрессия на рубеже среднего—верхнего девона привела к накоплению сульфатоносной глинисто-карбонатной пестроцветной формации (накахозская свита, согласно залегающая на юктинских осадках). По-прежнему отчетливо фиксируется конседиментационное развитие структур. Мощность осадков на поднятиях 2—60 м, в прогибах увеличивается до 80—130 м, в северо-восточных разрезах — до 160 м. Одновременно происходит смена терригенно-карбонатного разреза сульфатно-карбонатным. Отдельные пласты сульфатов, иногда с солью, достигают мощности 15—20 м и более. В Норильском районе еще резче проявляется рост конседиментационных поднятий, на сводах которых иногда фиксируется размыв среднедевонских образований. В бассейне р. Курейки разрезы накахозской свиты также не выдержаны, мощность их не превышает 60—80 м, сокращаясь в сторону конседиментационного Курейско-Летнинского вала до 16 м.

Морская трансгрессия в каларгонское время достигла максимума и обусловила накопление мощной сероцветной сульфатно-известняково-доломитовой формации. На конседиментационных поднятиях продолжается накопление преимущественно терригенно-карбонатных толщ

с подчиненным количеством сульфатов мощностью 120—180 м. Самы поднятия проявляются еще более контрастно, вследствие чего на их сводах происходит размыв накахозских, а иногда и юктиных образований. В прогибах преобладают доломиты, доломитовые мергели, доломитистые известняки и ангидриты, реже строматолитовые и детритовые известняки мощностью 170—270 м. К югу мощность формации сокращается.

Крупная регрессия фаменского времени завершилась образованием эвапоритовой сульфатно-терригенно-карбонатной формации (фокинская свита). В это время наиболее контрастно формировались поднятия и прогибы, вследствие чего осадки фокинской свиты сохранились в основном в пределах последних. Это ангидриты, доломит-ангидриты, мергели доломитовые с прослоями известняков, линзами каменных солей и глинисто-карбонатных брекчий. Мощность их 220—420 м, реже 500 м (западная часть Вологочанской мульды), в бассейне р. Курейки она резко сокращена.

Новая трансгрессия наступила в турнейском веке, в результате чего образовалась морская известняковая формация (ханельбиринский и серебрянский биостратиграфические горизонты). Формация сложена известняками и обломочно-органогенными известняками, иногда с линзами кремней, реже доломитами и карбонатными брекчиями. В районе Норильска эти осадки, с размывом залегая на позднедевонских образованиях, сохранились лишь в унаследованных прогибах. Мощность их в целом достаточно выдержанна и не превышает 65—80 м, а к югу сокращается (р. Курейка) до 35 м.

Регрессия визейского времени привела к образованию пестроцветных мергелей с прослоями гипсов и ангидритов, слагающих тундринскую свиту (пестроцветная сульфатно-терригенно-карбонатная и карбонатно-терригенная формации). Степень терригенности осадков возрастает к северу, мощность их здесь не превышает 150 м, на западе Норильской и Вологочанской мульд достигает 70—114 м. В южном направлении (бассейны рек Кулюмбэ, Горбиачин и Курейка) мощность тундринской свиты сокращается до 60 м, а разрез становится более карбонатным.

Продолжающаяся регрессия в конце визейского времени привела к формированию пестроцветной сульфатоносной терригенно-карбонатной формации (брусская свита), сохранившейся от размыва только в разрезах рек Брус, Горбиачин и Курейка. На р. Курейке мощность ее 98 м.

В среднепалеозойский этап развития северо-западной части Сибирской платформы образовались фосфориты, марганцевые и железные руды, каменная и калийная соль, гипс, ангидрит, в начале этапа — фосфориты, железные и марганцевые руды. Последние связаны с пестроцветной вулканогенно-терригенной формацией разведочнинской свиты. Содержание марганца в конкрециях мanganosiderита 8—20% [8].

Геологические запасы гипса и ангидрита значительны в эвапоритах. Здесь же отмечены повышенные концентрации стронция и бария. Заслуживает внимания повышенное содержание бора в осадках фокинской, юктинской и зубовской свит. В каларгонских песчаниках

отмечены повышенные (на порядок выше фонового) содержания меди. Суммарная мощность солей в мантуровской свите в прогибах 180—200 м (оз. Лама, бассейн р. Имангды), в сторону поднятий она резко сокращается. Р.Г. Матухин и др. отмечают в солях присутствие сильвина, но для выделения девонской калиеносной формации данных пока недостаточно.

### ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЛИМНО-ПАРАЛИЧЕСКАЯ УГЛЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ

Угленосные образования тунгусской серии относятся к среднему карбону—поздней перми. Этому этапу развития региона предшествовала крупная перестройка структурного плана, вследствие чего базальные слои формации залегают с трансгрессивным несогласием на различных горизонтах палеозойских отложений вплоть до нижнего ордовика (на восточном крыле Норильской мульды). Наиболее контрастные унаследованные восходящие движения существовали в пределах Хантайско-Рыбининского вала, где амплитуда предтунгусского размыва в его западной части достигает 1200 м и более, в то время как к востоку от зоны Имангидино-Летнинского разлома и в западной части Норильской, Хараэлахской и Вологочанской мульд сохранились в целом унаследованные движения, за исключением Пясинской антиклинали. Мульдообразные прогибы заложились, таким образом, с началом формирования этапа, как и вся Тунгусская синеклиза в целом, сохранившая унаследованность движений предыдущего этапа в пределах Имангдинского и Курейско-Горбиачинского прогибов, выполненных угленосными образованиями большой мощности с максимальным коэффициентом угленосности.

Корообразование, непосредственно предшествующее этапу, наиболее отчетливо представлено в пределах Сибирской платформы. Продукты переотложения кор выветривания в виде высокозрелых пород — кварцевых песчаников и гравелитов — часто слагают, по данным А.Б. Гуревича, базальные слои формации. Присутствие в составе галек конгломератов обломков интрузивных и метаморфических пород, в том числе гранитоидов, фельзитов, кварцитов и т.п., позволяет предполагать, что снос обломочного материала происходил из высокоприподнятых областей, возможно орогена, образовавшегося в пределах Урало-Монгольского подвижного пояса к западу от района исследований [46, 98, 101]. Изучением угленосных образований исследуемого района занимались Г.П. Радченко, Н.Г. Вербицкая, В.И. Будников, А.Б. Гуревич, Ю.Г. Гор, Т.А. Дивина, Е.Е. Дюжикова, Н.П. Ильюхина, Н.С. Малич, В.С. Старосельцев, Г.И. Харченко и др.

Позднепалеозойская лимно-паралическая угленосная формация представлена сложной, ритмично построенной толщей песчаников, алевролитов, аргиллитов, углей, гравелитов и конгломератов, реже глинистых известняков, туфопесчаников и туффитов, выделенных в норильскую, быстринскую, кайерканскую и амбарнинскую свиты. В бассейне рек Кулюмбэ, Горбиачин, Курейка им соответствует катская, бургуклинская, пеляткинская и дегалинская свиты. Мощность отложений

340—480 м в Норильском районе, до 700—900 м в бассейне р. Горбиачин и 900—1000 м и более в бассейне р. Курейки.

По мере приближения к осевой части Хантайско-Рыбининского вала мощность осадков формации уменьшается с 340—380 м в районе г. Кайеркан до 200 м в районе р. Талнах, в юго-восточной части Норильской мульды сокращается до 70—80 м. В этом же направлении наиболее отчетливо проявлено трансгрессивное несогласие, в связи с чем на различных горизонтах ордовика залегают осадки ранней перми. То же можно наблюдать и на восточном склоне Дудинского вала, в особенности вдоль западного борта Вологочанской мульды. Здесь происходит резкое, скачкообразное уменьшение мощности осадков формации до 20 м, а еще западнее — полное выклинивание угленосных отложений, как и в районе г. Дудинка — пос. Усть-Порт. Сокращенная мощность угленосных отложений (180—250 м) сохраняется и в пределах северного крыла Норильско-Хараэлахского прогиба.

С позднепалеозойской лимно-паралической угленосной формацией связаны многочисленные проявления и месторождения каменного угля. Количество продуктивных пластов каменного угля достигает 20 м и более в районе Кайерканы и Норильска и 50 м в бассейнах рек Горбиачин и Курейка. Угли относятся к энергетическим (от антрацитов до тощих), встречены коксующиеся угли. Угленасыщенность резко падает в восточном направлении, так же как и степень метаморфизма углей.

Значительный метаморфизм пород угленосной формации вследствие массового траппового магматизма, внедрения интрузивов привел к образованию проявлений и месторождений графита. В районе находится крупное Курейское месторождение графита, перспективы которого могут быть значительно расширены.

### ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ—РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Продукты позднепалеозойского—раннемезозойского магматизма широко распространены в пределах Сибирской платформы и сопредельных регионов. Они составляют значительную долю в объеме пород, слагающих платформенный чехол Норильского района, и определяют металлогенический облик рассматриваемой территории. Трапповый магматизм этого периода как грандиозное явление, последовательно охватившее Сибирскую, Африканскую, Индийскую, Южно-Американскую платформы, составляет самостоятельный этап в формировании структур земной коры и совпадает во времени с процессами планетарного рифтогенеза. Нет сомнения в том, что накопление на древних платформах огромнейших объемов трапповых образований связано с поднятием в основании коры еще более крупных, по сравнению с геологически документированными, магматических масс и обусловлено развитием обширных ареалов мантийного плавления.

Норильский район характеризуется максимальным проявлением субшелочного, субультраосновного и массового траппового магматизма. Общая мощность вулканогенной толщи достигает почти 4 км, что значительно превышает объемы вулканитов сопредельных террито-

рий, где в отличие от Норильской глубинной структуры магматизм начинался позднее, а заканчивался раньше. Исключительная мобильность и чрезвычайно высокая проницаемость земной коры обусловили особенности магматизма, развитие различных субформационных групп, тесно ассоциирующих с типичными трапами.

### ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПРОДУКТОВ МАГМАТИЗМА

Траповому магматизму, охватывающему период от поздней перми до среднего триаса и сопряженному с процессами интенсивной платформенной активизации, свойственно широкое разнообразие форм проявления и состава пород. Особенности магматизма Норильского района выражены в существенном преобладании эфузивных фаций над эксплозивными (коэффициент эксплозивности до 8–10%), широком развитии пород повышенной щелочности и магнезиальности, в том числе накоплении пикритовых лав, которые рассматриваются в качестве комагматов никеленосных интрузивов и вместе с последними характеризуются определенным набором типоморфных признаков.

Вулканогенные образования представляют собой четко стратифицированную толщу, сложенную базальтовыми покровами мощностью от первых метров до 90–100 м и горизонтами туфогенных пород мощностью от нескольких десятков сантиметров до 20–40 м, иногда достигающую вблизи вулканических центров 100–250 м. Покровы базальтов и туфогенные образования группируются обычно в пачки относительно однородных пород, близких по составу и структурно-текстурным особенностям. Ареалы таких пачек различны по площади, но иногда составляют десятки тысяч квадратных километров, захватывая весь Норильский район или выходя за его пределы. Толща расчленяется снизу вверх на следующие свиты: ивакинскую, сыверминскую, гудчихинскую (поздняя пермь), хаканчансскую, туклонскую, надеждинскую, моронговскую, мокулевскую (ранний триас), харабаахскую, кумгинскую, самоедскую (средний? триас).

Вся толща сформирована в течение шести тектоно-магматических фаз [54], которые укладываются в три крупных этапа пермо-триасового магматизма (рис. 3).

**Первый этап вулканизма** отвечает возрасту ивакинской–гудчихинской свит и приурочен по времени к продолжающейся позднепалеозойской перестройке структурного плана территории, когда унаследованное ее прогибание, сопровождавшееся растяжением земной коры, было сопряжено с локальными поднятиями и формированием терригенных крупнообломочных и угленосных отложений тунгусской серии. Этот период дифференцированных движений начальной стадии автономной базальтовой активизации и продолжающегося угленакопления отмечен началом накопления вулканитов ивакинской свиты и внедрения специфических по составу комагматичных интрузивных тел.

Ивакинские вулканиты обычно с размывом ложатся на подстилающие отложения тунгусской серии и представлены четырьмя пачками базальтов с резко подчиненным объемом туфогенных и туфо-

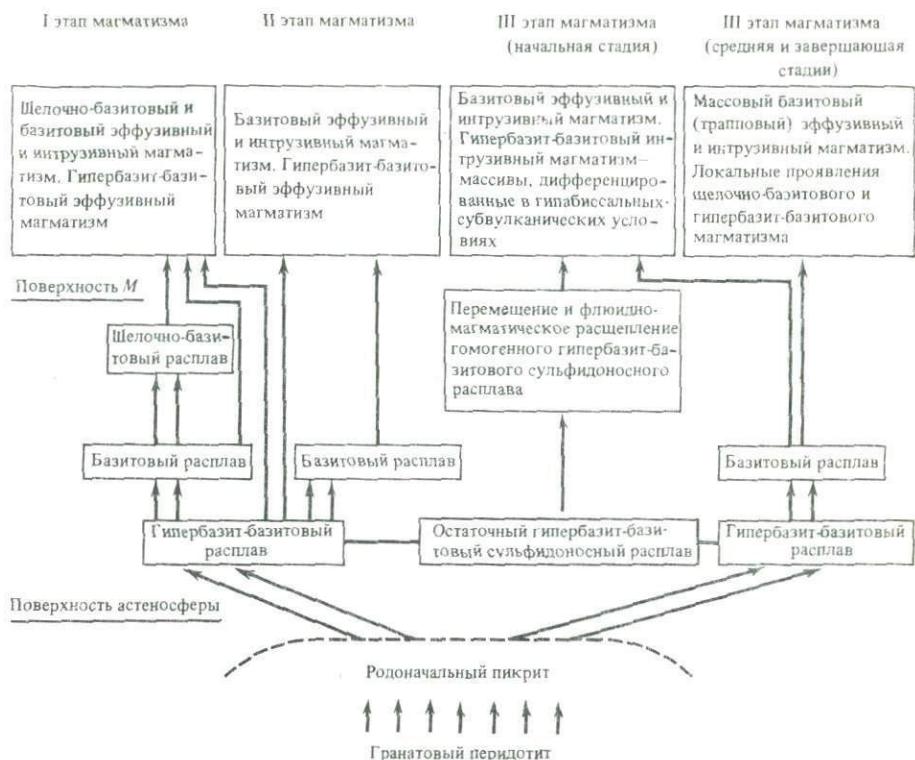


Рис. 3. Схема последовательного магматизма и формирования сульфидоносных рас-слоистых интрузивов Норильского района

генно-осадочных пород общей мощностью 270—330 м. Первая пачка, представленная щелочными трахибазальтами, образует несколько небольших ареалов в краевых частях мульдообразных структур; вторая, образованная пойкилоофитовыми субщелочными титан-авгитовыми базальтами, развита только на северо-востоке Хараедахской и западе Большевавамской мульды; третья представлена порфировидными титан-авгитовыми базальтами и распространена в центральной части Норильского района и на северо-западе Тунгусской синеклизы; четвертая, отличающаяся довольно заметно по составу от предыдущих, представлена трахиандезито-базальтами, андезито-базальтами и андезиновыми базальтами, широко распространенными в пределах большей части Норильско-Хараедахского прогиба и менее развитыми в районе северо-западного борта Тунгусской синеклизы.

Трахибазальты основания ивакинской свиты характеризуются наиболее низкой кремнекислотностью, высокой щелочностью, наиболее высокой ролью железа, титана и фосфора (табл. 1). По содержанию микроэлементов они также резко отличаются от других базальтов.

Известные в районе и неоднократно описанные изотропные тела трахидолеритов идентичны по химизму и количественному минераль-

ному составу трахибазальтам ивакинской свиты. Близость вещественных составов, пространственная и возрастная сопряженность позволяют уверенно, вслед за Д.А. Додиным, Г.Н. Старицыной и Ю.И. Тамановской, рассматривать породы обеих фаций как комагматические образования, составляющие самостоятельную щелочную вулкано-интрузивную ассоциацию. Аналогичная ассоциация образована субщелочными титан-авгитовыми базальтами и долеритами.

Трахидолериты и титан-авгитовые долериты, как и их эфузивные аналоги, довольно широко распространены, но тяготеют к трасам глубинных разломов. Вмещающими интрузивы являются отложения тунгусской серии, реже породы среднего палеозоя. Интрузивы образуют силлы, иногда пологосекущие и дайкообразные тела, мощностью от первых метров до 50—80 м. Они имеют большую протяженность по простирианию, а в зонах разломов обычно расщепляются или резко меняют уровень залегания. В подобных участках в разрезе заметно повышается роль эксплозивных и эфузивных составляющих субщелочную фазу магматизма, а также фиксируются группирующиеся жерловые образования, часто совпадающие с плановым развитием более поздних дифференцированных никеленосных интрузивов.

Другую вулкано-интрузивную ассоциацию ранней пермской фазы магматизма составляют базальты верхней пачки ивакинской свиты (андезито-базальты, трахиандезито-базальты и андезиновые лавы) и трахиандезитовые порфириты пясинского комплекса, выделенного В.А. Люлько [81].

Сыверминская свита развита в западном борту Тунгусской синеклизы, а также в центральной и восточной частях Норильско-Хараэлахского прогиба, выклиниваясь у северной, западной и южной окраин последнего. Свита сложена довольно однородной пачкой толеитовых и пойкилоофитовых базальтов и насчитывает до 20 покровов, мощность которых от 3—5 до 15—30 м. Общая максимальная мощность свиты составляет 180—195 м в западном борту Тунгусской синеклизы, сокращается до 120—150 м в центральной части Норильско-Хараэлахского прогиба и до 20—70 м на юге Норильской мульды. Для свиты характерен зеленокаменный облик лав и полное отсутствие в разрезе прослоев туфогенных пород.

Гудчикинская свита широко распространена и наиболее полно представлена в пределах Норильско-Хараэлахского прогиба, но локально развита вдоль западного борта Тунгусской синеклизы. По составу пород она разделяется на две пачки.

Нижняя пачка образована порфировыми базальтами, подчиненное положение занимают гломероплагиофирировые и толеитовые (пойкилоофитовые) лавы. В основании обычно залегает маломощный горизонт туфов. В разрезах Норильской и юга Вологочанской мульд пачка представлена 2—4 покровами порфировых базальтов, а на юго-западе Хараэлахской мульды под покровами порфировых базальтов встречаются гломеропорфировые лавы. На севере Хараэлахской мульды в пачке преобладают толеитовые и пойкилоофитовые базальты, составляющие несколько покровов, в то время как на северо-западе Тун-

Таблица I

Средний химический состав продуктов матматизма Норильского района (в мас. %)

Компоненты	Щелочно-базитовая субформация						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	43,26	45,76	48,49	49,27	50,44	52,04	45,00
TiO <sub>2</sub>	3,51	2,14	2,41	2,50	2,56	2,25	3,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,24	15,87	14,65	14,72	14,53	14,53	14,26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,013	—	—	—	0,008	0,021	0,013
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,07	4,39	4,82	7,20	4,78	4,06	3,80
FeO	8,07	7,32	8,75	5,32	7,76	6,82	11,20
MnO	0,18	0,16	0,21	0,18	0,21	0,20	0,20
MgO	3,82	5,53	4,28	4,20	3,55	4,64	4,22
CaO	8,25	7,55	7,33	6,12	7,69	7,92	7,90
Na <sub>2</sub> O	3,20	3,50	3,19	3,46	3,30	3,10	3,66
K <sub>2</sub> O	2,14	1,23	1,64	2,00	1,73	1,56	2,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,34	0,38	0,68	0,68	0,73	0,30	1,25
П.п.п.	5,78	5,83	3,23	4,08	2,22	1,98	2,48
Сумма	99,87	99,66	99,68	99,73	99,51	99,42	99,80

Компоненты	Гипербазит-базитовая субформация						
	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	45,54	44,61	45,13	44,16	45,21	45,25	46,62
TiO <sub>2</sub>	1,13	1,05	0,82	0,70	0,66	0,79	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,02	13,60	14,73	14,65	14,02	14,35	14,73
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,05	0,08	0,05	0,17	0,12	0,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,72	4,21	3,61	3,49	3,54	2,37	3,46
FeO	8,92	8,18	8,61	9,24	8,13	8,58	8,30
MnO	0,18	0,20	0,19	0,20	0,15	0,16	0,18
MgO	10,05	11,23	10,91	11,67	12,29	11,65	9,56
CaO	9,88	8,86	9,61	9,39	9,82	10,64	10,08
Na <sub>2</sub> O	2,16	2,12	2,02	1,84	1,73	1,89	1,73
K <sub>2</sub> O	0,66	0,92	0,70	0,61	0,48	0,39	0,44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,13	0,11	0,09	0,10	0,13	0,24
П.п.п.	2,73	4,18	2,91	2,95	2,89	2,83	1,89
Сумма	99,81	99,32	99,42	99,63	99,20	99,15	98,43

гусской синеклизы отмечается один покров гломеропорфировых базальтов. Суммарная мощность нижнегудчинских образований 160 м.

Верхняя пачка сложена пикритовыми (гипербазит-базитовыми) лавами с маломощным туфогенным горизонтом в основании. Ареал пикритовых лав охватывает всю Вологочанскую мульду, большую часть Хараелахской (кроме ее юго-востока), север и запад Норильской мульды. Локальные проявления пикритовых лав отмечаются также в пределах запада Тунгусской синеклизы. Лавы обнаруживаются ло-

Шелочно-базитовая субформация		Гипербазит-базитовая субформация						
8	9	10	11	12	13	14	15	
49,20	49,84	45,67	44,75	45,53	45,60	46,17	45,56	
2,74	2,30	1,58	1,94	1,61	1,58	0,91	1,36	
14,58	17,43	11,79	11,06	10,12	11,14	13,08	9,03	
—	—	0,070	0,060	0,09	—	0,100	0,27	
4,33	2,58	6,34	5,61	5,88	5,88	4,83	2,52	
8,36	8,28	5,35	6,04	6,37	4,98	6,69	11,08	
0,16	0,11	0,18	0,18	0,18	0,15	0,16	0,18	
3,90	3,99	9,82	13,16	13,51	10,47	12,94	18,49	
7,56	7,31	8,43	8,30	8,33	10,56	9,30	7,34	
3,16	3,68	2,43	1,46	1,40	1,65	1,58	1,35	
1,82	1,46	0,44	0,52	0,26	0,19	0,36	0,36	
0,61	0,33	0,16	0,26	0,16	0,18	0,10	0,15	
2,59	2,59	7,20	6,10	6,09	7,26	3,59	2,08	
99,01	99,90	99,46	99,44	99,53	99,64	99,81	99,77	
Гипербазит-базитовая субформация								
23	24	25	26	27	28	29	30	
44,84	47,20	46,59	46,17	45,65	45,12	47,53	46,78	
0,74	1,09	0,99	0,89	1,00	1,25	1,21	1,03	
15,17	14,21	14,08	14,26	15,23	15,96	15,30	13,90	
0,32	0,04	0,14	0,06	0,04	0,02	0,01	0,11	
2,50	3,63	2,88	3,74	3,29	3,13	2,08	3,57	
8,62	8,09	8,79	9,88	9,33	9,84	10,31	8,55	
0,16	0,18	0,17	0,20	0,23	0,20	0,17	0,19	
12,41	9,85	11,48	10,03	10,63	8,46	9,20	10,62	
10,34	10,32	9,98	9,23	10,26	9,78	9,77	9,52	
1,59	2,18	1,72	1,92	0,76	3,16	2,25	2,22	
0,65	0,42	0,68	0,72	0,41	0,60	0,74	0,96	
0,13	0,19	0,10	0,20	0,24	0,34	0,18	0,14	
2,44	2,28	2,30	2,15	2,30	1,25	1,10	2,37	
99,91	99,66	99,90	99,45	99,37	99,09	99,85	99,96	

кальную зональность и неоднородны по магнезиальности. Максимум накопления пикритов отмечается на севере Хараэлахской мульды (до 200 м); на юге Хараэлахской и севере Норильской мульды мощность пачки обычно колеблется от 30—40 до 100—110 м. В восточном и юго-восточном направлениях, где эти образования постепенно выклиниваются, их мощность 10—25 м.

В качестве комагматов пикритовых лав рассматриваются интрузивы фокинского типа с широким набором признаков, свойствен-

Таблица 1 (продолжение)

Компоненты	Гипербазит-базитовая субформация						
	31	32	33	34	35	36	
SiO <sub>2</sub>	44,69	44,47	42,71	44,52	45,10	44,01	50,85
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,88	0,70	0,59	0,72	0,78	1,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,99	13,31	9,63	11,19	14,10	14,20	15,30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	—	0,007	0,01	0,001	0,01	0,026
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,63	2,90	3,31	3,01	1,83	1,92	4,67
FeO	8,37	12,42	9,45	9,22	9,84	11,74	5,18
MnO	0,19	0,20	0,25	0,19	0,23	0,18	0,15
MgO	13,75	14,34	20,10	17,56	13,60	15,37	6,42
CaO	9,07	8,21	7,13	7,84	9,21	8,06	8,00
Na <sub>2</sub> O	1,51	1,74	0,97	1,38	1,05	1,57	2,59
K <sub>2</sub> O	0,76	0,49	0,78	0,54	1,16	0,30	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,15	0,09	0,08	0,12	0,10	0,23
П.п.п.	4,43	1,04	3,44	3,90	3,34	1,54	3,75
Сумма	99,31	100,17	98,61	100,03	100,30	99,81	99,81

Компоненты	Базитовая субформация						
	46	47	48	49	50	51	
SiO <sub>2</sub>	50,65	47,33	47,43	45,79	47,26	48,44	46,74
TiO <sub>2</sub>	0,94	2,00	1,95	1,12	1,64	1,73	1,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,31	14,19	14,55	14,79	13,53	14,54	13,41
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,03	0,032	—	—	—	0,027
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,30	4,04	3,22	2,19	2,04	3,03	3,00
FeO	7,85	11,23	11,42	10,66	11,27	10,41	12,48
MnO	0,16	0,20	0,21	0,22	0,17	0,29	0,22
MgO	6,10	6,25	6,43	10,81	9,56	7,05	9,56
CaO	10,45	9,86	9,74	10,03	10,26	10,47	9,11
Na <sub>2</sub> O	2,04	2,54	2,61	1,78	2,19	2,57	2,06
K <sub>2</sub> O	0,89	0,65	0,58	0,43	0,56	0,64	0,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,22	0,23	0,11	0,19	0,06	0,22
П.п.п.	3,00	1,55	1,61	1,53	1,19	1,24	0,55
Сумма	99,90	100,09	100,04	99,54	100,13	100,47	99,87

Примечание. 1—6 — базальты ивакинской свиты: 1 — трахибазальты, 2, 3 — пойкилоофитовые (2) и порфировидные (3) титан-авгитовые базальты, 4 — андезиновые базальты, 5 — андезито-базальты ("лабрадоровые" базальты), 6 — трахиандезито-базальты ("двуплагиоклазовые" базальты); 7 — трахидолерит; 8 — титан-авгитовый долерит; 9 — трахиандезитовый порфирит; 10—14 — пикритовые базальты гудчининской (10—13) и туконской (14) свит: Тальминского (10), Талнахского (11), Норильского (12), Южно-Норильского (13) рудных узлов и Западно-Сыверминского прогиба (14); 15 — Нижнефокинский интрузив; 16—36 — сульфидоносные расслоенные интрузивы: 16—25 — полнодифференцированные норильско-талаихской группы (16 — Северо-Восточная, 17 — Юго-Западная, 18 — Северо-Западная, 19 — Хараэлахская ветви Талаихского интрузива; 20 — Норильск I, 21 — Восточно-Норильская ветвь интрузива Норильск I, 22 — Норильск II, 23 — Черногорский, 24 — Тальминский, 25 — Имандинский); 26—30 — дифференцированные лейкократовые зубовской группы (26 — Зубовская ветвь интрузива Норильск II, 27 — Талнахский интрузив, 28 — Талнахско-Хараэлахский интрузив, 29 — Талаихско-Хараэлахский интрузив, 30 — Талаихско-Хараэлахско-Имандинский интрузив).

## Базитовая субформация

38	39	40	41	42	43	44	45
48,80	49,68	49,48	48,63	48,20	47,93	47,58	47,75
1,79	1,10	1,07	1,16	1,25	1,34	1,62	1,57
14,93	15,06	15,87	15,26	15,24	15,31	15,78	14,97
0,035	0,026	0,016	0,026	0,012	—	—	0,024
4,98	4,87	4,60	4,68	4,53	4,00	4,78	4,75
5,49	5,26	5,89	7,37	7,86	8,43	7,77	8,02
0,16	0,15	0,16	0,18	0,20	0,20	0,20	0,20
6,36	7,18	5,92	7,43	7,23	7,57	6,56	7,26
9,29	10,37	11,40	10,86	10,88	10,47	10,41	10,46
2,90	2,33	2,50	1,99	2,00	2,26	2,46	2,33
1,07	0,65	0,67	0,45	0,45	0,39	0,40	0,38
0,25	0,12	0,23	0,15	0,15	0,15	0,20	0,18
3,64	3,52	1,89	1,82	2,01	1,78	1,92	1,99
99,69	100,32	99,70	100,01	100,01	99,83	99,68	99,88

## Базитовая субформация

53	54	55	56	57	58	59	60
47,37	48,72	48,10	48,85	48,08	48,38	48,11	47,50
1,57	1,58	2,13	1,53	1,47	1,26	1,15	1,60
14,48	16,50	12,75	14,94	14,60	14,76	15,55	13,87
0,025	—	—	—	—	—	—	—
1,89	3,79	4,75	2,29	3,06	3,56	2,88	3,21
11,89	8,55	11,60	11,47	10,52	9,56	10,14	11,66
0,19	0,16	0,23	0,17	0,24	0,21	0,20	0,23
8,34	5,56	5,93	6,15	7,44	7,41	8,61	7,95
9,91	10,99	9,39	9,83	10,75	9,49	10,55	9,51
2,35	2,58	2,17	2,82	2,20	2,59	1,99	2,05
0,74	—	0,81	0,74	0,52	0,98	0,64	0,69
—	0,14	0,20	0,24	0,07	0,10	0,18	0,15
1,21	0,70	1,90	1,46	0,89	1,75	—	1,19
99,97	99,93	99,96	100,49	99,84	100,00	100,00	99,51

маркшейдерский, 27 — Горстрой, 28 — Верхний Тулаек-Таасский, 29 — Буркан, 30 — Мантуровский); 31—36 — дифференцированные меланократовые нижнеталнахской—моронговой группы (31 — Нижнеталнахский, 32 — Нижний Тулаек-Таасский, 33 — Нижненорильский, 34 — Клюквенный, 35 — Зеленая Грива, 36 — Моронго); 37—45 — базальты свит: 37 — сыверминской, 38 — гудчихинской, 39 — туклонской, 40 — надеждинской, 41 — мороиговской, 42 — мокулаевской, 43 — хараалахской, 44 — кумгинской, 45 — самоедской; 46—48 — базитовые слабо расслоенные интрузивы ирбинского (46), далдыканско-го (47), авамского (48) типов; 49—60 — базитовые слабо расслоенные интрузивы, иногда повышенной магнезиальности [60]; курейского (49 — Нижний I, 50 — Нижний II, 51 — Первый порог, 52 — Второй порог, 53 — Центральный), ороткинского (54 — Верхнеороткинский), неконгдаконского (55 — Неконгдаконский, 56 — Дегенский, 57 — Булатный), кулюмбинского (58 — Кулюмбинский), джалтульского (59 — Джалтульский, 60 — Колуйский) типов.

ных образованиям обеих фаций. Представителем высокомагнезиальных интрузивов, несущих повышенное количество хрома, слабо дифференцированных и практически бессульфидных, является Нижнефокинский интрузив. Эти образования в совокупности с другими группами расслоенных сульфиноносных гипербазит-базитовых интрузивов составляют вулкано-интрузивную никеленосную ассоциацию. Подробнее на этом вопросе мы остановимся ниже.

**Второй этап вулканизма** соответствует формированию вулканогенных образований хаканчанской—надеждинской свиты, наиболее полно проявленных в пределах западной окраины Тунгусской синеклизы. Ареалы этих образований в целом несколько выходят за пределы Норильской глубинной структуры, но не имеют столь широкого распространения, как продукты магматизма третьего этапа, начиная с вулканитов моронговского возраста.

Хаканчанская свита, представленная пачкой разнообразных туфогенных пород, знаменует собой перерыв в вулканической деятельности. Мощность свиты в пределах большей части Норильско-Хараэлахского прогиба составляет 15—25 м, достигая 250 м на западе Тунгусской синеклизы, к югу от долины р. Кета-Ирбо, где составляющими ее образованиями являются существенно жерловые и околожерловые фации. Среди последних иногда фиксируются покровы субщелочных базальтов.

Туклонская свита распространена в центральной и восточной частях Хараэлахской и Норильской мульд и вдоль западного борта Тунгусской синеклизы. Она повсеместно залегает на хаканчанских образованиях, а ее верхняя граница с вышележащими надеждинскими вулканитами носит, по данным Н.Н. Нагайцевой и др., официальный характер и является скользящей. Выклинивание туклонских базальтов связано с их замещением нижненадеждинскими лавами. Мощность свиты от первых десятков метров до 320 м. Наиболее полные разрезы свиты развиты на юго-востоке Хараэлахской мульды и на западе Тунгусской синеклизы. Нижняя часть разреза представлена пойкилоофитовыми базальтами с подчиненным участием пикритовых и толеитовых. Пикритовые базальты встречены только в центральной части ареала свиты.

Надеждинская свита развита в пределах всего Норильского района и представлена порфировыми и гломеропорфировыми базальтами с резко подчиненным участием толеитовых лав и туфов. Общая мощность свиты изменяется от 530—570 м в пределах Вологочанской мульды до 150—250 м на северо-востоке Хараэлахской. Пониженная мощность характерна и для Тунгусской синеклизы. В строении свиты участают три пачки: нижняя образована 10—14 покровами порфировых (полифировых) базальтов (до 260 м), средняя сложена 10—13 покровами порфировых лав, в основании которых иногда отмечаются толеитовые (пойкилоофитовые) базальты (до 285 м), а верхняя пачка образована несколькими покровами гломероплагиопорфировых лав с туфогенным горизонтом в их основании (30—120 м).

Вулканогенные образования первого—второго этапов обнаруживают в плане ареальное распределение, контролируемое глубинными раз-

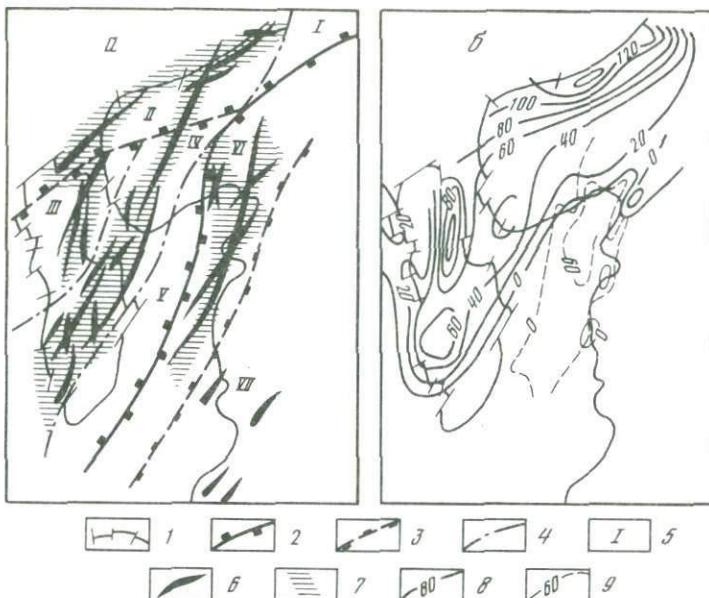


Рис. 4. Размещение гипербазит-базитовых продуктов магматизма Норильского района [137]

*а* — вулкано-тектонические структуры раннего этапа магматизма; *б* — изопахиты (в м) гипербазит-базитовых вулканитов гудчихинской и туклонской свит. 1—4 — границы: 1 — современного распространения вулканогенных образований, 2 — вулкано-тектонических прогибов, 3 — вулкано-тектонических впадин, 4 — элементов вулкано-тектонических впадин, 5 — вулкано-тектонические структуры и их элементы: I—V — Норильско-Хараэлахский прогиб (I, II — Северо-Хараэлахская впадина: I — Кыстыктахская краевая зона, II — Центральная зона; III, IV — Норильско-Талнахская впадина: III — Вологочанская ветвь, IV — Основная ветвь; V — Турумакитско-Аяклинская краевая зона), VI, VII — Западно-Сыверминский прогиб (VI — Имагдинско-Микчандинская впадина, VII — Кета-Хантайская впадина); 6 — осевые зоны ареалов вулканогенных пород раннего этапа магматизма; 7 — магмоактивные зоны, контролирующие максимумы накопления гипербазит-базитовых лав и распространения расслоенных никеленосных интрузивов; 8, 9 — изопахиты гипербазит-базитовых лав (в м) гудчихинской (8) и туклонской (9) свит

ломами. Области распространения различных пачек находятся в пределах практически одних и тех же сублинейных зон, которые рассматриваются как оси отрицательных вулкано-тектонических структур [137]. Однако максимумы накопления различных пачек вулканитов не совпадают, что свидетельствует о неодинаковой магмоактивности разломов в различные отрезки времени. Среди вулкано-тектонических структур выделяются Норильско-Хараэлахский и Западно-Сыверминский вулкано-тектонические прогибы — структуры первого порядка, контролирующие ареалы относительно однородных по составу пород, и вулкано-тектонические впадины — структуры второго порядка, контролирующие характер изменения мощностей большинства пачек и ареалы некоторых из них (рис. 4, *а*). В целом накопление лав было синхронным погружению и определялось интенсивным растяжением участков земной коры вдоль проницаемых тектонически активных зон.

Таким образом, осевые зоны сублинейных вулкано-тектонических

структур, соответствующие трассам магмоактивных разломов, определяют характер распределения продуктов вулканизма ранних этапов. Они же контролируют распределение практически всех известных расслоенных никеленосных интрузивов. Высокая плотность разломов, близкий состав одновозрастных эфузивных образований вне зависимости от связи с той или иной вулкано-тектонической структурой позволяют предположить, что осевые линии последних, как и зоны разломов, являются составными элементами рудно-магматических систем, совпадающих с Норильско-Хараэлахским и Западно-Сыверминским вулкано-тектоническими прогибами. Это подтверждается развитием двух самостоятельных ареалов пикитовых лав гудчихинского и туклонского возраста (рис. 4, б). Каждый из них контролируется соответственно Норильско-Хараэлахским и Имандинско-Летнинским глубинными разломами, трассы которых сопровождаются и раслоенными интрузивами, составляющими как промышленно-никеленосные, так и слабо изученные и предполагаемые рудные узлы.

Вулканиты первого и второго этапов, исключая аномальные щелочно-базитовые и гипербазит-базитовые образования, отличаются от среднего сибирского траппа повышенной щелочностью, кремнекислотностью, но пониженной ролью железа. Высокая титанистость отличает продукты магматизма первого этапа от всех остальных более поздних образований. Комагматами нормальных базальтов ранних этапов являются оливинсодержащие пойкилофитовые долериты, обнаруживающие наибольшее сходство с базальтами сыверминской и туклонской свит. Не исключено, что эти интрузивы проявлены в течение двух фаз.

Оливинсодержащие пойкилофитовые долериты ранних этапов магматизма представляют собой изотропные тела преимущественно пластообразной формы мощностью до первых десятков метров. Иногда встречаются пологоскующие залежи, а в пределах Западно-Сыверминского прогиба А. А. Лисенковым установлено лакколитообразное тело (Хуколдызэктский интрузив) мощностью 150—250 м. В целом интрузивы развиты довольно широко, а наиболее изучены они в пределах Норильского рудного узла. Интрузивы залегают в осадочных отложениях среднего—верхнего палеозоя и нижней части вулканогенной толщи. Они приурочены, как правило, к междупластиям разнородных пачек, иногда расщепляются на несколько маломощных пластин.

Долериты сложены плагиоклазом, клинопироксеном, содержат значительный объем хлоритизированного мезостазиса и характеризуются постоянным присутствием оливина (2—10%). По своему химическому составу долериты занимают промежуточное положение между субщелочными и нормальными образованиями и наибольшее сходство обнаруживают со слабощелочными базальтами сыверминской свиты, отличаясь пониженной ролью титана. Вместе с тем последние обобщения материалов по Норильскому району, выполненные В. А. Федоренко с соавторами, показали, что эти интрузивы (ирбинский тип) наиболее близки базальтам туклонской—надеждинской свиты. Мы полагаем, что рассматриваемые интрузивы проявлены в течение двух фаз, а последние отличаются повышенной основностью и магнезиальностью.

Третий этап вулканизма охватывает моронговское—самоедское время, в течение которого сформированы вулканиты, довольно однородные по своему составу, выходящие за пределы Норильского района и составляющие часть единого базальтового плато Сибирской платформы. Эти типичные траппы характеризуются выдержанной кремнекислотностью (около 48% SiO<sub>2</sub>), магнезиальностью (близкой 7% MgO), низкими содержаниями калия и бария, но повышенными — меди. Незначительные вариации состава пород сводятся к постепенному нарастанию количества титана, а с верхней пачки хараэлахской свиты в лавах намечается увеличение содержаний бария и фосфора.

Моронговская свита распространена в пределах всей территории и далеко выходит за ее пределы. Она с размывом перекрывает надеждинские образования, знаменуя начало перестройки структурных планов, что выразилось в резком смещении в северо-восточном направлении центров накопления вулканитов позднего этапа, а также в снижении контрастности структурообразующих движений.

Главная особенность свиты — наличие значительных объемов туфогенных пород (до 30—50%). Общая мощность колеблется от 250 (Норильская мульда) до 700 м (северо-восточная часть Хараэлахской мульды). Свита условно подразделяется на две пачки, граница между которыми проводится по подошве мощного (до 100 м) горизонта туфогенных пород. В разрезе обеих пачек преобладают афировые базальты с пойкилоофитовой и пойкилоофитово-интерсерпентальной структурой. На севере Хараэлахских гор в верхней части свиты развита пачка мощностью 50 м анкарамитовых (щелочных гипербазит-базитовых) базальтов, характеризующихся некоторыми чертами, сближающими их с продуктами щелочно-гипербазитовой формации.

Мокулаевская свита с некоторым размывом залегает на моронговских образованиях. Общая мощность ее 400—670 м. Свита подразделяется на четыре пачки: первая сложена афировыми, порфировыми, пойкилоофитовыми, гломеропорфировыми базальтами, в основании которых развит туфогенный горизонт (до 40—45 м); вторая пачка образована несколькими покровами порфировых и гломеропорфировых базальтов; третья сложена афировыми, порфировыми и пойкилоофитовыми базальтами с редкими линзовидными горизонтами туфогенных пород; четвертая (верхняя) также образована афировыми, пойкилоофитовыми и порфировыми базальтами с горизонтами туфов в их основании.

Хараэлахская свита общей мощностью 475—600 м также подразделяется на четыре пачки: первая (нижняя) сложена горизонтом туфогенных пород в основании и покровами порфировых, афировых и пойкилоофитовых базальтов; вторая — несколькими покровами гломеропорфировых базальтов; в третьей наблюдается чередование покровов пойкилоофитовых, афировых, порфировых и гломеропорфировых базальтов; четвертая (верхняя) образована афировыми и порфировыми базальтами с прослойями туфогенных пород.

Кумгинская свита развита только в пределах Хараэлахской мульды, где согласно перекрывает образования хараэлахской свиты.

Разрез имеет однородное строение и представлен 8—12 покровами гломеропорфировых базальтов, в основании которых фиксируется маломощный туфогенный горизонт. Мощность свиты 160—210 м.

Самоедская свита объединяет верхние горизонты вулканогенных образований Хараелахской мульды, мощность которых достигает 800 м. Свита подразделяется на три пачки, близкие по набору слагающих пород (афировые, порфировые, пойкилоофитовые, гломеропорфировые базальты), но различающиеся объемами туфогенных образований.

Вулканиты третьего этапа относятся, как отмечено выше, к типичным траппам. Представляет большую трудность выделение интрузивных тел, комагматических определенным лавовым пачкам. Тем не менее возможно выделение интрузивов далдыканского типа в качестве представителей траппового магматизма. При этом с учетом того, что они залегают в широком интервале разреза от среднепалеозойских осадочных отложений до мокулаевской вулканогенной свиты и выше, пересекая все другие известные, в том числе расслоенные никеленосные, интрузивные тела, их формирование приурочено, по-видимому, к послеэфузивному времени. Этот вывод согласуется с тем фактом, что в разрезе вулканитов не обнаружены конкретные эфузивные образования, отвечающие составу рассматриваемых интрузивов. Более того, некоторые особенности состава далдыканских интрузивов (повышенная роль железа, титана, меди) показывают унаследованность тенденции изменения составов базальтов позднего этапа магматизма и, таким образом, могут свидетельствовать о принадлежности интрузивов к завершающей фазе траппового магматизма.

Интрузивы далдыканского типа широко развиты в пределах центральной части Норильского района, но неизвестны на севере Хараелахской мульды и слабо проявлены в западном борту Тунгусской синеклизы. Они сложены оливиновыми и оливиново-биотитовыми габбро-долеритами (с линзами и шлирами долерит-пегматитов) и, как правило, образуют довольно мощные (100—150 м) пластовые, субпластовые, иногда многоярусные и дайкообразные тела. Примером может служить Далдыканский интрузив, протягивающийся от района горы Круглой (Черногорское месторождение) до массива Норильск II, где вмещающими породами являются вулканиты ивакинской—надеждинской свит. Далее, к северу, интрузив залегает в отложениях девона, обрамляя северную центриклиналь Норильской мульды. В районе горы Зубмаркшейдерской интрузив раздваивается: одна ветвь погружается вместе с вмещающими породами в юго-западном направлении, другая ориентирована в северо-северо-западном и обрамляет восточный борт Вологочанской мульды. Интрузив представляет собой типичную пластину, внедрившуюся параллельно плоскостям напластования. В тектонически нарушенных зонах пластообразное тело переходит в крутосекущее, сменяя стратиграфический уровень залегания.

Вывод о послеэфузивном возрасте далдыканских интрузивов можно считать правомерным не только на основании их вещественного состава и геологических соотношений с другими массивами, но

и в связи с фактами, касающимися пересечения ими всех разломных и пликативных структур, контролирующих в Норильском районе накопление вулканогенных образований и внедрение интрузивов.

К послеэфузивным, возможно, более молодым по отношению к далдыканским интрузивам, относятся дайки кварцодержащих лейко-кратовых долеритов с повышенным содержанием титана, железа и фосфора, выделенные В.А. Люлько как интрузивы авамского комплекса и широко известные по материалам геолого-съемочных работ в северо-восточной части Хараэлахской мульды. Эти дайки закартированы в поле развития вулканитов надеждинской—хараэлахской свит, по своему составу они близки интрузивам далдыканского типа, хотя восточнее области их развития постепенно сменяются дайками, близкими образованиям щелочно-гипербазитовой формации.

Гипербазит-базитовые расслоенные интрузивы, исключая более ранние тела фокинского типа, сформированы, по-видимому, в монговско-мокулаевское время, т.е. в период начальной стадии перестройки структурных планов территории, когда наступил период массового траппового магматизма. Этот вывод согласуется с представлениями о приуроченности гипербазит-базитового никеленосного магматизма к периоду, предшествующему фазе рассредоточенного рифтогенеза, и ему не противоречат данные о верхнем уровне локализации интрузивов и их дайковых фаций. Важно при этом отметить, что все дифференцированные интрузивы контролируются региональными глубинными разломами, слабо проявленными в верхних горизонтах вулканогенной толщи (хараэлахская—самоедская свиты), в разрезе которых расслоенные интрузивы не зафиксированы.

#### СУБФОРМАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Современное состояние изученности продуктов магматизма Норильского района, как и всей области развития сибирских траппов, позволяет по-новому рассматривать их формационную принадлежность. Позднепалеозойские—раннемезозойские магматические образования представлены различными группами пород, не отвечающих типичным траппам. Особенно это касается производных ранних этапов магматизма, когда сформировались вулканиты и комагматичные им интрузивы повышенной щелочности или магнезиальности.

Широко известные идеи В.С. Соболева [121] о единстве трапповой формации и многообразии траппов в связи с глубинной и внутрикамерной кристаллизационной дифференциацией долгое время были общепризнанными, хотя не исключали и иных подходов в объяснении механизма, контролирующего развитие различных по составу пород.

Выделение М.Л. Лурье с соавторами [80] большой группы интрузивных трапповых комплексов основано на признании направленной эволюции магматических очагов. Вместе с тем, не исключая ведущей роли магматической и внутрикамерной кристаллизационной дифференциации, авторы считают возможным предполагать в отдельных случаях и разную глубину заложения магматических очагов.

Развитие норильского комплекса никеленосных интрузивов объясняется ими с позиции внедрения с больших глубин ювенильной магмы, имеющей специфический состав и нарушающей нормальную последовательность развития очаговой зоны.

Более поздние представления В.Л. Масайтиса исходили из предположения о многочисленных первичных выплавках, генерировавших различные по составу группы пород. Эта точка зрения практически исключала признание глубинной дифференциации. Такой подход стимулировал появление идей о самостоятельных глубинных магмах, не имеющих связи с типичными трапповыми расплавами. Так, Е.В. Тугановой и Н.С. Маличем [132] выделены оливинит-габбровая и троктолит-долеритовая (самостоятельно интрузивные) формации, отвечающие расслоенным интрузивам повышенной магнезиальности соответственно норильского и курейского типов. В качестве самостоятельной В.Л. Масайтисом позднее была выделена и трахибазальтовая формация.

Такой подход был бы правомерен при развитии пространственно независимых ареалов рассматриваемых продуктов магматизма. Однако известно, что субщелочные образования, как правило, перемежаются с нормальными базитами, как тесно ассоциируя в вертикальном разрезе, так и совпадая по латерали в связи с приуроченностью к одним и тем же магмоконтролирующими структурам. Эти представления сыграли положительную роль в изучении особенностей магматизма территории, позволив акцентировать внимание на аномальных, в том числе никеленосных, породах гипербазит-базитового состава. Но вместе с тем такой подход отрицал явления глубинной дифференциации и формирование пород в результате фракционирования единого исходного расплава. Что касается отнесения гипербазит-базитовых образований к базитовым коматитам [29, 38, 54], то правомерность этого сопоставления вполне очевидна, так как коматиты (коматитоподобные образования) не отрываются от эволюционного ряда магматических пород и обнаруживают, как отмечают исследователи, толеитовую тенденцию.

Вопрос о формационной принадлежности гипербазит-базитовых никеленосных образований наиболее сложный в рассматриваемом аспекте. Еще тридцать лет назад М.Н. Годлевский [16] обратил внимание на двойственную природу рудоносных интрузивов Норильского района, выделив группу признаков, отличающих их от типичных траппов. Вместе с тем автор не отделял рудоносные интрузивы от траппов, а считал их продуктом глубинной дифференциации последних. Последовательную позицию занимают А.М. Виленский [11] и Б.В. Олейников [102], выделившие в составе базитовой формации три субформации: собственно базитовую, гипербазит-базитовую, щелочно-базитовую. Наиболее современной представляется точка зрения В.В. Золотухина с соавторами [52, 54], основанная на объяснении всего многообразия траппов эволюцией высокомагнезиальной магмы, отвечающей составу норильских дифференцированных интрузивов. В такой интерпретации в качестве исходного расплава, генерировавшего щелочно-базитовые, базитовые, гипербазит-базитовые эфузивные и

интрузивные образования, нами принимается родоначальный пикрит [44, 150], фракционирование которого в протяженной по вертикали магматической колонне приводит к образованию всей совокупности пород в объеме выделяемых субформаций. При этом учитывается, что субформации не имеют четких границ, часто обнаруживают постепенные взаимопереходы, но характеризуются совершенно определенными чертами состава и образуют конкретные геологические тела различного возраста и фациальной принадлежности. Кроме указанных субформаций, в Норильском районе известны проявления щелочных гипербазит-базитов и щелочных базалтоидов, генетически связанных с щелочно-гипербазитовой формацией Маймеч-Котуйской провинции.

Наблюдаемое многообразие пород, сформированных в течение трех этапов, обязано подъему родоначального пикрита и его фракционированию с образованием щелочно-базитовых и базитовых расплавов. В отдельные периоды ювенильный расплав быстро поступал на дневную поверхность или внедрялся в приповерхностные слои земной коры, но его перемещение сопровождалось главным образом последовательным расщеплением в коровых условиях (см. рис. 3), последующим внедрением на гипабиссальные-субвуликанические уровни и расслоением в современных камерах.

**Щелочно-базитовая субформация** объединяет группу пород иванкинской свиты позднепермского возраста, образующих хронологически последовательный ряд конкретных геологических тел. Титан-авгитовые базальты, трахибазальты, андезиновые лавы, трахиандезито-базальты и андезито-базальты и их интрузивные аналоги образуют существенную серию пород гомодромной дифференциации.

Эффузивные и интрузивные фации наиболее древнего возраста (трахибазальт—трахидолерит, титан-авгитовые базальты и долериты) характеризуются близким минеральным составом и сложены (в %): плагиоклазом среднего и основного состава, часто альбитизированным, — 45—60; титанистым авгитом — 10—40; оливином существенно железистого состава ( $Fa_{28-80}$ ) — до 10; хлоритизированным, иддингситизированным стеклом — до 10—20; рудными (магнетит, титаномагнетит, ильменит) — до 10; подчиненное значение имеют альбит, ортоклаз, анальцим, апатит, биотит; среди акцессориев встречаются циркон, рутил, сфен, гранат, муассонит. Трахидолериты в отличие от трахибазальтов содержат несколько большее количество титанавгита и апатита, но меньшее — рудных минералов. Породам свойственно (см. табл. 1) повышенное содержание щелочей (до 5—6%), суммарного железа (до 14—16%), титана (до 4%), фосфора (более 1%).

Более поздние образования (андезиновые базальты, андезитобазальты, трахиандезито-базальты) сложены (в %): плагиоклазом основной массы ( $An_{32-66}$ ) и вкрашенников ( $An_{36-68}$  и  $An_{62-75}$ ) — до 70, титан-авгитом, ферроавгитом ( $En_{21-26} Wo_{33-42} Fs_{32-48}$ ) — до 30, единичными зернами оливина, хлоритизированным и карбонатизированным стеклом — 10—40, рудными; среди акцессориев отмечаются апатит, сфен, рутил. Как эффузивные, так и интрузивные (пясинский комплекс) образования характеризуются пониженнной основностью, высокой ролью титана и щелочей и другими чертами, свойственными суб-

щелочным образованиям. Интрузивные породы отличаются повышенной глиноземистостью.

Общей чертой субформации является высокая концентрация калия в породах обеих фаций, а в их нормативном составе часто присутствует нефелин. Эти образования резко отличаются от всех других более поздних вулканитов и интрузивов. Ареал распространения щелочно-базитовых продуктов магматизма в общих чертах совпадает с контурами Норильской глубинной структуры, но несколько шире по площади ареала гипербазит-базитовых лав. Рассматривая же границу ивакинской и сыверминской свит, можно обратить внимание, что составы сыверминских лав, как и нижнегудчихинских, сохраняют преемственность некоторых черт более ранних образований. Это выражается в их несколько повышенной щелочности и титанистости, а состав главных породообразующих минералов изменяется довольно плавно в сторону характерных признаков базитовой субформации.

**Базитовая субформация** объединяет наиболее крупные по объему группы пород, сформированных в течение всех трех этапов магматизма. Ранние из них (образования сыверминской—гудчихинской свит первого и хаканчанской—надеждинской свит второго этапов) участвуют в строении вулканогенной толщи Норильского района, не выходя далеко за его пределы, а поздние — вулканиты моронговской—самоедской свит третьего этапа — составляют часть единого базальтового плаща Сибирской платформы и отвечают типичным траппам. Базитовой субформации принадлежат интрузивы ирбинского, далдыканского, авамского типов (см. табл. 1).

Эффузивные образования базитовой субформации взаимосвязаны, как отмечено выше, с продуктами щелочно-базитового магматизма. Находки в породах базитовой и гипербазит-базитовой субформаций некоторых самородных элементов (Sn, Zn, Cu, Fe, Cd и др.) свидетельствуют о быстром подъеме магматического расплава [11]. Это не согласуется с представлениями о высокой степени глубинной дифференциации расплава, длительное фракционирование которого приводит к формированию конечного продукта, отвечающего базиту — среднему траппу региона.

Главная особенность рассматриваемых пород — выдержанность состава одновозрастных образований в пределах всей территории их развития. Однородность состава базитов менее выражена в вертикальном направлении. Выше отмечено, что вся вулканогенная толща Норильского района сформирована в течение шести тектономагматических faz. Из них только первая объединяет щелочно-базитовые продукты магматизма, а в течение остальных пяти образованы породы существенно базитового состава. Исключение составляют небольшие по объему пачки щелочных гипербазит-базитовых (моронговская свита) и щелочно-базитовых (хараелахская свита) пород. Отчетливо циклический характер вулканизма Норильского района постепенно стирается во всех направлениях, фиксируя, по-видимому, понижение роли контрастных тектонических движений. При этом из разреза выпадают донадеждинские вулканиты, повышается роль эксплозивных образований и усредняется состав базитов, не обнаруживающих ха-

рактерной для Норильского района антидромной последовательности накопления пород.

**Гипербазит-базитовая субформация** объединяет пикретовые лавы гудчихинской и туклонской свит и комагматичные расслоенные интрузивы. Среди прямых аналогов эфузивных пикретов гудчихинского возраста выделяются интрузивы фокинского типа, не прошедшие стадию докамерной эволюции гипербазит-базитового расплава. Пикретовые базальты и интрузивы фокинского типа в совокупности с расслоенными сульфиноносными интрузивами норильско-талнахской, зубовской, моронговской—нижнеталнахской групп составляют вулкано-интрузивную никеленосную ассоциацию, отвечающую базальтовым коматитам (коматитоподобным образованиям). Этот вывод о возможной коматитовой природе ассоциации основан на принципиальном сходстве геологической позиции, состава и строения рассматриваемых продуктов магматизма с разновозрастными коматитовыми сериями многих провинций мира [38, 54].

Коматитовая природа гипербазит-базитовых вулканитов и расслоенных интрузивов определяется прежде всего тем, что они генерируются изначально высокомагнезиальными расплавами, содержат аккумулированный оливин и обнаруживают широкие вариации вещественного состава и структурно-текстурных особенностей. В породах обеих фаций интенсивно проявлены хлоритизация и серпентинизация. В пикретовых лавах установлена структура spinifex, образованная характерными скелетными кристаллами клинопироксена, наиболее проявленная в туклонских лавах ("микчандитах"), где своеобразная структура резко выражена в строении мегакристаллов клинопироксена. Подобные структуры фиксируются также в расслоенных интрузивах.

Гипербазит-базитовые продукты магматизма Норильского района близки по составу коматитам Западной Австралии [38]. Они обнаруживают также сходство с базальтовыми коматитами и метадиабазами Кольского полуострова, базальтовыми коматитами Южной Африки (серия Барбертон), Канады, аналогичными образованиями других провинций, хотя и отличаются повышенной щелочностью и титанистостью, т.е. заметно выраженной толеитовой тенденцией.

На диаграмме (рис. 5), иллюстрирующей в координатах глиноzemистость—железистость составы гипербазит-базитовых образований Норильского района и коматитов других провинций, можно видеть, что норильские расслоенные интрузивы отличаются повышенной ролью глинозема, но, составляя вместе с эфузивными комагматами непрерывную серию, как и пикретовые лавы, близки коматитам других провинций.

Пикретовые лавы гудчихинской свиты привлекают внимание многих исследователей благодаря их очевидному сходству с расслоенными интрузивами. Они имеют дифференцированное строение, характеризуются латеральной зональностью и образуют ареал, в общих чертах совпадающий с площадью развития субщелочных базальтов, но тяготеющий к Норильско-Хараэлахскому вулкано-тектоническому прогибу. Пикретовые лавы туклонского возраста значительно меньшего ареала, принадлежащего Западно-Сыверминскому прогибу (см. рис. 4, б).

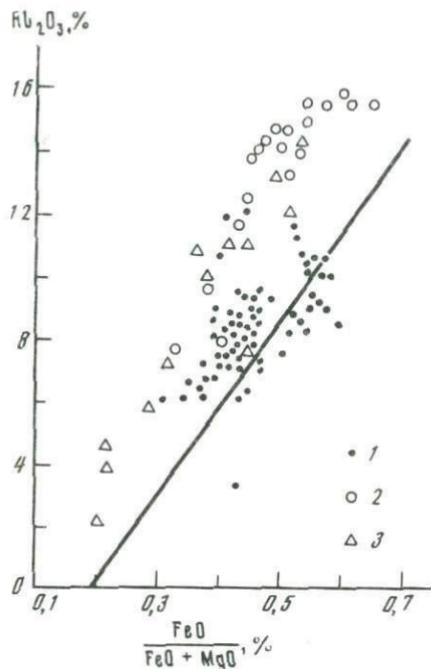


Рис. 5. Вариационная диаграмма  $\text{Al}_2\text{O}_3$  —  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$  для коматитов, коматитоподобных пород и некоторых дифференцированных интрузивов. Слева от линии, разделяющей коматитовые и толеитовые серии (по А. Налдретту), располагаются коматиты, справа — толеиты

1 — коматиты и коматитоподобные породы Норильского района и Юго-Западного Таймыра; 2 — дифференцированные интрузивы Норильского района; 3 — коматиты Австралии, Южной Африки, Кипра, Канады и Индии

Проявление ареала туклонских пикритов является, по-видимому, результатом некоторого смещения фронта гипербазит-базитового магматизма. Такая точка зрения не исключает предположения о самостоятельной роли туклонских пикритов как составного элемента Имангдинско-Микчандинской рудно-магматической системы. Тем не менее оба ареала пикритовых лав отвечают контурам

единой глубинной очаговой зоны, генерировавшей щелочно-базитовую и гипербазит-базитовую субформации.

**Щелочные гипербазит-базитовые лавы** моронговской свиты, представленные пачкой анкарамитов на северо-востоке Хараэлахской мульды и пикритами в долине р. Аян, имеют специфический состав, отличающий их от гипербазит-базитов гудчихинской и туклонской свит.

Анкарамитовые лавы порфировой (иногда гломеропорфировой) структуры с офитовой и пойкилоофитовой основной массой характеризуются большим объемом хлоритизированного и серпентинизированного стекловатого мезостазиса (до 24%). Оливин ( $Fa_{27}$ ), почти нацело замещенный боуллингитом и магнетитом, составляет до 20%. Количество клинопироксена (авгита) до 28%, плагиоклаза ( $An_{36-68}$ ) до 26%. Значительное место занимают магнетит и титаномагнетит, характеризующиеся очень высокими содержаниями титана и железа, высокими — фосфора и калия, пониженными — глинозема.

Пикритовые базальты отличаются от анкарамитов несколько большим количеством оливина ( $Fa_{26}$ ) — до 20—30%, количество клинопироксена достигает 50%, а плагиоклаз имеет подчиненное значение — 15%. Характерно высокое содержание титаномагнетита (15—20%) и постоянное присутствие апатита. Они близки по своему химическому составу анкарамитам, но им свойственна повышенная магнезиальность.

**Щелочные базальтоиды**, впервые описанные в Норильском районе Г.Г. Моором, представляют собой дайкообразные (или жилоподобные) тела, секущие отложения среднего—верхнего палеозоя и вул-

каногенные образования нижней части разреза. Порфировидные меланократовые породы, отвечающие щелочным лампрофирам, сложены полевым шпатом (до 50%), флогопитом (10—25%), диопсидом (5—10%), апатитом (3—5%), рудные — ильменитом и магнетитом (1—2%), встречаются карбонаты и кварц. По химическому составу породы характеризуются умеренно повышенной основностью, низким содержанием железа, высоким содержанием фосфора и очень высоким — калия.

Щелочные гипербазит-базитовые образования, как и щелочные базальтоиды, являются экзотическими проявлениями в Норильском районе. К востоку их роль в объеме продуктов магматизма постепенно возрастает и достигает максимального развития в пределах Маймеч-Котуйской провинции.

#### ВУЛКАНО-ИНТРУЗИВНАЯ НИКЕЛЕНОСНАЯ АССОЦИАЦИЯ

Развитие гипербазит-базитовой вулкано-интрузивной никеленосной ассоциации — наиболее яркое выражение экстремальной геологической позиции и взаимосвязанных процессов магматизма и рудообразования Норильского района. Составными элементами рассматриваемой ассоциации являются пикритовые базальты, расслоенные интрузивы и медно-никелевые руды. Ее выделение основано на минералогопетрографическом сходстве эфузивных и интрузивных гипербазит-базитовых продуктов магматизма, их петрогенетическом единстве, близкой возрастной сопряженности всех составных элементов, единстве контроля со стороны региональных глубинных разломов, трассы которых совпадают с линейными зонами вулкано-тектонических структур ранних этапов магматизма.

В качестве прямых комагматов пикритовых лав рассматриваются интрузивы фокинского типа, в частности Нижнефокинский интрузив, который не обнаруживает сколько-нибудь заметной концентрации сульфидов, характеризуется всеми чертами, свойственными пикритовым лавам, и сформирован одновременно с последними. Сульфидоносные расслоенные интрузивы, представленные тремя группами массивов в отличие от фокинских прошли стадию докамерной эволюции расплавов, но отстают во времени от излившихся пикритов.

Пикритовые базальты. Гипербазит-базитовые эфузивные образования Норильского района впервые выделены В.К. Котульским под названием иддингситовых диабазов и довольно детально изучены И.А. Коровяковым, М.Н. Годлевским, Д.А. Додиным, М.К. Ивановым, О.А. Дюжиковым и др. Еще в ранних работах И.А. Коровякова было отмечено дифференцированное строение покровов пикритовых лав, а М.Н. Годлевский обращал внимание на их специфический состав, свойственный также и дифференцированным интрузивам. В последние годы нами [54], а также В.В. Рябовым [115] и др. собраны обширные материалы, касающиеся состава породообразующих минералов эфузивных пикритов, что значительно повысило достоверность выводов о комагматизме образований обеих фаций.

Разрез пикритовых лав характеризуется широкими вариациями вещественного состава и структурно-текстурных особенностей пород,

неоднородностью внутреннего строения покровов. В пикратах гудчинской свиты нередко развиты шлировидные крупнозернистые лейкократовые безоливиновые базальты, локализованные в верхних зонах покровов. Эти образования (метадиориты) по составу и облику приближаются к габбро-диоритам и призматически-зернистым габбро-долеритам дифференцированных интрузивов. В наиболее дифференцированных покровах можно обнаружить неоднородность состава пикритов, выражющуюся в накоплении оливина в нижней части покрова (или нижней половине средней части) при повышении в нем сверху вниз роли форстеритовой молекулы. В этом же направлении повышается магнезиальность клинопироксена и появляется ортопироксен, отмечается и повышение аортитового компонента плагиоклаза. В связи с этим фиксируется и определенная тенденция изменения химизма пород, позволяющая разделять покров на несколько составляющих его горизонтов (сверху вниз): 1) миндалекаменные базальты, безоливиновые лейкократовые базальты (метадиориты); 2) оливиновые базальты; 3) пикритовые базальты; 4) оливиновые базальты. Такое строение эфузивных пикритов аналогично или очень близко дифференцированным интрузивам, сформированным в гипабиссальных—субвулканических условиях. Надо полагать, что в формировании пикритовых лав и расслоенных интрузивов ведущую роль играли одни и те же процессы глубинной и внутрикамерной дифференциации.

Излиянию гипербазит-базитовой магмы предшествовали процессы протокристаллизационного фракционирования и протогравитации. В головной части эволюционирующей магматической колонны происходила кристаллизация оливина, пироксена, кромита, погружающихся вниз и обогащающих нижние зоны магнием, железом, хромом. Элементы, почти не входящие в решетку главных породообразующих минералов (титан, калий, фосфор и др.), обогащали верхние зоны магматической колонны. Излияния приводили к последующей внутрипокровной дифференциации, повторяющей в миниатюре процессы, проявленные в глубинных условиях и на путях перемещения расплава, но отличающиеся быстрой потерей тепла и дегазацией вещества. Главными процессами, регулирующими внутрипокровную дифференцию, являются фракционирование фемических компонентов и плагиоклаза, гравитационное осаждение оливина, обособление лейкократовой части (формирование метадиоритов) и образование в позднемагматическую стадию миндалекаменной зоны. Внутрикамерная (гипабиссальная) дифференциация интрузивов определяется тем же механизмом, но осложняется длительной эволюцией вещества в промежуточных магматических очагах и современных камерах.

Общая схема внутрипокровного строения пикритовых базальтов нередко нарушается появлением двух-трех максимумов наиболее обогащенных оливином пород. В последних иногда фиксируется микроритмичность, выраженная в чередовании маломощных (первые сантиметры—первые десятки сантиметров) "прослоев" меланократовых (океаниты) и относительно лейкократовых (оливиновые базальты с повышенной ролью плагиоклаза) пород. Важно отметить, что в наиболее дифференцированных мощных покровах пикритов иногда отме-

Таблица 2

Средний состав гипербазит-базитовых базальтов

и дифференцированных интрузивов

вулкано-интрузивной никеленосной ассоциации Норильского района (в мас.%)

Компоненты	Пикретовые базальты гудчихинской свиты	Нижнефокинский интрузив	Пикретовые базальты туклонской свиты	Сульфидоносные интрузивы		
				дифференцированные лейкократовые	полнодифференцированные	дифференцированные меланократовые
I	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	45,39	45,56	46,18	45,64	44,97	43,75
TiO <sub>2</sub>	1,68	1,36	0,87	1,07	0,83	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,03	9,03	12,98	15,11	14,23	11,78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,27	0,10	0,05	0,13	0,007
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,93	2,52	4,92	3,43	3,58	2,86
FeO	5,68	11,08	6,72	9,85	8,76	8,88
MnO	0,17	0,18	0,16	0,20	0,18	0,22
MgO	11,74	18,49	13,61	9,25	11,34	16,55
CaO	8,90	7,34	9,44	9,51	9,70	8,41
Na <sub>2</sub> O	1,74	1,35	1,34	2,54	1,91	1,25
K <sub>2</sub> O	0,35	0,36	0,34	0,66	0,58	0,85

чаются два максимума хромитовой минерализации, один из которых связан с наиболее магнезиальной зоной нижней половины покрова, а другой тяготеет к меланократовым обособлениям вблизи метадиоритов, что подчеркивает в деталях сходство состава, внутреннего строения и процессов формирования гипербазит-базитовых лав и полнодифференцированных расслоенных интрузивов.

Интересен разрез Микчандинского дифференцированного покрова пикретовых лав туклонской свиты, впервые исследованного Д.А. Додиным и В.С. Голубковым [32] и детально описанного В.В. Рябовым и др. Особенность этого покрова заключается в ритмичном чередовании пород с резко непостоянными содержаниями основных петрогенных компонентов. Аналогичное чередование пород можно наблюдать в горизонте пикретовых габбро-долеритов расслоенных интрузивов.

Одним из важнейших аргументов в пользу комагматизма пикретовых лав и расслоенных интрузивов является установленное нами сходство средневзвешенных составов пород обеих фаций (табл. 2). Некоторые различия заключаются лишь в несколько большем содержании титана в пикретовых лавах (гудчихинская свита), а также меньших содержаниях в них глинозема, что следует объяснить последовательным излиянием и внедрением самостоятельных порций расплава, фракционированного в протяженной по вертикали магматической колонне. Пикретовые лавы характеризуются минерологическими и петрогохимическими признаками сходства с дифференцированными интрузивами: наличием существенно магнезиальных оливина и

Таблица 3  
Химический состав оливинов пород  
гипербазит-базитовой вулкано-интрузивной никеленосной ассоциации  
(рентгеновский микронализ; в мас. %)

Компоненты	Талнахский интрузив					Мантуровский интрузив	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	37,30	37,20	38,80	36,50	36,10	39,80	37,60
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	—	—	0,02	0,02	0,06	0,02
FeO	26,70	24,70	18,20	18,80	20,40	21,86	25,00
MnO	0,54	0,58	0,32	0,27	0,42	—	0,41
MgO	35,30	38,10	41,04	42,60	40,30	36,69	36,70
CaO	0,20	0,20	0,20	0,17	0,14	0,25	0,30
NiO	0,09	0,12	0,17	0,17	0,25	0,05	0,12
Сумма	100,15	100,90	98,73	98,53	97,63	101,71	100,13

Компоненты	Нижнефокинский интрузив					
	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	36,84	37,24	38,59	38,68	39,02	39,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,03	0,04	0,04	0,21
FeO	29,32	29,37	20,98	21,05	20,90	15,30
MnO	0,31	0,36	0,31	0,30	0,30	0,13
MgO	32,94	32,34	41,18	40,96	41,01	43,20
CaO	0,26	0,39	0,20	0,20	0,22	0,31
NiO	0,23	0,22	0,32	0,28	0,31	0,36
Сумма	99,90	99,92	101,61	101,51	101,80	98,51

Примечание. 1—5 — оливин из оливиновых (1, 2) и пикритовых (3—5) габбро-долеритов; 6—10 — оливин из оливиновых (6, 7), троктолитовых (8, 9) и пикритовых (10) габбро-долеритов; 11—14 — оливин из оливиновых (11), троктолитовых и пикритовых (12—14) габбро-долеритов; 15—19 —

ортопироксена, зеленого хромсодержащего клинопироксена, повышенными кларками никеля, кобальта, хрома [54]. Для базальтов массивной зоны можно считать вполне устойчивой ассоциацию оливин ( $Fa_{22-32}$ ) + клинопироксен ( $En_{35-55} Wo_{32-43} Fs_{13-34}$ ) + ортопироксен ( $Fs_{23-32}$ ) + плагиоклаз ( $An_{54-78}$ ) + хромшпинель.

Приводимые материалы по составам типоморфных минералов — оливина, клинопироксена, хромшпинели — пикритовых базальтов и дифференцированных интрузивов (табл. 3—5) подчеркивают петрогенетическое единство пород гипербазит-базитовой вулкано-интрузивной ассоциации, образованных в результате эволюции изначально высокомагнезиального никеленосного расплава.

Аномальные концентрации никеля и хрома — характерная черта пород обеих фаций. Концентрация никеля в вулканитах достигает 0,1%, но иногда и больших значений в наиболее обогащенных оливином породах. Однако если в интрузивах основное количество никеля связано с сульфидами, то в лавах ведущими являются силикатные и окисные фазы. Концентрация никеля в оливине достигает 0,4%;

Мантуровский интрузив			Нижненорильский интрузив			
8	9	10	11	12	13	14
38,08	37,00	40,33	39,30	38,50	38,70	41,00
0,02	—	0,03	—	—	—	—
24,07	22,37	17,02	18,80	18,70	18,80	19,30
—	0,40	—	0,25	0,21	0,24	0,28
37,00	40,10	42,41	42,60	42,70	41,10	40,90
0,22	0,16	0,14	0,36	0,34	0,20	0,34
0,06	—	0,13	0,07	0,08	0,06	0,07
99,71	100,03	100,24	100,05	100,05	99,12	101,90

Пикритовые базальты						
21	22	23	24	25	26	27
39,20	37,80	39,70	39,14	39,19	38,31	37,91
0,22	0,18	0,05	0,06	0,08	0,08	0,05
16,00	16,50	16,30	18,82	21,73	24,60	20,15
0,20	0,13	0,21	—	0,30	—	—
43,50	42,90	43,90	40,47	39,70	34,63	39,74
0,30	0,34	0,27	0,03	0,24	—	—
0,45	0,30	0,31	0,37	0,33	0,36	—
99,87	98,18	100,68	98,89	101,57	97,98	97,85

оливин из оливиновых (15, 16), пикритовых и троктолитовых (17—19) габбро-дolerитов, 20—27 — оливин из пикритовых базальтов гудчихинской свиты. 24—27 приведены по данным В. В. Рябова [115], остальные — по материалам авторов.

установлено также присутствие богатого никелем (до 1%) энстатитового стекла. Различия форм концентрирования никеля в интрузивах и лавах связано, по-видимому, с двумя причинами: во-первых, пикритовые лавы как продукты ювенильного расплава, быстро достигшего поверхности, не прошли эволюцию в промежуточных очагах с последовательным концентрированием сульфидной жидкости; во-вторых, в поверхностных условиях расплав был подвержен явлениям окисления. Первая причина играет более существенную роль в бессульфидном составе пикритовых лав. Обращает на себя внимание повышенная роль хрома, а также титана в излившихся пикритах, согласованная с аналогичными явлениями в Нижнефокинском интрузиве (см. табл. 2). Для последнего, как и для пикритовых лав гудчихинской свиты, характерны развитие хромшипели, зеленого хромсодержащего клинопироксена, повышенная концентрация титана, но низкие содержания глинозема. Эти особенности подчеркивают, что Нижнефокинский интрузив, как и пикритовые лавы, образованы из единого высокомагнезиального расплава, не прошедшего докамерной эволюции, и,

Таблица 4

Химический состав клинопироксенов пород  
гипербазит-базитовой вулкано-интрузивной никеленосной ассоциации  
(в мас.%)

Компоненты	Талнахский интрузив			Тальминский интрузив			Мантуровский интрузив	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	53,90	51,70	51,20	51,46	51,19	51,40	51,10*	51,80
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,41	0,54	0,52	9,76	0,60	0,72	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,30	2,80	2,70	2,98	2,84	2,63	1,50	2,20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30	0,83	0,91	0,32	0,90	1,03	0,07	0,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	1,58	1,72	1,92	—	—
FeO	8,00	6,30	6,70	6,57	5,59	4,43	12,10	7,50
MnO	0,28	0,18	0,41	0,22	0,20	0,18	0,13	0,12
MgO	15,80	16,00	14,80	15,75	16,80	16,52	13,90	15,40
CaO	20,50	21,70	20,00	19,53	18,89	19,80	20,00	21,50
Na <sub>2</sub> O	0,44	0,29	0,20	0,42	0,49	—	0,51	0,35
NiO	—	0,01	0,02	—	—	—	—	—
Сумма	101,98	100,22	97,48	99,35	99,38	98,51	100,03	100,12

Примечание. 1–3 – клинопироксен из оливиново-биотитовых (1) и пикритовых (2, 3) габбро-дolerитов; 4–6 – клинопироксен из оливинсодержащих (4) и пикритовых (5, 6) габбро-дolerитов; 7, 8 – клинопироксен из оливиновых (7) и троктолитовых (8) габбро-дolerитов; 9, 10 – клинопироксен из оливиновых (9) и троктолитовых (10) габбро-дolerитов; 11–13 – клинопироксен из оливиновых

Таблица 5

Химический состав хромшпинелидов пород  
гипербазит-базитовой вулкано-интрузивной никеленосной ассоциации  
(рентгеновский микроанализ; в мас.%)

Компоненты	Талнахский интрузив						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	8,30	3,60	2,50	1,90	3,60	12,50	9,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,60	15,00	15,70	20,00	15,00	6,10	5,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,30	35,90	31,90	33,00	35,90	24,90	18,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,20	10,86	17,60	15,10	10,70	15,40	27,50
FeO	37,00	31,10	22,20	19,00	27,90	38,40	38,20
MnO	—	—	—	—	—	—	—
MgO	2,30	6,10	9,10	11,70	6,10	3,90	1,90
CaO	—	—	—	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—	—
ZnO	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	101,70	102,56	99,00	100,70	99,20	101,20	100,70

Нижненорильский инт- рудив		Нижнефокинский интрузив			Пикритовые базальты			
9	10	11	12	13	14	15	16	
53,40	52,90	53,30	52,02	51,90	48,30	49,90	51,00	
0,35	0,44	0,55	0,60	0,60	0,61	1,00	0,52	
1,68	1,96	2,76	2,82	2,61	5,80	4,60	4,20	
—	—	0,92	0,90	0,98	0,82	0,45	0,89	
—	—	—	—	—	—	—	—	
6,42	6,60	6,31	6,32	6,56	5,60	8,40	5,70	
0,14	0,14	0,17	0,19	0,18	0,14	0,32	0,25	
15,68	16,20	17,16	17,80	17,12	17,90	17,30	18,10	
21,99	21,30	19,43	19,40	19,18	20,30	18,10	20,30	
0,27	0,29	0,23	0,20	0,21	—	—	—	
—	—	0,03	0,03	0,03	0,05	0,08	0,08	
99,93	99,88	100,86	100,28	99,37	100,12	100,15	101,04	

(11) — пикритовых и троктолитовых (12, 13) габбро-долеритов; 14—16 — клинопироксен из пикритовых базальтов Гудчихинской свиты. 4—6 приведены по данным Д.А. Додина (химический анализ), остальные — по данным авторов (рентгеновский микроанализ).

#### Талнахский интрузив

8	9	10	11	12	13	14	15
—	0,13	—	0,06	0,41	—	—	—
1,90	8,30	3,78	1,74	1,08	7,90	3,70	4,10
19,70	6,64	9,31	11,21	2,58	11,80	18,20	16,60
32,60	21,62	31,61	32,41	12,60	35,30	37,10	36,40
16,63	24,27	20,62	21,79	50,64	8,10	5,30	7,50
18,44	35,03	30,27	28,08	30,43	31,60	26,70	28,60
—	0,53	0,49	0,46	0,61	—	—	—
12,20	2,73	3,64	4,21	1,36	6,30	7,10	6,20
—	0,07	—	—	—	—	—	—
—	0,39	0,25	0,20	—	—	—	—
—	0,18	0,10	0,07	—	—	—	—
101,47	99,89	100,07	100,22	99,71	101,00	98,40	99,40

Таблица 5 (продолжение)

Компоненты	Интрузив Норильск I						
	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0,41	—	0,35
TiO <sub>2</sub>	2,20	11,50	11,50	2,50	3,06	3,43	1,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,80	5,30	5,30	12,60	10,75	9,97	13,93
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,00	26,50	26,50	44,30	33,70	34,47	34,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,50	15,20	15,20	8,10	17,78	17,80	16,75
FeO	26,30	37,70	37,70	24,50	28,23	27,32	23,69
MnO	0,20	0,17	—	—	0,40	0,40	0,37
MgO	6,50	3,30	3,30	7,50	5,22	5,87	7,78
CaO	—	—	—	—	—	0,17	0,17
NiO	0,10	0,20	0,40	—	0,05	—	—
ZnO	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,60	99,87	99,90	99,50	99,60	99,43	99,72

Компоненты	Мантуровский интрузив							
	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	4,30	4,30	2,70	12,00	9,60	6,50	2,10	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,80	9,00	15,30	4,00	5,30	2,30	14,70	21,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,80	33,50	39,30	18,90	19,60	23,50	35,77	35,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,00	18,13	10,78	23,15	38,33	31,14	15,73	10,91
FeO	30,39	30,32	24,00	40,31	25,87	36,57	26,66	21,56
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	4,40	4,40	8,60	1,90	2,60	1,10	6,40	9,70
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,69	99,65	100,68	100,26	101,30	101,11	101,36	100,17

следовательно, отвечают составам исходного ювенильного вещества, быстро поступившего на дневную поверхность или в приповерхностные слои. Другие же гипербазит-базитовые расслоенные интрузивы испытали значительное преобразование своих составов в промежуточных магматических очагах с последовательным концентрированием сульфидной жидкости, истощением титаном, перераспределением хрома и других компонентов под воздействием флюидной фазы. Последующие самостоятельные инъекции расплавов из коровых промежуточных очагов привели к формированию различных по составу и степени рудоносности интрузивов, дифференциация которых протекала затем в автономных условиях современной камеры.

Гипербазит-базитовые расслоенные интрузивы. К расслоенным интрузивам гипербазит-базитового состава относятся массивы фокинского типа и сульфидоносные тела, составляющие несколько

Интрузив Норильск I			Тальминский интрузив				
23	24	25	26	27	28	29	
0,35	—	—	0,70	0,72	0,78	0,67	
3,49	2,10	2,00	1,18	0,97	1,33	0,38	
9,34	17,00	16,80	20,09	25,39	23,55	8,31	
33,46	41,70	42,40	29,71	31,47	31,22	27,55	
18,79	6,90	6,90	15,72	10,67	11,84	30,21	
28,50	21,40	21,80	24,29	16,43	18,52	27,16	
0,40	0,14	0,14	0,43	0,33	0,33	1,10	
5,00	9,60	9,40	7,57	13,09	11,88	2,94	
0,12	—	—	0,07	0,25	0,21	0,14	
—	0,05	0,05	0,34	0,30	0,30	0,27	
—	—	—	0,49	0,37	0,40	0,91	
99,44	98,89	99,49	100,60	99,99	100,36	99,64	
Нижнефокинский интрузив							
38	39	40	41	42	43	44	45
0,50	0,40	0,23	0,59	0,47	0,65	0,46	0,50
9,74	12,95	4,38	7,78	3,60	7,76	2,82	2,07
6,02	4,82	5,64	5,00	6,22	5,12	6,45	5,48
24,67	18,10	32,91	23,18	32,80	23,40	36,66	28,45
18,76	20,64	22,03	25,05	22,50	24,64	19,30	31,09
35,49	39,25	30,61	35,08	29,85	34,73	30,08	29,05
0,35	0,43	0,33	0,40	0,44	0,33	0,28	0,27
3,66	3,02	3,67	2,82	3,88	3,09	3,34	3,63
0,11	0,05	0,05	0,20	—	0,26	—	—
0,41	0,33	0,23	0,26	0,21	0,26	0,20	0,21
0,17	0,03	0,11	0,15	0,22	0,13	0,26	0,28
99,98	100,02	100,19	100,51	100,19	100,37	99,85	101,03

групп интрузивов, характеризуемых индивидуализированными чертами состава, строения и степени рудоносности. Нижнефокинский интрузив рассматривается многими исследователями как потенциально рудоносный, имеющий черты сходства с полнодифференцированными массивами [3, 50, 102], однако более правомерны предположения В.С. Голубкова, О.А. Дюжикова, В.А. Федоренко и др., оценивающих этот интрузив как высокомагнезиальное практически бессульфидное тело, являющееся прямым комагматом эфузивных пикритов.

**Нижнефокинский интрузив** расположен в юго-западной части Норильской мульды и тяготеет к зоне Фокинско-Тангаралахского разлома. Он представляет собой пологосекущую пластообразную залежь, локализованную в терригенных отложениях тунгусской серии, мощностью 135 м. В разрезе интрузива выделяются сверху вниз: 1) безоловиновые кварцодержащие габбро-долериты и габбро-пегматиты

Таблица 5 (окончание)

Компоненты	Пикретовые базальты						
	46	47	48	49	50	51	52
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	0,84	0,84
TiO <sub>2</sub>	0,23	1,84	1,96	2,57	5,62	3,10	2,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,63	25,31	22,65	21,76	16,12	4,17	10,32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60,38	31,11	33,85	32,81	30,59	18,09	41,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,91	15,15	16,66	15,73	16,95	40,57	10,80
FeO	0,77	15,66	14,33	17,75	23,36	29,36	27,48
MnO	0,32	0,33	0,35	0,35	0,42	0,41	0,30
MgO	15,26	11,14	11,65	9,67	7,24	4,17	5,25
CaO	—	—	—	—	—	0,10	0,27
NiO	—	—	—	—	—	0,38	0,30
ZnO	—	—	—	—	—	—	0,06
Сумма	99,50	100,54	101,45	100,64	100,30	101,19	99,17

Примечание. 1 — богатый титаном хромшпинелид из оливиновых габбро-долеритов; 2—5 — богатые магнием и глиноземом хромиты из пикретовых габбро-долеритов; 6, 7 — богатые титаном хромшпинелиды из пикретовых габбро-долеритов; 8 — наиболее обогащенный магнием и глиноземом хромит из пикретовых габбро-долеритов; 9—12 — хромшпинелиды из хромитоносного такситового габбро; 13—15 — хромшпинелиды из хромитовых скоплений в пикретовых габбро-долеритах; 16—19 — хромшпинелиды из пикретовых габбро-долеритов; 20—23 — хромшпинелиды из хромитоносного такситового габбро; 24, 25 — хромшпинелиды из хромитовых скоплений в пикретовых габбро-долеритах; 26—29 — богатые глиноземом и магнием (26—28) и окисным железом (29) хромиты из пикретов.

(20 м); 2) оливиновые габбро-долериты (3 м); 3) пикретовые и троктолитовые габбро-долериты (112 м).

В верхнем и нижнем эндоконтактах развиты порфировидные микродолериты, содержащие крупные выделения оливина ( $Fa_{12-16}$ ) — до 15 %. В горизонте безоливиновых габбро-долеритов фиксируется кварц в срастании с калишпатом (до 8%). Значительный объем интрузива (более 80%) занимают обогащенные оливином породы, в которых, по данным В.В. Золотухина и Ю.Р. Васильева [50], количество оливина находится в пределах 25—30% (троктолитовые габбро-долериты) и 40—70% (пикретовые габбро-долериты). Состав оливина изменяется в незначительных пределах — от  $Fa_{22-28}$  до  $Fa_{13-19}$ . Клинопироксен имеет относительно устойчивый состав ( $En_{49-53} Wo_{37-39} Fs_{9-13}$ ) с некоторым увеличением сверху вниз роли энстатитового компонента. Ортопироксен изменяется от  $Fs_{15-20}$  до  $Fs_{24}$ . Плагиоклаз отвечает  $An_{60-80}$ . Наши данные показывают незначительные изменения составов породообразующих минералов — оливина, клинопироксена, а также широко развитой шпинели (см. табл. 3—5), свидетельствующие о слабом проявлении кристаллизационной дифференциации, но расплав, поступивший в магматическую камеру, вряд ли был гомогенным. Скорее всего, он содержал некоторое количество протокристаллов магнезиального оливина [50]. Высокая роль хрома в расплаве фиксируется в развитии хромсодержащих клинопироксенов и хромшпинели. Состав последней варьирует в довольно широких пределах независимо от принадлежности к той или иной части разреза, а преобладающей

Пикритовые базальты

53	54	55	56	57	58	59	60
0,47	1,35	1,30	0,66	0,55	0,42	0,94	0,46
2,82	3,48	2,05	1,22	6,25	6,09	0,90	0,84
10,54	5,72	3,26	18,51	8,44	4,63	21,35	22,14
40,19	29,46	14,25	34,60	29,08	14,68	36,25	37,14
11,74	25,80	47,47	12,85	18,74	38,98	6,78	6,64
26,59	28,24	29,96	25,81	31,24	30,97	21,81	22,03
0,45	0,45	0,32	0,32	0,35	0,33	0,30	0,30
5,80	5,50	3,47	7,07	4,96	4,56	8,55	9,16
0,07	0,21	0,26	0,12	0,11	0,11	0,17	0,08
0,21	0,29	0,33	0,08	0,11	0,13	—	—
0,26	—	0,08	—	—	—	—	—
99,14	100,50	102,75	101,25	99,83	100,90	97,05	98,79

ритовых габбро-долеритов; 30—35 — богатые магнием и глиноземом (30—32) и титаном (33—35) хромшпинелиды из пикритовых габбро-долеритов; 36, 37 — богатые магнием и глиноземом хромиты из троктолитов; 38—45 — хромшпинелиды из пикритовых габбро-долеритов, преимущественно богатые титаном (38—43); 46—50 — преимущественно богатые глиноземом и магнием хромшпинелиды из базальтов Талнахского рудного узла; 51—55 — то же, из базальтов Западно-Сыверминского прогиба; 56—60 — преимущественно богатые глиноземом и магнием хромшпинелиды из базальтов Западно-Сыверминского прогиба.

является хромшпинель, умеренно обогащенная магнием и глиноземом, но богатая титаном.

Химический состав Нижнефокинского интрузива характеризуется высокой магнезиальностью, повышенной ролью титана и хрома, но пониженным содержанием глинозема, что выделяет его среди других дифференцированных интрузивов Норильского района (см. табл. 1, 2). При всем своем сходстве с пикритовыми лавами гудчихинской свиты интрузив отличается от последних повышенной средневзвешенной магнезиальностью. Это различие легко объяснимо, если считать, что Нижнефокинский интрузив сформирован из тыловой зоны единого гипербазит-базитового расплава, переобогащенного протокристаллами существенно магнезиального оливина.

Сульфидоносные расслоенные интрузивы Норильского района, являющиеся составным элементом гипербазит-базитовой никеленосной ассоциации, также рассматриваются в качестве комагматов пикритовых лав, хотя они и образовались в результате эволюции расплава в промежуточных очагах, а их формирование отстает во времени от эффузивных фаций и их высокомагнезиальных интрузивных аналогов. Многие из расслоенных сульфидоносных интрузивов детально описаны в литературе [31, 56, 57, 100, 104, 108, 113, 120].

Среди расслоенных сульфидоносных интрузивов Норильского района мы выделяем: 1) полнодифференцированные интрузивы норильско-талнахской группы (Норильск I, Талнах, Норильск II, Черногорский, Имангда, Тальми); 2) дифференцированные лейкокра-

товые интрузивы зубовской группы (Зубмаркшейдерский, Горстрой, Буркан, Мантур, Верхний Тулаек-Таасский и др.); 3) дифференцированные высокомагнезиальные меланократовые интрузивы моронговской — нижнеталнахской группы (Нижнеталнахский, Нижненирильский, Клюквенный, Зеленая Грива, Нижний Тулаек-Таасский, Моронго и др.).

**Полнодифференцированные интрузивы норильско-талнахской группы** характеризуются четко выраженной расслоенностью (в том числе скрытой), трехчленным строением основной расслоенной серии (безоливиновые — оливиновые — пикритовые габбро-долериты), развитием верхней и нижней расслоенных серий, отвечающих соответствующим эндоконтактовым зонам. В этих интрузивах отчетливо выражены горизонты обогащенных оливином пород (пикритовые и троктолитовые габбро-долериты) и нижних рудоносных такситовых габбро-долеритов, а также хромитоносные такситовые габбро верхнего эндоконтакта с повышенной локальной магнезиальностью и развитием хромитовой, сульфидной и платиновой минерализации.

Легко выделяемый монолитный горизонт пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов развит на большей части дифференцированного массива, хотя и не характерен для его периферических зон, которые сложены главным образом оливинсодержащими, оливиновыми габбро-долеритами и габбро. Ведущая ассоциация поронообразующих минералов пикритов и троктолитов представлена  $Ol^{40}+Pl^{25}+Klp^{25}+Opx^5$  + хромшпинель, биотит, щелочная роговая обманка, акцессории — апатитом, магнетитом, ильменитом, титаномагнетитом. Лейкократовые шлировидные и слоеобразные участки в пикритах сложены плагиоклазом и клинопироксеном с подчиненным положением последнего. Оливиновым габбро-долеритам свойственна ассоциация  $Pl^{50}+Klp^{30}+Ol^{15}+Opx^5$ . В оливинсодержащих габбро-долеритах повышается роль плагиоклаза, снижается количество оливина, но появляется роговая обманка, кварц и микропегматит, количество которых возрастает в габбро-диоритах и призматически-зернистых габбро-долеритах.

Горизонт такситовых габбро-долеритов также развит повсеместно, а в периферических зонах играет нередко главную роль. На отдельных участках такситы фациально замещаются равномерно-зернистыми оливинсодержащими и оливиновыми габбро-долеритами. Преобладающая ассоциация минералов:  $Pl^{40-50}+Klp^{25-30}+Ol^{10-15}+Opx^{3-5}$ .

В полнодифференцированных интрузивах скрытая расслоенность широко проявлена в составе главных поронообразующих минералов [30]. Так, наиболее обогащенный магнием оливин ( $Fa_{18}$ ) концентрируется в центральной части горизонта пикритов, по направлению к приконтактовым частям этого горизонта прослеживается тенденция к возрастанию его железистости ( $Fa_{24}$ ), наиболее высокой в троктолитовых габбро-долеритах ( $Fa_{30}$ ). В оливиновых габбро-долеритах при аналогичной закономерности состав оливина изменяется от  $Fa_{24}$  до  $Fa_{34}$ . В верхней закалочной зоне он отвечает

$Fa_{35}$ . Наименее постоянен состав оливина в такситовых габбро-долеритах —  $Fa_{26-45}$ . Скрытая расслоенность по составам клинопироксена проявляется в увеличении диапазона изменения железистости центральных частей кристаллов от наименьшего в пикритовых габбро-долеритах к наиболее широкому в выше- и нижележащих горизонтах, а в такситовых габбро-долеритах диапазон составов клинопироксена наиболее широк. Плагиоклаз, кристаллизующийся в течение всего периода консолидации интрузива, имеет широкий диапазон составов от  $An_{20}$  до  $An_{90}$ . В пикритовых габбро-долеритах фиксируются, как правило, плагиоклазы, отвечающие  $An_{65-90}$ .

Интрузивам свойственна определенная средневзвешенная магнезиальность (10—13% окиси магния), промежуточная между группами лейкократовых и меланократовых массивов (см. табл. 2). Важный типоморфный признак — развитие хромшпинели, зеленого хромсодержащего клинопироксена, повышенная концентрация никеля в существенно магнезиальном оливине (см. табл. 3), породы интрузива отличаются повышенными кларками никеля, меди, кобальта, хрома.

Сульфидное медно-никелевое оруденение характерно для пикритового и такситового горизонтов, а также для нижнего экзоконтакта. Основные морфологические типы руд включают вкрапленные в породах интрузива (пластообразные залежи) и богатые (сплошные).

Массивы этой группы, локализованные в гетерогенной (сульфатно-, терригенно-карбонатные, терригенные угленосные отложения) средне-верхнепалеозойской толще и низах разреза вулканитов, образуют сложно построенные ветвящиеся тела. Они представляют собой лентовидные залежи, имеющие линзовидную (или корытообразную) в поперечном сечении форму с крутыми бортами и максимальными (до 200—350 м) мощностями в прогнутой (килевой) зоне. Им свойственны развитие дайковых фаций, магматогенных брекчий, мощных (до 300—400 м) окколоинтрузивных ореолов, включающих магнезиально-известковые и известковые скарноиды, кремнешелочные и серпентиновые метасоматиты, магнезиальные роговики.

**Лейкократовые дифференцированные интрузивы зубовской группы** по своему составу и характеру расслоенности близки полно-дифференцированным массивам. Они отличаются от последних прежде всего преобладанием в разрезе базитовых лейко- и мезократовых пород, небольшим объемом горизонта пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов, слабым развитием такситовых. Горизонт обогащенных оливином пород, как правило, не образует в отличие от полнодифференцированных массивов четко локализованного тела, а представлен чередованием оливиновых, пикритовых и такситовых габбро-долеритов. Слабо выраженное трехчленное строение основной расслоенной серии интрузивов, в которой преобладают оливиновые габбро-долериты, сочетается с развитием в составе верхних горизонтов кислых (часто гибридизированных) пород вплоть до амфиболизированных гранодиоритов, гранитов, граносиенитов.

Нижележащие горизонты сложены габбро-диоритами, призматически-зернистыми габбро-долеритами, лейкогабброидными породами.

Иногда пикртовые габбро-долериты почти не проявлены в разрезе, а роль экстремального горизонта выполняют оливиновые разности. Вместо характерного горизонта тектитов нередко развиты равномерно-зернистые оливиновые габбро-долериты, среди которых отмечаются линзовидные или шлировидные блоки троктолитов. Несмотря на заметные отличия, в интрузивах зубовской группы также проявлена скрытая расслоенность, выраженная в закономерных изменениях состава главных породообразующих минералов. В составе интрузивов присутствует хромшипинель, встречающаяся в виде рассеянных зерен, но не образующая крупных скоплений. Хромит распространен главным образом в виде включений в плагиоклазе, реже в клинопироксene. Средневзвешенная магнезиальность обычно ниже, чем у полнодифференцированных интрузивов (чаще ниже 10% окиси магния), значительно меньше в них диапазон изменения составов темноцветных минералов. Массивам свойственны более низкие кларки хрома, никеля, кобальта. Оруденение развито в породах тектитового горизонта, а пикрты безрудны. Скопления массивных (богатых) руд редки.

**Меланократовые дифференцированные интрузивы моронговской—нижнеталнахской группы** резко отличаются от массивов других групп асимметрией своего внутреннего строения, незначительным объемом базитовых лейко- и мезократовых пород и преобладанием в разрезе меланократовых субгипербазитовых разностей — пикртовых и троктолитовых габбро-долеритов. В разрезе практически отсутствуют тектитовые габбро-долериты, а лейкогабброидные породы верхнего эндоконтакта представлены маломощными образованиями, отвечающими кварцодержащим габбро-диоритам, лейкогаббро, призматически-зернистым габбро-долеритам. Незначительный объем составляют оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты, часто с порфировидным обликом.

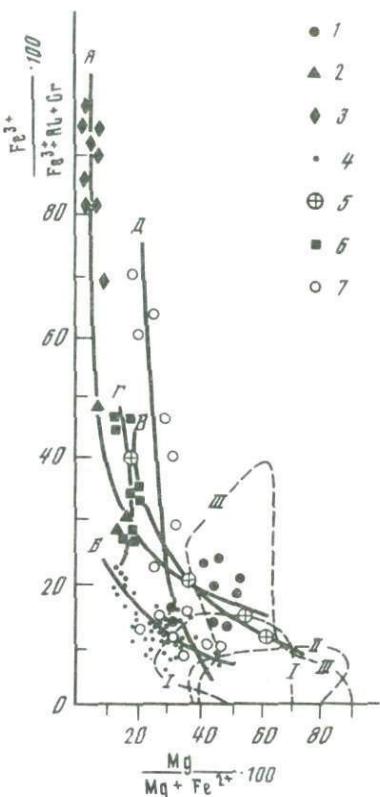
Скрытая расслоенность проявлена очень слабо и выражается в односторонней тенденции изменения составов породообразующих минералов. Широко развит биотит, хромшипинель практически отсутствуют, а хром слабо проявлен и в силикатных фазах.

Массивы этой группы являются составным элементом рудных узлов Норильского района, а собственно моронговские интрузивы занимают обособленное положение. Последние распространены в центральной части Норильской мульды, в зоне Норильско-Хараэлахского разлома, залегают в вулканогенной толще и образуют крутосекущие тела, внутреннее строение которых идентично Нижнеталнахскому, Нижненорильскому и другим высокомагнезиальным интрузивам. Особенностью состава моронговских интрузивов является пониженная роль калия, в остальном они почти полностью соответствуют другим меланократовым интрузивам рассматриваемой группы.

Средневзвешенная магнезиальность интрузивов значительно выше (обычно более 13—15% окиси магния), чем массивов первых

Рис. 6. Диаграмма  $Mg/(Mg + Fe^{2+})$  —  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al + Cr)$  для хромитов полнодифференцированных никеленосных интрузивов Норильского района и других проявлений хромитовой минерализации. Хромиты пикритовых габбро-долеритов полнодифференцированных интрузивов Талнах и Норильск I

1 — рассеянные хромиты, обогащенные Mg и Al; 2 — рассеянные хромиты, обогащенные окисным Fe и Ti; 3 — хромистые магнетиты; 4 — хромиты из шлировидных обособлений; другие проявления рассеянных хромитов: 5 — в пикритовых и троктолитовых габбро-долеритах Тальминского полнодифференцированного интрузива, 6 — в оливиновых и пикритовых габбро-долеритах Нижнефокинского интрузива, 7 — в гипербазит-базитовых базальтах; вариационные линии изменения состава хромитов: А — рассеянных в интрузивах Талнах и Норильск I, Б — из шлировидных обособлений интрузивов Талнах и Норильск I, В — Тальминского и Г — Нижнефокинского интрузивов, Д — гипербазит-базитовых базальтов; поля состава хромитов: I — стратифицированных интрузивов Бушвельд, Великой Дайки, Стиллуотер, II — альпинотипных гипербазитов, III — из тяжелых концентратов кимберлитов



двух групп. В этих массивах отмечаются низкие клачки никеля и значительно более низкие — хрома. Сульфидная минерализация в виде мелкой интерстициальной вкрапленности фиксируется по всему горизонту пикритов (троктолитов) с постепенным нарастанием количества сульфидов и едва заметным увеличением роли никеля в самой нижней части горизонта. Сульфиды не образуют, как правило, промышленных концентраций руд.

Обобщенная характеристика выделенных групп сульфиноносных расслоенных интрузивов основана главным образом на материалах изучения Талнахского и Норильского промышленно-никеленосных узлов. При расчленении интрузивов учтены также материалы по Тальминскому, Южно-Норильскому и Имангдинскому рудным узлам. Нами показано, что интрузивы этих групп различаются между собой особенностями внутреннего строения и состава, степенью внутрикамерной дифференцированности, объемами экстремального горизонта субгипербазитовых пород, проявлениями такситовых габбро-долеритов и другими чертами. Обозначенные типоморфные признаки интрузивов коррелируются со степенью сульфиносности.

Важным критерием различия групп дифференцированных интрузивов является не только концентрация никеля в сульфидной и силикатной фазах, но и характер распределения хромитовой ми-

нерализации, определяющей как концентрацию в расплаве хрома, так и насыщенность гипербазит-базитовой магмы флюидной фазой [14]. Показательно, что флюидная фаза влияет на обогащенность расплава как сульфидами, так и хромитами. Хромитовая минерализация почти отсутствует в интрузивах моронговской—нижнеталнахской группы, слабо проявлена в интрузивах зубовской и наиболее развита в полнодифференцированных массивах. На рис. 6 видно, что диапазон изменения состава рассеянных хромитов в полнодифференцированных интрузивах довольно широк (от хромитов, обогащенных магнием и алюминием, до хромистых магнетитов), вместе с тем эти хромиты очень близки хромитам пикритовых лав. Подобные хромиты развиты также в лейкократовых интрузивах. В шлировидных скоплениях хромиты, наиболее обогащенные хромом и двухвалентным железом, имеют значительно меньший диапазон изменения составов и отмечаются только в полнодифференцированных интрузивах. Хромиты же Нижнефокинского интрузива довольно однообразны по составу и отвечают главным образом разностям с повышенной ролью окисного железа и титана.

### ЭВОЛЮЦИЯ НИКЕЛЕНОСНОГО МАГМАТИЗМА

Показанные геолого-петрологические и петрогохимические особенности состава, строения и соотношения эфузивных пикритов и расслоенных гипербазит-базитовых интрузивов позволяют считать вполне правомерными представления о петрогенетическом родстве этих образований и рассматривать вулкано-интрузивную никеленосную ассоциацию как природную совокупность пород, связанных единством источника, геолого-тектонического контроля и распределения в структурах платформенного чехла. Выделенная вулкано-интрузивная никеленосная ассоциация подчеркивает специфику магматизма и рудоносности Норильского района и определяет исключительные потенциальные возможности территории относительно других площадей Сибирской платформы.

Предлагаемая модель магматизма исходит из реконструированной истории формирования вулканогенных пород (см. рис. 3), комагматизма эфузивных и интрузивных гипербазит-базитов, ареального развития пикритовых лав, установленного нами характера соотношения различных групп сульфидоносных интрузивов и основывается на современных представлениях о высокомагнезиальном составе расплавов, эволюция которых приводит к формированию излившихся пикритов, сульфидоносных интрузивов и ассоциирующих с ними базитовых и щелочно-базитовых пород.

Разработка и обоснование представлений о высокомагнезиальном исходном составе расплавов для многих продуктов платформенного магматизма отражены в публикациях В.В. Золотухина [49], О'Хара [157], Г. Куно (73), В.В. Золотухина и Ю.Р. Васильева [51], К. Кокса [149], В.В. Дистлера с соавторами (150), О.А. Дюжикова с соавторами [44] и др. Объяснение многообразия составов пород и установление между ними петрогенетических связей осно-

вано не только на результатах экспериментальных исследований, но в первую очередь на широких геологических наблюдениях и анализе особенностей соотношения различных групп платформенных магматитов. Наиболее важную роль сыграло детальное изучение строения и состава различных по степени дифференцированности и рудоносности гипербазит-базитовых интрузивов. При этом наблюдалось внутрикамерное расслоение массивов оценивалось как выражение глубинной эволюции магматических расплавов и не противопоставлялось модели промежуточных очагов [51]. Позднее удалось показать, что, принимая за исходный состав магму, близкую среднему составу интрузива Норильск I, можно обнаружить при ее фракционировании практически все составы интрузивных типов и лав, известные на Сибирской платформе [52].

Процессы магматической дефтеренциации, приводящие к формированию различных групп щелочно-базитовых, базитовых и гипербазит-базитовых пород, в том числе расслоенных интрузивов и сульфидных медно-никелевых руд, характеризуются как важное условие образования месторождений. Не менее важны и вопросы глубинности плавления мантийного субстрата и проницаемости земной коры. Из двух альтернативных концепций — последовательное фракционное или одноактное плавление мантии — в предлагаемой модели родонаучального пикрита принимается, что в результате частичного плавления гранатового перидотита образуется расплав, близкий средневзвешенному составу расслоенных никеленосных интрузивов. Предполагается, что главной областью первичной мантийной магмогенерации являются раздвиговые зоны Енисейско-Хатангского рифта. Латеральное перемещение гипербазит-базитового расплава приводит к последующему поднятию астеносферных диапиров и проникновению ювенильного вещества в нижние слои консолидированной коры или в область раздела кора—мантия. В дальнейшем родонаучальный пикрит эволюционирует в условиях протяженной по вертикали магматической колонны.

В процессе глубинной эволюции родонаучального пикрита происходит перераспределение петрогенных и летучих компонентов в поднимающейся магматической колонне. Эффективное отделение летучих и щелочей приводит к последовательному расщеплению гомогенных расплавов с повышенной ролью калия. Образуются вторичные магмы, продукирующие самостоятельные субформационные группы пород. Эти явления могут происходить в случае медленного подъема расплава, когда создается возможность разобщения относительно легкоплавкой и тугоплавкой жидкостей. Так, расчеты В.А. Кутолина [74] показали, что при отделении из исходного магнезиального расплава 18% оливина, 2% клинопироксена, 12% плагиоклаза и 1% магнетита при 1195°C состав оставшейся жидкости (около 70% первоначального объема) становится очень близким к наиболее распространенному составу траппов Сибирской платформы.

Расщепление медленно поднимающихся расплавов совпадает, по-видимому, с дискретными сейсмическими границами в верхней мантии и земной коре и стимулируется неоднократной активизаци-

цией системы долгоживущих глубинных разломов. Формирование пород щелочно-базитовой субформации подчинено эволюции вторичного расплава единой магматической колонны и тесно связано с образованием пород собственно базитовой субформации. Последнее положение подтверждается фактами постепенных переходов пород в наблюдаемых разрезах от щелочных к щелочно-базитовым, затем слабо щелочным и базитам, т.е. породам нормальной щелочности. Вместе с тем породы каждой из документируемых разностей составляют конкретные геологические тела, сформированные в определенной последовательности. Образование щелочных и субщелочных продуктов магматизма рассматривалось ранее как результат дифференциации самостоятельной ветви траппов [121]. Позднее их генетическая связь с траппами объяснялась с позиции высокой подвижности щелочей в базитовых расплавах [11], что нашло подтверждение только в последнее время с накоплением фактического материала, позволившего в реальных условиях установить наличие пород, различающихся по щелочности и связанных постепенными переходами с типичными траппами.

Таким образом, эволюция родонаучального пикрита в системе промежуточных очагов магматической колонны выражается в последовательном фракционировании вещества в условиях высокой подвижности щелочей с накоплением трахибазальтов, трахиандезито-базальтов, базальтов ранних этапов вулканизма и внедрением комагматических трахидолеритов, трахиандезитовых порфиритов, долеритов и габбро-долеритов. Быстрое и кратковременное проникновение вдоль разломов небольших объемов недифференцированного, близкого к ювенильному, родонаучального пикрита привело к накоплению гипербазит-базитовых лав гудчихинского возраста и внедрению комагматических высокомагнезиальных интрузивов фокинского типа. Особое место в процессе эволюции магматизма заняли пикритовые лавы туклонского возраста, излившиеся вслед за гудчихинскими после некоторого перерыва и составившие, как отмечено выше, самостоятельный ареал в зоне Имандинско-Летнинского разлома.

Формированию сульфиноносных расслоенных интрузивов предшествуют процессы неоднократного флюидно-магматического расщепления остаточных порций гипербазит-базитового расплава в коровых промежуточных очагах (рис. 7). Главный механизм глубинной дифференциации, как и во внутрикамерных условиях, заключается в стремлении кумулятивных фаз в нижние, а флюидных — в верхние периферические зоны. Эти процессы обусловливают возрастание степени сегрегации несмесимой сульфидной жидкости и завершаются обособлением наиболее обогащенного сульфидами расплава в условиях близповерхностных структур. Происходит последовательное, близкое во времени внедрение нескольких групп интрузивов, различающихся особенностями состава, степенью внутрикамерной дифференцированности и рудоносности [29, 44]. Максимальным выражением концентрирования сульфидной жидкости является формирование интрузивов с вкрапленным оруденением и сопутствующих

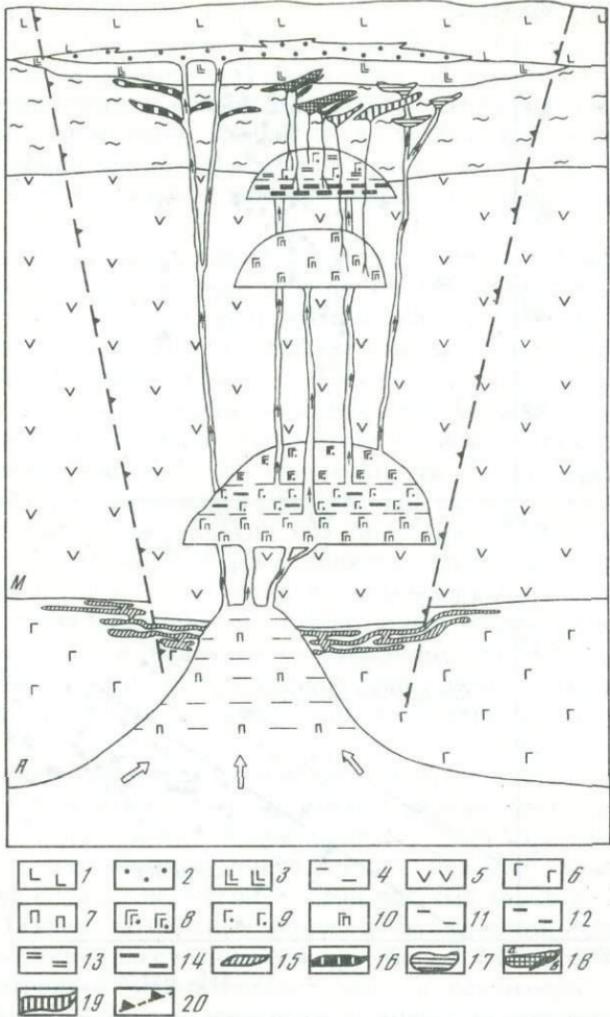


Рис. 7. Эволюция гипербазит-базитового магматизма и сульфидного медно-никелевого рудообразования Норильского района

1 — толеитовые базальты (траппы); 2 — гипербазит-базитовые вулканиты; 3 — толеитовые базальты повышенной щелочности, щелочные и щелочно-базитовые вулканиты; 4 — осадочные отложения; 5 — породы консолидированной коры; 6 — перидотиты верхней мантии; 7 — плагиопериодитовый расплав (родоначальный пикрит), сформированный в результате частичного плавления гранатового перидотита; 8—10 — гипербазит-базитовые расплавы; 8 — малосульфидный низкомагнезиальный, 9 — сульфидоносный среднемагнезиальный, 10 — малосульфидный высокомагнезиальный; 11—13 — сульфидное вещество: 11 — рассеянное в плагиопериодитовом расплаве мантийного диапира, 12, 13 — магматических очагов нижнего и верхнего уровней земной коры соответственно; 14 — силикатно-сульфидный расплав; 15 — силообразные тела плагиопериодититов у основания земной коры; 16 — гипербазит-базитовые интрузивы фокинской группы, не прошедшие стадию дифференциации в промежуточных очагах; 17—19 — дифференцированные гипербазит-базитовые интрузивы: 17 — низкомагнезиальные малосульфидные зубковской группы, 18 — среднемагнезиальные норильско-талнахской группы с вкрапленными сульфидными рудами (а) и залежами массивных руд (б), 19 — высокомагнезиальные малосульфидные моронговской группы; 20 — внешние контуры регионального глубинного разлома (зона максимальной флюидно-магматической проницаемости). А — поверхность астеносфера; М — поверхность Могоровичича

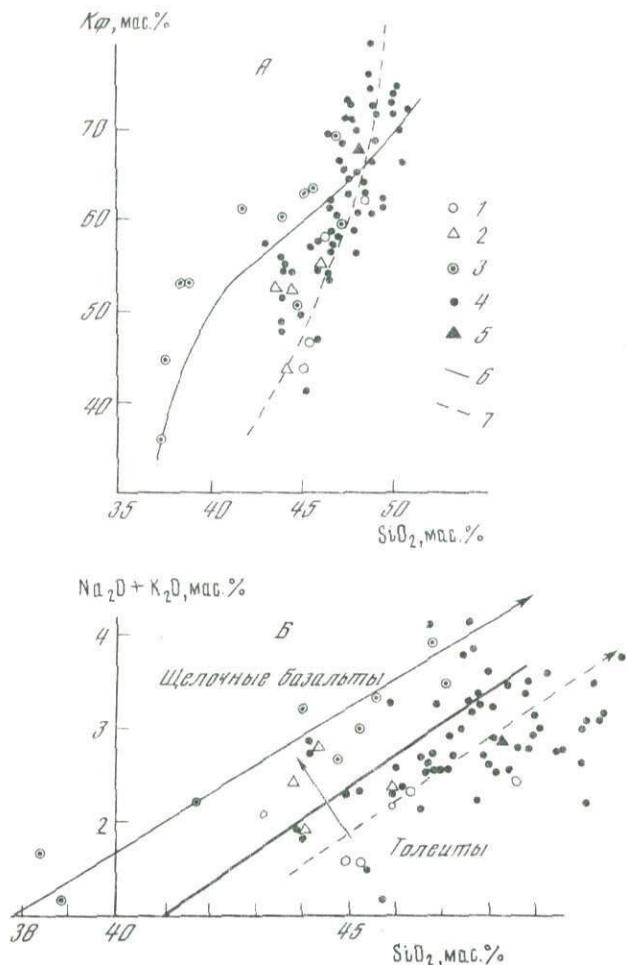


Рис. 8. Сопоставление некоторых петрохимических особенностей гипербазит-базитовых вулканитов, рудоносных интрузивов Норильского района и трапповых интрузивов Сибирской платформы (по В.В. Золотухину)

А — диаграмма коэффициента фракционирования ( $\text{Fe}_{\text{2+}}/\text{Fe}_{\text{2+}} + \text{FeO}/\text{Fe}_{\text{2+}} + \text{FeO} + \text{MgO}$ ) —  $\text{SiO}_2$ ; Б — диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ ; 1, 2 — гипербазит-базитовые вулканиты (1) и рудоносные интрузивы (2) Норильского района; 3 — дифференциаты Талнахского рудоносного интрузива; 4 — средние составы дифференцированных трапповых интрузивов Сибирской платформы; 5 — средний сибирский трapp; 6 — тренд дифференциации Талнахского рудоносного интрузива; 7 — тренд глубинной дифференциации трапповых интрузивов Сибирской платформы. Короткая стрелка — направление возрастания щелочности рудоносных интрузивов в процессе их камерного расслоения.

им массивных руд, образованных в результате внедрения сульфидного вещества в виде самостоятельной интрузивной субфазы.

Внутреннее строение сульфидоносных интрузивов обусловлено процессами внутрикамерного фракционирования и кристаллизационно-гравитационной дифференциации [16, 31, 49, 108]. Расплавы, внедрившиеся в гипабиссальную магматическую камеру, были в значительной сте-

пени гомогенными. Однако степень докамерного преобразования инъецированных расплавов была различной. Это зависело от разных уровней вскрываемого разломами корового магматического очага, обогащенности флюидной фазой, степени концентрирования несмесимой сульфидной жидкости и других факторов. Большую роль в глубинном преобразовании расплава, а также в расслоении его в современной камере играет, по-видимому, поведение щелочей.

Интересно обратить внимание на характер соотношения глубинной и внутрикамерной дифференциации гипербазит-базитовых расплавов. На приводимых диаграммах (рис. 8) видно, что средние составы интрузивов, как и дифференциаты типового Талнахского рудоносного массива, образуют практически непрерывные тренды, а по характеру их отличия можно предположить, что в исходных составах интрузивов кумулятивные фазы проявлены весьма незначительно (рис. 8, А). Совокупность точек средних составов интрузивов распределилась вдоль границы между полями щелочных и толеитовых базальтов, охватив оба поля (рис. 8, Б), причем тренды глубинной и камерной дифференциации здесь четко разделены и различаются щелочностью своих начальных частей. Нельзя не предположить, что устанавливаемая субщелочная тенденция внутрикамерной дифференциации Талнахского сульфидоносного массива обязана интенсивному ощелочению исходного гипербазит-базитового расплава, причем этот процесс имеет, по всей вероятности, глубинную природу.

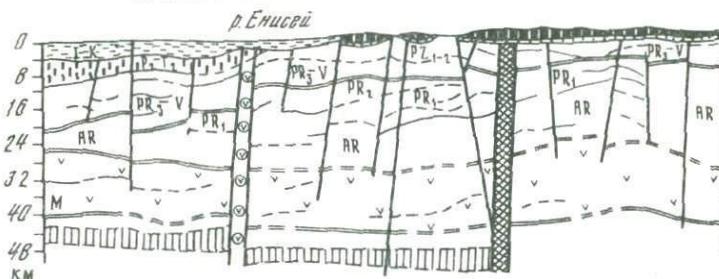
Все расслоенные сульфидоносные интрузивы Норильского района образуют многоэтажные и пучкообразные группировки — сообщества пространственно сближенных тел. Для каждого сообщества намечается существование определенных центров, фиксируемых в большинстве случаев периферическими частями гравитационных максимумов. Такие аномальные поля силы тяжести, установленные вблизи скоплений расслоенных интрузивов, объясняются повышенной концентрацией магматических масс в осадочном платформенном чехле [110]. Результаты моделирования показывают, что верхняя граница гравитирующего объекта соответствует глубине 6–8 км. Рассматриваемые области являются, вероятно, реликтами промежуточных (коровых) магматических очагов, в условиях которых осуществлялась докамерная дифференциация сульфидно-силикатных расплавов. Именно в этих приповерхностных очагах сульфидная жидкость, инъецированная в виде самостоятельной сульфидной субфазы, обособлялась (см. рис. 7).

#### ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР

В результате палеотектонического анализа Норильского района представляется возможным выделить в вулканогенно-осадочном платформенном чехле два структурных этажа, сформированных в пять стадий развития земной коры (рис. 9). Эти стадии отвечают двум этапам — собственно платформенному и активизированной плат-

48. Этап автономной активизации платформы ( $PZ_3 - MZ$ )

Конечная (поздняя салическая) стадия (1- K)



46. Этап автономной активизации платформы ( $PZ_3 - MZ$ )

Средняя (фемлическая) стадия ( $P_3 - T_1$ )



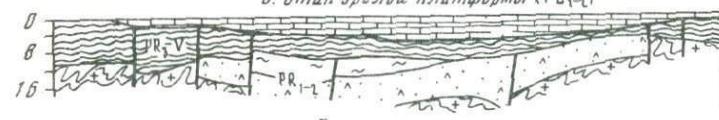
Дудинско-Норильско-Абамско-Бардский прогиб  
Хараалакский вал

Часть III. Этап автономной активизации платформы ( $PZ_3 - MZ$ )

Начальная (ранняя салическая) стадия ( $PZ_3$ )



3. Этап зрелой платформы ( $PZ_{1-2}$ )



2. Этап молдавской платформы ( $PR_3-V$ )



1. Протоплатформенный этап ( $PR_{1-2}$ )



- |  |   |  |   |  |    |  |    |  |    |  |    |  |    |
|--|---|--|---|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|
|  | 1 |  | 2 |  | 3  |  | 4  |  | 5  |  | 6  |  | 7  |
|  | 8 |  | 9 |  | 10 |  | 11 |  | 12 |  | 13 |  | 14 |

формы. Первый этап состоит из молодой позднепротерозойской и зрелой ранне-среднепалеозойской стадий. К концу второй из них оформилась обширная платформенная структура. Этап автономной тектономагматической активизации состоит из трех стадий, отвечающих геологически картируемым ярусам: нижний ярус образован в позднепалеозойскую аммагматическую стадию, сменившуюся позднепермской—триасовой активизационной фемической, верхний — соответствует конечной юрско-кайнозойской салической стадии регенерированных глыбовых поднятий и наложенных прогибов. В итоге современная глубинная структура региона представляется как результат перестройки земной коры в заключительную стадию тектономагматической активизации.

Рассмотрение геологической истории региона основывается на анализе слагающих его формаций. В свете представлений новой глобальной тектоники в первой половине рифея предполагается раскол Евразиатского континента на Восточно-Европейскую, Сибирскую и другие континентальные плиты [55]. В Норильском районе в это время происходило накопление грубообломочных вулканогенно-терригенных образований песчано-кварцевой и вулканогенно-терригенной формаций, залегающих, по-видимому, на породах кристаллического фундамента. Эти формации могут быть сопоставлены с мукунской серией Анабарского щита, где они фиксируют начальную стадию континентального рифтогенеза [5]. По мере раздвижения плит западная часть Сибирской платформы развивалась как пассивная континентальная окраина, в пределах которой образовывались карбонатные формации, близкие к эвапоритам, сохранившиеся только в виде олистостромов. Одновременно в центральной части рифта происходили подводные излияния базальтов и образование игарской кремнисто-спилитовой формации на значительном удалении от края Сибирской континентальной плиты. Ближе к внешней части шельфа накапливались лудовские турбидиты, образовывая иногда официальные переходы с игарскими эфузивами. В дальнейшем на значительном удалении от берега продолжали накапливаться карбонатные формации.

В конце позднего рифея началась субдукция Западно-Сибирской океанической плиты под Сибирскую континентальную. С этим этапом связывается формирование Енисейско-Таймырской вулкано-плу-

Рис. 9. Схема формирования структур северо-запада Сибирской платформы (по В.С. Голубкову)

1 — юрско-меловые терригенные отложения; 2 — вулканогенно-осадочные отложения поздней перми—среднего триаса; 3 — вулканогенная толща поздней перми—среднего триаса; 4 — терригенно-угленосные отложения среднего карбона—поздней перми (тунгусская серия); 5 — карбонатные отложения раннего—среднего палеозоя; 6 — карбонатно-терригенная толща позднего протерозоя—венды; 7 — вулканогенно-осадочная толща среднего протерозоя (породы зеленосланцевой ступени метаморфизма); 8 — осадочно-вулканогенная толща раннего—среднего протерозоя (породы амфиболит—зеленосланцевой ступени метаморфизма); 9 — кристаллические комплексы архея (породы гранулит—амфиболитовой ступени метаморфизма); 10 — нижняя часть консолидированной земной коры, отвечающая "базальтовому" слою; 11 — микроволноводы в кровле верхней мантии; 12, 13 — зоны трансокровых разломов, ограничивающих Норильскую глубинную структуру; 12 — безмагматического насыщения, 13 — с магматическим заполнением стволовой зоны; 14 — прочие глубинные разломы

тонической дуги, а затем и орогена андийского типа, который располагался значительно западнее (в 300—400 км) от рассматриваемого района [98]. В собственно Норильском районе поздний рифей—венд отвечает этапу молодой платформы.

Геологические данные по западной части Сибирской платформы, Енисейскому кряжу и Таймыру свидетельствуют о том, что в конце венда—начале кембрия в западном обрамлении Сибирской плиты окончательно установился платформенный режим. Ему предшествовало накопление континентальной молассы в пределах предгорных прогибов западной окраины Сибирской плиты, окаймляющих воздымающийся ороген. Тогда же началось формирование крупных надвигов с преобладающим западным направлением плоскостей сместителя. По мере продвижения фронта надвигов в восточном направлении в образовавшиеся прогибы сносились продукты разрушения орогена, преимущественно в его западную часть. В восточном направлении мощность молассоидных образований заметно сокращалась, и они замещались пестроцветными глинистокарбонатными осадками [84].

В результате столкновения Западно-Сибирской океанической и Сибирской континентальной плит произошло скучивание разновозрастных формационных комплексов, образовавшихся в разных геодинамических обстановках и на различном удалении друг от друга. Восточная граница области скучивания предполагается в зоне Имангдинско-Летнинского глубинного разлома, играющего роль структурного барьера, разделяющего геоблоки разнородного строения. Позднерифейско-вендский ороген к началу палеозоя был снивелирован и перекрыт платформенными морскими образованиями.

В начале фанерозоя Норильский район вступил в этап развития зрелой платформы, хотя и продолжал сохранять высокую мобильность. Начиная с раннего кембрия здесь фиксируются признаки конседиментационного роста валообразных поднятий как результат активизации разломных структур, в том числе шовной зоны, совпадающей с Имангдинско-Летнинским разломом, ограничивающим с запада протерозойско-архейский кратон Сибирской платформы. Рост Хантайско-Рыбининского вала и других подобных структур особенно усилился в силуре—девоне, что является, по-видимому, отражением неустойчивости  $P-T$  условий верхней мантии, наиболее ярко проявившейся в пределах Урало-Монгольского складчатого пояса.

С началом накопления угленосной формации в среднекаменноугольное время продолжали формироваться обширные сводовые поднятия как результат подъема мантийных диапиров, а в конце палеозоя свodoобразование сменилось рифтогенезом [46, 55] и интенсивным вулканализмом. К рифтогенным формациям относятся пестроцветная терригенная, угленосная и трапповая поздней перми—триаса. Позднепалеозойский—раннемезозойский рифтогенез, совпадающий с началом планетарного океанического рифтообразования, знаменует собой окончательное обособление Сибирской платформы по структурам ограничения, испытавшим неоднократную активизацию.

Заложение рифтов происходило в основном по системам унаследованных разломов и явилось следствием дальнейшего роста мантийных диапиров гребневидной формы [45]. Норильский район как самостоятельная глубинная структура оказался расположенным в области торцевого сочленения Енисейско-Хатангской и Западно-Сибирской рифтовых систем, что и определило исключительно высокую проникаемость земной коры и латеральную миграцию мантийного сульфидоносного расплава из рифтовой зоны первичной магмогенерации [44].

Норильско-Хараэлахский прогиб по отношению к региональным рифтовым системам имеет косое (скалывающее) направление, фиксируя зону максимальных тангенциальных напряжений. Именно этот прогиб со своеобразным обликом в магнитных и гравитационных полях характеризуется максимальным развитием глубоко проникающих разломов. Наиболее крупные из них, определяющие структурный план и распределение продуктов магматизма, проявляются неоднократно и имеют унаследованный характер. Норильско-Хараэлахский разлом представляет собой осевую зону одноименного прогиба с признаками трансформного разлома по отношению к рифтам Енисейско-Хатангского прогиба, являясь главной магмо- и рудоконтролирующей структурой Норильского района. Вдоль него в этап рифтообразования располагалась цепочка щитовых и трещинных вулканов. В результате сформировался крупный рифтоподобный прогиб, состоящий из серии эшелонированных мульд, окаймленных валообразными структурами. Последние сохранили унаследованное конседиментационное развитие в течение всего этапа рифтогенеза.

Массовый трапповый магматизм фазы рассредоточенного рифтогенеза сменяется позднетриасовыми—юрскими вспышками щелочного и кислого, внедрением гранитов, гранодиоритов, гранит-порфиров. После затухания вулканизма происходит дальнейшее прогибание Западно-Сибирской плиты и Енисейско-Хатангского прогиба. Границы их постепенно расширяются, что подтверждается трансгрессивным характером несогласия в основании мезо-кайнозойских отложений, мощность которых в наиболее прогнутых участках превышает 5–6 км. Одновременно происходило воздымание Сибирской платформы, что привело к значительной эрозии пород чехла. Максимальная тектоническая напряженность платформы на стыке ее с Западно-Сибирской плитой сопровождалась складкообразованием и формированием покровно-надвиговых структур. Последние интерпретируются нами как проявление глубинных надвигов, затрагивающих консолидированную кору, а возможно, и верхнюю мантию. Они прослежены во многих местах, образуя сложно построенный покровный комплекс в виде серии кругопадающих пластин, взаимно перекрывающих друг друга. В качестве аллохтона представлены терригенно-карбонатные рифейские образования, надвинутые на платформенные толщи венда, кембрия, ордовика. Местами аллохтон представлен кембрийскими формациями, надвинутыми на отложения силура—перми, часто перекрывая зону Имангинско-Летнинского глубинного разлома.

Окончательное формирование структурного плана района завершилось в кайнозое, когда было высоко поднято плато Пutorана. В этот период формируется обращенный рельеф валообразных поднятий, завершается развитие покровных структур.

Норильский район в современной структуре обособляется в контурах единого Приенисейского мегаблока, включающего как выступы дорифейского фундамента, так и участки сложнодислоцированных рифейско-фанерозойских образований, прошедших длительную историю развития, включая геосинклинальный цикл в позднем рифе—венде, отвечающий этапу молодой платформы.

Возвращаясь к соотношению Норильского мегаблока с сопредельными районами, уместно подчеркнуть повышенную для него плотность вулканогенно-осадочного чехла и "гранитно-метаморфического" слоя. В контурах мегаблока по сейсмологическим данным устанавливается локальное возрастание средних скоростей, что проявляется наиболее контрастно под осевой зоной Норильско-Хараэлахского прогиба или вдоль трассы одноименного магмоrudоконтролирующего разлома. Эти данные согласуются с материалами по моделированию гравитационного поля, на основании которых Игарско-Хараэлахский гравитационный максимум, совпадающий в плане с Норильско-Хараэлахским прогибом, интерпретируется как отображение в гравитационном поле Норильской палеовулканической зоны [110]. Для последней предполагается высокая степень насыщения платформенного чехла интрузивными образованиями, особенно в контурах максимумов поля силы тяжести второго порядка: Норильском, Чибичетинском, Талнахском, Хараэлахском и др. Периферическая часть некоторых из них отвечает известным рудным узлам, а в целом они рассматриваются как коровые промежуточные магматические очаги.

Суммарный объем магматических масс в пределах платформенного чехла Норильского мегаблока составляет 50—70 тыс. км<sup>3</sup>. Устанавливаются близкие к аналогичным, а иногда совпадающие в плане с гравитационными трансформированные аномалии магнитного поля, связываемые со слепыми массивами базитов и гипербазитов. Фиксируемая палеовулканическая зона Норильско-Хараэлахского прогиба близка по насыщенности интрузивными образованиями стволовым раздвиговым зонам Енисейско-Хатангского рифта, что убеждает нас в правомерности выводов о взаимосвязанных эндогенных событиях в пределах Норильского мегаблока и обрамляющих его рифтогенных структур. Другими словами, Норильский мегаблок, совпадая с древним Туруханско-Норильским регенерированным авлакогеном, представляет собой поперечную фланговую ветвь Енисейско-Хатангского рифта позднепалеозойской—раннемезозойской активизации.

Таким образом, комплексные геолого-геофизические данные позволяют обозначить Норильский рудный район как область уникальной проницаемости земной коры. Большинство транскоровых разломов являются изначально или многократно унаследованными. Медно-никелевые месторождения и перспективные рудопроявления

локализованы, как правило, в участках сопряжения разноориентированных разломов. Вместе с тем есть основания предполагать, что латеральное, со стороны Енисейско-Хатангского рифта, перемещение сульфидсодержащего магматического расплава на уровне верхней мантии (или вблизи раздела кора—мантия) подчинено Норильско-Хараэлахской группе продольных разломов северо-северо-восточного простирания, в то время как эволюция субвертикальных магматических колонн в коровых условиях контролируется узловыми пересечениями главных продольных и поперечных дизъюнктивов и оперяющими их разрывными и пликативными дислокациями разных порядков.

Норильско-Хараэлахский разлом, рассматриваемый как стержневая структура одноименной рифтоподобной зоны, относится к наиболее изученным сложно построенным дизъюнктивам, поскольку с ним пространственно связаны известные рудные узлы, промышленные медно-никелевые месторождения и большинство рудопроявлений. Разлом трассируется в приосевой части одноименного прогиба, простирание его северо-северо-восточное, протяженность — сотни километров, ширина зоны разрывных и складчатых нарушений 10—20 км.

В современном структурном плане разлом образует прямолинейную зону северо-северо-восточного простирания, проявленную во всех изученных горизонтах платформенного чехла, отчетливо фиксируемую в магнитных полях и уходящую, по данным сейсмогеологических исследований, в область консолидированной коры и верхней мантии. Прямолинейный характер зоны наиболее отчетливо выражен в центральной части Норильского района, на протяжении 80—100 км. В южной части Норильской мульды разлом испытывает виргацию с разделением на основной ствол и ряд крупных оперяющих разрывов (Ергалахский, Лакомуконский, Руднинский и др.) северо-восточного простирания, образующих разветвленную систему дислокаций. Виргация разлома намечается и в пределах Хараэлахской мульды, но, как показывают последние геолого-геофизические данные В.С. Голубкова, В.В. Самусенко и др., основная зона прослеживается до северного борта мульды (бассейн р. Тальми) и уходит, по-видимому, через Енисейско-Хатангский прогиб на Южный Таймыр. Разлом и оперяющие его дислокации отчетливо фиксируются, по данным А.И. Фридмана, в виде линейных аномалий в газогеохимических полях. Впервые установленная повышенная концентрация гелия в зоне разлома подтверждает его глубинную природу и длительную эндогенную активность.

Норильско-Хараэлахский разлом достаточно четко проявлен, по данным В.С. Несторовского и А.В. Тарасова, в современном рельефе. Зоне разлома соответствуют спрямленные и переуглубленные (до 100—200 м) долины рек и резкие уступы, характеризующие режим новейших тектонических движений.

Как долгоживущая глубинная структура докембрийского возраста Норильско-Хараэлахский разлом находит четкое отображение в доверхнепалеозойском срезе, что впервые убедительно было показано

Г.Д. Масловым [89]. В широтных пересечениях зоны разлома отмечаются размывы отдельных горизонтов среднепалеозойских отложений и более крутые углы падения по сравнению с перекрывающими угленосными отложениями, что позволило выявить развитие флексураобразных приразломных структур.

Основным структурным элементом разлома служит Главный тектонический шов [68], представляющий собой линейную зону милонитизированных пород и тектонических брекчий шириной 50—100 м. По данным бурения установлено дробление и смещение пород в горизонтах от нижнего ордовика до нижнего триаса. Вертикальные смещения достигают 350—400 м, иногда 800—1000 м (Ергалахский грабен), горизонтальные — 4—6 км, что объясняется В.С. Нестеровским сбросо-сдвиговой природой разрывных дислокаций. В зоне разлома широко развиты узкие грабенообразные структуры и пликативные складчатые деформации.

Имангдинско-Летнинский разлом, как и его южное продолжение (Ангаро-Бахтинский разлом), изучен в процессе геолого-съемочных работ и подтверждается всеми геолого-геофизическими материалами как граница блоков земной коры различного состава, возраста и строения [92, 98, 126]. Разлом совпадает с резким изменением глубины кристаллического фундамента и сокращением в восточном борту мощности рифейских образований.

Имангдинско-Летнинский разлом заложен, по-видимому, в первой половине рифея, в период раскола Евразиатского континента, и неоднократно активизировался в течение палеозоя. На всем протяжении разлом трассируется полосой линейных высокоградиентных магнитных аномалий и достаточно четкой гравитационной ступенью. Он представляет собой широкую (до 10—20 км) мобильную зону с серией сближенных сбросов, сбросо-сдвигов, взбросов и надвигов, а также приразломных линейных складок. Практически на всем его протяжении устанавливается смена фаций и мощностей фанерозойских формаций.

Ниже рассматриваются основные пликативные дислокации района, слагающие в современном структурном плане зону Приенисейских поднятий и опусканий — протяженную (более 800 км) полосу эшелонированных валообразных поднятий и разделяющих их прогибов, осложненных чешуйчатыми надвигами (см. рис. 2).

Хантайско-Рыбининский вал северо-восточного простирания имеет общую длину до 120 км при ширине 20—30 км. Вал осложняется Гремячинской и Хантайской антиклиналями, Омненской и Средне-Хантайской кулисообразно расположенными синклиналями, а также Кулгахтахским и Омненским грабенами. Все структуры имеют северо-северо-восточное простиранье и правостороннюю виргацию. Осевые зоны складок осложнены сбросо-сдвигами и надвигами амплитудой от первых десятков до сотен метров (рис. 10), вследствие чего вал участками имеет чешуйчатое строение.

Вал сложен кембрийско-ордовикскими и силурийско-раннекаменноугольными на восточном крыле формациями, а в пределах Гремячинской антиклинали скважинами вскрыты рифейско-вендинские об-

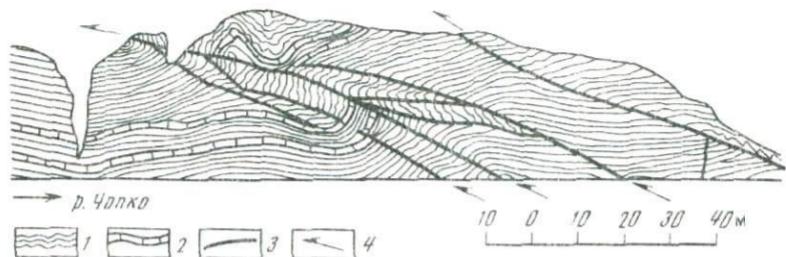


Рис. 10. Надвиговая зона в отложениях чопкинской свиты верхнего кембрия на западном крыле Хантайско-Рыбининского вала (бассейн р. Рыбной)

1 — глинистые известняки и мергели; 2 — массивные известняки; 3 — тектонические зоны; 4 — направление движения блоков

разования. На крыльях они перекрыты терригенными пермскими отложениями, залегающими со структурным и угловым несогласием. Грабены сложены вулканогенными образованиями.

Начиная с кембрия совместно с Курейско-Летнинским и Кулюмбэ-Сухарихинским валами вал сохранял унаследованный конседиментационный рост практически на всем своем протяжении. В среднем палеозое он представлял относительно приподнятую область, ограниченную флексурными перегибами, в общих чертах совпадающими с современным положением Норильско-Хараэлахского и Имангдинско-Летнинского разломов. В позднем палеозое в результате интенсивного роста структуры происходил размыв слагающих ее образований, величина которого в западной части вала достигала 1200 м. В позднем палеозое—раннем мезозое вал был полностью перекрыт угленосными и вулканогенными образованиями. Окончательное формирование структур завершилось в позднем мезозое—кайнозое. Общая амплитуда поднятия достигает 5 км.

В северо-восточном направлении происходит ундуляция оси вала, где он расщепляется на Микчандинскую и Кайеркано-Пясинскую антиклинали, разделяющие мульдообразные структуры Норильско-Хараэлахского прогиба. Аналогичные структурные ветви вала фиксируются и в его южной части.

Кулюмбэ-Сухарихинский вал расположен кулисообразно по отношению к Хантайско-Рыбининскому и состоит из линейных гребневидных антиклиналей (Сухарихинская, Усть-Брусская, Кулюмбинская и др.), прослеживаясь в северо-восточном направлении на расстояние до 200 км при ширине около 30 км. Структуры сложены вендско-палеозойскими формациями, а в ядре Сухарихинской антиклинали обнажены рифейские молассоидные образования. Разделяющие их синклинали — Усть-Горбиачинская, Верхне-Сухарихинская — сложены кембрийско-раннекаменноугольными формациями.

Восточное крыло вала представляет собой широкую моноклиналь, в строении которой участвуют многочисленные флексуры, сбросы и

правосторонние сдвиги, а также малоамплитудные надвиги, сопровождаемые зонами дробления, межпластовыми срывами и изоклинальной складчатостью, а иногда узкими приразломными антиклиналями. Интенсивность деформаций возрастает вблизи Имангдинско-Летнинского разлома. Амплитуда вала по подошве пород платформенного чехла достигает 5 км.

В пределах восточного крыла Кулюбинской антиклинали установлен тройной стык разломов — Имангдинско-Летнинского, Кулюбинского и Догальдинского, а сама антиклиналь осложнена попечными складками юго-восточного простираия. Унаследованные сбросо-сдвиги северо-западного простираия дополнительно усложнили структурный план, обусловив высокую проницаемость в эпоху траппового вулканализма. Не случайно Б.М. Струниным здесь установлены пикритовые базальты. На участке выявлены интрузивы повышенной магнезиальности и предполагается развитие на глубине крупного гипербазит-базитового рудоносного массива.

Курейско-Летнинский вал представляет собой структуру субмеридионального простираия, прослеженную на расстояние до 220 км при ширине 15—25 км и образующую внешнее обрамление Курейско-Горбиачинского прогиба. В составе слагающих его отложений принимают участие вендско-палеозойские формации до раннекаменноугольных включительно. В ядрах антиклиналей (Нэндэксская, Курейская) обнажены преимущественно кембрийские образования. Амплитуда их по отношению к крыльям достигает 1500—2000 м.

Конседиментационное развитие вала подтверждается сокращением мощностей и перерывами в составе слагающих его формаций начиная с кембрийских. В позднем палеозое структура подверглась значительному размыву, амплитуда которого возрастает в юго-восточном направлении (р. Северная), где угленосные отложения перми залегают на осадках ордовика.

Дудинский вал, ранее выделявшийся как система поднятий, ограничивающих с запада Норильскую и Вологочанскую мульды и включающих Игарский горст [89], по-прежнему остается слабо изученной структурой, почти полностью перекрытой мезо-кайнозойским осадочным чехлом. Дудинский вал, включающий Игарский горст, является северным продолжением Туруханского покровного комплекса. Сложное строение структуры, расположенной на стыке двух крупнейших геоблоков — Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты, показывает, что прежнее понятие (вал) применимо к ней условно и справедливо лишь для частной структуры в бассейне нижнего течения р. Дудинки. Нам представляется, что структуру в целом следует рассматривать как Игарско-Дудинский покровный комплекс или выступ, поскольку ее западное крыло срезано серией крутых субмеридиональных сбросов и сбросо-сдвигов, образующих шовную зону Приенисейской группы разломов.

В строении структуры, прослеженной вдоль Енисея на расстояние 350 км, принимают участие рифейские и вендско-палеозойские формации до раннекаменноугольных включительно. Наглядное представление о строении всей структуры дает западное кры-

по Норильской и Вологочанской мульд. Кроме антиклиналей (Дудинская, Болгохтоурская, Фокинская), здесь широко развиты кинематически связанные с Норильско-Хараэлахской разломной зоной сбросо-сдвиги северо-восточного простираия (с преобладающим правосторонним смещением) и субширотные (левостороннее смещение), благодаря чему мульды имеют в плане зубчатые ограничения (см. рис. 2). Кроме того, здесь развиты субмеридиональные продольные сбросы, часто дугообразные и кругопадающие взбросо-надвиги. Дугообразные разрывы формировались в период траппового вулканизма в виде кольцевых и конических разломов. В ядре Болгохтоурской антиклинали локализован одноименный массив гранит-порфиров.

Структурный план рассматриваемой зоны начал формироваться в результате тектонического скучивания в рифее—венде. В течение палеозоя конседиментационное развитие структур прослеживается вплоть до начала рифтогенеза, вследствие чего вулканиты западного крыла Вологочанской мульды залегают непосредственно на девонских образованиях. Периоду угленакопления здесь соответствовала область сноса. В период рифтогенеза эта зона тяготела к области сжатия, достигшего наибольшей интенсивности в юрско-меловое время. Следствием максимальных геодинамических напряжений явилось образование крупных надвигов, частично унаследованных с рифейско-венского этапа, и внедрение гранитпорфировых тел как заключительной фазы магматизма, сопровождающего рифтогенез.

В дальнейшем в течение позднего мезозоя—кайнозоя происходило компенсированное прогибание территории и накопление осадков, залегающих с трансгрессивным несогласием. Активизация тектонических движений в начале кайнозоя сопровождалась ростом поднятий, окаймляющих рифтогенные прогибы, дальнейшим формированием сбросо-сдвиговых и надвиговых структур. Этот этап развития затронул всю Приенисейскую часть Сибирской платформы, благодаря чему рифейско-палеозойские образования в западном крыле структуры часто имеют тектонические контакты с рыхлыми мезокайнозойскими образованиями.

Норильско-Хараэлахский прогиб, ориентированный в северо-северо-восточном направлении и составляющий главную область распространения никеленосных продуктов магматизма, рассматривается как фланговая рифтогенная структура, составляющая самостоятельную ветвь Енисейско-Хатангской рифтовой системы. Прогиб протягивается на расстояние около 300 км при ширине 80—100 км. Главной разломной структурой, определяющей характер распределения магматитов и особенности предшествующего осадконакопления, является одноименный разлом. С запада и востока прогиб граничит с Дудинским и Хантайско-Рыбинским валообразными поднятиями, с которыми имеет общие крылья.

Рассматриваемая структура образована в результате интенсивных прогибаний в течение рифея—раннего мезозоя, сопряженных с развитием валообразных поднятий. Она сложена толщей осадочных формаций, мощность которых достигает 8 км при значительных колебаниях, фиксируемых для венско-кембрийских и девон-

ско-раннекаменноугольных образований. Развитие различных типов разреза с характерным набором фаций и определенными мощностями подчинено линейным зонам, отвечающим трассам глубинных разломов. Изменение мощностей угленосных отложений верхнего палеозоя носит ступенчатый характер, в целом их объем увеличивается в западном направлении. С трассами глубинных разломов совпадают и осевые зоны ареалов вулканизма первого и второго этапов, а вулканиты позднего этапа выходят за пределы рассматриваемых структур, представляя собой часть области развития сибирских траппов. Норильско-Хараэлахский прогиб распадается на ряд мульд (Норильская, Хараэлахская, Вологочанская) и антиклиналей, в большинстве случаев рассматривающихся как виргационные складки Хантайско-Рыбининского вала.

Западно-Сыверминский прогиб является бортовой частью Тунгусской синеклизы, осложненной мульдообразными структурами и сопряженной с восточным крылом Хантайско-Рыбининского вала. В целом он представляет собой моноклиналь с погружением рифейско-вендинских и палеозойских пород в восточном направлении под углом 8–12°. Существенную роль в формировании структур высоких порядков, как и в распределении продуктов магматизма, играет Имангдинско-Летнинский глубинный разлом. Последний служит, как отмечено выше, структурным барьером разнородных блоков и, таким образом, определяет резкие различия в строении собственно Норильского (Норильско-Хараэлахского) района и Западно-Сыверминского прогиба. Одноименный вулкано-тектонический прогиб сложен вулканогенными образованиями ранних этапов магматизма. Он определяет также развитие самостоятельного ареала пикритовых лав туклонского возраста.

Курейско-Горбиачинский прогиб расположен в бассейнах рек Кулюмбэ, Брус, Горбиачин и Курейка на стыке двух глубинных разломов — Имангдинско-Летнинского и Курейского, определивших его формирование и структурный облик. Прогиб напоминает в общих чертах Норильскую мульду. Он ограничен Хантайско-Рыбининским, Кулюмбэ-Сухарихинским и Курейско-Летнинским валами, фиксирующими область сжатия, о чем свидетельствует напряженный характер дислокаций в виде узких приразломных складок, многочисленных сбросов, сдвигов и надвигов. Прогиб сложен вендско-палеозойскими формациями и вулканогенными образованиями.

В современном структурном плане прогиб представляет собой крупную (до 120 км в поперечнике) полукольцевую структуру, осложненную многочисленными разломами, наиболее крупные из которых Догальдинский и Авамский. Центральная часть прогиба совпадает с Типтурским гравитационным максимумом, а в магнитных полях он представлен в виде концентрических положительных аномалий. В краевых частях прогиба фиксируется максимальная насыщенность осадочных отложений интрузивными телами, причем значительная часть их представлена субшелочными габброидами. Здесь же сосредоточено большое количество трапповых массивов повышенной магнезиальности. Суммарная мощность интрузивов в

центральной части прогиба превышает 1000 м. В нижних горизонтах платформенного чехла предполагается развитие крупного (до 800 км<sup>2</sup>) массива щелочно-гипербазитовых пород. Это подтверждается наличием многочисленных карбонатитовых интрузивов, развитием зон сквозного приразломного метасоматоза (Авамский и Догальдинский разломы), рудопроявлениями железа, апатита, цветных и редких металлов. Возраст оруденения, по данным В.А. Даценко, 100—130 млн. лет, что отвечает завершающей стадии мезозойского рифтогенеза.

## Глава 2

### СУЛЬФИДНАЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

#### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Сульфидные медно-никелевые месторождения Норильского района, среди которых наиболее крупные Норильск I, Талнах, Октябрьское, сформированы в период позднепалеозойской—раннемезозойской автономной базальтовой активизации. Пространственно и генетически они связаны с гипербазит-базитовыми расслоенными интрузивами и образованы несколькими типами руд, залегающих на различных уровнях сферы рудоотложения. Историю изучения норильских месторождений можно рассматривать как непрекращающуюся, более чем полувековую дискуссию по вопросам источников рудного вещества и условий формирования оруденения. Тем не менее наиболее обоснована концепция о первично-магматической природе медно-никелевого рудообразования, разработанная применительно к Норильскому району в трудах В.К. Котульского, М.Н. Годлевского и получившая дальнейшее развитие в работах многих исследователей.

Медно-никелевые месторождения Норильского района обусловлены развитием вулкано-интрузивной рудно-магматической ассоциации. Авторами показано, что эти месторождения по совокупности геолого-петрологических особенностей и структурно-тектонических условий их проявления следует выделить в самостоятельную формацию [28]. Главная определяющая особенность месторождений заключается во взаимосвязанном развитии гипербазит-базитовых и близких к ним по составу коматитовых вулканитов, расслоенных интрузивов с вкрапленным медно-никелевым оруденением и залежей массивных руд. Месторождения формируются на определенных этапах развития кратонов и древних платформ и приурочены к областям внутриконтинентального рифтогенеза. С этой рудной формацией связаны наиболее крупные рудные районы в зеленокаменных поясах архейских кратонов (месторождения пояса Уилуна-Норсмен Западной Австралии, пояса Родезийского кратона Зимбабве и др.), месторождения Печенгского рудного района в пояссе Печенга—Имандро—Варзуга Балтийского щита, Норильского руд-

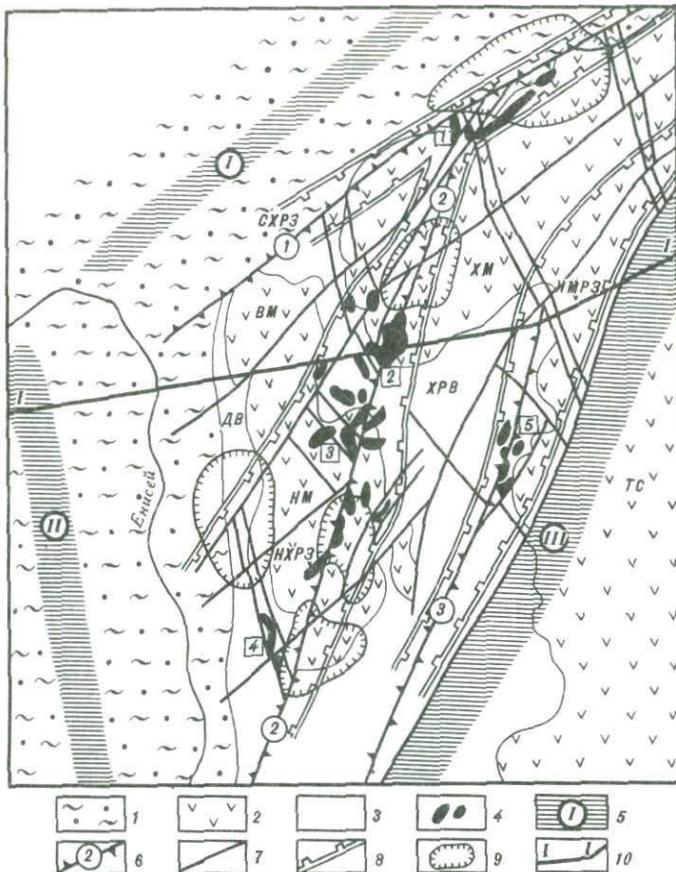


Рис. 11. Схема размещения рудных узлов Норильского района

1 — мезозойско-кайнозойские осадочные отложения Западно-Сибирской плиты и Енисейско-Хатангского прогиба; 2 — отрицательные структуры, выполненные вулканогенными образованиями верхней перми—среднего триаса: Хараэлахская (XM), Вологочанская (BM), Норильская (HM) мульды, западный борт Тунгусской синеклизы (TC); 3 — положительные структуры, образованные осадочными отложениями рифея—палеозоя: Хантайско-Рыбининский (XPRB) и Дудинский (DB) валы; 4 — гипербазит-базитовые сульфидоносные интрузивы; 5 — крупные глубинные разломы, ограничивающие Норильский рудный район (I — Енисей-Гулинский, II — Малохетский, III — Кета-Ирбинский); 6 — основные магмуродоконтролирующие разломы (цифры в кружках: 1 — Северо-Хараэлахский, 2 — Норильско-Хараэлахский, 3 — Имангдинско-Лёттинский); 7 — прочие разломы; 8 — рудные зоны: CXRPZ — Северо-Хараэлахская, HXRZ — Норильско-Хараэлахская, IMPZ — Имангдинско-Микчандинская; 9 — региональные гравитационные максимумы; 10 — региональный сейсмический профиль "Горизонт" (см. рис. 16). Цифры в кружках — рудные узлы: 1 — Тальминский; 2 — Талнахский; 3 — Норильский; 4 — Южно-Норильский; 5 — Имангдинский

ного района Приенисейского мегаблока севера Сибирской платформы и др. Отличительная черта этой формации — развитие массивных (богатых) медно-никелевых руд.

К другой формации медно-никелевых месторождений относится оруденение, приуроченное к ритмично-расслоенным plutонам норит-ортопироксенит-гарцбургитового состава. Массивы формируются в ус-

ловиях мезоабиссальной и абиссальной глубинности и приурочены к трансрегиональным глубинным разломам консолидированных блоков континентальной земной коры. Они дискордантны по отношению к складчатым структурам регионов и не сопровождаются вулканогенными образованиями. Примерами ритмично-расслоенных массивов, с которыми связаны медно-никелевые и платиновые руды, являются на древних щитах Бушвельд, Великая Дайка Зимбабве, Стиллуотер и др., в пределах консолидированных подвижных поясов — Мамоновский, Максут, Чайский, Ийко-Довыренский, Чинейский и др. Петрологические закономерности формирования ритмично-расслоенных массивов рассмотрены в обширной литературе [136, 142]. Важнейшая особенность месторождений заключается в формировании оруденения на стадии камерной дифференциации сульфидно-силикатных магматических расплавов.

Медно-никелевые месторождения Норильского района как составные элементы гипербазит-базитовой вулкано-интрузивной никеленосной ассоциации характеризуются развитием нескольких типов руд, в том числе наиболее важным из них типом массивных (или богатых) руд — пространственно связанных с полнодифференцированными интрузивами. Месторождения Норильского района группируются в сообщества никеленосных расслоенных интрузивов и рудных залежей и входят в состав рудных зон и узлов (рис. 11).

### РУДНЫЕ ЗОНЫ, УЗЛЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Все известные месторождения и большинство рудопроявлений Норильского района группируются в пределах линейных структур, совпадающих с трассами продольных глубинных разломов и осевыми зонами вулкано-тектонических прогибов и впадин ранних этапов магматизма. Среди этих линейных структур, названных рудными зонами, главными являются Норильско-Хараэлахская, Имангдинско-Микчандинская и Северо-Хараэлахская [9, 41, 42, 61]. В пределах рудных зон выделяются рудные узлы, представляющие собой участки определенного структурного положения и характеризующиеся многоэтажным и пучкообразным развитием трех групп расслоенных интрузивов. Положение рудных узлов отчетливо контролируется приуроченностью их к областям пересечения продольных и поперечных глубинных разломов (см. рис. 11). Отдельные месторождения образованы телами полнодифференцированных интрузивов, содержащих сульфидную вкрапленность, и залежами, сложенными сплошными и прожилково-вкрапленными медно-никелевыми рудами.

Наиболее изучена Норильско-Хараэлахская рудная зона [9], пространственно совпадающая с трассой одноименного глубинного разлома. Она охватывает своей большей частью основную ветвь Норильско-Талнахской вулкано-тектонической впадины, на севере — Центральную зону Северо-Хараэлахской, где пересекается с одноименной рудной зоной. Составными магматическими элементами Норильско-Хараэлахской рудной зоны являются пикритовые базаль-

ты гудчихинской свиты и расслоенные интрузивы, в том числе полнодифференцированные массивы Талнах, Норильск I, Норильск II, горы Черной и др., принадлежащие Талнахскому и Норильскому рудным узлам.

Рудная зона пересекает с севера на юг Хараэлахскую и Норильскую мульды и разделяющую их Кайерканко-Пясинскую антиклинальную структуру. Южная граница рудной зоны совпадает с южным бортом Норильской мульды, северная — с Тальминским рудным узлом Северо-Хараэлахской рудной зоны.

Расположение рудных узлов и рудопроявлений в пределах зоны носит дискретный характер и контролируется участками сопряжения разноориентированных (северо-восточных и северо-западных) структур, образованных в условиях активных блоково-складчатых движений, предшествующих и синхронных рудно-магматическому процессу. Есть основания предполагать, что расстояния между рудными узлами подчинены определенному шагу разгрузки тектонических напряжений (25—30 км), который отвечает промежуткам между максимально проницаемыми участками, или тектоническими узлами.

По характеру латеральной изменчивости состава и никеленосности гипербазит-базитовых интрузивов в пределах рудной зоны выделяются прибортовая и центральная (осевая) подзоны. Прибортовая подзона ограничивает поле развития дифференцированных меланократовых и лейкократовых интрузивов моронговской и зубовской групп, не несущих промышленных концентраций металлов и образующих фронтальный интрузивный шлейф. На западе эта подзона четко трассируется по системе разрывных нарушений Фокинско-Тангаралахского разлома, на востоке — намечается по восточной бортовой части Норильской мульды и практически совпадает с центральной подзоной на юго-западе Хараэлахской мульды. Ширина рудной зоны по внешнему контуру изменяется с севера на юг от 15—20 км на площади Талнахского рудного узла до 30—35 км в пределах Норильского рудного узла и превышает 50 км в южной части Норильской мульды (Южно-Норильский рудный узел).

Центральная подзона ограничивает площадь распространения промышленно-никеленосных интрузивов норильско-талнахской группы и наиболее отчетливо выделяется в северной части, включающей Талнахский и Норильский рудные узлы. Ширина подзоны 10—12 км на площади Талнахского рудного узла и 15—20 км в пределах Норильского. Наблюдаемое расширение Норильско-Хараэлахской рудной зоны по направлению с севера на юг сопровождается существенными изменениями проявления магматизма и масштабов оруднения, что обусловлено главным образом структурными фактами.

По данным моделирования гравитационного поля глубинный структурный план рудной зоны, как и ее главного структурного элемента — Норильско-Хараэлахского разлома, в общих чертах сохраняется на всем ее протяжении: котловины в рельефе кристаллического фундамента под Норильской и Хараэлахской мульдами,

слабые прогибы поверхности  $M$ , незначительные колебания глубин залегания этого раздела, а также наличие локальных аномалий поля силы тяжести, вызванных высокой насыщенностью платформенного чехла интрузивными телами.

Результаты площадных сейсмологических исследований и электроразведочных работ, выполненных в последние годы на площади Талнахского рудного узла, свидетельствуют о весьма сложном глубинном строении рудной зоны, по крайней мере ее северной части. Детальными работами установлено значительное усложнение поверхности  $M$ , выявлены участки с большими горизонтальными градиентами: непосредственно к востоку от трассы Норильско-Хараэлахского разлома иногда наблюдается погружение раздела  $M$  от 45 до 50 км. Большинство глубинных дизъюнктивов, установленных по сейсмологическим данным, относятся к категории скрытых; достаточно четко прослеживается только зона Норильско-Хараэлахского разлома. В целом выделяются, как отмечено выше, три основных направления глубинных дизъюнктивов: северо-северо-восточное, северо-восточное и северо-западное. Разломы всех трех систем обнаруживают удовлетворительную плановую корреляцию с приповерхностными дизъюнктивами. Относительная амплитуда вертикальных перемещений в зонах разломов достигает 3 км по кровле фундамента и 1—1,5 км на уровне "базальтового" слоя.

По данным электроразведочных работ рельеф кристаллического фундамента в пределах Талнахского рудного узла и на смежных площадях Хараэлахской мульды отличается сложным блоковым строением. Глубина залегания кровли кристаллического фундамента изменяется в пределах от 10 до 14 км. Наиболее уверенно картируются зоны Норильско-Хараэлахского и Фокинско-Тангаралахского разломов. По последнему из них смещения кровли фундамента составляют около 1 км, опущено западное крыло. Выделенные нарушения северо-западного и северо-восточного простираций довольно хорошо совпадают с рисунком разрывных нарушений приповерхностного уровня.

Рассматривая Норильско-Хараэлахскую рудную зону как наиболее изученную в Норильском районе, следует отметить, что структура этой зоны определяется особенностями ее глубинного строения, а рудоносность — наиболее глубоким проникновением системы разломов в мантийное вещество. Формирование Норильско-Хараэлахской рудной зоны сопряжено с эволюцией восходящих мантийных процессов, длительной активностью системы разломов, формированием вулкано-тектонических структур ранних этапов магматизма, распределением гипербазит-базитовых продуктов магматизма в верхних слоях земной коры и образованием рудных узлов и месторождений. Аналогичными, но менее изученными рудными зонами, потенциальные перспективы которых оцениваются достаточно высоко, являются Северо-Хараэлахская и Имангдинско-Микчандинская рудные зоны (см. рис. II), выделяемые по совокупности геологического-структурных и магматических признаков. Среди последних немаловажное место отводится особенностям строения и

состава вулканогенной толщи, в частности характеру соотношения гипербазит-базитовых, щелочно-базитовых и типичных трапповых образований.

Заслуживает внимания рассмотрение последних результатов анализа геолого-геофизических материалов. На основе математического моделирования, выполненного Г.Г. Ремпелем по гравимагнитным данным, получена новая информация о распределении физических полей в пределах центральной части Норильской рудного района.

Представляется интересной картина гравитационных локальных аномалий второго порядка (рис. 12). Наряду с выдержанностью латеральных размеров и конфигурации аномалии обнаруживают резкие различия в ориентировке. В северной половине площади, отвечающей Хараэлахской и Вологочанской мульдам, они ориентированы длинными осями в широтном направлении, что согласуется с субширотным простираением структур Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба, а в южной — аномалии имеют субмеридиональную ориентировку, отвечающую простиранию структур Западно-Сибирской рифтовой системы. Граница резкого изменения ориентировки аномалий намечается в широтном направлении, между Норильским и Талнахским рудными узлами. По мнению Г.Г. Ремпеля, такое положение границы может быть объяснено наличием широтного тектонического шва в кристаллическом фундаменте территории, тем более что, согласно оценке глубин залегания, объекты, порождающие локальные аномалии второго порядка, сосредоточены в объеме консолидированной коры. Это мнение согласуется с нашими ранее выдвинутыми представлениями о различной потенциальной никеленосности площадей, разделяемых Кайёркано-Пясинским антиклинальным поднятием. В связи с этим важно обратить внимание и на то, что Норильский, Талнахский и предполагаемый Вологочанский рудные узлы расположены на периферии отрицательной локальной аномалии второго порядка.

Большой интерес вызывает также впервые выявленная Г.Г. Ремпелем Норильско-Хараэлахская положительная магнитная аномалия (рис. 13), охватывающая промышленно-никеленосные рудные узлы и большинство известных рудопроявлений центральной части Норильского рудного района. Аномалия занимает чрезвычайно важное положение по тесноте пространственных связей с главной рудо-контролирующей структурой, месторождениями и проявлениями медно-никелевых руд. В этом отношении она может рассматриваться как один из важных критериев регионального прогнозирования новых никеленосных районов.

В результате моделирования более крупного масштаба, выполненного Г.Г. Ремпелем, Б.М. Бевзюком и др. по материалам гравиметрических съемок Талнахского рудного узла, установлено, что последнему соответствует положительная аномалия второго порядка. Аналогичная аномалия зафиксирована и севернее Талнахского рудного узла (см. рис. 13). Между положительными аномалиями установлена изометрическая отрицательная аномалия второго поряд-

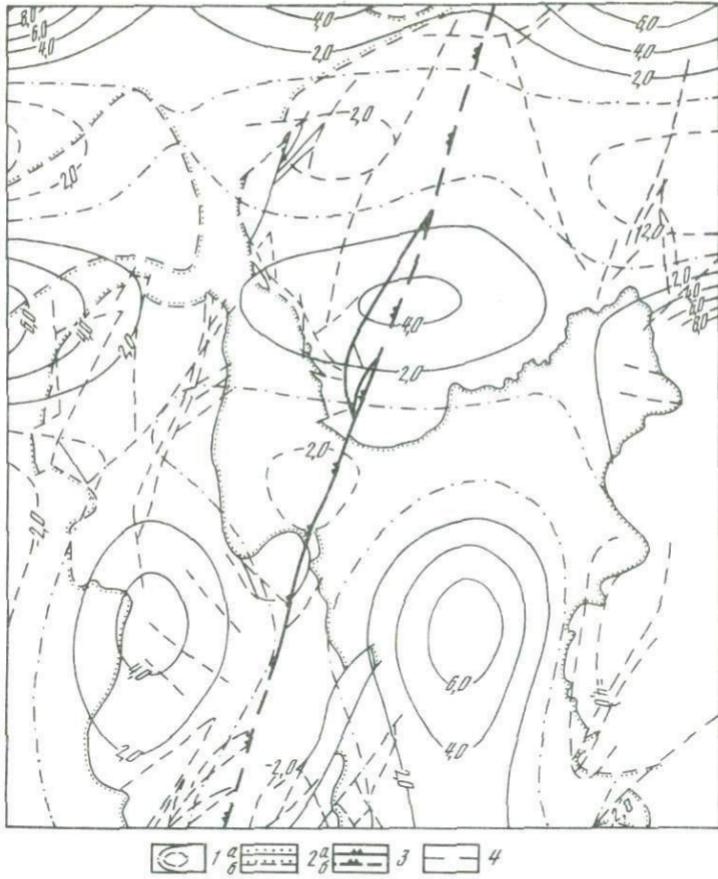


Рис. 12. Локальные аномалии поля силы тяжести второго порядка Норильского района (по Г.Г. Ремпелю)

1 — изоаномалии, усл. ед.; 2 — контуры подошвы вулканогенной толщи на дневной поверхности (а) и в тектонических блоках или под юрско-меловыми отложениями (б); 3 — Норильско-Хараэлахский разлом, картируемый геологически (а) и по косвенным данным (б); 4 — прочие дислокационные нарушения

ка ( $8 \times 11$  км), природа которой связывается с корневой зоной известного и предполагаемого рудных узлов. Отрицательный знак аномалии объясняется разуплотнением пород платформенного чехла, обусловленным повышенной их трещиноватостью и пористостью. Нам представляется, что такое решение не может быть однозначным, так как корневые зоны рудных узлов и месторождений, скорее всего, выполнены плотными магматическими массами. Тем не менее полученные выводы должны быть проверены.

Рассматривая структурный контроль рудных узлов, следует прежде всего подчеркнуть сопряженность развития региональных разломов и складчатых деформаций первого порядка. При этом активная роль разломов проявляется "пунктирно", т.е. в определенных

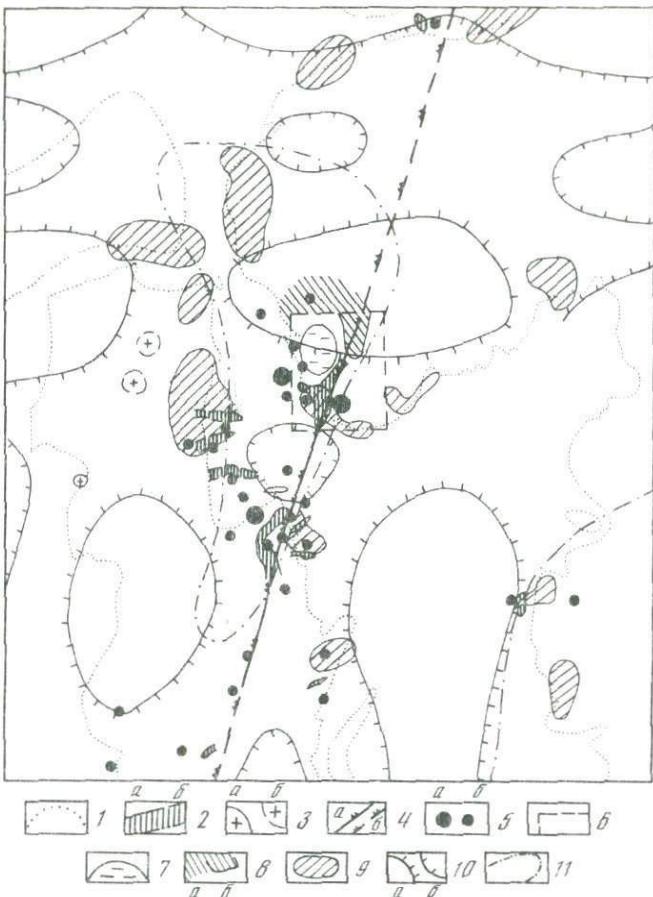


Рис. 13. Локальные аномалии поля силы тяжести и региональные магнитные аномалии Норильского района (по Г.Г. Ремпелю)

1 — контуры подошвы вулканогенной толщи; 2 — контуры дифференцированных сульфидно-носивых интрузивов установленные (а) и предполагаемые (б); 3 — контуры граносиенит- и гранит-порфиров установленные (а) и предполагаемые (б); 4 — Норильско-Хараалхский разлом, картируемый геологически (а) и по косвенным данным (б); 5 — сульфидные медно-никелевые месторождения (а) и проявления (б); 6 — площадь моделирования Талнахского рудного узла; 7 — предполагаемая зона повышенной флюидно-магматической проницаемости; 8 — предполагаемый рудный узел в пределах положительной аномалии поля силы тяжести (а) и возможное продолжение рудного узла (б); 9 — контуры локальных положительных аномалий поля силы тяжести; 10 — контуры положительных (а) и отрицательных (б) локальных аномалий поля силы тяжести, полученные после повторного разделения разностного поля; 11 — контуры региональных положительных магнитных аномалий

отрезках, и стимулируется глубинными причинами, связанными, очевидно, с восходящими движениями мантийных расплавов. Рудные узлы оказываются приуроченными к бортовым частям крупных пликативных структур, являющихся ответвлениями валов, и сопряженных мульдообразных прогибов. Эти участки, осложненные продольными и поперечными глубинными разломами, характеризуются интенсивным структурообразованием более высокого по-

рядка. Сочетание условий растяжения и сжатия, т.е. наличие приразломных положительных и отрицательных смежных складок, а также развитие оперяющих разрывных дислокаций, определяют геологическую позицию рудных узлов и размещение медно-никелевых месторождений.

Среди рудных узлов наиболее изучены Норильский и Талнахский. Менее изучены, но потенциально перспективны Тальминский и Имангдинский рудные узлы, заслуживает внимания и дальнейшего изучения Южно-Норильский рудный узел. Известны также площади, рассматриваемые в качестве предполагаемых рудных узлов.

Норильский и Талнахский рудные узлы локализованы, как отмечено выше, в пределах Основной ветви Норильско-Талнахской вулкано-тектонической впадины, где разрезу свойственно заметное увеличение мощности вулканитов ранних этапов. Для разреза характерны наиболее высокая магнезиальность гипербазит-базитовых лав гудчихинской свиты при средних значениях мощности и полный набор свойственных Норильской глубинной структуре щелочно-базитовых образований. Уместно подчеркнуть, что средневзвешенные составы эфузивных пикритов близки здесь составам полно-дифференцированных интрузивов Норильского и Талнахского рудных узлов.

Тальминский рудный узел, локализованный в пределах Центральной зоны Северо-Хараэлахской вулкано-тектонической впадины, совпадает с областью максимального накопления гипербазит-базитовых эфузивов гудчихинской свиты и пород щелочно-базитового ряда. На этой территории отмечается повышенная щелочность базитов раннего этапа магматизма в целом, а также общая, максимальная для Сибирской платформы (около 4000 м) мощность пермотриасовой вулканогенной толщи. Эти данные в совокупности с другими геологическими признаками позволяют рассматривать территорию Тальминского рудного узла в качестве зоны, наиболее приближенной к области первичной мантийной генерации никеленосных расплавов. В таком понимании Тальминский рудный узел, расположенный вблизи стволовых раздвиговых структур Енисейско-Хатангского рифта, можно считать прикорневой частью единой глубинной Норильско-Хараэлахской рудно-магматической системы [37].

Имангдинский рудный узел расположен в пределах Микчандинско-Имангдинской вулкано-тектонической впадины, контролирующей ареал гипербазит-базитовых лав туклонской свиты. Территория характеризуется слабым проявлением щелочно-базитового и гипербазит-базитового магматизма, но обнаруживает черты самостоятельной рудно-магматической системы, составными элементами которой являются пикриты туклонской свиты и расслоенные сульфидносные интрузивы Имангдинского рудного узла, а магмарудо-контролирующей структурой — Имангдинско-Летнинский глубинный разлом.

Главные структурные элементы рудных узлов — зоны продольных глубинных разломов, эволюция которых в предрудный, рудный и пострудный этапы определяет морфологию приповерхност-

ных дислокаций, структурную зональность и характер распределения месторождений и рудных залежей. Геолого-структурная позиция всех рудных узлов определяется их размещением в обозначенных рудных зонах и приуроченностью к областям пересечения продольных и поперечных региональных разломов. Области пересечения этих разломов составляют, по-видимому, наиболее напряженные и вместе с тем наиболее проницаемые участки — структурные узлы, которые определили размещение никеленосных продуктов магматизма в верхних слоях платформенного чехла. Особенностью рудных узлов является развитие нескольких групп гипербазит-базитовых интрузивов, различающихся по степени внутрикамерной дифференцированности и оруденения, но сформированных в результате единого рудно-магматического процесса.

Известные в Норильском районе сульфидные медно-никелевые месторождения пространственно и генетически связаны с полно-дифференцированными гипербазит-базитовыми интрузивами и сопровождающими их рудными залежами, составляющими определенное звено в едином рудно-магматическом процессе. Эти интрузивы, как и рудные залежи, часто включают несколько разобщенных ветвей, локализованных на различных литолого-стратиграфических уровнях и образующих самостоятельные месторождения. На примере Талнахского рудного узла можно убедиться, что Талнахский полнодифференцированный интрузив имеет несколько таких ветвей, залегающих в терригенных угленосных породах верхнего палеозоя и сульфатно-карбонатных отложениях среднего палеозоя. Выделяемые ветви (Юго-Западная, Северо-Западная, Хара-елахская, Северо-Восточная), соответствующие конкретным месторождениям, контролируются Главным швом Норильско-Хараэлахского разлома и оперяющими его дислокациями. На некоторых участках строение месторождений осложняется развитием Нижнего Талнахского интрузива, составляющего заключительную фазу рудно-магматического процесса и пересекающего продуктивный массив.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ РУДНЫХ УЗЛОВ

Все известные к настоящему времени рудные узлы и месторождения, а также большинство рудных проявлений распространены в Норильском районе в контурах относительно узких (10—35 км), но протяженных (до 200 км) линейных структур, отвечающих трасам глубинных разломов и совпадающих с магмоактивными зонами ранних этапов вулканизма (см. рис. 4,а). Глубинные разломы составляют чрезвычайно плотную сеть дислокаций, среди которых выделяются стержневые структуры, хорошо документируемые геологическими методами и довольно отчетливо фиксируемые сейсмологическими работами как транскоровые структуры. Среди них главной стержневой структурой является Норильско-Хараэлахский разлом, прослеживаемый по геолого-геофизическим данным до Центрального Таймыра. Исключительное значение разлома под-

черкивается тем, что пока только вблизи этого разлома в районе найдены промышленные медно-никелевые месторождения. Активная роль разлома в развитии магматизма и рудоотложении проявлена в верхних структурных этажах платформенного чехла, в локальном складкообразовании, группировке никеленосных интрузивов, их морфологии, распределении конкретных рудных залежей. Вместе с тем Главный шов Норильско-Хараэлахского разлома трассируется в виде прерывистой линии, осложненной пересечениями дизъюнктивами других направлений. Широкое развитие пространственно сопряженных с разломом отрицательных и положительных пликативных структур разных порядков свидетельствует о сложном характере его развития, высокой тектонической напряженности, чередовании условий сжатия и растяжения. Надо полагать, что эволюция Норильско-Хараэлахского разлома находится в тесной связи с развитием одноименного прогиба и структурами Хантайско-Рыбининского вала. Одновременное развитие этой геодинамической пары привело к формированию благоприятных структурно-тектонических условий локализации рудных узлов и месторождений.

Вопросы структурного контроля рудных узлов чрезвычайно важны с позиции прогноза и поисков месторождений и отождествляются с необходимостью исследований условий локализации никеленосных расслоенных интрузивов. Они важны также с точки зрения "проблемы пространства" интрузивов. Уместно вспомнить, что ранние исследования М.Н Годлевского, Г.Д. Маслова и др. приводили к предположению о "вставленном" характере локализации интрузивов. Другими словами, было принято считать, что внедрение интрузивов происходило без нарушения характера залегания вмещающих пород. Эти представления с накоплением материалов в значительной степени пересмотрены. Наблюдения В.Ф. Кравцова [67], многолетние исследования А.В. Тарасова [130, 131], данные многих норильских геологов, в том числе наши материалы, показывают, что внедрение гипербазит-базитовых интрузивов сопровождается интенсивным преобразованием рамы, формированием дизъюнктивных дислокаций, выпахиванием днища, выталкиванием пород в боковые пространства, их уплотнением. Интрузивы используют при внедрении участки растяжения, совпадающие с крыльями отрицательных структур, межслоевые деформации и, в свою очередь, испытывают расщепление или резкие перепады мощностей.

### ТАЛНАХСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ

Особенности строения Талнахского рудного узла определяются его положением в юго-западной части Хараэлахской мульды. Наиболее детальное изучение структурных особенностей территории, в частности Талнахского рудного узла, а также внутреннего строения составляющих его дифференцированных интрузивов, в различные годы проводилось В.Ф. Кравцовым, В.С. Нестеровским, А.В. Тарасовым, О.А. Дюжиковым, В.А. Люлько, Л.М. Шадриным,

Ю.Н. Седыхом, В.Е. Куниловым и др. Изучению вещественного состава интрузивных образований и руд посвящены работы А.И. Архиповой, Б.Н. Батуева, А.Д. Генкина, С.А. Гулина, В.В. Дистлера, Д.А. Додина, В.В. Ершова, В.В. Золотухина, И.А. Зотова, В.М. Изотко, В.А. Коваленка, М.З. Комаровой, Г.А. Митенкова, И.А. Наторхина, В.В. Рябова, В.К. Степанова, Е.Н. Сухановой, Л.Г. Сухова, Д.М. Туровцева, А.А. Филимоновой, В.А. Шаткова, В.В. Юдиной и др.

Геологическая позиция и строение Талнахского рудного узла довольно сложны в связи с его приуроченностью к области сочленения Кайеркано-Писинской антиклинали с юго-западной частью Хараэлахской мульды, осложненной пересечением Норильско-Хараэлахским разломом, пликативными и дизъюнктивными дислокациями высоких порядков (рис. 14). Залегание пород центриклинального замыкания Хараэлахской мульды выражается здесь в резком, под прямым углом, изменении их простирания, подчеркивающем высокую тектоническую напряженность территории. Степень дислокированности нарастает от нижних структурных этажей к верхним. В этом направлении, по данным А.В. Тарасова, Л.М. Шадрина и др., увеличивается амплитуда пликативных и дизъюнктивных дислокаций, а также наблюдается смена пластических деформаций разрывными структурами. Морфологические особенности интрузивов в значительной степени подчинены этим закономерностям.

Талнахский продуктивный интрузив образует четыре ветви, развитие которых подчинено Главному шву Норильско-Хараэлахского разлома: Северо-Восточная, Юго-Западная, Северо-Западная, Хараэлахская. Северо-Восточная ветвь, залегающая в отложениях тунгусской серии и приуроченная к восточному борту разлома, в южной части пересекает разлом и соединяется с Юго-Западной ветвью. Северо-Западная и Хараэлахская ветви залегают в отложениях девона. Обе они расположены в западном борту разлома, а последняя из них ориентирована вкрест простирания Главного тектонического шва.

Талнахский интрузив представляет собой сочетание лентовидных тел и пластообразных залежей, мощность которых варьирует в довольно широких пределах. Эти тела изобилуют пережимами и раздувами, совпадающими с пликативными дислокациями и разрывами, сопряженными с Норильско-Хараэлахским разломом. Осевые зоны интрузива согласуются как с простиранием пликативных структур, так и с разрывными нарушениями, а максимальные мощности связаны, возможно, с самостоятельными каналами поступления магматического расплава. На рис. 15 дан план изомощностей продуктивного массива, позволяющий убедиться в его сложной конфигурации, выражающейся в развитии раздувов и пережимов, наличии "окон", сложенных безынтрузивными участками осадочно-метаморфических пород, в резком ограничении интрузивов Главным тектоническим швом. Сложность строения Талнахского рудного узла обусловлена также развитием высокомагнезиального Нижнего Талнахского интрузива, сопровождающего продуктивный массив на от-

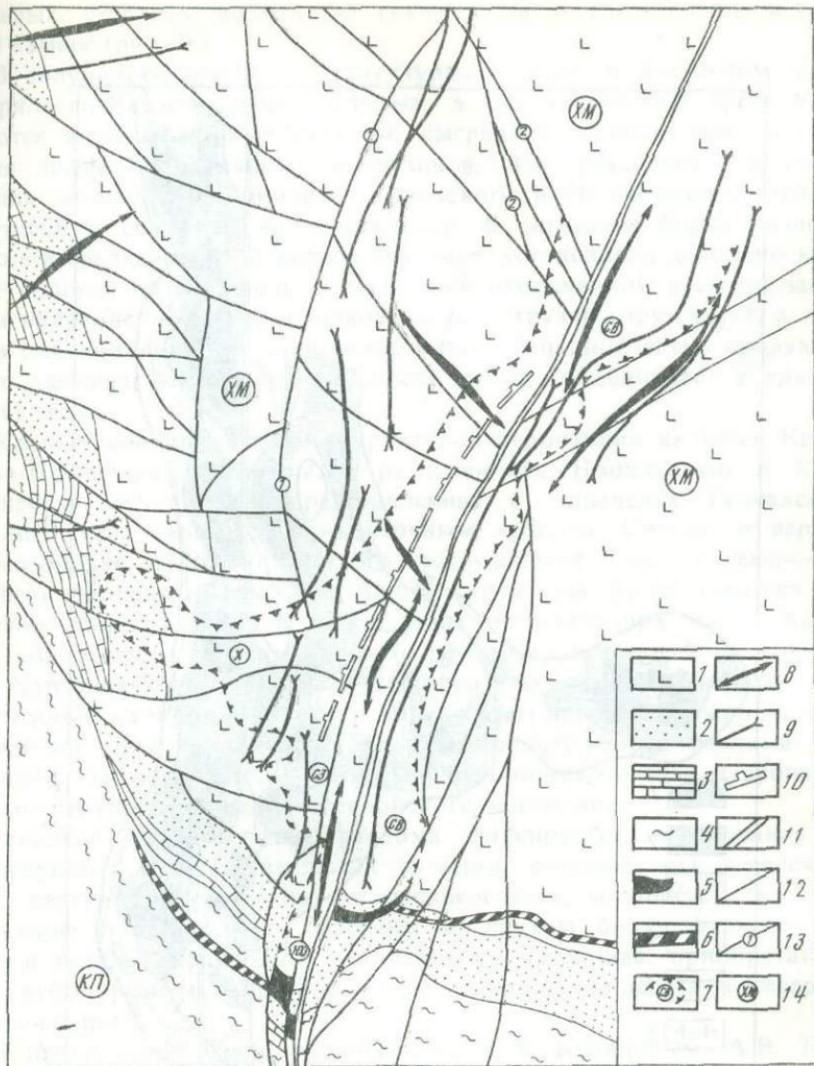


Рис. 14. Геолого-структурная схема Талнахского рудного узла

1 — вулканогенные образования верхней перми—среднего триаса; 2 — терригенные угленосные отложения среднего карбона—верхней перми; 3 — карбонатные отложения верхнего девона; 4 — карбонатные и сульфатно-карбонатные отложения нижнего—среднего девона; 5 — выходы под четвертичные отложения Талнахского интрузива; 6 — апофизы Талнахского интрузива; 7 — границы ветвей Талнахского интрузива на глубине: Северо-Восточная (СВ), Юго-Западная (ЮЗ), Северо-Западная (СЗ), Хараалахская (Х); 8, 9 — оси структур: 8 — антиклинальных, 9 — синклинальных; 10 — флексурная складка; 11 — Главный шов Норильско-Хараалахского разлома; 12 — дизъюнктивные нарушения; 13 — зоны крупных дизъюнктивных структур (цифры в кружках: 1 — осевой разлом, 2 — зона северо-западных сбросов); 14 — главные пликативные структуры: Хараалахская мульда (ХМ), Кайеркано-Пясинская антиклиналь (КП).

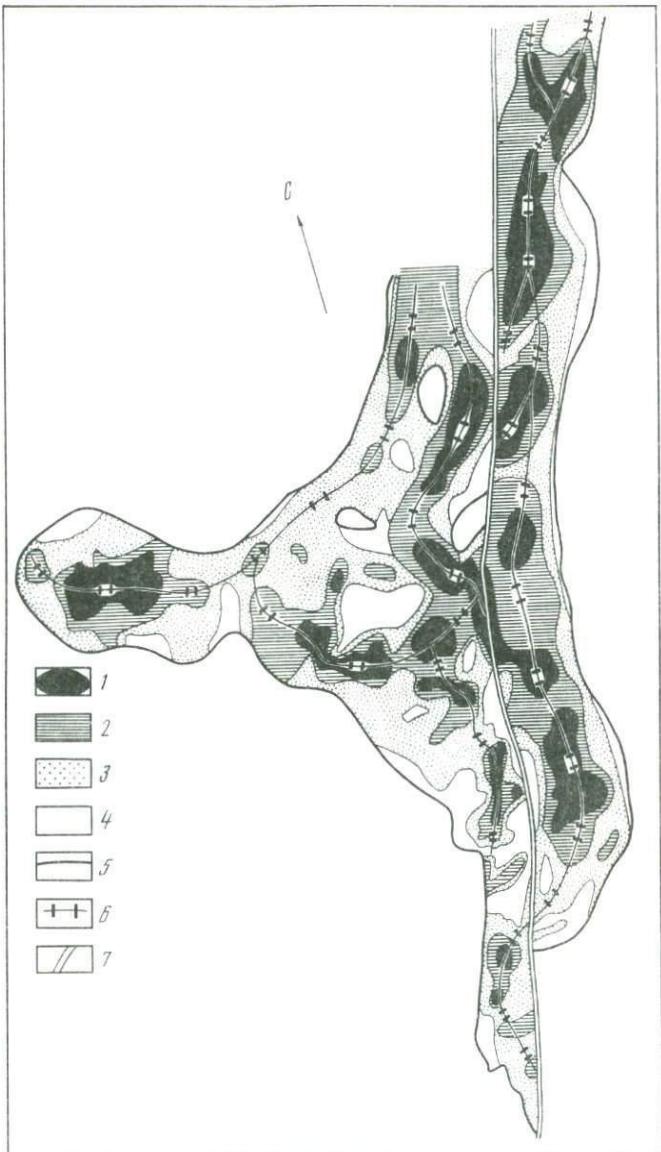


Рис. 15. Схематический план изомощностей Талнахского интрузива

1—4 — распределение мощностей; 1 — более 150 м, 2 — 100—150 м, 3 — 50—100 м, 4 — менее 50 м;  
5 — контуры интрузива; 6 — осевые линии интрузива; 7 — Главный шов Норильско-Хараелахского разлома

дельных участках вплоть до совмещения в единой гипабиссальной камере (рис. 16).

В силурийско-девонском структурном ярусе, в восточном борту Норильско-Хараэлахского разлома, в предтунгусском срезе выделяются антиклинальные складки, сыгравшие важную роль в строении дифференцированных интрузивов. Это фиксируется в уменьшении мощности и ширины Талнахского и Нижнеталнахского интрузивов в сводовой части структур. В западном борту разлома, также в среднепалеозойских отложениях, установлена довольно крупная пологая антиклиналь с осью, ориентированной в северо-западном направлении. В ее сводовой части интрузив отсутствует, а в целом она контролирует положение Северо-Западной ветви продуктивного массива, увеличение мощности которого совпадает с крыльями складки.

Крупнейшей пликативной структурой территории является Кайеркано-Пясинская антиклиналь, разделяющая Норильскую и Хараэлахскую мульды и представленная в пределах Талнахского рудного узла своим северо-восточным крылом. Средне- и верхнепалеозойские отложения полого погружаются здесь в северо-восточном направлении. Пликативные структуры более высоких порядков широко развиты в пределах юго-западной части Хараэлахской мульды, а максимально распространены в зоне Норильско-Хараэлахского разлома, где образуют серию линейных приразломных складок и флексур. В качестве примера можно назвать линейную синклинальную складку восточного борта разлома. Ось складки вытянута вдоль Главного тектонического шва и субпараллельна структурам среднепалеозойского заложения.

Западнее Главного шва разлома фиксируется чередование отрицательных и положительных складок, которые, как и флексурные перегибы, контролируют распределение мощностей или расщепление продуктивного массива. В крутом борту флексуры известен резкий раздуб Нижнеталнахского интрузива, приобретающего трубообразную форму и затем выклинивающегося в северном направлении.

В центральной части рудного узла В.Ф. Кравцовым, А.В. Тарасовым, Л.М. Шадриным и др. выделяется субмеридиональная синклинальная складка, ось которой трассируется в северо-северо-восточном направлении и совпадает, по-видимому, с осевой зоной Хараэлахской мульды. Группа сопряженных положительных и отрицательных складок северо-западной части рудного узла имеет северо-восточное и субширотное простирации, согласующиеся с ориентировкой Фокинско-Тангаралахского разлома.

В горизонтах осадочных отложений среднего—верхнего палеозоя и вулканогенных образованиях широко развиты дизъюнктивные дислокации, ориентировка которых соответствует четырем наблюдаемым направлениям: северо-восточному, северо-западному, субмеридиональному и субширотному. Вертикальные амплитуды перемещений до 400—500 м. Многие из них затухают с глубиной или трансформируются, по данным А.В. Тарасова и Л.М. Шадрина, в пологие межслоевые сдвиги.

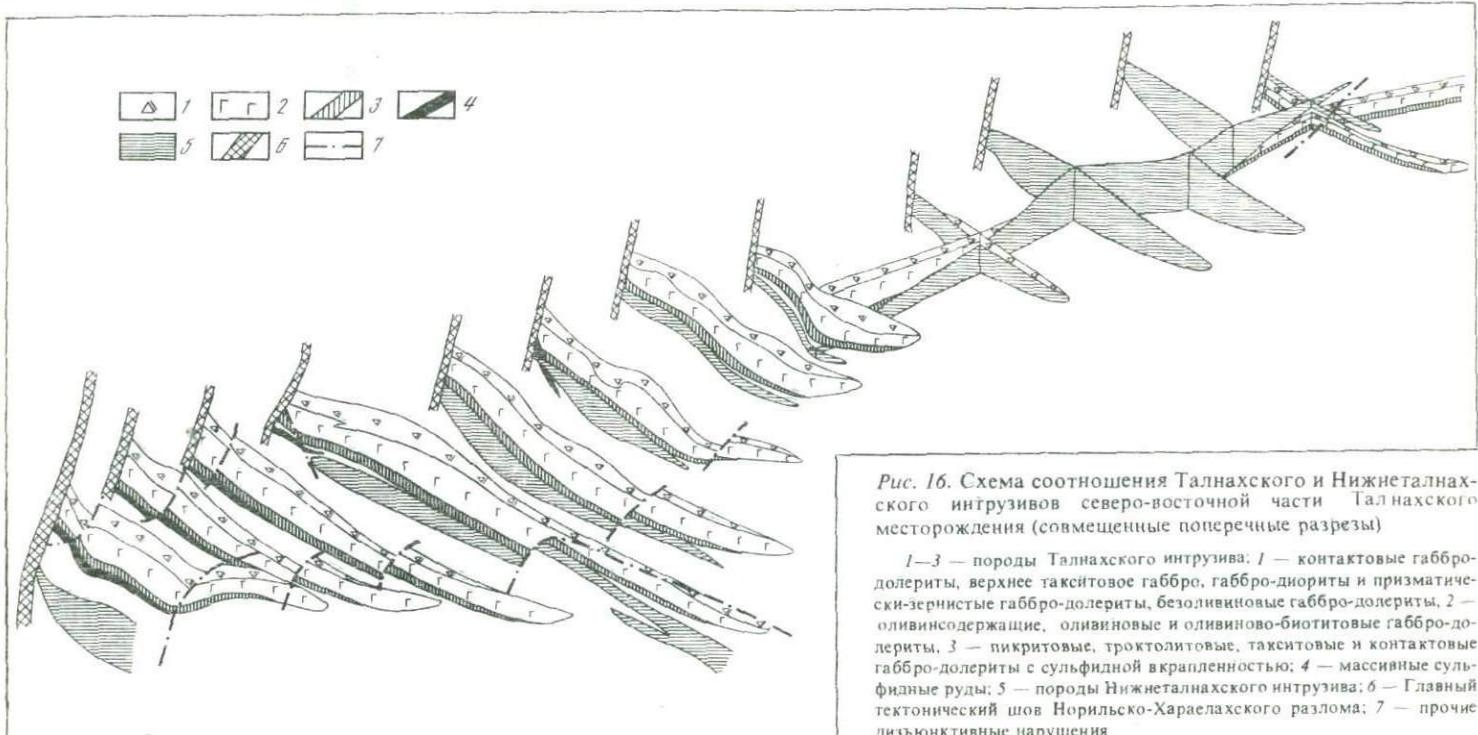


Рис. 16. Схема соотношения Талнахского и Нижнеталнахского интрузивов северо-восточной части Талнахского месторождения (сгоммеченные поперечные разрезы)

1—3 — породы Талнахского интрузива; 1 — контактовые габбро-долериты, верхнее такситовое габбро, габбро-диориты и призматически-зернистые габбро-долериты, безоливиновые габбро-долериты, 2 — оливинсодержащие, оливиновые и оливиново-биотитовые габбро-долериты, 3 — пикритовые, троктолитовые, такситовые и контактовые габбро-долериты с сульфидной вкрапленностью; 4 — массивные сульфидные руды; 5 — породы Нижнеталнахского интрузива; 6 — Главный тектонический шов Норильско-Хараелахского разлома; 7 — прочие дислокационные нарушения

Основной магмоконтролирующей структурой является Норильско-Хараэлахский разлом и группа оперяющих его разрывных дислокаций, определяющих распределение интрузивов и их ветвей (например, пространственное положение Хараэлахской ветви продуктивного массива, ориентированной вкrest простирания разлома, что, с одной стороны, согласуется с падением плоскости сместителя в этом направлении, а с другой — контролируется субширотными складками и разрывами).

Один из наиболее крупных дизъюнктивов — Осевой разлом, прослеженный в субмеридиональном направлении и трассируемый в соответствии с осевой зоной Хараэлахской мульды (см. рис. 14). В южной части территории с ним совпадают субпараллельные разрывы, а в северной части разлом обрывается системой северо-западных сбросов. Субпараллельные разрывы образуют клиновидные блоки ("просадочные структуры" по В.Ф. Кравцову), ограниченные с востока Главным тектоническим швом и создающие в западном борту разлома своеобразную сеть сопряженных дугообразных сбросов со встречными углами падения. Эти клиновидные блоки, или сопряженные парные разрывы, ориентированы под прямым углом к Главному шву разлома и часто перекрывают друг друга. Они сложены вулканогенными образованиями, имеют приповерхностное развитие и постепенно затухают в осадочных отложениях тунгусской серии и девона, переходя в межслоевые чешуйчатые дислокации. Формирование этих структур принято связывать с внедрением дифференцированных интрузивов и локализацией их в тектонически благоприятных условиях анизотропного разреза средне-верхнепалеозойских осадочных отложений.

Общая характеристика структур Талнахского рудного узла показывает, что тела дифференцированных интрузивов распределяются в соответствии с развитием пликативных и дизъюнктивных дислокаций. Важнейшую роль в размещении расслоенных сульфидоносных массивов и рудных залежей играют Главный тектонический шов и оперяющие его разрывы Норильско-Хараэлахского разлома, а также основные складчатые структуры, среди которых приразломные флексуры и Талнахская синклиналь наиболее значительны. А.В. Тарасов [131] обратил внимание, что интрузивные ветви как бы "обтекают" крупные положительные структуры и локализуются вдоль шарнира Талнахской синклинали. Подобные соотношения устанавливаются в мощностях интрузивов с положительными и отрицательными складками.

Талнахский полнодифференцированный интрузив. Генерализованный поперечный разрез Талнахского рудного узла, показывающий соотношение ветвей продуктивного массива, литологостратиграфический уровень их залегания, а также развитие относительно Главного тектонического шва Норильско-Хараэлахского разлома дугообразных, межслоевых и других дислокаций, представлен на рис. 17. Морфология тел, залегающих в терригенных угленосных отложениях, довольно проста. Значительное усложнение характера строения интрузива наблюдается для ветвей, локализован-

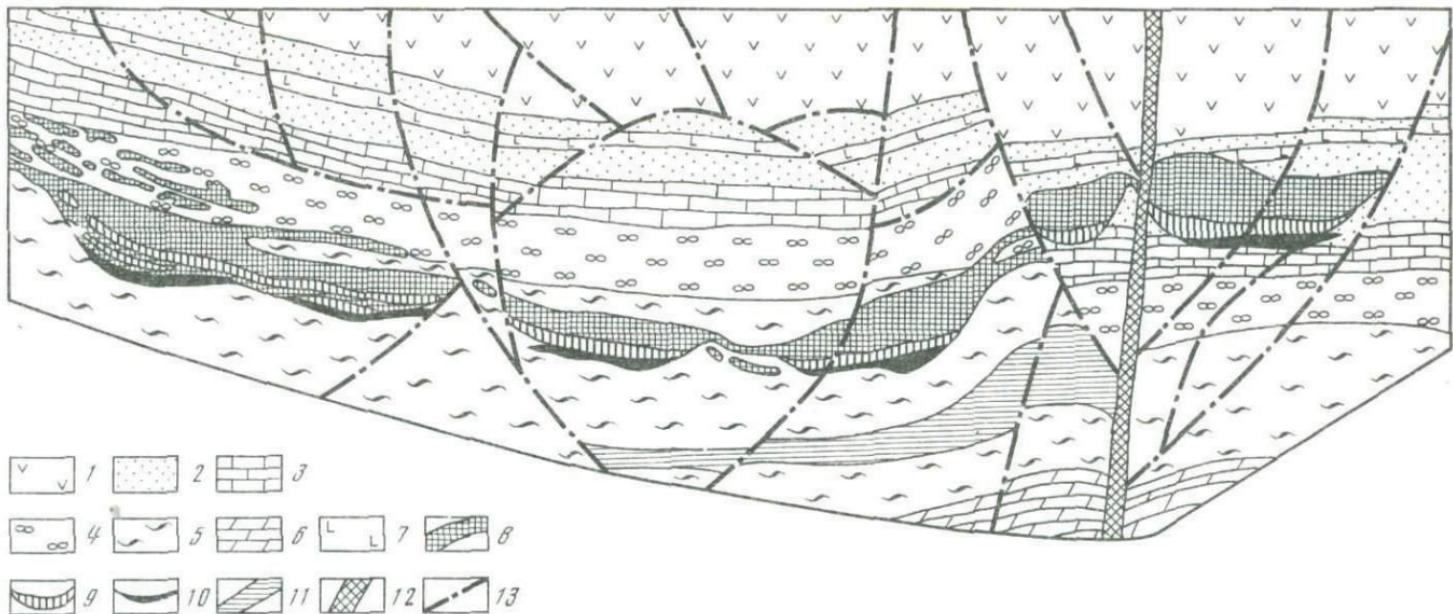


Рис. 17. Схематизированный субширотный геологический разрез Талнахского рудного узла (соотношение ветвей полидифференцированного Талнахского интрузива)

1 — вулканогенные образования верхней перми—нижнего триаса;  
2 — терригенные угленосные отложения верхнего карбона—верхней перми; 3 — карбонатные отложения среднего—верхнего девона; 4 — сульфатно-карбонатные отложения среднего девона; 5 — терригенно-карбонатные и сульфатно-карбонатные отложения нижнего—среднего девона; 6 — карбонатные отложения силура; 7 — титан-авгитовые долериты;

8, 9 — Талнахский интрузив; 8 — контактовые габбро-долериты, верхние такситовые габбро-долериты, габбро-долериты, безоливиновые, оливинодержащие, оливиновые и оливиново-биотитовые габбро-долериты; 9 — пиритовые, такситовые и контактовые габбро-долериты с вкраплениями сульфидными медно-никелевыми рудами; 10 — массивные (богатые) медно-никелевые руды; 11 — Нижнеталнахский интрузив; 12 — Главный шов Норильско-Хараэлахского разлома; 13 — прочие дислокационные нарушения

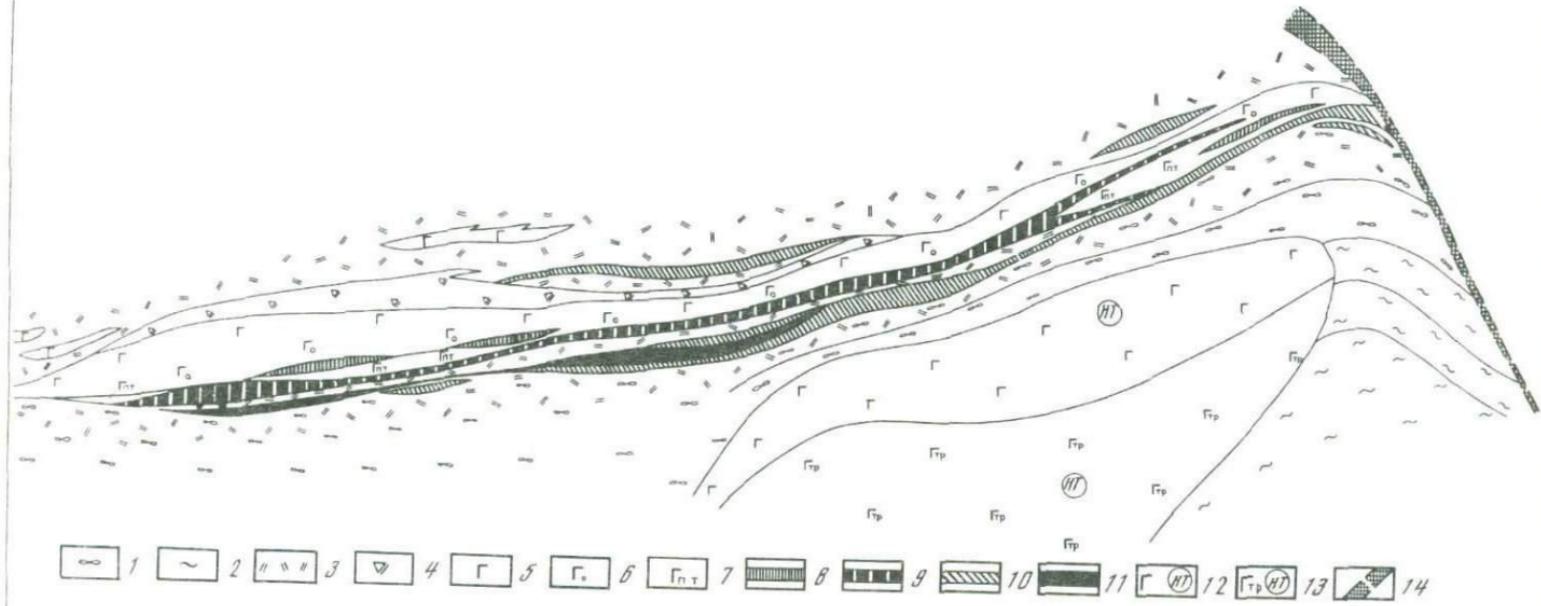


Рис. 18. Субширотный геологический разрез Северо-Западной ветви Талнахского интрузива

1 — сульфатно-карбонатные отложения среднего девона; 2 — терригенно-карбонатные и сульфатно-карбонатные отложения нижнего—среднего девона; 3 — контактово-измененные породы; 4 — контактовые габбро-долериты, верхнее такситовое габбро, габбро-диориты и призматически-зернистые габбро-долериты, безоливиновые габбро-долериты; 5 — оливинсодержащие, оли-

виновые и оливиново-биотитовые габбро-долериты; 6 — оливиновые габбро-долериты; 7 — пикритовые и такситовые габбро-долериты; 8 — вкрапленные медно-никелевые руды в оливиновых, пикритовых, такситовых и kontaktовых габбро-долеритах; 9 — богатовкрапленные (сидеронитовые) руды; 10 — существенно медистые руды экзоконтакта; 11 — залежи массивных руд; 12, 13 — верхние (12) и нижние (13) дифференцианты Нижнеталнахского интрузива; 14 — разлом

ных в карбонатных и сульфатно-карбонатных отложениях девона (рис. 18). Северо-Западная и Хараэлахская интрузивные залежи обнаруживают расщепление, нарушение закономерной внутрикамерной дифференцированности, развитие многочисленных апофиз, брекчевидных пород, мощного ореола контактово-метаморфических и метасоматических образований. Наиболее сложное строение приобретает фланговая зона Хараэлахской ветви, где фиксируется большой объем оливиновых габбро-долеритов, пикритовые и такситовые габбро-долериты часто занимают в разрезе не свойственное им положение, а многочисленные отшепленные тела почти не обнаруживают расслоенности. Вместе с тем здесь развито несколько типов оруденения, в том числе распространены мощные залежи массивных (или богатых) и прожилково-вкрашенных руд. Внутреннее строение Талнахского рудоносного интрузива рассмотрено в многочисленных публикациях, а наиболее детально описано в работах Д.А. Додина [31], В.В. Золотухина [104] и др.

В вертикальном разрезе интрузива сверху вниз фиксируется постепенная смена пород нарастающей основности и магнезиальности, отражающая процессы внутрикамерной дифференциации. Выделяются следующие серии пород и слагающие их зоны.

I. Верхняя расслоенная (габбровая) серия. Гибридные эндоконтактные породы, контактевые закалочные габбро-долериты, анортитовое лейкократовое габбро, хромитоносное такситовое габбро, габбро-диориты.

II. Основная расслоенная серия. Призматически-зернистые габбро-долериты, кварцодержащие безоливиновые габбро-долериты, безоливиновые и оливинодержащие габбро-долериты, оливиновые и оливиново-биотитовые габбро-долериты, пикритовые габбро-долериты, троктолиты.

III. Нижняя расслоенная (габбровая) серия. Такситовые габбро-долериты, равномерно-зернистые оливиновые и безоливиновые габбро-долериты, контактевые габбро-долериты.

**Верхняя эндоконтактовая зона** включает гибридные породы, состав которых определяется вмещающими образованиями. Контактевые габбро-долериты сложены плагиоклазом и клинопироксеном, к которым иногда присоединяется кварц и ортопироксен. Здесь присутствуют также биотит, роговая обманка, сростки кварца и калиевого полевого шпата. Среди аксессориев развиты сфен, апатит, а рудные представлены титаномагнетитом и сульфидами. Хромитоносные такситовые породы с чрезвычайно пестрым обликом представлены ассоциацией лейкогаббро и меланократовых обособлений, часто именуемых "верхними пикритами". Эти образования обнаруживают тесные срастания друг с другом, а иногда имеют резкие контакты, но без зон закаливания. Срастания меланократовых обособлений и лейкогаббро, широкие вариации зернистости и состава пород придают этим образованиям такситовый облик. Мощность такситовых габбро верхнего эндоконтакта обычно не превышает первых метров, но иногда они составляют и более мощную зону, достигающую нескольких десятков метров, когда их появление фик-

сируется в призматически-зернистых габбро-долеритах и даже более низких горизонтах интрузива. Отмечаются и пересечения, когда можно наблюдать лишь мелкие, но обильные сегрегации магнезиального оливина, которые как бы растворяются в основной массе породы, повышая ее магнезиальность. Наряду с обычными выделениями оливина отмечаются и его гранулированные зерна. Породы отличаются обильными сегрегациями хромита вплоть до появления жилок хромититов, наличием зеленого хромсодержащего клинопироксена, сульфидной и платиновой минерализацией, широким проявлением автометаморфических процессов, развитием биотита, апатита, сфена, эпидота, карбонатов, пренита, хлорита, амфибола. Детальная характеристика хромитоносных тектитовых габбро, в составе которых устанавливается верхний уровень сульфидной, хромитовой и платиновой минерализации, дана ниже.

**Призматически-зернистые габбро-долериты и габбро-диориты** принадлежат, как и хромитоносное габбро, к верхней расслоенной серии. Они сложены призматически-зернистыми пегматоидными породами, чередующимися с габбро-диоритами (метадиоритами) и габбро-долеритами с офитовой, габбро-офитовой, пойкилоофитовой структурой, общей мощностью 20—100 м. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (андезин-лабрадор), клинопироксеном, роговой обманкой, ассоциирующей с биотитом, кварцем, оливином. Совместно с биотитом фиксируются апатит, циркон, сфен, составляющие акцессорную минерализацию. А.Н. Феногеновым среди акцессориев отмечен также ортит. Среди вторичных минералов развиты эгирин-авгит, хлорит, иддингсит (боулингит), серпентин-хлорит, пренит. Выделения оливина фиксируются появлением в нижней части горизонта пятнистой текстуры с ее разрастанием на глубину, что выражается в увеличении объема, но уменьшении размера "звездчатых" пятен, которые образованы выделениями ксеноморфных зерен оливина (от 6—8 до 1—2 мм), замещенного иддингситом, хлорит-серпентином, тальком. Пегматоидные шлиры, повсеместно фиксируемые в горизонте, мало отличаются по составу от вмещающих их пород. Они содержат кварц, оливин, имеют крупно- и гигантозернистое строение и габбро-офитовую структуру.

**Кварцодержащие безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты** составляют верхнюю часть основной расслоенной серии. Мощность их колеблется в широких пределах, достигая иногда 80—90 м. Горизонт имеет сложное строение, но в целом характеризуется постепенным увеличением количества оливина к низу разреза и последовательной сменой структуры пород от призматически-зернистой и призматически-офиевой до габбро-офиевой, пойкилоофиевой, панидиоморфно-зернистой. При этом крупнопризматические пегматоидные разности, близкие по составу к габбро-диоритам (метадиоритам), появляются в разрезе, но их объем сверху вниз довольно резко сокращается. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом, клино- и ортопироксеном, оливином. Кварц преобладает в верхней части горизонта и постепенно исчезает с нарастанием количества оливина. Довольно большой объем

составляют рудные минералы (титаномагнетит, пирротин, халькопирит). Аксессории представлены апатитом, сфеном. Среди вторичных развиты пренит, карбонаты, иддингсит, хлорит и серпентин-хлорит.

**Оливиновые габбро-долериты**, составляющие центральную часть основной расслоенной серии, продолжают тенденции постепенного накопления оливина, но граница их с вышележащим горизонтом в известной степени условна и проводится большинством исследователей по количеству оливина с нижним пределом в 10%. Мощность горизонта 30—70 м. Верхняя часть его сложена офитовыми габбро-долеритами, а нижняя — пойкилоофитовыми. Довольно часто между ними можно наблюдать "прослой" пород, отвечающих троктолитам, после которого резко увеличивается количество оливина (до 25% в нижней части горизонта) и появляется биотит (оливиново-биотитовые габбро-долериты). С появлением биотита фиксируется и мелкая интерстициальная сульфидная вкрапленность. Переход к нижележащим пикритовым габбро-долеритам, составляющим экстремальный горизонт полнодифференцированных интрузивов, как правило, довольно резкий и происходит в пределах 10—30 см, хотя интрузивных контактов не наблюдается. Породы сложены плагиоклазом, клино- и ортопироксеном, оливином, биотитом, рудными. Вторичные минералы представлены апатитом; сфеном, роговой обманкой, хлоритом, карбонатами. При одинаковом наборе породообразующих и второстепенных минералов оливиновые и оливиново-биотитовые габбро-долериты различаются некоторыми колебаниями их соотношений.

**Пикритовые габбро-долериты** как группа разновидностей пород, обогащенных оливином (более 25%), включает собственно пикритовые габбро-долериты, плагиоклазовые оливиниты и пироксениты, троктолиты и меланократовые троктолиты [31]. Наибольший объем составляют, как правило, собственно пикритовые габбро-долериты. Мощность горизонта в целом колеблется в широких пределах, в осевой (килевой) зоне массива она равна 20—40 м, изредка достигает 50—70 м. В бортовых частях интрузивных ветвей обогащенные оливином породы выпадают из разреза. Структура пород пойкилоофитовая, сегрегационная (по М.Н. Годевскому), панидиоморфно-зернистая, участками офитовая и габбро-офитовая. Нередко в породах горизонта фиксируется микроритмичность (микрорасслоенность), обусловленная чередованием разностей, обогащенных оливином или плагиоклазом. Первые из них составляют плагиооливиниты, вторые — габбро, причем слои габбро имеют довольно резкую нижнюю границу и весьма расплывчатую верхнюю. Мощность лейкократовых (габброидных) слоев обычно доли сантиметров (редко первые сантиметры), а меланократовых — достигает нескольких сантиметров — первых десятков сантиметров.

Кроме отмеченных структур, присущих породам горизонта в целом, они характеризуются часто сидеронитовой структурой, где повышенное содержание сульфидов (до 30—50%) определяет своеобразный облик габбро-долеритов. Сульфиды как бы цементируют силикатную ткань породы. Эта структура нередко отмечается также в оливинитах и троктолитах. Непременной чертой пород является развитие каплевидной

и овощной вкрапленности сульфидов. Пикретовые габбро-долериты Хараэлахской ветви отличаются, по данным В.В. Золотухина и др. [104], грануляцией породообразующих минералов, в том числе оливина. Для них характерна также повышенная серпентинизация. Пикретовые габбро-долериты сложены оливином, плагиоклазом (битовитом), клино- и ортопироксеном, рудными минералами, значительное место занимают биотит, хлорит, серпентин.

Плагиоклазовые оливиниты представлены маломощными "простоями", линзами или шлирами. Они отличаются массивным обликом, высоким содержанием оливина (иногда более 80%), подчиненным количеством плагиоклаза, клино- и ортопироксена. Объем рудных минералов, включающих, кроме сульфидов, магнетит и ильменит, редко достигает 10%. Плагиопироксениты представляют собой мезо- и меланократовые массивные породы, в которых клинопироксен составляет более 50%, а оливин имеет резко подчиненное значение.

Меланократовые троктолиты, характеризуемые повышенным содержанием оливина (до 50%) относительно плагиоклаза (до 25%) и резко подчиненным количеством клинопироксена, обнаруживаются повсеместно в разрезе обогащенных оливином пород, и появление их не носит отчетливой закономерности. Они отличаются, как и троктолиты, пониженной ролью сульфидов. Троктолитам свойственно несколько иное соотношение породообразующих минералов: количество основного плагиоклаза обычно почти вдвое больше, чем в меланократовых троктолитах, а оливина и пироксена — пропорционально меньше.

Такситовые габбро-долериты составляют горизонт нижней расслоенной серии полнодифференцированных интрузивов. Они определяют важнейшую черту последних, с одной стороны, как рудонесущий горизонт, а с другой — как специфические образования, обязанные высокой роли флюидной фазы. Породы горизонта имеют своеобразный облик, чрезвычайно пестрый состав и широко развитую шлировидную сульфидную вкрапленность. Они распространены повсеместно и участками, в периферических (бортовых и фланговых) зонах интрузива, являются его главным составным элементом. Мощность пород варьирует при средних значениях 10—15 м и максимальных — до 40—50 м. Породы имеют ярко выраженную атакситовую текстуру, обусловленную наличием пегматоидных разностей, оливинсодержащих, оливиновых, троктоливых и пикретовых габбро-долеритов, а также шлировидных блоков призматически-зернистых габбро-долеритов и габбро-диоритов. В широких пределах варьирует и зернистость пород, а структуры определяются их составом, т.е. различными соотношениями породообразующих минералов.

Такситовые габбро-долериты сменяются в нижней части оливиновыми габбро-долеритами с пойкилофитовой структурой и слабо выраженным такситовидным обликом. Мощность их от первых метров до 20 м. Иногда они прослеживаются и в верхней части горизонта такситовых габбро-долеритов, а в участках раздузов интрузива почти полностью фациально их замещают. Состав пород очень близок оливиновым габбро-долеритам центральной части основной расслоенной серии.

**Нижние контактовые габбро-долериты** представлены мелко- и среднезернистыми породами офитовой структуры с порфировидными выделениями плагиоклаза. Последний преобладает в составе основной массы, имеющей нередко афанитовый облик. Клинопироксен играет подчиненную роль, а оливин встречается спорадически. Изредка отмечается кварц, вторичные представлены биотитом, хлоритом, пренитом. Количество сульфидных минералов весьма непостоянно. Мощность контактовых габбро-долеритов составляет 1—5 м и достигает 10—20 м в краевых фациях.

Такова краткая обобщенная характеристика внутреннего строения Талнахского продуктивного интрузива. Она рассмотрена главным образом на примере Северо-Восточной ветви, но в значительной степени отвечает массиву в целом и как принципиальная схема отражает строение вертикального разреза практически всех полно-дифференцированных интрузивов норильско-талнахской группы. В табл. 6 приведены средние химические составы главных дифференциатов Северо-Восточной ветви Талнахского рудоносного массива, а также в качестве сравнительной характеристики — дифференциатов других массивов, принадлежащих как полнодифференцированным (Норильск I, Тальминский), так и дифференцированным лейкократовым (Зубмарк-шайдерский) и меланократовым (Нижнеталнахский, Моронговский). Средние химические составы большинства дифференцированных интрузивов Норильского района, а также составы типоморфных минералов вулкано-интрузивной никеленосной ассоциации приведены выше.

**Нижнеталнахский дифференцированный интрузив**, впервые встреченный под Северо-Западной ветвью продуктивного массива, был описан Е.Н. Сухановой, а затем по мере развития детальных поисков и накопления материалов рассматривался в работах [31, 100, 104].

Выше отмечено, что Нижнеталнахский интрузив часто сопутствует рудоносным ветвям Талнахского массива, локализуясь, как правило, стратиграфически и гипсометрически ниже последнего. Интрузив представляет собой сложно построенное тело, морфология и мощность которого подчинены пликативным и разрывным структурам, оперяющим Главный тектонический шов Норильско-Хараэлахского разлома. Материалы последних лет показывают, что интрузив, как и продуктивный массив, имеет несколько ветвей. Одна из них приурочена к Талнахской синклинали, другая локализуется в бортах Норильско-Хараэлахского разлома, а с ней связана субширотная ветвь, огибающая Хараэлахскую рудоносную залежь. По мнению А.В. Тарасова, размещение Талнахского и Нижнеталнахского интрузивов характеризуется определенной симметрией вплоть до образования в плане конформных ветвей.

Интрузив локализован в нижне-среднедевонских сульфатно-карбонатных отложениях и в южной части рудного узла выполняет ядро антиклинали, образуя штохообразный выступ, сильно увеличиваясь в мощности — до 400 м (см. рис. 18). В пределах развития Северо-Западной рудоносной ветви Нижнеталнахский интрузив в виде мало-мощного пласта (25 м) протягивается в северном направлении, пе-

рессекая далее Главный тектонический шов. При этом наблюдаются раздувы и пережимы интрузива, а мощность его колеблется в пределах 20—120 м, сокращаясь в наиболее дислоцированных участках до 6—10 м. В северной части собственно Талнахского месторождения, как и в пределах развития Северо-Западной и Хараэлахской ветвей, т.е. по обоим бортам Норильско-Хараэлахского разлома, Нижнеталнахский интрузив сохраняет свое стратиграфическое положение. Однако в крайней северной части Северо-Восточной рудноносной ветви, где ширина пластообразной Нижнеталнахской залежи довольно стабильна (0,6—1,2 км), а мощность увеличивается от 20 до 160 м, наблюдается последовательное сближение обоих массивов. Затем фиксируется слияние их в единой гипабиссальной камере (см. рис. 16) с последующим залеганием Нижнеталнахского интрузива гипсометрически выше продуктивного массива, а вмещающими его являются уже терригенные угленосные отложения тунгусской серии. При этом на участках резкого изменения условий залегания фиксируется расщепление интрузива на несколько сближенных пластин.

В Нижнеталнахском интрузиве выделяются практически все горизонты, характерные для продуктивных массивов, однако их объемы имеют иные соотношения. Отличительной чертой является и отсутствие четких границ между теми или иными горизонтами, что подчеркивает различия в степени внутрикамерной дифференциации представителей разных групп расслоенных массивов.

**Габбро-диориты, диориты (метадиориты) и гибридно-метасоматические породы**, составляющие верхнюю часть разреза, наиболее развиты в южной части (до 100 м), где интрузив образует штокобразный выступ. Севернее же эти образования приобретают более меланократовый облик, мощность их резко сокращается, а разрез интрузива иногда сразу начинается с оливиновых габбро-долеритов. Обычно породы горизонта представляют собой крупнозернистые массивные (иногда пегматоидные) образования с призматически-зернистой, габбро-офитовой и пойкилофитовой структурой. Породы сложены плагиоклазом, клинопироксеном, роговой обманкой, в небольшом количестве присутствуют альбит, калиевый полевой шпат, биотит, кварц, спорадически отмечаются выделения оливина. Рудные представлены магнетитом, титаномагнетитом, пиритом. В гибридно-метасоматических породах широко развиты сфен, апатит, пренит, эпидот.

**Безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты**, мощностью 30—80 м, составляют верхнюю часть разреза и характеризуются офитовой, пойкилофитовой, иногда призматически-зернистой структурой. В составе пород плагиоклаз преобладает, в подчиненных количествах находится клинопироксен, содержание оливина весьма неравномерное, но обычно не превышает 10%: отмечаются также кварц и микропегматит, среди аксессориев — апатит.

**Оливиновые и троктолитовые габбро-долериты** преобладают в разрезе. Их суммарная мощность 50—130 м. Фиксируется чередование этих пород и наличие линз, по составу отвечающих пикритовым габбро-долеритам. Породы имеют массивную и пятнистую текстуру, структура пойкилофитовая, габбро-офитовая, сегрегационная и порфиро-

*Таблица 6*  
 Средние химические составы главных дифференциатов  
 некоторых гипербазит-базитовых расслоенных интрузивов  
 Норильского района (в мас. %)

Компоненты	Талнахский (Северо-Восточная ветвь)					
	<i>Гтв</i>	<i>Гбо</i>	<i>Го</i>	<i>Гп</i>	<i>Гт</i>	<i>Гтв</i>
SiO <sub>2</sub>	45,30	48,24	45,99	37,34	43,32	46,05
TiO <sub>2</sub>	0,83	1,58	0,85	0,55	0,81	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,06	14,30	16,25	8,10	14,19	19,88
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,01	0,06	0,13	0,03	0,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,77	3,62	2,70	5,88	4,22	2,83
FeO	7,01	9,03	7,52	11,08	10,34	5,65
MnO	0,16	0,20	0,16	0,19	0,16	0,13
MgO	7,21	6,34	9,90	21,66	10,63	6,83
CaO	8,05	10,47	11,07	5,56	9,42	11,23
Na <sub>2</sub> O	2,61	2,81	1,93	0,83	1,79	2,17
K <sub>2</sub> O	2,04	0,88	0,54	0,29	0,64	0,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,19	0,14	0,12	0,11	0,15
П.п.п.	4,21	2,14	2,22	6,16	2,52	3,24
Сумма	99,50	99,80	99,33	98,31	98,18	99,53

Компоненты	Тальминский		Зубмаркшайдерский			
	<i>ГпГтр</i>	<i>Гт</i>	<i>Гбо</i>	<i>Го</i>	<i>Гп</i>	<i>Гт</i>
SiO <sub>2</sub>	43,92	46,62	49,29	46,67	40,85	42,80
TiO <sub>2</sub>	0,74	1,09	1,39	0,71	0,69	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,87	14,76	15,57	14,63	10,62	14,51
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,02	0,01	0,05	0,14	0,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,60	3,77	3,73	3,82	3,35	3,93
FeO	10,30	7,60	9,67	9,34	11,83	10,32
MnO	0,19	0,16	0,23	0,20	0,19	0,16
MgO	21,49	10,08	5,53	9,71	18,11	11,50
CaO	6,44	10,60	8,47	9,97	7,72	9,87
Na <sub>2</sub> O	1,11	2,19	2,30	1,77	1,65	2,17
K <sub>2</sub> O	0,25	0,36	1,12	0,60	0,51	0,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,18	0,25	0,20	0,13	0,13
П.п.п.	2,93	2,18	2,14	1,88	3,13	2,56
Сумма	100,13	99,60	99,70	99,55	98,92	99,32

Примечание. *Гтв* — верхние такситовые габбро-долериты (хромитоносные такситовые габбро); габбро-долериты: *Гбо* — безоливиновые, *Гос* — оливинсодержащие, *Го* — оливиновые, *Гп* — пикритовые, *Гтр* — троктолитовые, *Гт* — такситовые, *Гтп* — такситоподобные.

видная. В их составе в переменных соотношениях находятся плагиоклаз, оливин и клинопироксен, постоянно присутствуют ортопироксен, биотит, развиты также роговая обманка, серпентин, хлорит, рудные представлены магнетитом, титаномагнетитом, пирротином, халькопиритом.

**Пикритовые габбро-долериты**, мощностью 20—40 м, тяготеют к нижней части разреза, но тесно переплетаются с троктолитами и не образуют отчетливо выраженного горизонта. Структура пород пойки-

Комплексный анализ химического состава и минералогия породы, выделенных из различных генетических единиц, показывает, что в них преобладают магнезиальные и магнезио-кальциевые габбро-долериты.

Норильск I (Восточно-Норильская ветвь)				Тальминский		
$\Gamma_{bo}$	$\Gamma_o$	$\Gamma_p$	$\Gamma_m$	$\Gamma_{tv}$	$\Gamma_{os}$	$\Gamma_o$
47,13	45,89	41,49	43,60	47,25	49,76	47,38
0,88	0,83	0,64	0,64	1,17	1,10	0,84
15,53	16,89	9,36	14,82	15,21	13,62	16,31
0,05	0,04	0,34	0,05	0,06	0,04	0,06
2,53	2,00	2,50	2,63	4,45	2,93	3,06
7,65	7,85	10,81	9,54	6,81	8,54	7,83
0,16	0,13	0,19	0,20	0,21	0,20	0,16
7,80	9,24	20,08	12,12	8,23	7,17	9,13
12,47	11,45	6,70	10,34	10,37	11,82	10,53
2,33	2,05	1,04	1,38	2,02	2,42	2,17
0,46	0,41	0,29	0,29	0,50	0,53	0,39
0,11	0,12	0,15	0,26	0,22	0,16	0,20
2,14	2,30	4,69	2,48	3,16	1,76	1,95
99,14	99,18	98,98	98,33	99,62	100,02	98,95

Нижнеталнахский				Моронговский			
$\Gamma_{bo}\Gamma_{os}$	$\Gamma_o\Gamma_{tr}$	$\Gamma_p$	$\Gamma_m$	$\Gamma_{os}$	$\Gamma_o$	$\Gamma_{tr}$	$\Gamma_p$
48,09	43,98	40,73	41,74	46,54	45,88	44,40	42,50
1,01	0,55	0,46	0,64	1,40	1,25	0,88	0,41
14,89	14,56	8,68	12,87	16,51	14,83	13,96	13,68
0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
1,95	2,52	3,47	2,36	3,03	2,37	1,95	1,52
8,49	7,65	9,64	9,56	9,56	11,22	12,10	12,24
0,23	0,18	0,20	0,20	0,16	0,19	0,16	0,15
7,27	14,17	22,85	16,89	7,18	10,35	15,22	19,26
10,36	10,00	6,66	8,95	10,97	9,25	7,89	7,08
2,47	1,20	0,59	0,88	2,22	2,00	1,72	1,20
1,20	0,82	0,53	0,83	0,55	0,44	0,29	0,19
0,16	0,09	0,11	0,11	0,24	0,12	0,12	0,05
3,15	3,64	4,79	4,65	1,70	1,88	1,28	1,45
99,26	99,37	98,72	99,68	100,09	99,79	99,98	99,65

литовая, гипидиоморфно-зернистая. В их составе преобладают оливин (до 55%) и плагиоклаз, клинопироксен развит в меньших количествах, установлена повышенная роль ортопироксена и биотита, отмечается роговая обманка; рудные представлены магнетитом, титаномагнетитом, сульфидами (изредка отмечается пентландит).

**Такситовые (такситоподобные) габбро-долериты** устанавливаются в приподошвенной части интрузива, но имеют ограниченное распространение.

ранение. Они представлены габбро-долеритами со слабо выраженной тектитовой текстурой и пойкилофитовой, габбро-офитовой, призматически-зернистой структурой. Чаще этот горизонт пород отвечает троктолитам с участием пегматоидных шлиров. В составе пород в переменных количествах находятся плагиоклаз, клинопироксен, оливин, широко развиты биотит и рудные. Обычно же разрез интрузива заканчивается чередованием троктолитовых и пикритовых габбро-долеритов, сменяющихся книзу маломощными инъекциями долеритов и ороговиковых вмещающих пород.

Для большинства пересечений Нижнеталнахского интрузива типичен разрез, представленный оливиновыми, троктолитовыми (пикритоподобными) и пикритовыми габбро-долеритами. Безоливиновые и оливинодержащие разности развиты весьма ограниченно, но наблюдаются в маломощных ответвлениях интрузива. Распределение пород в разрезе в целом характеризуется незакономерным чередованием, хотя нижние горизонты отличаются повышенной магнезиальностью. Таким образом, главной чертой Нижнеталнахского интрузива является обогащенность оливином большей части его вертикального разреза; типичным можно считать также троктолитовый (троктолитоподобный) облик пород. Обращает на себя внимание порфировидность плагиоклаза. Одной из отличительных черт интрузива служит отсутствие (или очень слабое развитие) горизонта тектитовых габбро-долеритов, которые в полнодифференцированных массивах рассматриваются в качестве главных рудонесущих образований.

**Тулаек-Таасские интрузивы.** К Талнахскому рудному узлу тяготеют Нижний и Верхний Тулаек-Таасские интрузивы, контролируемые Фокинско-Тангаралахским разломом. В настоящее время мы не располагаем достаточно надежным фактическим материалом, который позволил бы детально описать названные интрузивы с однозначным решением их принадлежности к определенной группе массивов. Тем не менее установленные их главные черты позволяют дополнить характеристику Талнахского рудного узла.

**Нижний Тулаек-Таасский интрузив** является, по-видимому, составной частью Нижнеталнахского массива. Морфология его пока не установлена; он залегает в отложениях нижнего—среднего девона. Мощность, установленная лишь одним полным пересечением, составляет 150 м. Интрузив имеет однородное строение и сложен обогащенными оливином породами: оливиновыми, троктолитовыми и пикритоподобными габбро-долеритами, незакономерно чередующимися и неоднократно повторяющимися в разрезе. Пикритоподобные разности наиболее высокой магнезиальности преобладают в средней части разреза. К ним приурочена небогатая сульфидная вкрапленность. По всему разрезу встречаются мелкие шлировидные блоки пегматоидных габбро-долеритов. Структура основной массы пород офиитовая, пойкилофитовая, с элементами сегрегационной. Количественный минеральный состав пород (в %): плагиоклаз ( $An_{72-78}$ ) — 25—67 (в среднем 42); клинопироксен ( $En_{26-55} Wo_{30-42} Fs_{13-37}$ ) — 10—32 (в среднем 15); ортопироксен ( $Fs_{5-22}$ ) — 2—5; оливин ( $Fa_{14-30}$ ) — 10—30

(чаще 20—24); биотит — 1—10 (в среднем 3); рудные — 2—4; сфен, апатит — редкие зерна.

**Верхний Тулаек-Таасский интрузив** залегает среди вулканогенных образований моронговской—мокулаевской свит в виде предположительно пологоскрупного трубообразного тела, погружающегося под углом 10° в северо-восточном направлении. Максимальная мощность 230 м. В наиболее полном разрезе интрузива сверху вниз наблюдается закономерная смена пород от наиболее лейкократовых разновидностей до оливиновых и пикритоподобных габбро-долеритов с такситовидной текстурой в низах разреза. Мощность ореола контактово-метаморфических и метасоматических образований достигает 40 м. Интрузив по характерным особенностям внутреннего строения и состава тяготеет к лейкократовым дифференцированным массивам зубовской группы.

Породы верхнего горизонта рассматриваются как альбитизированные габбро и призматически-офитовые габбро-долериты. Их количественный минеральный состав (в %): плагиоклаз (вместе с альбитом) — 50—80; клинопироксен, большей частью амфиболизированный, — 10—50 (чаще 30); кварц — 2—3; апатит — 2—3; сфен — 1—2; титаномагнетит — 1—5. Плагиоклаз обычно зональный (от  $An_{34}$  до  $An_{34} \text{--} 42$ ). Клинопироксен отвечает  $En_{35\text{--}45} Wo_{40\text{--}52} Fs_{14\text{--}45}$ . Альбитизированные габбро и габбро-долериты сменяются ниже по размеру безоливиновыми амфиболизированными призматически-офитовыми габбро-долеритами мощностью 25—30 м. Их состав (в %): плагиоклаз ( $An_{36\text{--}44}$ ) — 40—45; клинопироксен ( $En_{45} Wo_{41} Fs_{14}$ ) — 40—50; редкие выделения оливина; титаномагнетит — 8—10.

Нижняя половина разреза интрузива представлена главным образом оливинсодержащими и оливиновыми габбро-долеритами, перемежающимися с троктолитами и пикритоподобными габбро-долеритами. В целом отмечается нарастание количества оливина от 7—13% (в верхней части) до 15—28% (в нижней). Локализованного горизонта субультраподовых пород в разрезе не наблюдается, хотя и отмечается приуроченность троктолитов и пикритоподобных разностей к приподнявшейся части интрузива (около 70 м). Количественный минеральный состав оливинсодержащих и оливиновых габбро-долеритов (в %): плагиоклаз ( $An_{46\text{--}80}$ , чаще  $An_{62\text{--}74}$ ) — 50—60; клинопироксен ( $En_{20\text{--}62} Wo_{35\text{--}42} Fs_{15\text{--}45}$ ) — 20—35; ортопироксен — 2—5; оливин ( $Fa_{17\text{--}45}$ , чаще  $Fa_{17\text{--}25}$ ) — 8—13; биотит — 1—2; апатит — единичные зерна; рудные — 2—4. Состав обогащенных оливином пород (в %): плагиоклаз ( $An_{64\text{--}88}$ ) — 50—60; клинопироксен ( $En_{14\text{--}44} Wo_{34\text{--}47} Fs_{25\text{--}35}$ ) — 10—20; ортопироксен ( $Fs_{5\text{--}32}$ ) — 3—5; оливин ( $Fa_{14\text{--}35}$ ) — 15—28; биотит — до 3; рудные — 2—4. В приподнявшейся части породы приобретают такситовый облик, обусловленный перемежаемостью разнозернистых габбро-долеритов и неравномерным распределением плагиоклаза. В них отмечаются шлировидные блоки меланократовых пород с сегрегациями оливина и редкими выделениями хромита.

О характере соотношения дифференцированных интрузивов Талнахского рудного узла. Все дифференци-

рованные интрузивы Талнахского рудного узла связаны между собой единством питающего источника, т.е. промежуточного магматического очага, приуроченного к зоне пересечения Норильско-Хараэлахского разлома поперечными структурами. Эта зона рассматривается как "тектонический узел" повышенной флюидно-магматической проницаемости, уходящий своими корнями в мантию и связанный с астеносферным диапиром. Показанные различия вещественного состава дифференцированных интрузивов, а также неодинаковые объемы сульфидных медно-никелевых руд, ассоциированных с ними, определяются как глубинными (мантийными), так и внутрикоровыми условиями формирования рудного узла, являющегося составным элементом единой Норильско-Хараэлахской рудно-магматической системы.

На каждой ступени эволюции рудного узла как подсистемы региональной Норильско-Хараэлахской рудно-магматической системы повторяется один и тот же механизм гравитационно-кинетической дифференциации и флюидно-магматического расщепления расплава с последовательным концентрированием сульфидного вещества. Это положение в определенной мере подтверждается при сравнительной оценке составов различных групп расслоенных интрузивов, изучении характера зональности массивов и их ветвей, анализе степени внутрикамерной дифференциации, обусловленной исходным составом расплавов, инъецированных на гипабиссальные—субвуликанические уровни. Не останавливаясь в этом разделе на вопросах эволюции никеленосного гипербазит-базитового магматизма в целом, подчеркнем лишь главные особенности Талнахского рудного узла, показывающие соотношение расслоенных массивов.

Присутствие в разрезе большого объема лейкократовых (в том числе пегматоидных) образований, широкое развитие оклоинтрузивных метасоматических пород, расщепление дифференциатов и их перемежаемость с вмещающими породами характеризуют головные зоны расслоенных интрузивов. Наиболее отчетливо проявленную внутрикамерную дифференциацию обнаруживают центральные зоны, в особенности те участки, которые тяготеют к осевой (килевой) линии интрузивных ветвей. Такие участки имеют близкие мощности горизонтов оливиновых и пикритовых габбро-долеритов при четком трехчленном строении основной расслоенной серии. Незначительное проявление процессов гравитационно-кинетической дифференциации характерно для тыловых зон, где верхние горизонты интрузива отличаются повышенной основностью пород, а роль пикритовых габбро-долеритов довольно низкая. Последние явления свойственны, по-видимому, участкам сопряжения прикорневых зон и пологозалегающих тел, в которых наблюдается лишь начальная стадия формирования (зарождения) горизонта пикритовых габбро-долеритов.

Отмечаемые признаки зональности в строении интрузивов, пространственная сопряженность залежей массивных (богатых) руд с полнодифференцированными интрузивами, фиксируемое близко-одновременное внедрение Талнахского и Нижнеталнахского интрузивов позволяют предложить следующую схему их формирования (см. рис. 7).

Наиболее ранними (передовыми) были дифференцированные лейко-

кратовые интрузивы зубовской группы, представителем которых в пределах Талнахского рудного узла является Верхний Тулаек-Таасский интрузив. За ними, по времени формирования, следуют полнодифференцированные интрузивы норильско-талнахской группы — Талнахский никеленосный массив, образующий несколько продуктивных ветвей. Среди них в первую очередь были сформированы менее магнезиальные ветви — Юго-Западная и Северо-Восточная, затем — Северо-Западная и Хараэлахская. Последними формировались массивы, принадлежащие дифференцированным меланократовым интрузивам, — Нижнеталнахский и Нижний Тулаек-Таасский. Они являются производными остаточного высокомагнезиального, обедненного флюидной фазой расплава, составляющего нижнюю часть магматического резервуара.

Полнодифференцированные интрузивы норильско-талнахской группы занимают среднее положение в вышеобозначенном предполагаемом порядке внедрения. Отличаясь магнезиальностью, промежуточной по своим значениям между интрузивами двух других групп, они сформированы, по-видимому, из средней по вертикали части расплава магматической колонны и характеризуются наиболее оптимальными условиями концентрации сульфидов. Таким образом, полнодифференцированные никеленосные массивы составляют определенное звено в общей цепи рудно-магматических процессов. Их формирование сопряжено с образованием ранних слаборудоносных лейкократовых и поздних, практически безрудных, меланократовых интрузивов, характеризующих начало и конец никеленосного магматизма. При этом важно подчеркнуть, что залежи массивных руд, отвечающих самостоятельной сульфидной субфазе, сопровождают только полнодифференцированные интрузивы, что обусловлено экстремальным концентрированием сульфидов в мезократовом флюидонасыщенном расплаве, их гравитационным осаждением в промежуточном очаге с формированием существенно сульфидной магмы.

Предполагаемый порядок внедрения дифференцированных интрузивов согласуется в пределах Талнахского рудного узла со стратиграфическим и гипсометрическим уровнями локализации: наиболее ранние интрузивы достигают самых высоких горизонтов вмещающих пород, а наиболее поздние залегают в самых нижних частях разреза. Тем не менее отмечаемая закономерность не может быть универсальной. Стратиграфический этаж локализации интрузивов определяется, скорее всего, конкретными структурно-тектоническими условиями. Нельзя считать однозначным и предполагаемый порядок внедрения интрузивов. Достаточно полагать, что инъекции магматических расплавов были близки по времени. При этом последовательность формирования гипербазит-базитовых интрузивов и их составы зависят от времени и уровней вскрытия промежуточных магматических очагов.

## НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ

Особенности строения Норильского и Талнахского рудных узлов во многом сходны и определяются их приуроченностью к центриклинальным замыканиям мульд, контролирующей ролью Норильско-Хараэлахского разлома и оперяющих его дислокаций высоких порядков. Расшифровка структур Норильского рудного узла, как и обобщение материалов по внутреннему строению дифференцированных интрузивов, выполнена благодаря крупномасштабным поисковым работам, проведенным в течение последних двух десятилетий Г.Д. Масловым, М.К. Ивановым, О.А. Дюжиковым, А.В. Тараковым, Е.И. Волковым, В.А. Люлько, А.Б. Душаткиным, Т.К. Ивановой, Л.В. Игревской, О.Н. Симоновым и др. Изучение вещественного состава интрузивных образований и руд в разное время проводилось В.К. Котульским, М.Н. Годлевским, И.А. Коровяковым, Н.С. Зонтовым, Г.Б. Роговером, М.Ф. Смирновым, Е.Н. Сухановой, В.В. Золотухиным, А.Д. Генкиным, А.Д. Баталиевым, А.П. Лихачевым, А.В. Тараковым, В.К. Степановым, Д.М. Туровцевым и др.

Норильский рудный узел расположен в области сочленения Норильской мульды и Кайеркано-Пясинской антиклинали (рис. 19), охватывая также восточный борт Вологочанской мульды (на западе) и западное крыло Хантайско-Рыбининского вала (на востоке). Ориентированный в субмеридиональном направлении Норильско-Хараэлахский разлом разделяет рудный узел на самостоятельные блоки и трассируется в виде системы дислокаций, оперяющих Главный тектонический шов. Крупной дизъюнктивной структурой является также Далдыканский разлом, разделяющий Норильскую и Вологочанскую мульды и фиксируемый в различных структурных этажах как неоднократно активизированная зона, но подчиненная Норильско-Хараэлахскому разлому. Рудный узел составляют месторождения, приуроченные к дифференцированным интрузивам Норильск I, Норильск II, гор Черной, Зубмаркшейдерской. Его составными элементами являются и другие, в различной степени расслоенные интрузивы, залегающие на разных литолого-стратиграфических уровнях, но образующие закономерные группировки, как это характерно для рудных узлов Норильского района.

Норильско-Хараэлахский разлом проявлен в пределах Норильского рудного узла в виде узких грабенов, флексурных перегибов, многочисленных оперяющих его разрывов и сопровождающих пликативных дислокаций. Наиболее дислоцированной оказывается вулканогенная толща, в которой отчетливо видны вертикальные перемещения по зонам северо-западного и северо-восточного простираций. В подстилающих осадочных отложениях разрывы проявлены менее значительно, они переходят в пологие зоны трещиноватости, флексуры-бросы, межслоевые нарушения.

Далдыканский разлом, или линейная чрезвычайно подвижная область, фиксируется в виде широкой (до 10—12 км) зоны изменения фаций и мощностей осадочных отложений девона—перми и вулканогенных образований. Неоднократная смена движений положительного и от-

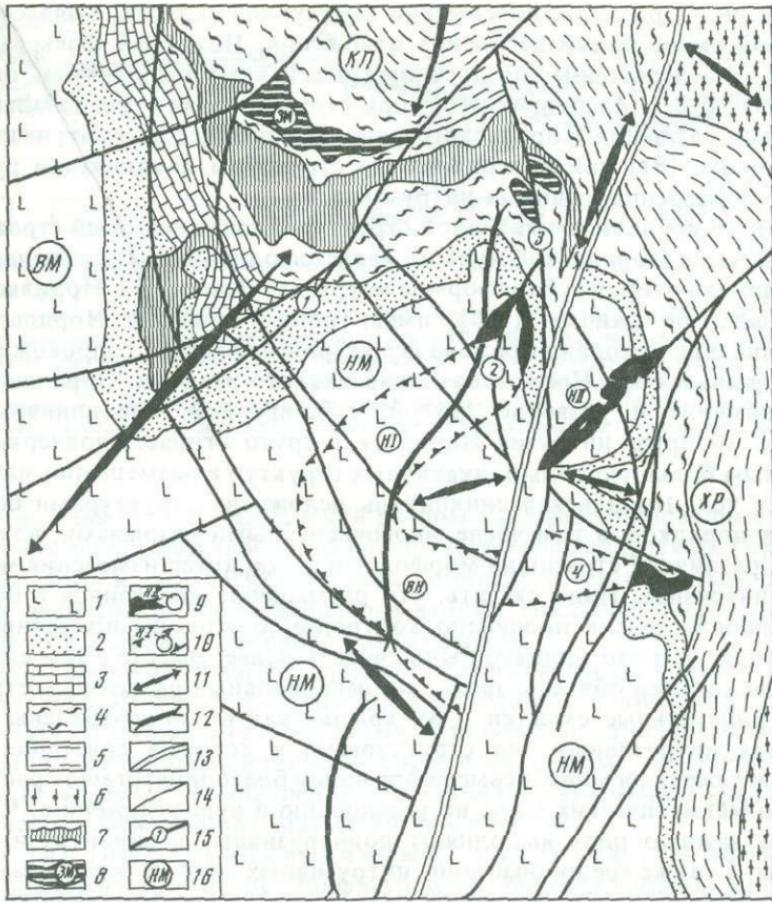


Рис. 19. Геолого-структурная схема Норильского рудного узла

1 — вулканогенные образования верхней перми—среднего триаса; 2 — терригенные угленосные отложения среднего карбона—верхней перми; 3 — карбонатные отложения верхнего девона; 4 — карбонатные и сульфатно-карбонатные отложения нижнего—среднего девона; 5 — терригенно-карбонатные и сульфатно-карбонатные отложения силура; 6 — карбонатные и терригенно-карбонатные отложения ордовика; 7 — недифференцированные интрузивы далдыканского типа; 8 — дифференцированные лейкократовые интрузивы зубовской группы (ЗМ — Зубмаркшейдерский интрузив); 9 — выходы на поверхность (или под четвертичными отложениями) полидифференцированных интрузивов норильско-талнахского типа (НП — интрузив Норильск II); 10 — границы полидифференцированных интрузивов на глубине: НI — Норильск I, ВН — Восточно-Норильская ветвь интрузива Норильск I, Ч — Черногорский; 11, 12 — оси антиклинальных (11) и синклинальных (12) структур; 13 — Главный шов Норильско-Хараэлахского разлома; 14 — дислокационные нарушения; 15 — зоны крупных дислокационных структур (цифры в кружках): 1 — Далдыканский разлом, 2 — разлом г. Рудной, 3 — разлом руч. Медвежьего; 16 — главные пликативные структуры: Норильская мульда (НМ), Вологочанская мульда (ВМ), Хантайско-Рыбинский вал (ХР), Кайеркано-Пясинская антиклиналь (КП).

рицательного знака, скачкообразные перепады мощностей и изменения типов разреза свидетельствуют, с одной стороны, о конседиментационной природе Далдыканского разлома, с другой — показывают высокую мобильность структур, контролирующих рассматриваемый рудный узел. Важная черта строения Далдыканского разлома, как и других подобных структур Норильско-Хараэлахской системы

дислокаций, — развитие допермской флексурной складки, выявленной по резкой смене фаций девонских отложений. Подобные флексурные складки, унаследованные по древним (рифейским) дислокациям, были выделены Г.Д. Масловым [89] при трассировании региональных глубинных разломов Норильского района, а позднее рассматривались В.А. Люлько [81] как благоприятные структуры локализации рудоносных дифференцированных интрузивов.

Наиболее крупной пликативной структурой, осложняющей строение северной части Норильской мульды, является одноименная синклиналь, осевая линия которой субконформна интрузиву Норильск I. Норильская синклиналь, по данным [105], имеет общее крыло с Норильской антиклиналью, которая выражена флексурным изгибом, сопровождающим западный борт Норильско-Хараэлахского разлома. Обращает на себя внимание и развитие другой, субширотной, антиклинальной складки, которую интрузив Норильск I круто огибает, подчеркивая тем самым большую роль пликативных структур в размещении магматических тел. Норильская синклиналь осложнена структурами более высоких порядков, в том числе многочисленными разрывами, влияющими в различной степени на морфологию и характер изменения мощностей интрузива. Надо сказать, что размещение интрузивов в более значительной степени подчинено контролю со стороны пликативных дислокаций, чем это принято было считать ранее. Вместе с тем складчатые дислокации обязаны эволюции региональных разломных структур. Отрицательные складки и их крылья как бы подготовлены для внедрения интрузивных тел структурами, в которых сочетание условий растяжения и межслоевые деформации благоприятствуют распределению магматических масс, их расслоению и рудоотложению. Чрезвычайно важную роль выполняют доинтрузивные и сининтрузивные разрывы, а также трещинные зоны интрузивных эндо- и экзоконтактов как деформации, контролирующие размещение залежей массивных (богатых) руд. При этом консолидированный интрузив выполняет экранирующую роль в локализации массивных руд, образованных в результате близких во времени инъекций силикатно-сульфидных (сульфидных) расплавов. Осложняют строение месторождений и их конкретные участки постинтрузивные (пострудные) дизъюнктивы.

Норильский рудный узел является ярким примером сочетания трех групп расслоенных интрузивов, локализованных на двух основных литолого-стратиграфических уровнях. При этом, учитывая размещение Восточно-Норильской ветви интрузива Норильск I в вулканогенной толще, можно рассматривать в качестве благоприятного этажа локализации и третий уровень — нижнюю часть пермо-триасового туфоловового разреза (ивакинская—надеждинская свиты).

Все полнодифференцированные рудоносные интрузивы группируются в пределах довольно ограниченной площади северо-восточного борта Норильской мульды, непосредственно расположенной в зоне Норильско-Хараэлахского разлома и оперяющих его дислокаций. Нижненорильский интрузив, представляющий собой меланократовый высокомагнезиальный слаборудоносный массив, приурочен к западному борту Норильской мульды и тяготеет к Амбарнинской антиклинали,

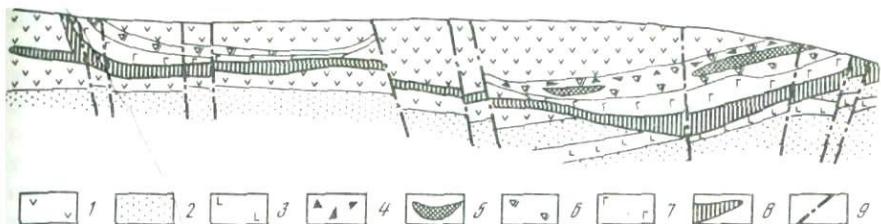


Рис. 20. Субширотный геологический разрез северной части месторождения Норильск I [57]

1 — вулканогенные образования верхней перми—нижнего триаса; 2 — терригенные угленосные отложения верхнего карбона—верхней перми; 3 — титан-авгитовые долериты; 4—8 — породы дифференцированного интрузива Норильск I: 4 — эруптивная брекчия, 5 — лейкоократовое габбро, 6 — верхнее такситовое габбро, габбро-диориты и призматически-зернистые габбро-долериты, безоливиновые габбро-долериты, 7 — оливинсодержащие оливиновые, оливиново-биотитовые габбро-долериты, 8 — рудоносные пикритовые, такситовые и контактовые габбро-долериты; 9 — разрывные нарушения

сопровождающей Далдыканский разлом. Дифференцированные лейкоократовые интрузивы зубовской группы (Зубмаркшайдерский, Горстрой, оз. Долгого и др.) распространены к северу и северо-западу от площади развития полнодифференцированных массивов, т.е. тяготеют к крыльям Кайеркано-Пясинской антиклинали.

Таким образом, обнаруживается определенная радиально-концентрическая зональность в размещении расслоенных интрузивов, контролируемая со стороны региональных разломных и сопряженных пликативных структур и свидетельствующая, по-видимому, об определенной последовательности внедрения, вызванного вскрытием различных уровней промежуточного магматического очага.

Полнодифференцированный интрузив Норильск I имеет сложную в плане конфигурацию, обусловленную, как отмечено выше, контролем со стороны пликативных структур, и представляет собой лентовидное тело, залегающее вблизи межформационного шва угленосные отложения тунгусской серии—вулканогенная толща, но главным образом в нижней части туфо-лавового разреза (рис. 20). В поперечном сечении интрузив имеет корытообразную форму с крутыми бортами, резкими прогибами днища и ответвлениями в виде маломощных даек, фиксируемых в вулканитах надеждинской—моронговской свит. Эти так называемые "сигнальные дайки", закартированные Г.Д. Масловым, О.А. Дюжиковым, М.К. Ивановым в процессе крупномасштабных работ, подчинены крутым разрывам и являются неотъемлемой частью дифференцированных интрузивов. Мощность интрузива Норильск I колеблется в широких пределах, достигая 350 м в прогибах килевой зоны (рис. 21, а).

В северной части массив разделяется на две субветви, отвечающие субпараллельным прогибам подошвы (карьеры "Угольный ручей" и "Медвежий ручей"), которые связаны между собой маломощной силлообразной перемычкой с появлением участков, лишенных сilla [57]. Максимальные мощности совпадают с узкими желобообразными прогибами, погруженными в угленосные отложения, в

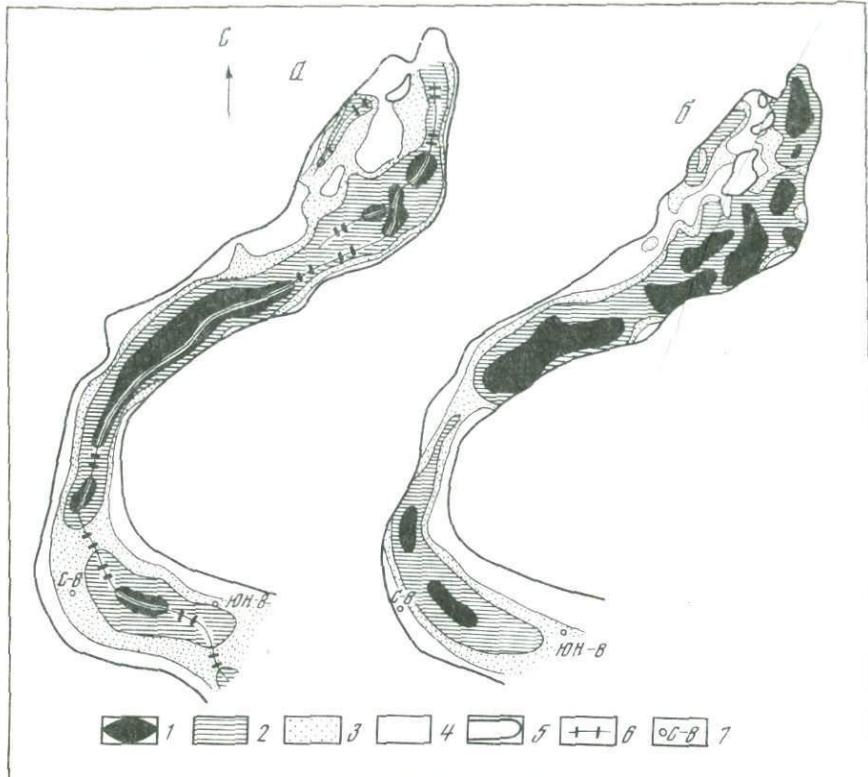


Рис. 21. Схематические планы изомощностей интрузива Норильск I и рудной толщи месторождения

a — план изомощностей интрузива Норильск I: 1 — более 200 м; 2 — 100—200 м; 3 — 50—100 м; 4 — менее 50 м; 5 — контуры интрузива; 6 — осевая линия интрузива; 7 — буровые скважины, б — план изомощностей рудной толщи месторождения Норильск I: 1 — максимальные мощности; 2, 3 — постепенное уменьшение мощностей; 4 — минимальные мощности; 5 — контуры рудной толщи

то время как вмещающими интрузивами породами являются вулканогенные образования. Общая протяженность составляет более 10 км при ширине 1,2—2,5 км. В южной части интрузив резко изгибаются и далее, полого пересекая вмещающие породы и занимая более высокий стратиграфический уровень залегания, составляет Восточно-Норильскую ветвь. Обращает на себя внимание подобие рисунков изомощностей интрузивных пород и рудной толщи массива Норильск I (рис. 21, б). Распределение максимальных мощностей руд в значительной степени совпадает с максимумами интрузива, т.е. рудные залежи тяготеют к килевой зоне интрузива — его желобообразным прогибам, где обычно отмечаются повышенные мощности пикротовых габбро-долеритов.

Восточно-Норильская ветвь представляет собой непосредственное продолжение интрузива Норильск I, но имеет некоторые отличия внутреннего строения, обусловленные, по-видимому, условиями за-

легания. Данные А.Б. Душаткина и Л.В. Игревской показывают, что интрузив приурочен к бортам Норильской синклинали и образует ленто-видное тело, изменяющее свое простиранние от субмеридионального к субширотному, а после коленообразного изгиба опять к субмеридиональному и примыкает к Норильско-Хараэлахскому разлому. Мощность интрузива практически стабильна и достигает 250—280 м с некоторым пережимом в зоне перехода от субширотного к субмеридиональному залеганию. Протяженность интрузива около 6 км; ширина 1,5—2 км, но достигает 3,5 км в зоне перехода от Норильска I. Интрузив представляет собой пластообразную пологосекущую залежь — монолитный силл с пологими бортами, незначительными пережимами и углублениями подошвы, местами погружающимися в угленосные отложения. Важно отметить, что анализ новейших результатов поискового бурения, а также геолого-геофизические данные позволили Д.М. Туровцеву, В.К. Степанову, И.А. Августинчику предположить развитие Южно-Норильской ветви рудоносного интрузива, залегающей в восточном борту Норильско-Хараэлахского разлома.

В разрезе интрузива Норильск I выделяются следующие серии и слагающие их петрографические горизонты:

I. Верхняя расслоенная (габбровая) серия. Эруптивные брекчии, гибридно-метасоматические породы, контактовые габбро-долериты, лейкократовое габбро, хромитоносное такситовое габбро, габбро-диориты.

II. Основная расслоенная серия. Кварцодержащие и безоливиновые габбро-долериты, оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты, оливиново-биотитовые габбро-долериты, пикритовые габбро-долериты.

III. Нижняя расслоенная (габбровая) серия. Такситовые и контактовые габбро-долериты.

**Верхние контактовые габбро-долериты** образуют маломощный (до 5 м) невыдержаный горизонт в кровле, с пойкилофитовой, офитовой, микродолеритовой структурой пород. По составу они отвечают безоливиновым и оливинсодержащим габбро-долеритам (до 5—8% оливина) с почти равными соотношениями плагиоклаза и клинопироксена. В незначительных количествах присутствуют ортопироксен, кварц, альбит, актинолит, титаномагнетит, сульфиды.

**Эруптивные брекчии** встречаются спорадически, но достигают максимума (до 25 м) в северной части массива. Они представлены обломками пород тунгусской серии, базальтами, в различной степени ороговикованными долеритами, сцепментированными контактовыми и такситовидными габбро-долеритами, среди которых отмечаются линзы лейкогаббро. Гибридно-метасоматические породы фиксируются как в цементе эруптивных брекчий, так и на контактах с угленосными породами тунгусской серии, где образуются гранодиориты, гранофиры, метадиориты.

**Лейкогаббро** в сочетании с "верхними такситами" и сегрегациями обогащенных оливином пород составляют замечательную и неотъемлемую часть верхнего эндоконтакта полнодифференцированных массивов.

Лейкогаббро образуют неправильные, часто линзовидные участки, размеры которых варьируют от первых сантиметров до десятков метров. Это крупнозернистые породы с габбровой и габбро-офитовой структурой, в которых ведущее место занимает плагиоклаз (битовнит-анортит), подчиненную роль выполняет клинопироксен, оливин развит спорадически, отмечаются кварц, рудные (магнетит, сульфиды). Положение лейкогаббро в разрезе интрузива не ограничивается только верхней эндоконтактовой зоной. Аналогичные образования в виде шлировидных блоков и небольших линз встречаются и значительно ниже по вертикали, однако развитие их в объеме верхней расслоенной серии наблюдается практически повсеместно и носит характер определенной закономерности.

В тесной ассоциации с лейкогаббро в верхнем эндоконтакте интрузива выделяются "верхние пикриты" и "верхние такситы", составляющие в совокупности хромитоносное такситовое габбро, с которым связана повышенная сульфидная и платиновая минерализация. "Верхние пикриты" представляют собой меланократовые образования, мощность которых обычно не превышает 5 м, однако в висячем боку интрузива Норильска II М.К. Ивановым зафиксирована крупная линза аналогичных образований мощностью около 50 м [57]. В составе верхних пикритов и троктолитов количество оливина находится в пределах 20—55%, равного количества достигает плагиоклаз, а пироксен (клино- и ортопироксен) имеют подчиненное значение. В породах широко развиты биотит и рудные (хромит, магнетит, сульфиды).

"Верхние такситы" распространены значительно шире по сравнению с меланократовыми образованиями, мощность их часто достигает 10—25 м, однако за пределами развития лейкогаббро и меланократовых, обогащенных оливином пород они приобретают пегматоидный облик и, хотя пестрый состав сохраняется, постепенно сливаются с нижележащими призматически-зернистыми габбро-долеритами и габбро-диоритами. Главная черта верхних такситовых габбро-долеритов — чрезвычайно широкий спектр составляющих их пород с непременно присутствующими в большей или меньшей степени сегрегациями меланократовых обособлений. Для них характерна такситовая текстура, а набор пород (оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты, плагиоклазиты и кварцсодержащие метадиориты, пироксениты, троктолиты и пикритовые габбро-долериты, лейкогабброиды) определяет сочетание такситоофильтовой, офильтовой, пойкилоофильтовой, призматически-зернистой, панидиоморфно-зернистой, габбровой, сегрегационной структур. В составе пород в различных соотношениях принимают участие плагиоклаз, оливин, клино- и ортопироксен, биотит, кварц, микропегматит, роговая обманка, актинолит, хлорит, пренит, карбонаты, широко развиты рудные (хромит, магнетит, сульфиды).

**Пегматоидные габбро-долериты и габбро-диориты** составляют нижнюю часть верхней расслоенной серии, мощность которой колеблется в широких пределах (0—50 м) и достигает в раздувах интрузива более 100 м. Пегматоидные габбро-долериты отличаются от призматически-зернистых габбро-долеритов и габбро-диоритов крупнозер-

**нистым** сложением. Большой объем занимают метадиориты, близкие по своему составу и облику аналогичным образованиям дифференцированных покровов пикретовых базальтов. Для них характерно присутствие кварца, микропегматита, большого количества вторичных минералов. Структура пород призматически-зернистая, пойкилофитовая, габбро-офтитовая. В составе пород, примерно в равных количествах, находятся плагиоклаз и клинопироксен, среди вторичных развиты роговая обманка, хлорит, биотит, отмечаются калиевый полевой шпат, апатит, сфен, рудные представлены магнетитом, титаномагнетитом, небольшим количеством сульфидов.

**Безоливиновые и оливинодержащие габбро-долериты** образуют горизонт мощностью до 20 м, составляющий верхнюю часть основной расслоенной серии. Эти породы постепенно переходят в нижележащие оливиновые габбро-долериты, и граница между ними в значительной степени условна. Структура пород — от призматически-зернистой и офтитовой до офто-пойкилофитовой и пойкилофитовой. В их составе плагиоклаз преобладает, подчиненное место занимает клинопироксен, а количество оливина постепенно нарастает от единичных зерен вверху до 5—10% в нижней части горизонта, развиты также кварц, микропегматит, сфен, апатит.

**Оливиновые и оливиново-биотитовые габбро-долериты** составляют наиболее значительную часть вертикального разреза. Их средняя мощность 60 м, но достигает 100 м в килевой зоне массива. В составе горизонта нередко встречаются шлировидные блоки пикретовых (или троктолитовых) габбро-долеритов, а иногда отмечаются и линзовидные небольшие тела пегматоидного облика. В верхней части разреза развиты оливиновые габбро-долериты с преимущественно пойкилофитовой структурой и мелкопятнистой текстурой, переходящие книзу в породы с более высоким содержанием оливина и развитием биотита вблизи контакта с нижележащими пикретовыми габбро-долеритами. В составе пород плагиоклаз преобладает, но сверху вниз фиксируется некоторое изменение соотношения плагиоклаза и клинопироксена. Количество оливина нарастает от 8—10 до 25—30%. Развиты также ортопироксен, рудные (магнетит, сульфиды), изредка отмечаются кварц и микропегматит.

**Пикретовые габбро-долериты** составляют отчетливо локализованный горизонт, довольно резко отделяющийся от вышележащих пород. Они развиты повсеместно и сменяются снизу такситовыми габбро-долеритами, также являющимися неотъемлемой частью продуктивных массивов. Мощность горизонта составляет в среднем около 30 м, резко сокращается вплоть до выпадения из разреза в бортовых частях, но достигает 90—125 м в раздувах килевой зоны. В карьере "Медвежий ручей" можно наблюдать, что горизонт пикретовых габбро-долеритов не однородный. Подобно описанному для Талнахского интрузива, здесь также обнаруживается чередование пикретовых габбро-долеритов с прослойями существенно лейкогабброидного состава, троктолитами и троктолитовыми габбро-долеритами. В составе пикретовых габбро-долеритов оливин, как правило, преобладает (25—60%), плагиоклаз и клинопироксен находятся в непостоянных соотношениях, развит также

ортопироксен, биотит, хлорит, серпентин, амфибол, хромшпинель, магнетит, сульфиды.

**Такситовые габбро-долериты** развиты в основании обогащенных оливином пород, но иногда фиксируются и в кровле последних. Мощность горизонта изменяется в широких пределах, достигая 60 м, но в среднем составляет 10—12 м. В горизонте наблюдаются ксенолиты в различной степени преобразованных вмещающих пород (базальтов, долеритов, роговиков). В типичных разрезах такситовые габбро-долериты характеризуются свойственной им текстурой, часто пегматоидным обликом и незакономерным чередованием оливинсодержащих, оливиновых, пикритовых (пикритоподобных) и контактовых габбро-долеритов. Состав их варьирует в очень широких пределах, в результате чего соотношения главных пордообразующих минералов постоянно меняются, как меняется и структура пород. Среди вторичных минералов широко развиты биотит, роговая обманка, хлорит, серпентин, тальк, пренит. Большое место занимают рудные минералы — ксеноморфная сульфидная, часто шлировидная вкрашенность.

По направлению к нижнему контакту такситовые габбро-долериты постепенно сменяются равномерно-зернистыми оливиновыми разностями мощностью до 10 м, а затем контактовыми габбро-долеритами (1—2 м) с характерной офитовой, пойкилоофитовой, трахитоидной структурой.

В разрезах Восточно-Норильской ветви интрузива Норильск I сохраняются все горизонты, описанные для основного тела. В ней отмечается несколько пониженная степень дифференцированности, устанавливается увеличение объема пород, обогащенных оливином, но уменьшение роли нижнего горизонта такситовых габбро-долеритов. Важно отметить, что породы, отвечающие верхнему такситовому габбро с повышенной ролью хромитовой, сульфидной и платиновой минерализации, здесь также развиты. Значительное место занимают габбро-долериты, кварцевые и кварцодержащие габбро-долериты (до 100 м). Основной объем составляют оливинсодержащие, оливиновые и оливиново-биотитовые габбро-долериты (до 150 м), в которых прослеживается закономерное повышение сверху вниз содержания оливина. Максимальная мощность пикритовых габбро-долеритов 85 м, однако граница их с вышележащими оливиновыми разностями менее отчетлива, чем в основном теле Норильска I.

Близким внутренним строением и отчетливо выраженными чертами полнодифференцированных интрузивов норильско-талнахской группы характеризуются интрузивы Норильск II и горы Черной.

Зубмаркшейдерский дифференцированный интрузив является эталонным объектом группы лейкократовых дифференцированных массивов с пониженной рудоносностью. Массив расположен в северо-западной части Норильского рудного узла, где контролируется разрывными структурами Далдыканской зоны разлома. Интрузив характеризуется сложно построенной формой субпластиевой залежи с раздувами и пережимами, с ответвлениями от основного тела в северном, юго-западном и юго-восточном направлениях. Мощность основной залежи в среднем 120 м с колебаниями от первых десятков

метров до 220 м. Длина более 6 км, ширина от 0,5—0,7 км в южной части до 2,5 км на севере. Возрастание мощности совпадает с погружением интрузива в северо-западном направлении. Подошва очень неровная с седловидными поднятиями и углублениями, что свидетельствует об активной роли доинтрузивных дислокаций в формировании камеры. Вмещающими интрузив служат глинисто-сульфатно-карбонатные отложения нижнего—среднего девона. Главные его черты — широкое развитие кислых сиенитоподобных гибридных пород, перемежаемость обогащенных и относительно бедных оливином габбро-долеритов, низкая степень сульфидной медно-никелевой минерализации.

Интрузив открыт в 1940 г. Ю.М. Шейнманном и детально изучался М.Н. Годлевским [16], И.Н. Коровяковым [108] и др. В вертикальном разрезе выделяются следующие горизонты (сверху вниз): 1) контаминированные кварцевые диориты, гибридные породы; 2) кварцодержащие оливиновые габбро-долериты; 3) оливинодержащие и оливиновые габбро-долериты; 4) чередование пикритовых, такситовых и оливиновых габбро-долеритов.

**Контаминированные кварцевые диориты и гибридные породы** составляют горизонт очень изменчивых по составу пород мощностью 10—60 м. Среди них выделяются лейкократовые, мезо- и меланократовые породы, в различной степени обогащенные биотитом. Они отличаются развитием наряду с плагиоклазом большого количества ортопироксена, кварца и микропегматита, в них фиксируется высокое содержание амфиболизированного и хлоритизированного клинопироксена.

**Кварцодержащие оливиновые габбро-долериты** характеризуются призматически-зернистой, призматически-офитовой, офитовой структурой и отличаются от верхнего горизонта повышенным содержанием ортопироксена (до 10%). Мощность пород порядка 30 м. В их составе плагиоклаз несколько преобладает над клинопироксеном. Количество оливина непостоянно, но в целом не превышает первых процентов. Большое место занимает кварц и микропегматит, развиты также биотит, апатит, сфен, рудные представлены существенно титаномагнетитом.

**Оливинодержащие и оливиновые габбро-долериты** имеют офитовую и пойкилоофитовую структуру, в них всегда присутствует оливин (7—20%), количество которого закономерно увеличивается вниз по разрезу. Мощность пород порядка 60 м. Плагиоклаз здесь также преобладает над клинопироксеном, постоянно присутствует ортопироксен, отмечаются биотит, кварц, рудные.

**Пикритовые габбро-долериты** не образуют отчетливо локализованного горизонта, но тяготеют к нижней части разреза, где чередуются с оливиновыми и такситовыми габбро-долеритами. Последние не всегда проявлены в разрезе и заметно отличаются по своему облику от аналогичных образований продуктивных интрузивов. Среди пикритовых габбро-долеритов, общая мощность которых (вместе с оливиновыми и такситовыми разностями) составляет 23—29 м, фиксируются линзовидные участки, или "прослои", тонкозернистых пород оливин-плагиоклазового и существенно пироксенового состава. В составе пик-

ритовых габбро-долеритов плагиоклаз и оливин находятся примерно в равных количествах, а клинопироксен играет подчиненную роль; постоянно присутствует ортопироксен, биотит; сульфиды развиты в небольшом количестве (1—2%).

**Такситовые габбро-долериты** характеризуются крупнозернистым строением. Среди них встречаются шлировидные блоки пойкилофитовых оливиновых габбро-долеритов, а также гранулированных мелкозернистых образований, обогащенных плагиоклазом и оливином (или клинопироксеном). Вкрапленность сульфидов иногда значительная.

Таким образом, Зубмаркшейдерский интрузив заметно отличается от полнодифференцированных массивов норильско-талнахской группы. Сульфидная минерализация очень слабо развита в пикритовых габбро-долеритах и лишь изредка достигает высоких содержаний в такситовых разностях. Эти отличия выявляются и по другим признакам, главные из которых — отсутствие верхнего горизонта хромитоносного такситового габбро, пониженная степень внутрикамерной дифференцированности, высокая роль процессов асимиляции вмещающих пород.

**Нижненорильский дифференцированный интрузив**, принадлежащий группе высокомагнезиальных слаборудоносных дифференцированных массивов, очень близок по составу и внутреннему строению Нижнеталнахскому. К настоящему времени он слабо изучен, хотя и установлены его приуроченность к Далдыканскому разрывному, точнее, к восточному крылу сопровождающей его Амбарнинской антиклинали, некоторые черты строения и морфологические особенности. Интрузив представляет собой пластообразную залежь с разветвлениями и расщеплениями мощностью до 200 м. В западной части интрузив распространяется согласно осевой зоны упомянутой антиклинали, а в восточной — тяготеет к Норильской синклинали, в значительной степени повторяя контуры развития интрузива Норильск I. Вмещающими являются отложения нижнего—среднего девона.

Особенность внутреннего строения Нижненорильского интрузива заключается в развитии большого объема пород, обогащенных оливином, среди которых наблюдается перемежаемость оливиновых, троктолитовых и пикритовых габбро-долеритов. В верхней части разреза иногда фиксируются гибридные сиенитоподобные породы мощностью до 9 м, сложенные плагиоклазом ( $An_{39-48}$ ), кварцем, микропегматитом, калиевым полевым шпатом с подчиненным количеством карбонатов, эпидота, магнетита, ильменита; иногда отмечаются габбро-диориты небольшой мощности, с типичным для них составом; небольшое место занимают оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты. Такситовые габбро-долериты практически не проявлены. Наиболее типичные разрезы, вскрытые в участках повышенной мощности интрузива, представлены оливиново-биотитовыми, троктолитовыми, пикритовыми (пикритоподобными) габбро-долеритами. В верхней части породы характеризуются высоким содержанием биотита (до 10—15%). Количество оливина ( $Fa_{28-32}$  и  $Fa_6$ ) скачкообразно, но в целом последовательно повышается книзу (от 25—30 до 55%). Максимальное коли-

чество оливина отмечено в линзовидных блоках (2—10 м), составляющих пикритовые габбро-долериты. В породах, обогащенных оливином, наблюдается интерстициальная и редкая каплевидная (или шлировидная) сульфидная вкрапленность существенно пирротинового состава.

### ТАЛЬМИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ

Структурные особенности территории Тальминского рудного узла определяются ее положением в области сочленения северо-западного борта Хараелахской мульды и Иконской антиклинали восток—северо-восточного простирания (рис. 22). Этой территории свойственна исключительно высокая тектоническая напряженность, так как здесь фиксируется схождение нескольких региональных глубинных разломов — Боганилского, Фокинско-Тангаралахского, Норильско-Хараелахского, а в зоне развития последнего к югу сосредоточены, как отмечено выше, все сульфидные медно-никелевые месторождения и большинство рудопроявлений Норильского района.

Выделяя Норильско-Хараелахский разлом как главную стержневую структуру одноименной региональной рудно-магматической системы, можно считать, что Тальминский рудный узел находится в особо сложных геолого-структурных условиях, т.е., с одной стороны, его позиция подобна расположению Талнахского рудного узла, а с другой — он расположен в борту Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба и максимально приближен к области первичной мантийной магмогенерации.

Рассматриваемый рудный узел находится в зоне Норильско-Хараелахского разлома, последний пересекает ограничивающий его с севера Северо-Хараелахский разлом, который трассируется цепью линейных магнитных и гравитационных аномалий и на основании материалов сейсмозондирования выделяется В.С. Голубковым как транскоровый составной элемент внешней зоны Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба. Сопряженность северных склонов Хараелахской мульды с рифтогенной областью выразилась как в глубинном строении пограничных блоков, так и в отмечаемых нами максимумах накопления пород щелочно-базитового ряда, гипербазит-базитовых образований [39], устанавливаемой повышенной щелочности базитов раннего этапа магматизма в целом, фиксируемой общей максимальной для Сибирской платформы мощности пермо-триасовой вулканогенной толщи.

В зоне Северо-Хараелахского разлома, кроме субвертикальных, часто ступенчатых, блоковых перемещений, отмечаются признаки горизонтальных движений, а также резкое ограничение площади развития вулканогенных образований, приходящих в соприкосновение с юрско-меловыми отложениями, мощность которых быстро нарастает к северу, где устанавливается резко выраженная гравитационная ступень. Контроль никеленосного магматизма со стороны Северо-Хараелахского разлома выражен в конформности изопахит гипербазит-базитовых лав его линейной структуре, но особенно важно отметить, что ареал распространения высокомагнезиальных образований открывается здесь в сторону Енисейско-Хатангского рифта.

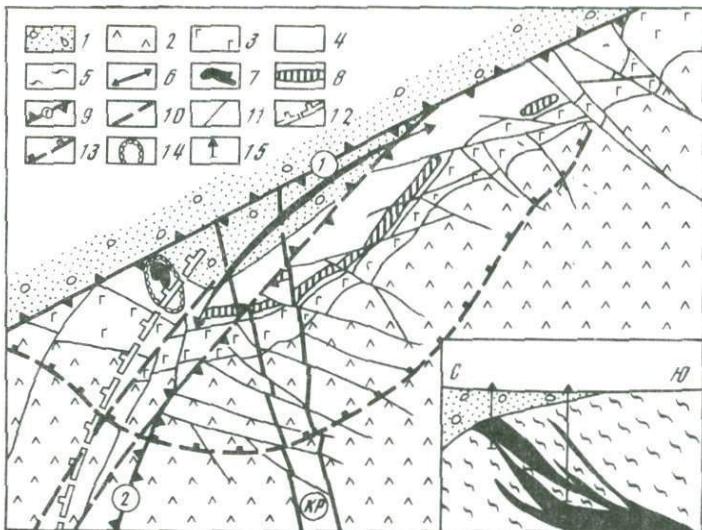


Рис. 22. Геолого-структурная схема Тальминского рудного узла (на врезке — разрез Тальминского интрузива)

1 — мезозойско-кайнозойские отложения Енисейско-Хатангского прогиба; 2, 3 — вулканогенные образования ивалинской (2) и надеждинской (3) свит; 4 — осадочные породы палеозоя нерасчлененные; 5 — карбонатные и сульфатно-карбонатные отложения девона; 6 — Иконская антиклиналь; 7, 8 — дифференцированные интрузивы: 7 — Тальминский, 8 — Клювенский; 9 — магмоуправляемые разломы (цифры в кружках): 1 — Северо-Хараэлахский, 2 — Норильско-Хараэлахский; 10 — прочие региональные разломы (KP — зона Кумгинского поперечного разлома); 11 — разрывные нарушения; 12 — среднепалеозойская флексура; 13 — область максимального накопления щелочно-базитовых и гипербазит-базитовых лав; 14 — магнитная аномалия, связанная с Тальминским интрузивом; 15 — буровые скважины

Тальминский рудный узел совпадает не только с областью схождения региональных продольных разломов, но и с зоной поперечного Кумгинского разлома, выраженного широкой полосой разрывов и дробления вулканогенных образований и сопряженного с антиклинальной структурой верхнего структурного этажа.

Следует отметить, что рассматриваемый узел частично совпадает с Хараэлахским региональным полем силы тяжести [110], тяготея к его западной периферической части. Последние обобщения геофизических материалов позволили В.В. Самусенко интерпретировать гравитационный максимум как промежуточный очаг на границе платформенного чехла и кристаллического фундамента.

Таким образом, геологическая позиция Тальминского рудного узла определяется его принадлежностью к крайней северной части Норильско-Хараэлахской рудно-магматической системы, совпадающей с бортовой зоной регионального рифта. Эта территория характеризуется исключительно высокой тектонической напряженностью, вместе с тем ее структурные особенности обнаруживают большое сходство с промышленно-никеленосными рудными узлами.

Иконская антиклинальная структура, проявленная в девонских отложениях, развита в субширотном направлении. Она обусловлена,

по-видимому, глубинными причинами и играет важную магмопределяющую и рудолокализующую роль. В западном борту Норильско-Хараелахского разлома установлена среднепалеозойская флексурная складка с амплитудой до 400 м. Опущено западное крыло. Вместе с изменением объема отложений дотунгусского среза (верхнедевонские—нижнекаменноугольные отложения) наблюдается изменение их состава, что обнаруживает аналогию в строении подобных структур Талнахского и Норильского рудных узлов. В вулканогенных образованиях широко развиты разрывные дислокации, осложняющие и затушевывающие структурный план перспективных этажей локализации дифференцированных интрузивов.

Развитие полнодифференцированного сульфидоносного Тальминского и высокомагнезиального дифференцированного Клюквенного интрузивов свидетельствует об универсальных особенностях никеленосного магматизма, свойственных рудным узлам Норильского района.

Тальминский полнодифференцированный интрузив вскрыт скважинами под юрско-меловыми отложениями и прослежен по проявлениям апофиз и пород контактового ореола на небольшое расстояние в южном направлении [39]. Вмещающими его являются судьфатно-карбонатные отложения среднего девона. Судя по имеющимся геологическим данным, а также по результатам интерпретации гравитационного и магнитного полей, интрузив представляет собой сложно построенную залежь, круто наклоненную в южном направлении с последующим выполаживанием, осложненную апофизами и дайкообразными ответвлениями и сопровождаемую мощным ореолом метаморфических и метасоматических образований. Наиболее четко никеленосный массив проявлен в магнитном поле, где установлена высококонтрастная изометрическая локальная аномалия, ориентированная вкрест простирания пород.

В настоящее время нет однозначных представлений о структурном контроле Тальминского интрузива. Тем не менее предполагается, что массив приурочен к флексурной складке, сопровождающей Норильско-Хараелахский разлом.

Тальминский интрузив имеет типичное для полнодифференцированных массивов внутреннее строение (рис. 23) с обычной последовательностью горизонтов, между которыми устанавливаются постепенные взаимопереходы. Главные черты внутреннего его строения — развитие четко выраженной основной расслоенной серии при наличии горизонта пород, обогащенных оливином, наличие верхних и нижних такситовых габбро-долеритов и другие особенности. Среди них важно отметить развитие шлировидных тел крупнозернистых троктолитов и их меланократовых разностей, аналогичных описанным для Талнахского никеленосного массива [31, 104].

В разрезе интрузива устанавливается последовательное увеличение сверху вниз основности плагиоклаза:  $An_{44}$  — в кварцодержащих габбро-долеритах и габбро-диоритах;  $An_{62-67}$  — в оливинсодержащих, оливиновых и оливиново-биотитовых габбро-долеритах;  $An_{67-83}$  — в троктолитовых и пикритовых габбро-долеритах, где наблюдается также генерация  $An_{55-59}$ . Некоторое увеличение содержания аортитового

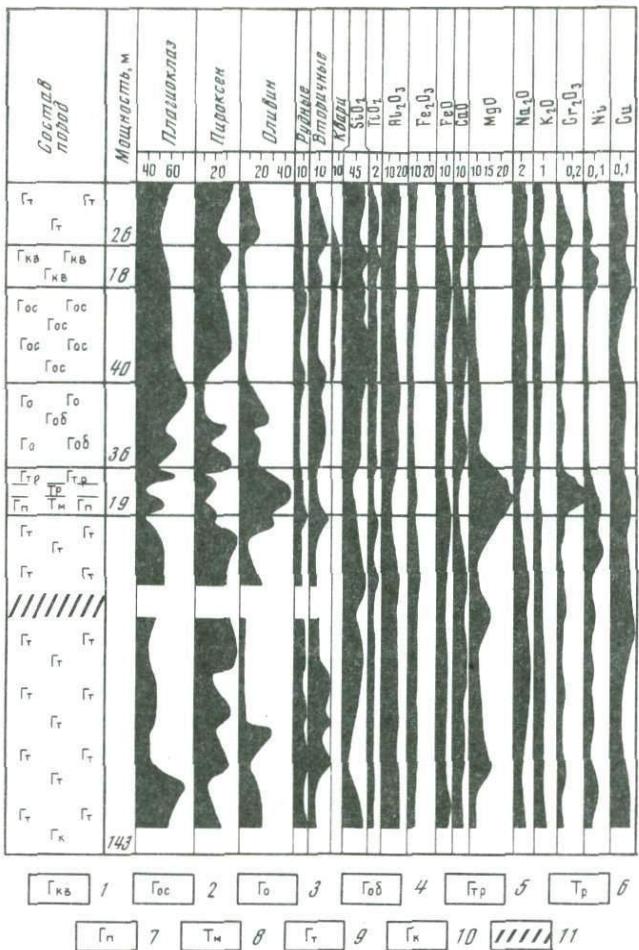


Рис. 23. Внутреннее строение и состав Тальминского интрузива (минеральный состав в объемн. %, компонентный — в мас.%)

1 — кварцодержащие габбро-долериты и габбро-диориты; 2—5 — габбро-долериты: 2 — оливинсодержащие, 3 — оливиновые, 4 — оливиново-биотитовые, 5 — троктолитовые; 6 — троктолиты; 7 — пикритовые габбро-долериты; 8 — меланократовые троктолиты; 9 — такситовые; 10 — контактовые габбро-долериты; 11 — гибридно-метасоматические породы

компоненты отмечается в плагиоклазе верхних такситовых габбро-долеритов —  $An_{55-62}$ .

Клинопироксен в породах, обогащенных оливином, представлен двумя разновидностями: зеленым хромсодержащим авгитом  $En_{48-49} Wo_{39-42}Fs_{10-12}$  с содержанием  $Cr_2O_3$  0,9—1% и бурым пижонит-авгитом  $En_{46}Wo_{41}Fs_{13}$  с содержанием  $Cr_2O_3$  0,3%. Ортопироксен развит неравномерно — от единичных зерен до 5—7%, состав его почти постоянен, с незначительным повышением магнезиальности от оливинсодержащих ( $Fs_{26-27}$ ) к пикритовым ( $Fs_{22}$ ) габбро-долеритам.

Оlivин закономерно изменяет свой состав от  $Fa_{34-35}$  в оливинсодержащих и оливиновых до  $Fa_{19-24}$  в троктолитовых и пикритовых габбро-долеритах. Данные рентгеновского и химического анализов показывают повышенные концентрации никеля (0,23—0,33 мас. %) в составе оливина, что свойственно полнодифференцированным интрузивам норильско-талнахской группы.

В составе контактного ореола Тальминского интрузива установлены контактовые роговики и мраморы, гибридно-метасоматические породы, магнезиальные и известковые скарны, послескарновые метасоматиты. Ореол представляет собой отчетливо выраженный зональный полифациальный метаморфический комплекс и обнаруживает, по мнению Д.М. Туровцева, наибольшее сходство с ореолом Северо-Западной ветви Талнахского продуктивного массива.

Заслуживает специального рассмотрения хромитовая минерализация как один из признаков потенциальной продуктивности расслоенных массивов. Сегрегационные проявления хромита установлены в верхних тектитовых габбро-долеритах, но в наибольших количествах — в горизонте пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов. В последнем выделены два типа зерен хромитов: оптически более темные, слабоокруглые зерна образуют включения в оливине, а идиоморфные и оптически более светлые — встречаются в виде включений в клинопироксенах и плагиоклазе. На основании анализов, выполненных на рентгеновском микроанализаторе, обнаружены широкие вариации состава хромитов (см. рис. 6), хотя и установлено, что ведущей разновидностью является высокожелезистая магнезиально-глиноземистая хромшпинель. Эти особенности состава хромитов сегрегационных скоплений из пород, обогащенных оливином, свойственны гипербазит-базитовым продуктивным массивам Норильского района.

Вместе с тем обращает на себя внимание одна важная особенность хромитов Тальминского интрузива, выраженная в аномально повышенной в них концентрации цинка (см. табл. 5). Отмеченные содержания цинка значительно превосходят количества этого элемента в хромитах других расслоенных интрузивов, но постоянно отмечаются в хромитах типичных коматитовых архейских зеленокаменных поясов. Что касается сульфидной минерализации, то она обнаруживает определенную вертикальную зональность в разрезе интрузива. Важно также отметить, что сосуществующие пирротин и пентландит соответствуют типичной никеленосной ассоциации, включающей никельсодержащий пирротин и пентландит нормальной железистости. При этом значения коэффициента распределения никеля между пирротином и пентландитом соответствуют значениям, характерным для сульфидных руд полнодифференцированных интрузивов норильско-талнахской группы [39].

Исследования вещественного состава сульфидного оруденения, вскрытого буровыми скважинами в 1986—1987 гг., показывают, что медно-никелевые руды на Тальминском участке представлены двумя типами: 1) вкрапленными в интрузивных породах (оловиновых, пикритовых и тектитовых габбро-долеритах); 2) прожилково-вкрапленными ("медиистыми") в метаморфических и метасоматических породах контак-

тового ореола. Наличие талнахитовой минерализации во вкрашенных рудах Тальминского участка указывает на его сходство с Талнахом. Об этом же свидетельствует развитие экзоконтактового прожилково-вкрашенного оруденения. Важно отметить широкое распространение платиновых минералов в составе вкрашенного оруденения.

Среди вкрашенных руд выделено несколько минеральных разновидностей:  $Pt+Po$  (без  $Pn$ );  $Pn+Po+Cp$ ;  $Pn+Tn+Cub+Tr$ ;  $Pn+Cp+Po$ ;  $Pn+Cp$ ;  $Pn+Cp+Py$ . Талнахит отличается от халькопирита повышенной концентрацией Cu и Ni ( $Fe=30,01$ ;  $Ni=0,49$ ;  $Cu=36,33$ ;  $S=33,30$ ;  $\Sigma=100,13$  мас.%). Характерной особенностью вкрашенного оруденения является широкое развитие никелистого и кобальтистого пирита ( $Fe=37,98-46,22$ ;  $Ni=3,12-10,13$ ;  $Co=0,09-0,22$ ;  $Cu=0,39-0,50$ ;  $S=52,60-58,84$  мас.%), составляющего иногда до 50% объема сульфидов. Другая особенность оруденения заключается в развитии пирит-халькопирит-пирротиновой минерализации без пентландита. Эти сульфиды часто образуют крупные (до 2 см) овощные и прожилковидные выделения. Халькопирит образует крупные зерна с четкой спайностью. Концентрация Ni и Co достигает значительных величин ( $Fe=60,10$ ;  $Ni=0,23$ ;  $Co=0,12$ ;  $S=39,82$ ;  $\Sigma=100,27$  мас.%). Наряду с этой минерализацией наблюдается мелкая интерстициальная вкрашенность сульфидов с пентландитом. В составе пентландит-халькопиритовых агрегатов встречается миллерит ( $Fe=2,05$ ;  $Ni=61,25$ ;  $Cu=0,53$ ;  $S=34,41$ ;  $\Sigma=98,24$  мас.%). На некоторых участках интрузива, особенно обогащенных оливином, в сульфидах отмечается кубанит. В этом случае пирротин представлен гексагональной разновидностью.

Впервые обнаруженные в составе вкрашенных руд сульфиды платины и палладия представлены куперитом ( $Pt=76,38$ ;  $Pd=7,26$ ;  $Ni=0,95$ ;  $S=17,27$ ;  $\Sigma=101,86$  мас.%) и зональными зернами брэггита—высоцкита, в которых от центральной части выделений к периферийным зонам увеличивается концентрация палладия (брэггит, центр выделения  $Pt=16,19$ ;  $Pd=54,40$ ;  $Ni=7,21$ ;  $S=23,50$ ;  $\Sigma=101,30$  мас.%; высоцкит, периферия выделения  $Pt=5,67-7,13$ ;  $Pd=60,48-61,50$ ;  $Ni=5,67-8,00$ ;  $S=23,70-24,13$  мас.%).

Прожилково-вкрашенное оруденение, мощность которого достигает 3 м, имеет две основные минеральные разновидности:  $Pn+Cp+Po$  и  $Py+Po$  (без  $Pn$ ). Халькопирит, как и во вкрашенных рудах, составляет обычно не более 10% объема сульфидов. Пирротин представлен гексагональной ( $Fe=60,41$ ;  $Ni=0,27$ ;  $S=38,04$ ;  $\Sigma=98,72$  мас.%) и моноклинной ( $Fe=59,60$ ;  $Ni=0,50$ ;  $Co=0,02$ ;  $S=38,91$ ;  $\Sigma=99,03$  мас.%) модификациями. В некоторых участках можно проследить скрытую зональность экзоконтактовых руд, когда руды с гексагональным пирротином по мере удаления от интрузива сначала сменяются разностями, в которых гексагональный и моноклинный пирротины находятся в сростках, а затем — моноклинным пирротином. Соответственно этому меняется и химический состав пентландита, образующего в пирротине пластинчатые вrostки. С гексагональным пирротином ассоциирует пентландит, в котором концентрация Ni не превышает 33 мас.%, а с моноклинным он более никелистый ( $Fe=29,66$ ;  $Ni=35,23$ ;  $Co=2,38$ ;  $Cu=0,09$ ;  $S=32,46$ ;  $\Sigma=99,82$  мас.%).

Довольно широко развит в рассматриваемых рудах джерфишерит, составляющий иногда до 20% объема сульфидов. Джерфишерит, как и в аналогичных рудах Талнаха, представлен никелевой разновидностью ( $Fe=38,24-39,50$ ;  $Ni=15,48-16,32$ ;  $Co=0,02-0,03$ ;  $Cu=0,69-1,33$ ;  $S=33,48-33,70$ ;  $K=10,94-10,98$ ;  $Cl=1,51$ ;  $Mg=0,24-0,48$  мас.%). Интересно отметить, что с практически безникелевым пирротином ассоциирует джерфишерит, приближающийся по составу к метеоритному ( $Fe=47,93$ ;  $Ni=4,19$ ;  $Co=0,42$ ;  $Cu=2,69$ ;  $S=32,53$ ;  $K=10,89$ ;  $Cl=1,46$ ;  $\Sigma=100,11$  мас.%).

Первичные сульфиды в прожилково-вкрашенных рудах интенсивно замещаются вторичными: никелистым пиритом, магнетитом, а в магнезиальных породах — и валлеритом. В этих рудах обнаружены мелкие (до 8 мкм) зерна сперрилита и мельчайшие (первые микроны) выделения соболевскита, ассоциирующего с галенитом.

Клюквенный дифференцированный интрузив представляет собой яркий пример высокомагнезиальных дифференцированных массивов, обнаруживает полное сходство с Нижнеталнахским и Нижненорильским интрузивами и рассматривается как составной элемент Тальминского рудного узла. Вмещающими являются угленосные породы тунгусской серии и карбонатные отложения верхнего девона. По своим морфологическим особенностям интрузив представляет собой, по-видимому, лентовидную пластообразную залежь, приуроченную к борту Иконской антиклинали. Протяженность ее составляет значительные размеры и, по всей вероятности, превосходит другие, аналогичные по составу интрузивы. Мощность интрузива в его осевой части 100—120 м, иногда он расщепляется на две залежи. В разрезе практически отсутствует горизонт такситовых пород, преобладают троктолитовые и пикритовые габбро-долериты, незначительное место занимают безоливиновые (лейкократовые) и оливиновые (мезократовые) габбро-долериты, а в бортовых частях, где мощность интрузива не превышает 20—30 м, разрез представлен исключительно субультраосновными образованиями.

Ниже приводится краткая характеристика Клюквенного интрузива.

**Призматически-зернистые габбро-долериты и габбро-диориты** мощностью до 20 м в самой верхней части представлены порфировидными разностями контактового облика и содержат шлировидные блоки лейкогаббро. Породы неравномерно-зернистые, преимущественно пойкилофитовой структуры и такситовой текстуры, обусловленной переменными соотношениями хлоритизированного мезостазиса, амфиболизированного клинопироксена, образующего крупные сегрегационные скопления, и альбитизированного плагиоклаза. Состав пород в целом изменяется сверху вниз в сторону повышения основности плагиоклаза и количества клинопироксена, в самой нижней части появляется оливин. Количество плагиоклаза превышает половину объема породы, значительное место занимают амфибол, хлорит, биотит, тальк, серпентин; среди акцессориев развиты апатит, циркон, рутил, сфен; менее распространены рудные (магнетит, титаномагнетит).

**Оливиновые габбро-долериты** мощностью в среднем 10 м характеризуются неравномерно-зернистым сложением, пойкилофитовой струк-

турой, наличием сегрегационных скоплений клинопироксена, развитием шлировидных блоков лейкогаббро. Соотношения плагиоклаза и темноцветных минералов непостоянны, но плагиоклаз всегда занимает примерно половину объема. Подчиненную роль играет клинопироксен, отмечается ортопироксен, количество оливина составляет 15—25%, вторичные (хлорит, серпентин, амфибол) — до 10%, рудные — до 3%.

**Троктолитовые и пикритовые габбро-долериты** мощностью до 60—80 м обычно имеют неравномерное чередование троктолитовых (с линзами оливиновых габбро) и пикритовых габбро-долеритов. Последние в верхней части разреза занимают подчиненное положение, образуя шлировидные обособления (до 0,5 м), а в нижней части преобладают, отличаясь меланократовым обликом за счет перераспределения плагиоклаза и пироксена. Породы амфиболизированы, хлоритизированы, серпентинизированы, с крупными обособлениями хлорит-серпентиновой массы; по всему разрезу пород развита мелкая ксеноморфная сульфидная вкрапленность (от долей процента до 2—5%) существенно пирротинового состава. Оливин составляет в среднем 45%, плагиоклаз и клинопироксен — примерно в равных количествах, отмечается ортопироксен (до 3%), значительное место занимают хлорит-серпентиновые агрегаты и биотит (до 20%).

Особенности внутреннего строения и вещественного состава Клюквенного интрузива определяются слабым проявлением внутрикамерной дифференцированности, большим объемом пород, обогащенных оливином, высокой средневзвешенной магнезиальностью (см. табл. 1). В интрузиве отсутствует горизонт такситовых габбро-долеритов, резко понижено содержание хрома, сульфидная минерализация имеет существенно пирротиновый состав.

### ЮЖНО-НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ

Структурные особенности Южно-Норильского рудного узла определяются его приуроченностью к юго-западному замыканию Норильской мульды, осложненному пересечением Норильско-Хараэлахским и поперечным Краевым разломами (см. рис. 11). Эта территория сопряжена с Хантайско-Рыбинским и Дудинским валообразными поднятиями, что отразилось в развитии подчиненных им пликативных структур высоких порядков. При этом складчатые и разрывные дислокации северо-западного простирания пространственно связаны с поперечным Краевым разломом, а структуры субмеридионального и северо-восточного простираций сопряжены с Норильско-Хараэлахским и оперяющим его Руднинским разломами. Последний представляет собой структуру типа флексуро-сброса. Норильско-Хараэлахский разлом проявлен в виде сбросо-сдвиговых дислокаций. В целом широкое развитие разрывных структур характерно для лавового поля, в то время как пликативные дислокации фиксируются в нижнем и среднем структурных этажах, т.е. в подстилающих осадочных отложениях.

Известные в пределах рудного узла дифференцированные интрузивы (Буркан, Зеленая Грива) выявлены Е.И. Волковым и др. при

проводении поисковых работ в южной части Норильско-Хараелахского прогиба. Они приурочены к зоне Краевого разлома. Из них интрузив Буркан условно относится к группе лейкократовых дифференцированных массивов зубовской группы, хотя и нельзя полностью исключить его принадлежность к продуктивным залежам, о чем свидетельствуют некоторые черты его строения и состав. Интрузив Зеленая Грива по имеющемуся набору признаков является, скорее всего, представителем дифференцированных меланократовых массивов. Изученность обоих интрузивов, как и территории их развития, к настоящему времени очень низкая.

Дифференцированный интрузив Буркан вскрыт несколькими скважинами в отложениях тунгусской серии — верхнего силура. Наиболее детально разрез интрузива изучен по скв. Ф-169, где мощность его 110 м. Эти данные, а также другие пересечения показали широкое развитие принадлежащих интрузиву кругосекущих апофиз. Таким образом, на данном этапе исследований оказалась изученной, по-видимому, расщепленная передовая зона дифференцированного массива, в котором разрез сверху вниз предстает следующим.

Горизонт лейкократовых габбро мощностью 12 м сложен крупнозернистыми лейкогабброидными породами с характерной структурой, в нижней части приобретающими такситовидный облик. В составе пород (в %): плагиоклаз ( $An_{82-84}$ ) — 80—85; клинопироксен — 0—20; оливин — редкие зерна; ильменит.

Оlivинсодержащие габбро-долериты мощностью 36 м представлены породами с офитовой, пойкилоофитовой, порфировидной структурой. В составе пород (в %): плагиоклаз ( $An_{76-78}$  и  $An_{56}$ ) — 50—60; клинопироксен (авгит, ферроавгит) — 20—30; ортопироксен (бронзит) — ед. зерна; оливин ( $Fa_{44}$ ) — 3—7; апатит, биотит, магнетит.

Оlivиновые габбро-долериты мощностью около 30 м имеют порфировидную, пойкилоофитовую структуру. В составе пород (в %): плагиоклаз ( $An_{58-68}$  и  $An_{84}$ ) — до 70; оливин ( $Fa_{18-25}$  и  $Fa_{45}$ ) — 10—20; клинопироксен — 10—20; ортопироксен (бронзит) — до 3; рудные (магнетит, сульфиды).

Пикритоподобные габбро-долериты мощностью 4,3 м сложены (в %): плагиоклазом — 55—60; оливином — 25—30; клино- и ортопироксеном — 10—15; биотитом, рудными (магнетит, сульфиды, хромит).

Такситовые (такситовидные) габбро-долериты мощностью около 3 м характеризуются меньшим, чем в вышележащем горизонте, количеством оливина (15—20%), наличием его гранулированных разностей, гнездовидной сульфидной минерализацией.

Контактовые габбро-долериты мощностью 3 м имеют ориентированное распределение плагиоклаза и содержат до 20% оливина ( $Fa_{26}$ ).

Интрузиву Буркан свойствен в целом небольшой объем обогащенных оливином пород и слабо проявленный горизонт такситовых габбро-долеритов. Обращает на себя внимание пониженная средневзвешенная магнезиальность. Вместе с тем наличие лейкогабброидных пород, проявление выделений хромита, развитие сульфидной минерализации требуют дальнейшего изучения массива.

Дифференцированный интрузив Зеленая Грива тяготеет к зоне сопряжения Норильско-Хараэлахского и поперечного Краевого разломов. Морфология интрузива изучена слабо, но предполагается, что это круто наклоненное тело с расходящимися ветвями вдоль Руднинского флексуро-сброса. Вмещающими являются терригенные отложения тунгусской серии.

В составе интрузива преимущественное положение занимают оливиновые габбро-долериты с непостоянным содержанием оливина. В отдельных пересечениях наблюдается дифференцированное строение: вверху — лейкократовые габбро-долериты; основная часть разреза сложена оливиновыми и оливиново-биотитовыми габбро-долеритами; внизу — пикритовые и пикритоподобные габбро-долериты. Наиболее детально разрез интрузива изучен по скв. Ф-123, где сверху вниз выделяются следующие горизонты.

Лейкократовые безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты мощностью 34 м, призматически-офитовой структуры, в верхней части пегматоидные. Породы сложены (в %): плагиоклазом ( $An_{39-51}$ ) — 40—60; амфиболизированным клинопироксеном — 40—50; значительное место занимают кварц, амфибол, биотит, сфен, рудные минералы.

Оливиновые и оливиново-биотитовые габбро-долериты мощностью 20 м в нижней части разреза переходят в пикритоподобные. Структура пород офитовая и пойкилоофитовая. В их составе (в %): плагиоклаз ( $An_{60-80}$ ) — 40—50; клинопироксен (ферроавгит) — 20—30; ортопироксен (бронзит) — 3—8; оливин ( $Fa_{25-27}$  и  $Fa_{37}$ ) — 5—25; биотит — 5—8; рудные. Пикритоподобные разности отличаются повышенным содержанием оливина (до 30—40%). У нижнего контакта в них отмечается гранулированный оливин и обильная сульфидная минерализация существенно пирротинового состава. Оливиново-биотитовые, пикритовые и пикритоподобные габбро-долериты мощностью около 80 м характеризуются незакономерным чередованием пород, в различной степени обогащенных оливином.

### ИМАНГДИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ

Имангдинский узел принадлежит Имангдинско-Микчандинской региональной рудно-магматической системе, главной магмарудоконтролирующей структурой которой является Имангдинско-Летнинский глубинный разлом.

Рассматриваемый узел приурочен к восточному крылу Хантайско-Рыбининского вала, сопряженному со структурами западного борта Тунгусской синеклизы. Среди последних в строении территории принимает участие Имангдинская мульда, сложенная вулканогенными образованиями. Осадочные отложения ордовика — перми моноклинально под углом 12—20° погружаются с постепенным выполаживанием в восточном направлении. Их залегание осложнено пликативными и дизъюнктивными дислокациями высокого порядка. Фиксируются как приразломные субмеридиональные флексурообразные складки, так и оперяющие субширотные и диагональные. Особенно

широко они развиты вдоль борта Имангдинской мульды, где сопряжены с субмеридиональными разрывами и образуют флексуро-сбросы. Наиболее важной представляется система северо-восточных разрывных дислокаций, которые определяют размещение дифференцированных интрузивов. Что касается других структур, то они, очевидно, также играют существенную роль в характере локализации интрузивов, определяя изменения их мощностей, конфигурацию и условия формирования магматической камеры. Согласно представлениям А. В. Тарасова, известные в пределах рудного узла дифференцированные интрузивы объединяются в единую постройку северо-восточного простириания, контролируемую разрывами того же простириания, флексуро-сбросами и пликативными структурами [105]. В этом направлении предполагается продолжение рудно-магматического горизонта. Не исключено продолжение этого горизонта и в юго-восточном направлении, как это предполагают В. К. Степанов и Д. М. Туровцев.

Среди дифференцированных интрузивов наибольший интерес представляют Имангдинский и Мантуровский интрузивы. Первый из них принадлежит группе полнодифференцированных интрузивов норильско-талнахской группы, второй является представителем лейкократовых дифференцированных интрузивов зубовской группы. Интрузивы на протяжении длительного времени изучались М. Н. Годлевским [16], И. А. Коровяковым [108], В. В. Золотухиным и Н. Ф. Щедриным [53] и др.

Имангдинский полнодифференцированный интрузив в своей известной части представлен пологоsekущей залежью, вытянутой вдоль Имангдинско-Летнинского разлома на расстояние 6 км, с крутыми бортами, раздувами и пережимами, разветвлениями и апофизами. В качестве одной из крупных ветвей рассматривается Накохозский интрузив. Имангдинское тело залегает на контакте силурийских и девонских отложений.

Внутреннее строение интрузива определяется развитием отчетливо выраженной трехчленной основной расслоенной серии, в которой отмечается последовательное нарастание роли существенно магнезиального оливина и резко очерчивается горизонт пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов. В составе пород от габбро-диоритов, безоливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов до оливиновых габбро-долеритов и пикритовых разностей происходит закономерное изменение соотношений главных породообразующих минералов, их состава, а также появление сульфидной вкрапленности. В интрузиве, помимо дифференциатов основной расслоенной серии, присутствуют верхние и нижние такситовые габбро-долериты. В верхней эндоконтактовой зоне широко развиты шлировидные блоки лейкогаббро, ассоциирующие с обособлениями меланократовых пикритоидных пород, несущих сульфидную вкрапленность. Известны пересечения, где разрезы представлены только двучленным строением интрузива: лейкогабброидные породы и пикритовые габбро-долериты. В последних, помимо сульфидной вкрапленности, наблюдаются обильные выделения хромита. Такой тип разреза характерен для флангов Талнахского

продуктивного массива. Общая мощность Имангдинского интрузива 30—100 м.

Мантуровский дифференцированный интрузив также развит в зоне Имангдинско-Летнинского разлома и представлен пологосекущей клиновидной залежью, вытянутой в широтном направлении. По падению, в восточном направлении, мощность его увеличивается от 140 до 200 м. Вмещающими являются отложения девона.

В вертикальном разрезе сверху вниз выделяются следующие горизонты [53]: 1) контаминированные оливинсодержащие породы, верхние такситовые габбро-долериты и габбро (5—17 м); 2) призматически-зернистые кварцсодержащие габбро-диориты и безоливиновые габбро-долериты (15—70 м); 3) безоливиновые и оливинсодержащие призматически-офитовые, офитовые и пойкилоофитовые габбро-долериты (20—60 м); 4) оливиновые, оливиново-биотитовые и троктолитовые габбро-долериты (27—40 м); 5) пикритовые габбро-долериты, иногда перемежающиеся с такситовыми разностями (14—40 м); 6) такситовые габбро-долериты (10—12 м); 7) контактовые габбро-долериты (1,5—5 м).

Сопоставление характера и степени внутрикамерной дифференцированности Имангдинского и Мантуровского интрузивов обнаруживает большое сходство, особенно в отношении строения основной расслоенной серии. Это сходство еще больше заметно при рассмотрении эндоконтактовых зон интрузивов с типичным для них такситовым обликом пород и развитием верхних хромитоносных такситовых габбро. Вместе с тем большой объем лейкократовых пород в верхней части разреза Мантуровского интрузива, перемежаемость пород, в различной степени обогащенных оливином, в составе нижнего горизонта основной расслоенной серии подчеркивают некоторые отличия, позволившие отнести его к группе лейкократовых интрузивов зубовской группы. Это отнесение в значительной степени условно, так как обе группы интрузивов (полнодифференцированные норильско-талнахской и дифференцированные зубовской групп), как показывают сопоставления, близки между собой, а в целом сильно отличаются от массивов моронговской—нижнеталнахской группы.

Между дифференциатами Мантуровского интрузива наблюдаются постепенные переходы. Объем пикритовых габбро-долеритов увеличивается в восточном направлении вместе с повышением общей мощности интрузива. Сульфидная вкрапленность приурочена к нижним и верхним такситовым габбро-долеритам, в горизонте пикритовых габбро-долеритов проявлена очень слабо и встречается лишь в зонах их перемежаемости с такситовыми разностями.

Таким образом, Мантуровский интрузив обнаруживает отчетливо выраженную расслоенность с элементами строения, присущими лейкократовым массивам зубовской группы. Обращает на себя внимание повышенная роль хрома, однако эта особенность свойственна гипербазит-базитовым образованиям Имангдинского рудного узла в целом, и, что особенно интересно, повышенная концентрация хрома в Имангдинском интрузиве коррелируется с повышенной платиновой минерализацией при сравнительно низких объемах сульфидного вещества.

## О ПОДВОДЯЩИХ КАНАЛАХ СУЛЬФИДОНОСНЫХ ИНТРУЗИВОВ

Современная изученность рудных узлов и месторождений, соотношений продуктивных интрузивных тел, рудных залежей, а также рудной зональности в целом показывает, что поступление магматических расплавов и их распределение в приповерхностных камерах вряд ли подчинено единым центрам внедрения, как это предполагалось большинством геологов. Можно лишь достаточно уверенно считать, что формирование всех составных магматических элементов рудных узлов и месторождений контролируется глубинными разломами — конкретными их участками, составляющими в совокупности с другими дислокациями структурные узлы.

Вопрос о подводящих каналах сульфидоносных интрузивов и сульфидных руд нельзя отнести к числу решенных. Вместе с тем есть основания считать, что формирование интрузивных тел и медно-никелевых руд обязано многоканальному поступлению сульфидно-силикатных и сульфидных расплавов из промежуточных очагов на гипабиссальные—субвуликанические уровни. В связи с этим особый интерес представляют выявленные недавно субвертикальные структуры, выполненные магматическими образованиями, вскрытые и прослеженные горными выработками и скважинами подземной разведки в полях действующих рудников Талнахского рудного узла.

Одно из таких образований — вертикальное дайкообразное тело долеритов в подошве Северо-Восточной ветви Талнахского интрузива, вскрываемое горными выработками на восточном участке рудника "Комсомольский". Эта дайка мощностью 10—12 м имеет северо-северо-восточное простиранье и крутое, близкое к вертикальному падение. В настоящее время она прослежена на протяжении около 200 м, но, несомненно, продолжается на большее расстояние.

При сочленении вертикального дайкообразного тела с рудоносным интрузивом в последнем наблюдается определенное изменение внутреннего строения. Происходит уменьшение мощности горизонтов пикритовых и такситовых габбро-долеритов, причем границы между горизонтами становятся не столь хорошо выраженным по сравнению с другими частями массивов. В участках непосредственного примыкания дайки к интрузиву прослеживается постепенный переход долеритов в такситовые габбро-долериты. Наряду с этим характерным изменением внутреннего строения интрузива имеет место существенное гипсометрическое вздымание горизонтов пикритовых и такситовых габбро-долеритов, наблюдалось непосредственно в участке примыкания дайкообразного тела (рис. 24).

Участок осадочно-метаморфических пород, соприкасающийся с дайкообразным телом, представляет собой зону чрезвычайно высокой магматической проницаемости. Инъецирование магматическим материалом осуществлялось по системе разноориентированных трещин различной протяженности и густоты.

Несколько субгоризонтальных апофиз дайкообразного тела, имеющих мощность до первых м, локализуется в эндоконтакте рудоносного интрузива, располагаясь параллельно его подошве. Кроме того,

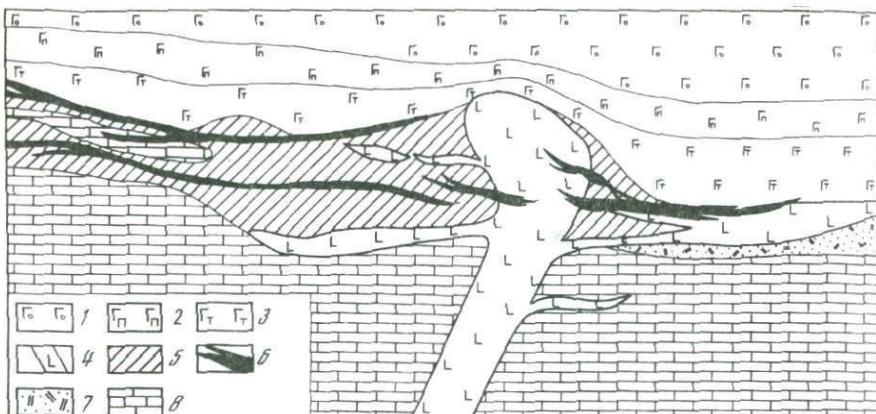


Рис. 24. Схема соотношения полнодифференцированного интрузива, долеритов подводящих каналов и рудных залежей Талнахского месторождения (по данным подземной разведки). Составлена с использованием материалов Э. Я. Тылтина, Н. Е. Кунилова и др.

1—3 — габбро-долериты Талнахского интрузива; 1 — оливиновые, 2 — пикритовые, 3 — тектитовые; 4 — долериты подводящих каналов расслоенного интрузива и рудных залежей; 5 — оруденельные серпентинизированные скарны и бруцитовые мраморы; 6 — массивные медно-никелевые руды; 7 — ортогипократовые и метасоматически измененные терригенные породы тунгусской серии; 8 — безрудные мраморы и кальцифиры

в стенах горных выработок в большом количестве встречаются мелкие тела микродолеритов, мощностью до первых десятков см, иногда — лишь первых см (Таблица I, а). В одном из забоев наблюдалась типичная штокверковая зона, образованная сетью вертикальных и субгоризонтальных сливающихся и взаимопресекающихся жилок микродолеритов мощностью 1—2 см, причем густота этих микромагматических тел достигала 10—20 жилок на 1 м<sup>2</sup>. К сожалению, детали соотношения жилок и более мощных тел между собой и с основным дайкообразным телом в ряде случаев затушевываются широко развитыми в экзоконтакте интрузива процессами метаморфизма и метасоматоза.

Степень раскристаллизации микродолеритов очень изменчива как от одного тела к другому, так и в пределах одного тела. Их центральные части представлены наиболее раскристаллизованными разностями. Обычно они обладают микроофитовой и микропойкилоофитовой структурой. К периферии они приобретают более тонкозернистый облик и тогда в массе клинопироксена, часто с радиально-лучистым строением, можно наблюдать лейсты плагиоклаза, замещенного гидрогранатом. Нередко лейсты плагиоклаза располагаются субпараллельно контакту микродолеритов с вмещающими породами. Приконтактовые зоны микродолеритов сложены сферолитами радиально-лучистого строения, представляющими собой, очевидно, продукт раскристаллизации стекла.

Долериты дайки имеют офитовую или пойкилоофитовую структуру. Они сложены призмами зонального плагиоклаза (центр — *An*<sub>55—60</sub>)

Таблица 7  
Химический состав долеритов  
и габбро-долеритов магмоподводящих каналов  
сульфиноносных интрузивов (в мас.%)

Компоненты	Содержание окислов							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	47,54	48,06	42,22	48,70	48,50	46,28	46,08	45,08
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,97	0,92	1,06	1,09	0,92	1,26	1,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,11	14,99	14,49	14,20	13,29	13,23	14,29	14,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,43	2,05	3,00	1,81	3,30	3,51	3,84	5,23
FeO	6,21	7,80	7,67	8,63	7,40	8,46	8,33	8,33
MnO	0,17	0,19	0,20	0,21	0,30	0,20	0,19	0,26
MgO	6,20	7,80	7,60	7,09	7,00	6,70	6,40	7,00
CaO	14,65	10,46	10,46	10,87	10,66	10,60	12,14	13,25
Na <sub>2</sub> O	2,14	2,00	2,43	2,38	1,50	2,83	2,14	2,14
K <sub>2</sub> O	0,95	2,52	1,50	1,62	2,35	1,61	0,89	0,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,22	0,14	0,11	0,23	0,14	0,20	0,19
П.п.п.	4,06	2,52	2,95	2,90	4,02	5,07	4,34	2,68
Сумма	99,56	99,64	99,58	99,62	99,58	99,55	100,10	100,26
S <sub>общ.</sub>	1,74	0,19	0,27	0,04	1,29	2,84	0,31	0,21
Cr	0,008	0,008	0,008	0,009	0,007	0,016	0,004	0,028

Примечание. 1—6 — долериты дайкообразных тел в подошве Северо-Восточной (1—4) и Северо-Западной (5, 6) ветвей Талнахского полнодифференцированного интрузива; 7, 8 — габбро-долериты дайкообразного тела в подошве Северо-Западной ветви Талнахского интрузива.

размером 0,05—0,5 мм и неправильными, реже призматическими зернами клинопироксена (авгита) размером 0,1—0,75 мм. Более крупные зерна клинопироксена включают в себя призмы и таблицы плагиоклаза (Таблица I, б). В подавляющей массе клинопироксен бесцветный, железистость его составляет  $f_{\text{ж}} = 0,18—0,25$ , иногда наблюдаются бурые и зеленые клинопироксены с железистостью  $f_{\text{ж}}$  до 0,44. Аксессорные минералы представлены апатитом, титаномагнетитом и ильменитом. Магнетитовая матрица в титаномагнетите чаще всего замещена вторичными минералами, а ильменит сохраняется. Клинопироксен замещается амфиболом, бурым биотитом и хлоритом. Плагиоклаз редко сохраняется свежим, обычно замещается соссюритом и пренитом. Сульфиды в дайке присутствуют спорадически в виде прожилков, реже вкрапленников пентландит-халькопирит-пирротинового и пентландит-пирротин-халькопиритового состава. По химическому составу (табл. 7) долериты подобны безоливиновым, оливинсодержащим и kontaktовым габбро-долеритам дифференцированных массивов, но также близки и долеритам недифференцированных интрузивов. Следует отметить повышенную щелочность пород, в частности высокую роль калия. Последнее является важным геохимическим признаком полнодифференцированных сульфиноносных интрузивов, повышенная роль калия в сумме щелочей которых неоднократно подчеркивалась многими исследователями.

Весьма важным представляется соотношение дайки долеритов со сплошными рудами. Тела массивных руд, имеющих субгоризонтальное залегание, на контакте с дайкой резко изменяют свое пространственное положение и приобретают вертикальное падение. При этом наблюдаются обычные контактовые взаимоотношения сплошных руд с алюмосиликатными породами. На контакте последние замещаются ферриавгитом и на некоторых участках — щелочным полевым шпатом. Массивные же руды на контакте с долеритами обогащаются халькопиритом и магнетитом. От вертикальной жилы массивных руд в тело дайки проникают тонкие сульфидные прожилки и приконтактовая часть дайки обогащается сульфидами пентландит-пирротин-халькопиритового состава. Соотношение сплошных руд и дайки долеритов доказывает более позднее по отношению к дайке внедрение сульфидного расплава, сформировавшего залежи массивных руд.

На западном участке рудника Комсомольский, в подошве Северо-Западной ветви Талиахского полнодифференцированного интрузива, выявлено другое дайкообразное тело, также выполняющее, по-видимому, один из приповерхностных магмоподводящих каналов. Эта дайка прослежена горными выработками на протяжении около 800 м, но ее окончание не установлено. Она имеет восток-северо-восточное простирание и крутое падение. Мощность дайкообразного тела 20—30 м. В центральной части дайки слагающие ее породы имеют средне-крупнозернистое строение, а к флангам приобретают такой же мелкозернистый облик, как и на востоке рудника Комсомольский. Установлено, что мелкозернистые долериты вверх по восстанию дайки переходят в рудоносные такситовые габбро-долериты. Крупнозернистые долериты (габбро-долериты) также сменяются такситовыми лейкогаббровыми породами, но смена их происходит довольно резко, на расстоянии порядка 30—50 см. Уместно отметить, что в самом теле дайки среди крупнозернистых габбро-долеритов наблюдаются отдельные участки лейкогаббро, очень близкие по своему облику аналогичным образованиям полнодифференцированных интрузивов. От дайкообразного тела во вмещающие породы ответвляются многочисленные силлы долеритов и микродолеритов.

Минеральный состав и структурно-текстурные особенности пород обеих рассмотренных даек очень близки между собой. Однако в сложении крупнозернистых габбро-долеритов последней из них, помимо клинопироксена и плагиоклаза, принимает участие оливин (до 5—10% объема породы), образующий неправильной формы зерна (до 0,8—1,2 мм) в интерстициях плагиоклаза (Таблица I, в). По составу оливин ( $Fa_{38-40}$ ) характерен для оливинсодержащих габбро-долеритов рудоносных массивов. Клинопироксен (авгит) образует крупные (до 7—8 мм) зерна неправильной формы, включающие в себя призмы и таблицы плагиоклаза. Клинопироксен более железистый ( $f_{at} = 0,27-0,33$  до 0,49), чем в долеритах восточной дайки. Плагиоклаз слагает зональные (центр —  $An_{55-65}$ , периферия —  $An_{45-55}$ ) призмы и таблицы размером 0,6—4,0 мм. Плагиоклаз замещается пренитом и соссюритом, клинопироксен — амфиболом и хлоритом, а оливин — минералами группы иддингсита-боулингита.

Взаимоотношения сплошных руд и дайки в основном аналогичны описанным выше соотношениям, наблюдавшимся на Восточном участке. Установлено изменение простирания и падения рудных жил при подходе к дайкообразному телу и пересечение его тонкими сульфидными прожилками. Кроме того, внутри дайки установлены субвертикальные блоки и линзы сплошных руд с четкими ограничениями, вдоль контакта которых фиксируется тонкая оторочка ферриавгита и андрадита.

Рассмотренные особенности внутреннего строения и состава субвертикальных дайкообразных тел и их соотношения с сульфидоносными полнодифференцированными интрузивами и сплошными медно-никелевыми рудами позволяют сделать ряд существенных для понимания природы месторождений выводов.

Вся сумма данных убедительно свидетельствует о том, что вскрытые в горных выработках субвертикальные дайкообразные тела являются обособленными подводящими каналами магматических расплавов сульфидоносных интрузивов. И хотя в настоящее время выявлены только два таких канала, есть основание полагать, что будут вскрыты и другие аналогичные им образования. Кроме того, принципиально важны фактические данные, показывающие, что внедрение магмы осуществляется не только по относительно крупным структурам, какими являются полости, вмещающие дайку, но и происходит по системе трещинных зон в результате инфильтрации магмы по сантиметровым каналам.

Несомненно, что в современном виде магмоподводящие каналы выполнены наиболее поздними магматическими продуктами (фазия закрытия канала), и, очевидно, нельзя ожидать их полной идентичности по составу с полнодифференцированными интрузивами. Однако важен тот факт, что в дайкообразных телах установлены типичные такситовые габбро-долериты, состав которых, как известно, точно соответствует среднему составу полнодифференцированных интрузивов. Наконец, не менее важно, что в типичных микродолеритах мелких подводящих каналов установлена геохимическая общность этих пород с породами полнодифференцированных интрузивов по их калиевой специализации.

Поздние производные магматизма, выполняющие дайкообразные подводящие каналы, представляют собой достаточно точный маркер временных соотношений внедрения сульфидоносных расплавов и массивных руд. Несомненно, что последние формируются позже даек долеритов, которые ко времени внедрения сульфидных жил успевают закристаллизоваться. Около даек происходит изгиб жил, а сами дайки пересекаются лишь тонкими сульфидными прожилками. Пока нет надежных данных, показывающих положение и структуру каналов внедрения сульфидных расплавов. Из числа существенных наблюдений следует выделить факт нахождения крупных линз сульфидов среди полнокристаллических пород, слагающих центр субвертикальных даек. Вполне возможно предположение, что сульфидные расплавы внедрялись по тем же структурам, поскольку их общая временная магматическая активность была достаточно длительной.

Нет сомнения, что дальнейшее наращивание фактических данных позволит получить более обоснованные представления об этих чрезвычайно важных структурах как проводниках последовательного поступления рудоносных расплавов из промежуточных очагов на гипабиссальные—субвулканические уровни локализации месторождений.

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ, СОСТАВ И ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД

#### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Представления о месторождениях сульфидных медно-никелевых руд как экономической категории в историческом аспекте развивались последовательно и претерпевали существенные изменения по мере накопления новых данных и открытия новых рудных тел и месторождений. На основе современных знаний о распределении оруденения в рудных узлах и разработки геолого-генетической модели медно-никелевого рудообразования понятие сульфидных медно-никелевых месторождений норильского типа определяется как совокупность разнообразных по составу и внутреннему строению рудных горизонтов. Последние группируются в вертикальном диапазоне месторождений в рудную зону, в которой оруденельные участки в полнодифференцированных интрузивах и их верхнем и нижнем экзоконтактах чередуются со значительными по мощности неоруденелыми породами. Рудные тела в пределах горизонтов характеризуются сложной морфологией и прерывистостью размещения, в связи с чем во внутреннем строении рудной зоны отмечается существенная неоднородность по латерали. Синструктурные условия формирования полнодифференцированных интрузивов и сульфидных руд определяют принципиальное сходство строения рудной зоны всех месторождений, хотя полнота набора типов сульфидных руд различна для отдельных месторождений.

Основные рудные горизонты по отношению к полнодифференцированному интрузиву представлены различными рудами в табл. 8 и Таблицах II, III.

Наиболее полный набор рудных горизонтов свойствен месторождениям Талнахского рудного узла, и количество горизонтов существенно варьирует в других рудных узлах.

В пределах отдельных месторождений неоднородность строения рудной зоны проявлена в наибольшей степени между флангами и центральными частями рудных узлов и определяется положением соответствующих сечений рудной зоны по отношению к выявленным или предполагаемым магматическим подводящим каналам, а также степенью предрудной тектонической нарушенностиrudовмещающих участков. Ниже каждый из этих факторов контроля размещения оруденения в рудной зоне будет нами рассмотрен достаточно подробно. Здесь же подчеркнем, что в обобщенном виде закономерности внутреннего строения рудной зоны в разных частях рудных узлов выражены в том, что на флангах строение рудной зоны характеризуется максимальным набором рудных горизонтов, а в центральных частях — упрощается и отдельные горизонты выпадают из ее разреза. Послед-

Таблица 8  
Строение рудной зоны норильских месторождений

Часть рудной зоны интрузивов	Типы руд в рудной зоне		
	Талнахский рудный узел	Норильский рудный узел	Имандинский рудный узел
Верхний экзо-контакт	Прожилково-вкрашенные, брекчии-евидные, сплошные	Нет	Нет
Верхний эндо-контакт	Вкрашенные в горизонте хромитоносного такситового габбро	Вкрашенные в горизонте хромитоносного такситового габбро	Вкрашенные в горизонте хромитоносного такситового габбро
Полнодифференцированный интрузив	Вкрашенные в пикритовых и такситовых габбро-долеритах	Вкрашенные в пикритовых и такситовых габбро-долеритах	Вкрашенные в пикритовых и такситовых габбро-долеритах
Нижний эндо-контакт	Вкрашенные сидеронитовые руды в равномерно-зернистых габбро-долеритах	Нет	Нет
Нижний экзо-контакт	Сплошные, прожилково-вкрашенные	Прожилково-вкрашенные, сплошные	"

нее касается как рудных горизонтов в пределах соответствующих частей расслоенных интрузивов, так и горизонтов в осадочно-метаморфических породах их экзоконтакта.

Вместе с тем совмещение различных рудных горизонтов в пределах единых вертикальных сечений рудной зоны ни в коей мере не означает, что между ними существует прямая генетическая связь. Напротив, отдельные рудные горизонты имеют отчетливую автономность, выраженную в формировании для каждого горизонта своей минеральной зональности, отражающей специфические закономерности миграции компонентов при рудообразовании. Совмещение рудных горизонтов соответствует, как отмечено выше, синструктурным условиям формирования рудоносного интрузива и разнообразным типам руд в его экзоконтакте. Под синструктурными условиями мы понимаем сохранение единого плана деформаций на протяжении всего периода эндогенной активности рудного узла. Единство плана деформаций выражено в длительной активности одних и тех же магмо- и рудо-контролирующих региональных разломов и субгоризонтальных тектонических элементов, обеспечивающих формирование магматических камер иrudовмещающих полостей.

Для рассмотрения вопросов формирования каждого из рудных горизонтов важно изучение их зональности на базе исследования эволюции рудных парагенезисов. При этом необходимо определить само понятие рудных парагенезисов месторождений, поскольку видовое разнообразие главных рудообразующих минералов медно-никелевых месторождений достаточно ограниченно. Нами показано [30], что глав-

ные рудообразующие сульфиды трех групп минералов — пирротина, пентландита и халькопирита, а также кубанит образуют несколько парагенетических минеральных ассоциаций. Для каждой из групп минералов свойственны весьма широкие, часто непрерывные вариации их свойств и состава, однако существуют дискретные области состава и свойств минералов, в пределах которых отдельные разновидности устойчивы лишь с определенными разновидностями минералов других групп. Таким образом, рудные парагенезисы магматических сульфидов представляют собой ассоциации не столько различных рудообразующих сульфидов, сколько главным образом одних и тех же минеральных видов, отличающихся химическим составом (с определенным диапазоном изменений химического состава). Подобная особенность парагенезисов магматических сульфидов обусловлена тем, что наблюдаемые рудные ассоциации представляют собой продукты низкотемпературных превращений кристаллизующихся из расплава моносульфидных твердых растворов, различия между составами которых обуславливают устойчивость при низких температурах фаз, образующихся при распаде твердых растворов. Состав твердых растворов задается температурными условиями различных по составу магм, режимом их кристаллизации, составом и соотношением активностей компонентов в расплаве и во флюидной фазе магмы. Выделяются следующие главные парагенетические ассоциации сульфидов: низкосернистая, промежуточная, высокосернистая.

Низкосернистый парагенезис представляет собой ассоциацию сульфидов с наибольшими значениями соотношения  $\Sigma\text{Me}/\text{S}$  в каждой группе минералов и наиболее железистым составом фаз. В состав ассоциации входят *Tr*, *Tn*, *Mh*, *Pt*, *Nc* и пентландит с соотношением  $\text{Fe}/\text{Ni} \geq 1,13$ . Возможно присутствие кубанита. В составе этого парагенезиса выделяется ассоциация тех же минералов, но без пентландита, т.е. с преобладанием троилита, или равным количественным соотношением минералов (или *Tr+Tn*, или *Tr+Mh*). Следует подчеркнуть, что подобная ассоциация известна только во вкраpledности сульфидов в интрузивных породах, но не наблюдается в сплошных рудах. Троилит, который иногда встречается в моиухитовых и талнахитовых сплошных рудах, представляет собой реликтовые образования. В низкосернистом парагенезисе могут иногда присутствовать железистый халькопирит, а также срастания троилита и гексагонального пирротина ( $Po^h$ ),  $\Sigma\text{Me} = 48,25—48,55$  ат.%, но троилит всегда существенно преобладает над гексагональным пирротином.

Промежуточный по сернистости парагенезис состоит из минералов с широким диапазоном колебания состава. Основу ассоциации составляют срастания троилит+гексагональный пирротин ( $\Sigma\text{Me} = 48,12—48,55$  ат.%) с преобладанием  $Po^h$  и реже  $Po^h$  (47,7—48,2) без троилита; кубанит, главным образом в виде зернистых агрегатов; железистый халькопирит или тетрагональный халькопирит и пентландит ( $\text{Fe}/\text{Ni} = 1,00—1,13$ ). Отметим, что из двух минералов группы халькопирита, как правило, встречается какой-либо один. В случае развития железистого халькопирита с ним может существовать гомогенный троилит, и срастания этих двух минералов представляют собой

верхнюю граничную ассоциацию между промежуточными и низкосернистыми парагенезисами. Нижняя граничная ассоциация образована тетрагональным халькопиритом, содержащим пластинки кубанита, а также гексагональным пирротином с единичными пластинками троилита.

В состав высокосернистого парагенезиса входят сульфиды с наименьшими значениями соотношения  $\Sigma\text{Me}/\text{S}$  в минералах каждой группы и наименьшей железистостью фаз. Из медных минералов в его составе присутствует только тетрагональный халькопирит. Пирротин представлен гексагональной модификацией  $Po^h_{46.8-48.10}$  и срастаниями  $Po^h_{47.4} + Po^m_{46.6}$ . Диапазон изменения состава существующего с этими минералами пентландита значительный — от  $Pn_{1.0}$  до  $Pn_{0.8}$ . Составы пентландита и пирротина четко коррелированы по железистости и распределению никеля между фазами. В этом парагенезисе может быть выделена ассоциация максимальной сернистости, представленная тетрагональным халькопиритом, моноклинным пирротином и пентландитом с железистостью меньше 0,80.

#### ВКРАПЛЕННЫЕ РУДЫ В ГОРИЗОНТАХ ПОЛНОДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИВОВ

Сульфидная вкрапленность в горизонтах расслоенных интрузивов является наиболее обычным проявлением медно-никелевой минерализации в Норильском рудном районе, однако только в полнодифференцированных интрузивах концентрация сульфидного вещества отвечает понятию горизонта вкрапленных руд. На большей части площади интрузивов вкрапленные руды включают различающееся оруденение в гипербазит-базитах (горизонт пикритов) основной расслоенной серии и габброидах (такситовые габбро-долериты) нижней габбровой серии. При общей выдержанности рудного горизонта его изменчивость больше проявляется на флангах интрузивов. Она выражена в разрастании вертикальной протяженности оруденения, распространяющегося в горизонты оливинсодержащих и оливиновых габбро-долеритов основной расслоенной серии, появлении лишенных оруденения пикритов и бедных сульфидами такситовых габбро-долеритов. Непосредственно эндоконтактовые зоны интрузивов, в которых отсутствуют пикриты, но широко распространены такситовые габбро-долериты, практически безрудные.

В Талнахском рудном узле наиболее мощный и однородный по строению горизонт вкрапленных руд свойствен Северо-Восточной ветви интрузива. В Юго-Западной ветви однородное строение горизонта вкрапленных руд наблюдается практически на всем ее протяжении, за исключением южного фланга, в котором оруденение не только проявлено в пикритовых и такситовых габбро-долеритах, но распространено и в троктолитах. Существенно усложнено строение горизонта на флангах Северо-Западной ветви. На западном фланге оруденение представлено несколькими маломощными горизонтами, а на севере — только в оливиновых габбро-долеритах.

Второй тип изменчивости горизонта вкрапленного оруденения

выражается в чередовании локально обогащенных и относительно обедненных участков, прослеживаемых по всему простианию интрузивов с определенной регулярностью максимумов концентрации сульфидов (рис. 25). Причем максимумы концентрации сквозные по вертикальному сечению интрузива и отмечаются как для руд в пикритах, так и в такситовых габбро-долеритах. Важно, что максимумы концентраций совпадают с максимумами мощностей интрузивного тела (см. рис. 15).

Наиболее существенные различия внутреннего строения горизонта вкрапленных руд выражены в изменчивости морфологических особенностей сульфидных агрегатов, составе сульфидных и сульфидно-силикатных парагенезисов, вариациях химического составаrudообразующих сульфидов.

Распространение сульфидных ассоциаций в пикритах сложное. В составе горизонта можно встретить ассоциации всех парагенезисов, но их распределение подчинено строгим закономерностям. В горизонте распространены главным образом ассоциации низкосернистого и промежуточного по сернистости парагенезисов. Если оруденение распространено в низах горизонта оливиновых габбро-долеритов, то в этом случае оно представлено ассоциацией  $Pn + Cp' + Po_h$ . Полная зональность горизонта пикритов имеет следующий вид. В верхней части его локализуется граничная ассоциация промежуточного по сернистости парагенезиса, представленная срастаниями тетрагонального халькопирита с пластинчатым кубанитом и гексагонального пирротина с редкими пластинками троилита. Затем проявляется ассоциация  $Pn + Cub + Cp' + Tr + Po'$  с различным количественным соотношением  $Cub$  и  $Cp'$ , так что  $Cub$  может преобладать над  $Cp'$ . В этой ассоциации кубанит представлен зернистыми агрегатами, а в срастаниях троилита и гексагонального пирротина преобладает первый. К центральной части горизонта приурочены ассоциации  $Pn + (Cp' \text{ или } Cp^{Fe-Ni}) + Cub + Tr$  и низкосернистый парагенезис  $Cub + (Tn \text{ или } Mh) + Tr$ . Последняя ассоциация встречается не столь часто, и центральная часть, а иногда и весь горизонт сложены первой ассоциацией.

Пространственное положение обеих ассоциаций совпадает с участками развития в пикритах максимальных по магнезиальности оливина ( $Fa_{18}$ ), клино- и ортопироксенов,  $f_{at}$  равно 20 и 26 соответственно. От центральной части горизонта вниз наблюдается обратная последовательность смены ассоциаций, так что отчетливо проявляется их симметричное распределение. Описанные закономерности распределения сульфидных ассоциаций могут рассматриваться как рудная макрозональность горизонта. Однако следует также указать еще на одну важную закономерность изменения фазового состава сульфидов, наблюдавшуюся в пределах локальных участков. Эта закономерность заключается в том, что даже в пределах образца в различных морфологических типах сульфидных агрегатов состав сульфидных ассоциаций может существенно меняться.

В пикритовых габбро-долеритах выделяются три основных морфологических типа сульфидных агрегатов: интерстициальные (сидеронитовые) сульфиды, овощные (каплевидные) и неправильной формы

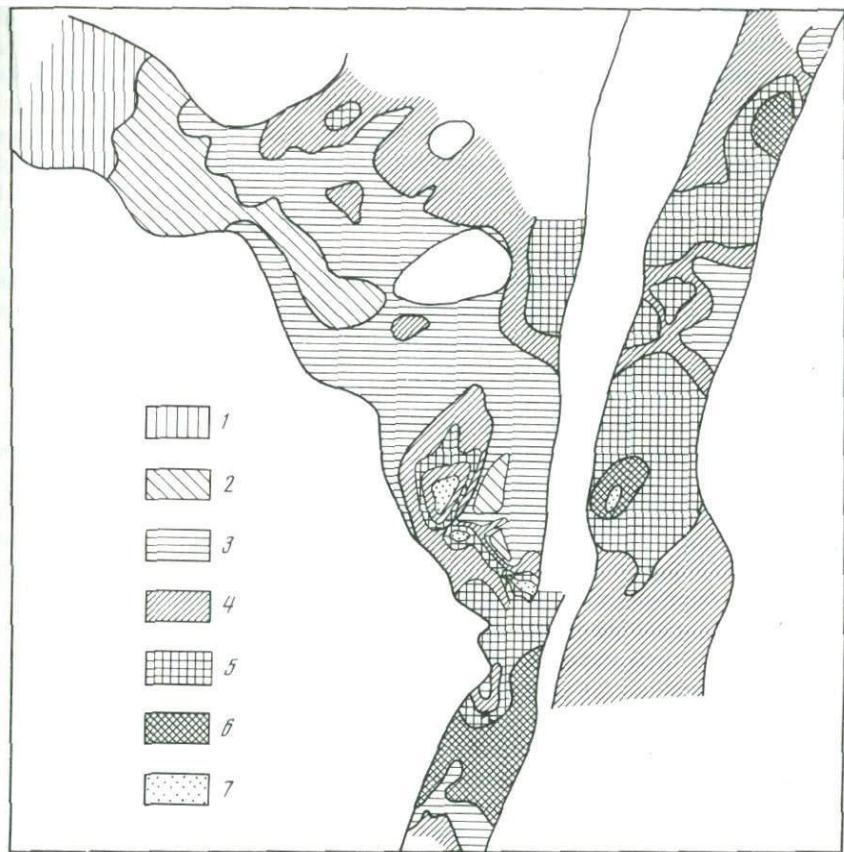


Рис. 25. План распределения изоконцентраций металлов в горизонте вкрапленных руд Талнахского интрузива

1—7 — градации содержаний суммы металлов расположены в порядке их возрастания

ксеноморфные агрегаты. Первые обычно локализованы между зернами оливина и занимают в породе структурную позицию пироксена. Каплевидные агрегаты практически всегда находятся в срастании с плагиоклазом, клинопироксеном, биотитом и комплексом низкотемпературных силикатов, но не оливином. Наконец, ксеноморфные сульфидные агрегаты локализованы обычно в шлировидных существенно плагиоклазовых обособлениях. При этом существует общая тенденция изменения состава сульфидов. Она заключается в том, что интерстициальная рудная вкрапленность (сосуществующая ассоциация силикатов оливин  $Fa_{18-24}$ +магнезиально-глиноземистая богатая хромом хромшпинель+магнезиальный клинопироксен) всегда сложена более низкосернистой ассоциацией сульфидов по сравнению с каплевидными сульфидными агрегатами (сосуществующая ассоциация клинопироксен+плагиоклаз+высоко железистая бедная хромом хромшпинель) и ксеноморфными сульфидными агрегатами, приуроченными

к лейкократовым обособлениям (существующая ассоциация силикатов плагиоклаз+ clinопироксен).

Отмеченные закономерности весьма важны для анализа петрологических условий сульфидного минералообразования в расслоенных интрузивах. Неоднородность состава сульфидов, проявляющаяся на микроуровнях объема рудоносных пород, свидетельствует о существовании локальных равновесий между сульфидами и силикатами, проявляющимися на последовательных стадиях консолидации сульфиноносных горизонтов.

В такситовых габбро-долеритах наблюдается продолжение тенденций изменения фазового состава сульфидных парагенезисов. Для сечений центральной части интрузивного тела в самой верхней, пограничной с пикритами части горизонта может встречаться ассоциация  $Pn+Cub+Cp'+Tr+Po^h$  и затем ниже по разрезу —  $Pn+Cub++Cp'+Po^h$  с пластинчатым кубанитом, основную часть слагает ассоциация  $Pn+Cp'+Po^h$ . В целом для горизонта характерно развитие главным образом высокосернистого парагенезиса  $Pn+Cp'+Po^m$  и  $Cp'+Pn+Po^m+Po^h$ . Эти же ассоциации прослеживаются по всей эндоконтактовой части массива.

Таким образом, одна из главных черт макростратификации сульфидного оруденения полнодифференцированных интрузивов заключается в развитии низкосернистых ассоциаций сульфидов в центральной части пикритового горизонта и закономерном увеличении сернистости ассоциаций вверх и вниз от центральной части горизонта. Подобная закономерность практически полностью повторяет общие черты расслоения силикатной составляющей массивов с той лишь разницей, что распространение сульфидов вверх от пикритового горизонта крайне ограничено в силу развития гравитационной отсадки их в нижнюю часть массива. Не менее важна для сульфидной минерализации интрузивов наряду со стратификацией скрытая расслоенность оруденения. В разрезе краевой части массива, сложенной ассоциациями высокосернистого парагенезиса  $Pn+Cp'+Po^m\pm Po^h$ , изменение железистости пирротина имеет максимум в средней части горизонта пикритовых габбро-долеритов (47,90 ат.% ΣМе) и убывает к верхней (47,675) и нижней (47,80) частям горизонта. На границе с такситовыми габбро-долеритами появляются срастания  $Po^h+Po^m$ , в которых последний имеет состав 46,7 ат.% ΣМе. Аналогичные закономерности характеризуют распределение никеля в пирротине. Минимальные концентрации никеля (0,15%) в пирротине отмечаются в центральной части пикритового горизонта, возрастают до 0,4—0,5% в верхней и нижней частях и до 0,9% в пирротине из такситовых габбро-долеритов.

Пентландит имеет максимальную железистость также в центральной части пикритового горизонта ( $Pn_{1,05}$ ), которая убывает в верхней части до  $Pn_{0,88}$ , в нижней — до  $Pn_{0,90}$ . В такситовых габбро-долеритах состав минерала соответствует  $Pn_{0,77}$  и ниже по разрезу —  $Pn_{0,70}$ .

В сечениях центральной части интрузива, в которых развиты ассоциации низкосернистого парагенезиса, экстремальный вид скрытой расслоенности отчетливо проявлен только в составе пент-

ландита. В гексагональном пирротине, ассоциирующем с троилитом, к нижнему эндоконтакту массива железистость снижается (48,5—47,6 ат.%  $\Sigma$  Me).

На флангах интрузивных тел, при разрастании горизонта вкрапленных руд в вертикальном диапазоне, происходит принципиальное изменение состава ведущих минеральных ассоциаций. Главными становятся беспирротиновые парагенезисы  $Cp' + Pn$ ,  $Pn + Mil + Bo \pm Cr$ .

Все особенности зональности горизонта вкрапленных руд в полной мере проявлены в Талнахском и Норильском рудных узлах и существенно редуцированы в массивах других рудных узлов.

### СПЛОШНЫЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ РУДЫ

Классический вариант распространения горизонта массивных руд выражен в их приуроченности к нижнему экзо- и реже эндоконтакту полнодифференцированных интрузивов. Важно подчеркнуть, что в понятие горизонта вкладывается определенная область распространения тел сплошных сульфидов, имеющих различные форму и размеры, а также частоту встречаемости для каждого отдельного участка.

По морфологии тела сплошных руд подразделяются на: плитообразные жилы с параллельными контактами и близкие к ним по своему строению рудные блоки, отличающиеся от типичных жил соизмеримостью параметров по вертикали и горизонтали; линзовидные тела и неправильной формы залежи, сопровождаемые сульфидной вкрапленностью различной густоты; неправильной формы прожилки и жилы, образующие прожилково-жильные зоны и представляющие собой апофизы линзовидных тел, а нередко соединяющие между собой близко расположенные тела. Все перечисленные типы рудных тел нами выделяются достаточно условно, поскольку даже в пределах единого рудного тела могут наблюдаться переходы одного типа в другой. Вместе с тем устанавливается зависимость морфологических особенностей рудных тел от состава и текстурно-структурных особенностей вмещающих пород.

Наиболее интересен для изучения морфологических особенностей тел сплошных руд Талнахский рудный узел. В его пределах встречены все типы рудных тел, однако наиболее распространены линзовидные и неправильной формы залежи, локализованные в осадочно-метаморфических породах нижнего экзоконтакта полнодифференцированных массивов (рис. 26). Эти тела в большинстве случаев отделены от интрузива зоной осадочно-метаморфических пород мощностью до нескольких метров, нередко полностью лишенных оруденения либо содержащих сульфидную вкрапленность. В плотных тонкозернистых метаморфизованных глинисто-алевролитовых породах, как правило, рудные тела имеют четкие и резкие границы с вмещающими породами и не сопровождаются сульфидной вкрапленностью.

В зернистых разновидностях осадочно-метаморфических пород, таких, как пироксеновые, пироксен-полевошпатовые роговики, метаморфизованные терригенные, карбонатно-терригенные, различные

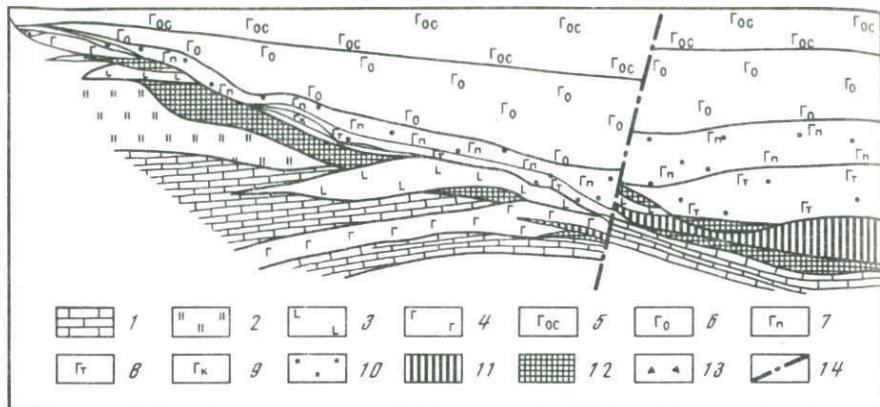


Рис. 26. Размещение вкрапленных, сплошных и прожилково-вкрапленных руд в рудной зоне Северо-Восточной ветви Талнахского интрузива

1 — карбонатные породы верхнего девона; 2 — метаморфизованные угленосные породы верхнего карбона—верхней перми; 3, 4 — недифференцированные долериты (3) и габбро-долериты (4); 5—9 — габбро-долериты полнодифференцированного Талнахского интрузива: 5 — оливинсодержащие, 6 — оливиновые, 7 — пикритовые, 8 — такситовые, 9 — контактовые; 10—13 — типы руд: 10 — вкрапленные, 11 — сплошные пирротиновые, 12 — прожилково-вкрапленные, 13 — густовкрапленные в экзоконтакте сплошных руд; 14 — пострудные тектонические нарушения

карбонатные и ангидрит-карбонатные породы, а также во всех типах метасоматических образований по этим породам наблюдается существенное усложнение внутреннего строения залежей. Нередко единая залежь распадается на серию субпараллельных тел, сложенных массивными сульфидными рудами, между которыми развивается густо-вкрапленное и вкрапленное оруденение в тех же породах. Формируются прожилково-жильные зоны, или зоны расщепления рудных залежей, которые более часто развиты на выклинивании тел, а также в их эндоконтактах. Чередование массивных, прожилково-жильных и густо-вкрапленных зон может наблюдаться и в центре залежей, причем участки сложного строения рудного тела могут переходить в единое массивное рудное тело, которое затем может испытывать повторное расщепление.

В этом же комплексе пород тела сплошных сульфидных руд сопровождаются так называемым прожилково-вкрапленным оруденением, экзоконтактовым по отношению к массивным рудам. Этот тип оруденения рассматривается ниже в специальном разделе.

Рудные тела типа плитообразных жил и рудных блоков развиваются, как правило, при локализации массивных руд в магматических породах, прежде всего в породах эндоконтакта полнодифференцированных интрузивов (рис. 27). Плитообразные жилы и рудные блоки чаще встречаются совместно и образуют оруденение штокверково-жильного типа. По своим особенностям жилы и рудные блоки представляют собой типичные тела выполнения с четкими контактами и, как правило, не сопровождаются сульфидной вкрапленностью в экзоконтактовых породах. Интересен в этом отношении

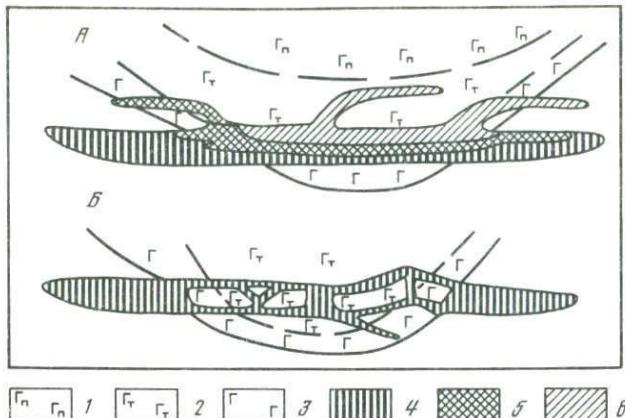


Рис. 27. Принципиальная схема строения и зональности тел массивных сульфидных руд при пересечении ими полнодифференцированного интрузива

*А* — развитие сложной зональности с формированием минеральных разновидностей руд ряда пирротиновые—кубанитовые—моиухитовые, *Б* — штокверково-жильная зона, сложенная массивными пирротиновыми рудами. 1—3 — породы полнодифференцированного интрузива: 1 — пикритовые, 2 — такситовые габбро-долериты, 3 — габбройды эндоконтактовой фации; 4—6 — минеральные разновидности руд: 4 — пирротиновые, 5 — кубанитовые, 6 — моиухитовые

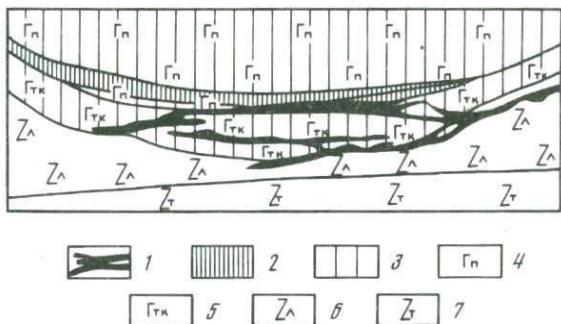


Рис. 28. Штокверково-жильная рудная зона в интрузиве Норильск I [130]

1 — сульфидные жилы; 2 — густовкрапленные руды; 3 — вкрашенные руды; 4, 5 — пикритовые (4), такситовые и контактовые (5) габбро-долериты; 6, 7 — лабрадоровые (6) и титан-авгитовые (7) базальты

один из участков Талнахского рудного узла, в котором установлены закономерности изменения морфологии рудных тел при переходе оруденения из осадочно-метаморфических пород в интрузивные (см. рис. 27). В осадочно-метаморфических породах локализована единая линзовидная залежь со свойственными этому типу рудных тел чертами внутреннего строения. На контакте с интрузивными породами происходит резкое изменение морфологии рудных тел, которые расщепляются на серию субпараллельных жил выполнения, испытывающих слияние на отдельных участках в рудные блоки или соединение друг с другом крутонаклонными или субвертикальными жилами и прожилками. При выходе оруденения в область противоположного

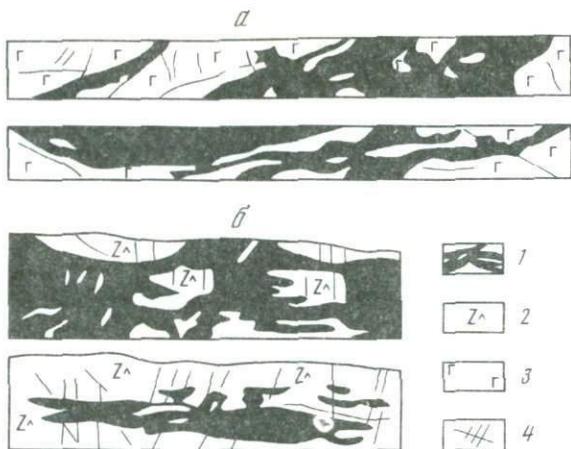


Рис. 29. Морфология сульфидных жил в габбро-долеритах интрузива Норильск I (а) и в лабрадоровых базальтах, подстилающих интрузии (б) [130]

1 — сульфидные жилы; 2 — лабрадоровые базальты; 3 — габбро-долериты; 4 — трещины

экзоконтакта интрузива происходит переход штокверково-жильной зоны в массивную линзовидную залежь.

Наряду с этим не всегда наблюдается расщепление залежей на штокверково-жильную зону при переходе оруденения из осадочно-метаморфических пород в интрузивные (см. рис. 27). В ряде случаев в различных породах сохраняется практически постоянной мощности рудного тела, хотя в интрузиве от основного рудного тела нередко отходят разноориентированные плитообразные или более сложной морфологии рудные жилы.

Зависимость морфологии рудных тел от состава рудовмещающих пород проявляется практически во всех рудных узлах. В Норильском рудном узле наиболее характерны штокверково-жильные зоны и рудные блоки, известные в отработанных участках северного фланга интрузива Норильск I (рис. 28). При локализации интрузива среди базальтовых покровов ведущим типом рудных тел являются штокверково-жильные зоны, состоящие из неправильной формы ветвящихся жил, линзовидных обособлений массивных сульфидов, цементирующих включения вулканитов (рис. 29). В терригенных метаморфизованных породах наблюдаются линзовидные формы тел, сопровождаемых зонами густовкрапленного оруденения. Морфология рудных тел, а в конечном счете способ формирования рудовмещающего пространства находят отражение в текстурно-структурных особенностях самих руд, их минеральном составе, химическом составе главных рудообразующих сульфидов.

Текстурно-структурные особенности руд выражены в том, что в центральных частях залежей и крупных жил развиты крупно- и гигантозернистые руды. По мере приближения к эндоконтакту залежей уменьшается зернистость агрегатов. Петельчатая структура, столь характерная для наиболее распространенных пирротино-

вых руд, сменяется среднеравномерно-зернистой структурой агрегатов, которые затем в экзоконтакте массивного рудного тела могут перейти в зону мелкозернистого вкрапленного и густовкрапленного оруденения.

Взаимосвязь морфологии, химического и минерального состава руд — один из интересных аспектов изучения массивных сульфидных руд. Как показано в [127], среди сплошных руд норильских месторождений выделяются несколько минеральных разновидностей руд, каждая из которых занимает значительный объем пространства и может быть надежно геометризирована в рудных телах. Минеральные разновидности подразделяются на главные и ряд переходных, которые могут быть обобщены в виде схемы, представленной на рис. 30.

Выделяются залежи простого строения, сложенные какой-либо одной разновидностью руд, и зональные залежи, состоящие из нескольких минеральных разновидностей. Простым строением обладают в основном рудные тела, независимо от их мощности локализованные в осадочно-метаморфических толщах. В их составе преобладают пирротиновые руды. В таких рудных телах единственным видом вариаций минерального состава является формирование так называемой простой зональности (тип I на рис. 30), выраженной в обогащении халькопиритом окраинных частей рудного тела. Формирование пирротин-халькопиритовых и халькопиритовых руд может проходить симметрично относительно центра рудного тела в области как висячего, так и лежачего эндоконтакта либо, и это проявлено чаще, только в области висячего эндоконтакта.

Простое строение с доминирующим развитием одной минеральной разновидности свойственно жилам и рудным блокам в штокверково-жильных зонах независимо от того, концентрируются они в осадочно-метаморфических или интрузивных породах. В этих относительно маломощных рудных телах может также проявляться простая зональность I типа, причем халькопиритовые руды локализуются, как правило, на окончании рудных жил. Если жилы развиты в осадочно-метаморфических породах, то халькопиритом существенно обогащаются окколожильные густовкрапленные руды.

Иной тип рудных тел представляют залежи, имеющие сложное зональное строение. Точно установлено, что в тех рудных залежах, которые переходят из осадочно-метаморфических пород в интрузивные, не испытывая при этом расщепления на жильно-штокверковую зону и существенно не изменяя свою исходную мощность, формируется рудная зональность второго, так называемого сложного, типа (тип II на рис. 30). Иначе говоря, участки рудных тел, имеющие в своем составе талнахитовые (моихукитовые, пурпуритовые) и кубанитовые руды, всегда залегают среди интрузивных пород, однако не все рудные тела, приуроченные к интрузивным породам, обязательно имеют сложное зональное строение. Следует подчеркнуть, что в первом приближении есть определенная зависимость появления зональности руд от мощности рудного тела, выполняющего полости в интрузиве. Подчеркнем, что как для тел жильно-

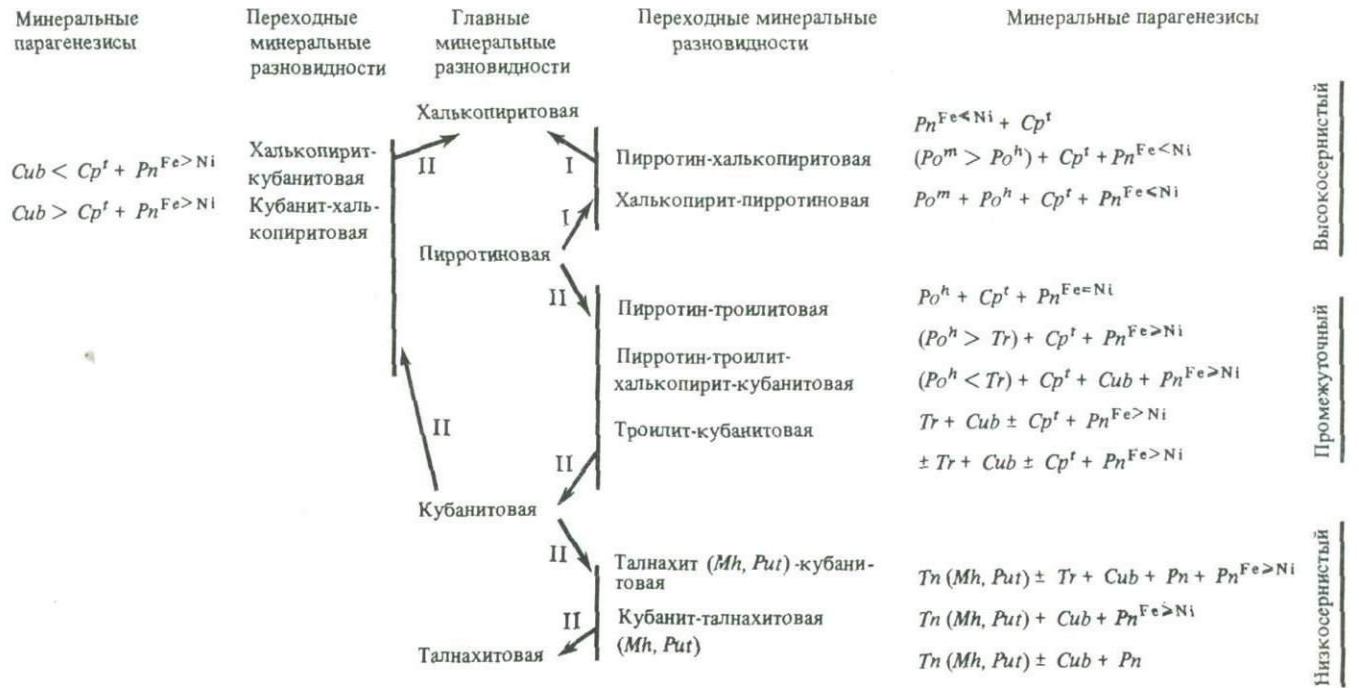


Рис. 30. Минеральные разновидности и главные парагенезисы сплошных медно-никелевых руд. В название минеральных разновидностей сплошных руд не включен постоянно присутствующий в них пентландит

Стрелки — направления эволюции парагенезисов в зональных рудных телах. I и II — типы зональности

штокверковых зон, так и для более мощных залежей, локализованных в интрузивных породах, по всем признакам ведущим механизмом рудоотложения является выполнение свободного пространства. Как показано на рис. 31, блок интрузивных пород, подстилающий сплошные руды, представляет собой перемещенную часть эндоконтакта интрузива с полным совпадением его исходных ограничений.

Природа связи дифференциации массивных руд (зональности) с условиями локализации в магматических породах полнодифференцированных массивов пока недостаточно ясна. Возможно, что объем полости, выполняемой сульфидным веществом, будет определять особый режим термальных условий рудоотложения. Могут быть также и иные причины, которые не обсуждаются в настоящей работе. Однако независимо от механизмов, предопределяющих тот или иной тип дифференциации сульфидного вещества, влияние структурного фактора на формирование зональности рудных тел представляется нам несомненным.

Характеристика массивных руд будет не полной, если мы не отметим еще одну особенность их внутреннего строения, а именно наличие их скрытой расслоенности, детально описанной в [127]. Она проявляется в изменении состава минералов группы пирротина и пентландита от центра рудных тел к их периферии, выраженном в закономерном увеличении сернистости и никелистости пирротина и в возрастании концентрации никеля в пентландите. Этот тип скрытой расслоенности свойствен рудным телам простого строения или имеющим зональность типа I. Характерно, что скрытая расслоенность обычно хорошо проявлена в более мощных телах, очень мало или отсутствует вообще в плитообразных жилах ограниченной мощности.

Иные закономерности скрытой расслоенности отмечаются в рудных телах со сложной зональностью. Скрытая расслоенность проявляется по вертикали и латерали рудных тел и от пирротиновых руд к талнахитовым, т.е. к богатым медью, рудам. В этом направлении сернистость и никелистость пирротина убывают, концентрации никеля в пентландите также уменьшаются. Заканчивая характеристику оруденения горизонта сплошных руд, следует обратить внимание еще на ряд особенностей их локализации.

Отмечая, что ведущей зоной распространения сплошных руд является нижний эндо- и экзоконтакт интрузивов, мы тем не менее должны указать, что в Талнахском рудном узле известны участки, в которых массивные руды локализуются в зоне верхнего эндоконтакта интрузива. Положение этих участков достаточно специфично. Прежде всего они приурочены к той части рудного узла, которая находится в области главной рудоконтролирующей структуры Норильского района — Норильско-Хараэлахского разлома и оперяющих его многочисленных субпараллельных нарушений. Эта область испытала существенную тектоническую активизацию после внедрения Талнахского полнодифференцированного интрузива, а блоковые дислокации стали тем ведущим механизмом, который определил формирование системы полостей в интрузиве, выполненных впоследствии рудным веществом и обусловивших развитие штокверково-

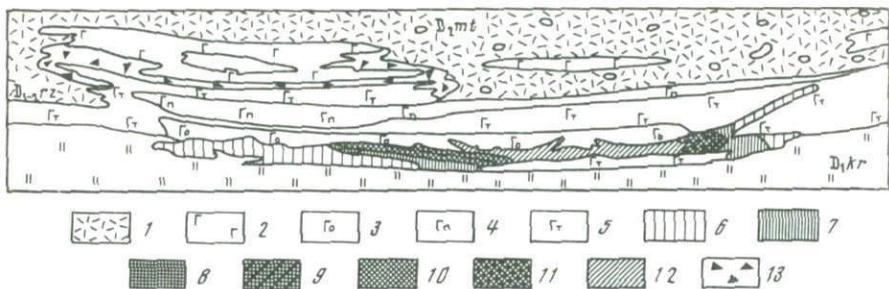


Рис. 31. Внутреннее строение рудной залежи Хараэлахской ветви Талнахского интрузива

1 — осадочно-метаморфические породы нижнего—среднего девона; 2—5 — габбро-долериты интрузива; 2 — оливинсодержащие, 3 — оливиновые, 4 — пикритовые, 5 — тацитовые; 6—12 — минеральные разновидности сплошных руд; 6 — халькопирит-пирротиновые, 7 — халькопирит-пирротин-троилит-кубанитовые, 8 — пирротин-халькопиритовые, 9 — кубанит-халькопиритовые, 10 — моихукит-кубанитовые, 11 — кубанит-моихукитовые, 12 — моихукитовые; 13 — брекчевые руды

Рис. 32. Принципиальная схема зональности и размещения оруденения Талнахского рудного узла

1, 2 — контуры развития ветвей Талнахского интрузива (1) и горизонта сплошных руд (2); 3—5 — поля развития руд; 3 — пирротиновых, 4 — высокомедистых минеральных разновидностей, 5 — сплошных и прожилково-вкрапленных; 6 — области подводящих каналов интрузивов и сплошных руд; 7 — Главный шов Норильско-Хараэлахского разлома; 8 — система нарушений, оперирующих разлом; 9 — направление движения магматических масс. I—III — ветви Талнахского полидифференцированного интрузива: I — Хараэлахская, II — Юго-Западная, III — Северо-Восточная

Схема зональности и размещения оруденения Талнахского рудного узла

жильного типа оруденения. Проникновение рудного вещества в зону верхнего эндоконтакта интрузива связано также с этим этапом постинтрузивных, но дорудных тектонических движений.

Сопоставление закономерностей размещения и особенностей внутреннего строения и состава отдельных тел массивных сульфидных руд позволяет предполагать, что имеется некоторый разрыв во времени их формирования, а также не обязательно, что для всех рудных тел существовала единая рудоподводящая структура.

При значительном сходстве минерального состава, набора и закономерностей размещения минеральных разновидностей руд можно предполагать, что участки с автономными рудоподводящими системами представляют собой отдельные интрузивные массивы (ветви) Талнахского рудного узла (рис. 32). В каждом из таких участков проявлена своя зональность размещения оруденения и несколько варьирует общее количество руд с различным минеральным составом, причем по крайней мере для двух участков зональность может

быть ориентирована относительно установленных магмо- и рудоподводящих каналов.

В Хараэлахской интрузивной ветви (*I* на рис. 32) в пределах горизонта сплошных руд наблюдается наибольшее количество зональных рудных тел, причем участки, сложенные высокомедистыми минеральными разновидностями, отчетливо обособляются по периферии горизонта к западу, северо-западу и северу от области рудоподводящего канала. Подчеркнем, что именно в этой области наблюдается описанное выше распространение массивных и сопровождающих их прожилково-вкрапленных руд зоны верхнего экзоконтакта интрузива.

В участках, примыкающих к рудоподводящему каналу, локализуются залежи простого строения, в которых преобладают пирротиновые руды. Отметим также, что только в пределах Хараэлахской ветви высокомедистые руды представлены моихукитовой и путоранитовой минеральными разновидностями.

Юго-Западная ветвь характеризуется существенно меньшим распространением высокомедистых минеральных разновидностей, хотя они также наблюдаются на фланге горизонта богатых руд (*II* на рис. 32). Положение рудоподводящего канала для этого интрузивного массива и сопровождающих его руд не установлено, хотя, по-видимому, он локализуется примерно в той же области, что и для Хараэлахской ветви. В пределах этой интрузивной ветви также преобладают пирротиновые руды, но высокомедистые руды представлены талнахитовой минеральной разновидностью.

В северо-восточной (или собственно Талнахской) ветви (*III* на рис. 32) пирротиновые руды преобладают с развитием незональных залежей простого строения. Выделяется лишь один участок со сложной зональностью, в котором высокомедистые минеральные разновидности представлены талнахитовыми рудами.

#### ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННЫЕ РУДЫ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ КОНТАКТОВОГО ОРЕОЛА ПОЛНОДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИВОВ

Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация проявлена в большинстве контактово-метаморфических ореолов полнодифференцированных интрузивов, но наиболее широко она развита в метаморфитах и метасоматитах Талнахского рудного узла, где составляет самостоятельный тип руд. Контактово-метаморфические породы, включающие прожилково-вкрапленное медно-никелевое оруденение, образуют вокруг расслоенных массивов непрерывный чехол, мощность которого сопоставима с мощностью самих рудоносных интрузивов, а во фронтальных частях иногда и превышает ее.

Среди контактово-метаморфических пород выделяются следующие формации: 1) роговики и мраморы, сформировавшиеся в результате термального метаморфизма угленосных терригенных пород верхнего палеозоя, аргиллитов нижнего—среднего девона, мергелей и доломитов девона; 2) щелочные метасоматиты по песчаникам, алевролитам и аргиллитам верхнего палеозоя, аргиллитам девона, габбро-до-

леритам контактов дифференцированных интрузивов и недифференцированным долеритам; 3) магнезиальные скарны по доломитам и доломитовым мергелям девона; 4) известковые скарны, накладывающиеся на роговики, магнезиальные скарны, долериты недифференцированных интрузивов, а также габбро-долериты дифференцированных массивов; 5) низкотемпературные метасоматиты, замещающие все контактово-метаморфические породы, долериты и габбро-долериты контактов интрузивов.

Выделение из всего объема контактово-метаморфического ореола пород чисто термального происхождения представляет определенную сложность из-за частой нерешаемости вопроса изохимичности их тем или иным первично-осадочным образованием, обладающим тонкой переслаиваемостью и широкими вариациями состава. К продуктам термального метаморфизма можно отнести породы, сформировавшиеся по терригенным толщам пермо-карбона и аргиллитам девона. По мере приближения к интрузивам глинистый цемент песчанников и алевролитов замещается сначала гидрослюдами, серицитом, мусковитом, хлоритом, затем биотитом, актинолитом, эпидотом. В ближнем экзоконтакте появляется андалузит, кордиерит, гиперстен, породы перекристаллизовываются с образованием пироксен-плагиоклазовых, кварц-полевошпатовых и кварцевых роговиков. Такое же нарастание степени изменения можно проследить в метаморфитах по аргиллитам девона. По ним во внешних зонах метаморфизма возникают пятнистые серицит-хлоритовые сланцы, иногда с кордиеритом. Затем они сменяются хлоритовыми сланцами и актинолит-эпидотовыми породами с кордиеритом, кварцем, альбитом. В зонах ближнего контакта с интрузивом глинистые породы превращены в гиперстен-плагиоклазовые роговики. Д.М. Туровцевым [133] выделены четыре фации метаморфизма осадочных пород: санидиновая (мелилит-монтчеллитовая субфация), пироксеновая, биотит-эпидот-амфиболовая, мусковит-хлоритовая.

Среди пород, возникших по доломитам и мергелям девона, к продуктам термального метаморфизма можно отнести чисто кальцитовые, бруситовые и монтчеллитовые мраморы внешних зон ореола контактово-метаморфических пород. Внутренние же зоны метаморфизма карбонатных пород, сложенные форстеритом, монтчеллитом, клинопироксеном, апопериклазовым бруситом, шпинелью, кальцитом и ангидритом в разных количественных сочетаниях, представляют уже, по-видимому, метасоматиты. Здесь они смыкаются с магнезиальными метасоматитами, среди которых выделяются форстеритовые, монтчеллитовые, фассаитовые скарны и апопериклазовые брусититы. При этом нужно отметить более широкое, чем ранее считалось, развитие монтчеллитовых скарнов. Практически все гранат (гидро-гранат)-серпентиновые породы образовались именно по монтчеллитовым скарнам.

Частая перемежаемость форстеритовых, монтчеллитовых, пироксеновых, бруситовых скарнов, без реакционных соотношений трех главных минералов, скорее всего, говорит о зависимости минерального состава магнезиальных скарнов от химизма исходных пород.

Это не исключает образования скарнов с форстеритом и монтичеллитом на разных этапах формирования kontaktово-метаморфического ореола. Так, помимо основной массы магнезиальных скарнов в экзоконтакте интрузивов, шпинель-форстеритовые и шпинель-монтличеллитовые скарны с кальцитом и(или) ангидритом развиваются по габбро-долеритам в виде прожилков, часто зональных. Монтичеллит-мелилитовые, монтичеллит-куспидин-мелилитовые с вилькеитом, волластонитом и кальцитом, геленит-мервинит-монтичеллитовые скарны представляют собой уже высокотемпературные известковые скарны, развивающиеся по магнезиальным метасоматитам. При дальнейшем снижении температуры и подвижном поведении кальция, магния и железа возникают известковые скарны с гранатом, волластонитом, пироксеном, везувианом. Эти скарны замещают уже не только магнезиальные скарны, но и щелочные метасоматиты, роговики, мраморы и интрузивные породы.

Щелочные метасоматиты развиваются по алюмосиликатным породам, как интрузивным, так и осадочным — алевролитам, песчаникам, аргиллитам и продуктам их метаморфизма. При щелочном метасоматозе габбро-долеритов в их эндоконтакте, с одной стороны, могут возникать монцонитоподобные породы, кварцевые сиениты, гранодиориты, гранофиры, а с другой — типичные метасоматиты. В последнем случае при развитии щелочных метасоматитов по вмещающим породам контакт между интрузивом и вмещающими образованиями может затушевываться [144]. В результате развития щелочных метасоматитов по осадочным породам и продуктам их термального метаморфизма количественные соотношения калиевого полевого шпата и альбита могут изменяться в широких пределах при общем преобладании альбита над калиевым полевым шпатом. Завершают процесс kontaktового метаморфизма низкотемпературные метасоматиты с пренитом, хлоритом, серпентинами, гидрогранатами, ксеноитом, пектолитом, апофиллитом, цеолитами, гипсом и др.

Сульфидное орудение формируется независимо от процессов образования kontaktово-метаморфических пород и накладывается на все их типы. Только низкотемпературные метасоматиты образуются после формирования прожилково-вкрашенных руд.

Прожилково-вкрашенные руды в метаморфических и метасоматических породах экзоконтактов полнодифференцированных интрузивов тесно, пространственно и генетически, связаны с богатыми (сплошными) рудами (рис. 33). В нижнем горизонте локализации, в осадочно-метаморфических породах подошвы интрузивов, экзоконтактовые руды образуют ореолы вокруг тел сплошных руд. По степени насыщенности пород сульфидами можно проследить постепенные переходы от безрудных пород к сплошным рудам, но это не значит, что концентрация сульфидов везде нарастает постепенно. Как среди вкрашенных, так и в составе сплошных руд наблюдаются прослон вмещающих пород, в различной степени насыщенных сульфидами, или вовсе безрудные участки. Прожилково-вкрашенные руды распространены шире массивных, но в плане контуры их формирования не выходят за пределы рудоносных интрузивов. В верхнем

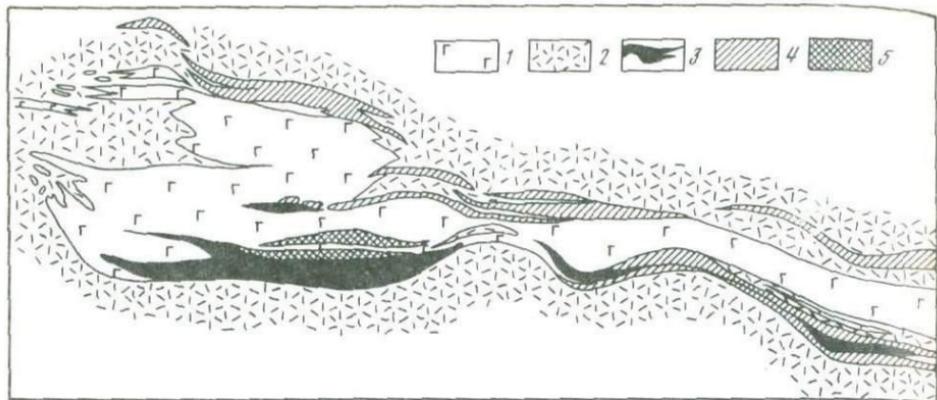


Рис. 33. Схема соотношения рудных тел Юго-Западной ветви Талнахского интрузива  
 1 — габбро-долериты (нерасчлененные) Талнахского подиодифференцированного интрузива; 2 — контактово-метаморфические породы; 3—5 — медно-никелевые руды: 3 — сплошные, 4 — прожилково-вкрапленные, 5 — богатовкрапленные (сидеронитовые) в интрузиве

горизонте локализации, над кровлей интрузивов, прожилково-вкрапленные руды образуют довольно мощные тела только на юге Северо-Западной ветви Талнахского интрузива, где они протягиваются вдоль западных сбросов Норильско-Хараэлахского разлома. Здесь присутствуют также сплошные руды, но менее значительно.

При внедрении сульфидного расплава, сформировавшего сплошные и прожилково-вкрапленные руды, происходит перекристаллизация практически всех вмещающих сульфиды силикатных минералов. Часто можно видеть, как идиоморфные зерна пироксена, форстерита, монтичеллита, волластонита "цементируются" сульфидами (Таблица IV, в). Иногда при этом происходит обогащение железом зерен силикатных минералов, находящихся в сульфидной массе. Терригенные породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты) и продукты их термального метаморфизма в участках максимального развития сульфидов, чаще вблизи тел сплошных руд, подвергаются локальному переплавлению с образованием гранофировых структур — сростков калиевого полевого шпата и кварца (Таблица IV, а), а алюмосиликатные породы (габбро-долериты и долериты) — железо-щелочному метасоматозу, выражющемуся в образовании щелочного полевого шпата, ферриавгита, щелочного амфиболя, андрадита (Таблица IV, б).

Текстурный рисунок прожилково-вкрапленных руд часто определяется особенностями строения замещаемых сульфидами пород. В существенно пироксеновых роговиках сульфиды, внедряясь вдоль сланцеватости пород, обусловливают полосчатую текстуру руд. Нередко они занимают центральные части радиально-лучистых агрегатов пироксена. Сферическая форма образований силикатов в хлорит-полевошпатовых роговиках определяет сферолитовую текстуру локализующихся в них руд. Выполняя округлые или овальные миндалины в базальтах экзоконтакта интрузива Норильск I, сульфиды обусловливают пятнистую текстуру руд (Таблица II, г).

Внедрение сульфидного расплава чаще всего шло вдоль полосчатости пород. В том случае, когда сплошные руды срезают эту полосчатость, наследующую первичную слоистость осадочных пород, можно наблюдать распределение вкраепленников сульфидов вдоль первичного напластования осадочных образований (Таблица III, в). Интересен при этом факт обогащения халькопиритом как залывандов жильных тел, так и вмещающих пород.

Замещение габбро-долеритов сульфидами происходит вдоль контактов зерен замещаемых пород. Этому процессу подвергаются главным образом пироксены. В результате вдоль залежей массивных сульфидов образуются сидеронитовые руды, представляющие собой агрегаты беспорядочно расположенных призм плагиоклаза, интерстиции которых сложены рудными минералами (Таблица II, в).

Прожилково-вкраепленные руды отличаются богатством рудных минералов. Кроме пирротина, пентландита, халькопирита, в сложении рудных тел участвуют кубанит, миллерит, пирит, магнетит, борнит, халькозин, джерфишерит, минералы группы валлерита-точилиниита, перовскит, полидимит, виоларит, макинавит.

Среди прожилково-вкраепленных руд выделяются минеральные ассоциации, образующие самостоятельные участки ореола экзоконтактовых руд. Наиболее распространенными ассоциациями являются пентландит-халькопирит-пирротиновая и пентландит-пирротин-халькопиритовая. Пентландит-халькопиритовая ассоциация в экзоконтактовых рудах развита более широко, чем в сплошных. Она может образовывать целиком самостоятельные рудные тела. Ассоциации с миллеритом могут иметь двойственную природу. Миллерит, с одной стороны, развивается при замещении пентландита, с другой — возникает при дальнейшей эволюции сульфидной системы. При появлении пирита формируются пирит-миллерит-халькопиритовая, миллерит-пирит-халькопиритовая, миллерит-халькопирит-пиритовая, миллерит-пиритовая, халькопирит-пиритовая ассоциации. При высокой насыщенности сульфидной системы медью появляются борнит и халькозин. Из никелевых минералов, помимо пентландита, присутствуют хизлевит и годлевскит. Типичны ассоциации с борнитом, халькозином и высоконикелистыми минералами для экзоконтактовых руд, локализованных вокруг залежей сплошных кубанитовых и талнахитовых руд.

Закономерная смена рудных парагенезисов обусловливает вертикальную и латеральную зональность экзоконтактовых руд. В идеале зональность может проявляться сменой рудных парагенезисов в определенной последовательности: пентландит+халькопирит+пирротин—пентландит+пирротин+халькопирит—пентландит±пирротин+кубанит+халькопирит—пентландит+халькопирит—миллерит+пентландит+халькопирит—миллерит+халькопирит±пирит—миллерит+борнит+халькопирит—безникелевый пирротин+пирит± сфалерит±галенит. Такая последовательность смены минеральных ассоциаций наблюдается редко. Чаще одна или несколько ассоциаций рудных минералов могут выпадать или даже рудное тело оказывается сложенным одной ассоциацией, обычно пентландит-халькопирит-пирротиновой. Зональность нередко затушевывается развитием поздних рудных минералов.

В прожилково-вкрапленных рудах подошвы Талнахского продуктивного интрузива нередко проявляется симметричная зональность относительно тел богатых руд. Но так как сами сплошные руды локализуются вблизи подошвы интрузива, то разрастание зональной колонки идет вниз от них, а участок между кровлей залежей сплошных руд и подошвой интрузивов чаще представлен существенно пирротиновыми рудами. Для экзоконтактовых руд в кровле Северо-Западной ветви интрузива также отмечается зональность. Она выражается в смене пирротиновых руд в близкровельных, а в плане в приразломных участках вверх по разрезу и при удалении от разлома сначала пирротин-халькопиритовыми, затем пентландит-халькопиритовыми и на самых внешних участках миллерит-борнит-халькопиритовыми разновидностями. Вокруг тел сплошных кубанитовых, талнахитовых и моихукитовых руд как в самих расслоенных интрузивах, так и во вмещающих их породах можно наблюдать зональность прожилково-вкрапленных руд, выражаяющуюся в смене пентландит-борнитовых руд борнит-хальказиновыми с хизлевудитом и годлевскитом.

Для месторождения Норильск I в базальтах ниже подошвы рудоносного интрузива также наблюдается вертикальная зональность прожилково-вкрапленных руд, выражаяющаяся в смене пентландит-халькопирит-пирротиновых и пентландит-пирротин-халькопиритовых руд, локализующихся вблизи подошвы интрузива, пентландит-халькопиритовыми и далее миллерит-халькопиритовыми в удалении от интрузива [19].

А.П. Лихачев описал горизонтальную зональность экзоконтактовых руд в базальтах и лейкократовом габбро в кровле нижней ветви интрузива Норильск I. Здесь в участках, где интрузив раздваивается на верхнюю и нижнюю ветви, прожилково-вкрапленные руды представлены пентландит-халькопирит-пирротиновой разновидностью, а далее они сменяются сначала пентландит-халькопиритовыми и затем миллерит-халькопиритовыми рудами [77].

Зональность прожилково-вкрапленных руд подчеркивается их скрытой расслоенностью, выражющейся в закономерном изменении состава рудообразующих минералов. Особенно информативен в этом отношении пентландит. В пентландит-халькопирит-пирротиновых и пентландит-пирротин-халькопиритовых рудах содержание в нем никеля составляет 36—38 мас.% при тенденции к увеличению его концентрации в рудах, обогащенных халькопиритом. В пентландит-халькопиритовых рудах содержание никеля увеличивается до 44—46%, причем наиболее никелистные пентландиты замещаются миллеритом. Поведение кобальта при этом прямо противоположно никелю. Максимальные его концентрации в существенно пирротиновых рудах (до 1,5 мас.-%), минимальные — в пентландит-халькопиритовых (0,4—0,0 мас.-%). Примесь меди в пентландитах значима (до 0,9 мас.-%) только в рудах с борнитом и хальказином. Интересно отметить, что пентландиты прожилково-вкрапленных руд наиболее никелистые по сравнению с вкрапленными в интрузиве и сплошными рудами.

Пирротин в прожилково-вкрапленных рудах представлен в

основном моноклинной модификацией. Наличие же в этих рудах гексагонального пирротина, замещаемого моноклинным моносульфидом железа, может свидетельствовать о более широком развитии первого в первичных рудах. Пирротин экзоконтактовых руд также наиболее никелистый из всех типов руд. Концентрация в нем никеля достигает 1,5—2,6 мас.%.

В экзоконтактовых рудах широко проявлено замещение ранних рудных ассоциаций более поздними. По пирротину при этом может развиваться марказит+магнетит+пирит, никелистый пирит в зональных зернах, минералы группы валлерита-точилиниита±магнетит±пирит. Пентландит замещается никелистым пиритом, миллеритом+никелистым пиритом, миллеритом+полидимитом, миллеритом+виоларитом, реже только виоларитом или только макинавитом. Наиболее устойчив к замещению халькопирит. По нему развиваются чаще всего валлерит, пирит и миллерит. Состав вторичных рудных минералов определяется химизмом как замещаемых минералов, так и руд в целом. Так, пирит наиболее никелистый в том случае, если он замещает пентландит (до 9—10 мас.% никеля и кобальта). В валлеритах-точилиниатах, развивающихся по пентландит-пирротиновым и пирротин-халькопиритовым рудам, содержание меди составляет 0—9 мас.%, по пентландит-халькопиритовым рудам — 17—23 мас.% и по миллерит-борнит-халькопиритовым — до 27 мас.%.

Гидротермальный метаморфизм первичных сульфидов сопровождается гидратацией вмещающих их силикатов. Возникают такие минералы, как везувиан, пренит, минералы группы серпентина, хлорита, гидрогранаты, брусит, гипс, цеолиты, ксонотлит, пектолит и др. При этом вторичные силикаты замещают не только нерудные минералы, но также и сульфиды (Таблица IV, г).

#### ХРОМИТОНОСНОЕ ТАКСИТОВОЕ ГАББРО: ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, РУДОНОСНОСТЬ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Хромитоносное такситовое габбро норильских интрузий выделено как самостоятельная рудная формация по следующим причинам. Как известно, основное концентрирование цветных и благородных металлов в норильских интрузивах осуществляется в нижних сульфиданосных горизонтах — пикритах и бесхромитовых такситовых габбро-долеритах, а также массивных рудах. Верхние горизонты интрузивов не являются рудоносными с позиций общепринятых оценок, за исключением бедного сульфидами хромитоносного такситового габбро, которое образует специфический слой в составе верхней габбровой серии интрузивов. В частности, в [116] обращено внимание на концентрирование в этих породах хрома и развитие платиновой минерализации.

В расслоенных массивах встречаются горизонты, в которых при относительно невысоком количестве сульфидного вещества отмечается повышенное платиново-метальное оруденение. Это хорошо известный горизонт Меренского в комплексе Бушвельд, относительно

недавно открытый J—M-риф в комплексе Стиллуотер. Экономическое значение каждого из них весьма большое, что предопределяет постоянный интерес к природе этих образований и поиску подобных горизонтов в различных ритмично-расслоенных plutонах. Нередко высказываются соображения о том, что обнаружение платиноносных горизонтов возможно только в связи с ритмично-расслоенными plutонами. С этой точки зрения важное значение имеет обнаружение и детальное изучение платиноносного горизонта, входящего в состав верхней габбровой серии норильских интрузивов и отделенного от основных рудоносных горизонтов этих интрузивов значительным по вертикали промежутком безрудных пород. Концентрирование платиновых металлов в столь необычных для норильских интрузивов горизонтах выявило ряд новых аспектов в проблеме поведения платиновых металлов в процессе магматического рудообразования. Один из них заключается в том, что, помимо относительно изученных процессов накопления платиновых металлов совместно с сульфидами, в нижних горизонтах стратифицированных интрузивов, а также в массивных сульфидных рудах, существуют процессы, которые перераспределяют платиновые металлы и обуславливают их концентрирование вне связи с основной массой сульфидного вещества.

Второй аспект заключается в том, что платиновое оруденение в габброидах норильских полнодифференцированных интрузивов по ряду особенностей имеет сходство с оруденением платиноносных горизонтов ритмично-расслоенных plutонов. Таким образом, кроме возможного практического интереса, изучение платиновой минерализации верхней габбровой серии имеет достаточно важное теоретическое значение.

Верхняя габбровая серия представляет собой разнообразный по составу, текстуре и структурным взаимоотношениям комплекс пород (рис. 34). Породы верхней габбровой серии имеют мощность в среднем до 30—40 м и перекрывают основную расслоенную серию интрузивов. Представляет интерес рассмотрение эволюции взглядов на состав и условия образования пород, входящих в этот горизонт. Впервые горизонт верхних такситовых габбро-долеритов был выделен В.К. Котульским. Позднее И.А. Коровяков с соавторами включили в этот горизонт "верхние пикриты", которые вместе с анортит-битовниками габбро рассматривались как интрателлурические образования, сцепментированные габбро-долеритами [108]. М.К. Иванов с соавторами [57] в составе пород, слагающих верхнюю часть интрузивов Норильского рудного узла (Норильск I, Норильск II, Черногорский), выделили эруптивные брекчии и гибридно-метасоматические породы, лейкократовое габбро, такситовые и пикритовые габбро-долериты. Показано, что лейкократовое габбро — более раннее образование по сравнению с пикритовыми разновидностями, и отмечено, что последние развиты более широко, нежели это считалось ранее.

Все рассматриваемые выше работы обосновывают сингенетическую природу верхней габбровой серии с породами основной рассло-

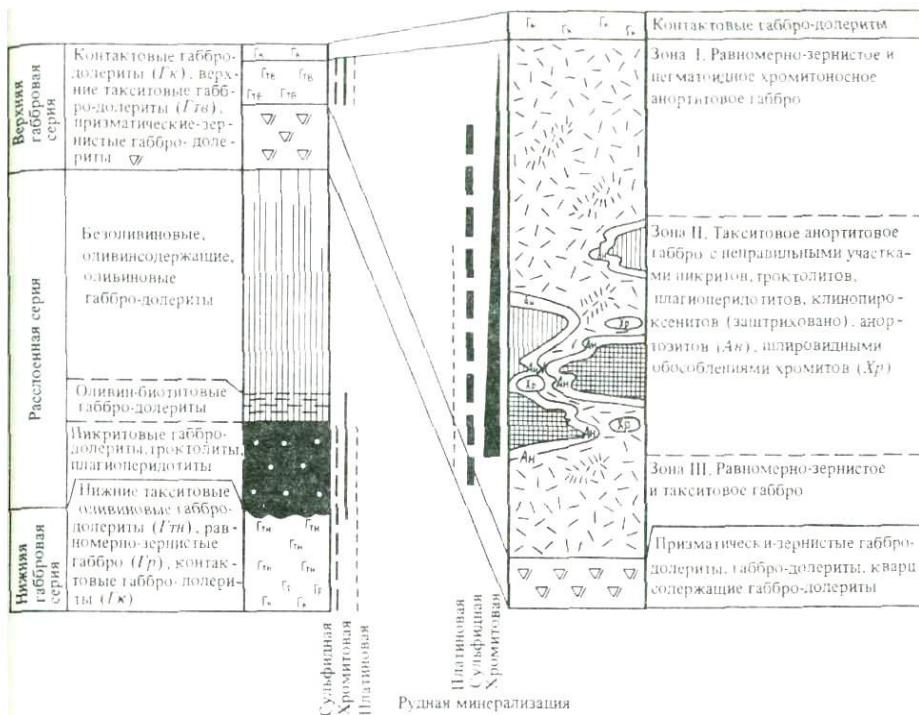


Рис. 34. Положение в разрезе и внутреннее строение верхней габбровой серии Талнахского интрузива

енной и нижней габбровой серий, считая их продуктами кристаллизации единого расплава. Иные концепции лежат в основе взглядов А.П. Лихачева [76] и В.В. Золотухина [104], и, хотя позиции обоих авторов достаточно различны, общим для них является отделение процесса формирования рассматриваемых пород от становления интрузивных массивов в целом. В работах В.В. Золотухина лейкократовое габбро и такситовые габбро-долериты верхней габбровой серии, так же как и такситовые габбро-долериты нижней габбровой серии, рассматриваются как продукт высокотемпературной флюидно-газовой метасоматической переработки ранее закристаллизованных пород. А.П. Лихачевым предполагается, что габброниды верхней части интрузивов совместно с самостоятельными телами лейкократовых габбро, встречающихся на участках развития полнодифференцированных интрузивов, формируются на стадии протокристаллизации и представляют собой передовой фронт никеленосных магматических расплавов.

Детальное изучение верхней габбровой серии позволило установить ряд важных особенностей строения этого горизонта. Были получены новые данные по взаимоотношениям слагающих его пород и распределению сульфидного оруденения. В наиболее изученном

Талнахском интрузиве полный разрез верхней габбровой серии в настоящее время представляется в следующем виде (см. рис. 34).

В основании серии локализуется горизонт диоритов, габбродиоритов, в том числе кварц- и микропегматитсодержащих, которые ниже переходят в безоливиновые габбро-долериты. Структурная граница перехода гипидиоморфной структуры в долеритовую является маркером для разделения верхней габбровой и основной расслоенной серий.

Поскольку хромитоносное токситовое габбро представляет собой "смесь" значительного числа петрографических и структурных типов пород, распределенных по всему объему горизонта, вышележащий горизонт его можно условно расчленить на три слоя, из которых верхний характеризуется большей однородностью состава и структуры, средний, напротив, обладает существенно большим разнообразием и большей частотой встречаемости различных петрографических типов и структурных разновидностей пород, а нижний также петрографически достаточно однородный.

Кровля верхней габбровой серии сложена закаленными контактовыми габбро-долеритами, а также гибридно-метасоматическими породами и контактовыми брекчиями. Средний слой горизонта хромитоносного токситового габбро представляет собой пятнистую породу, в которой более темные и мелкозернистые неправильной формы "пятна" окружены крупнозернистой лейкоократовой породой. Размер "пятен" изменяется от первых до десятков сантиметров и достигает нескольких метров в поперечнике (крупные линзы "верхних пикритов" по И.А. Коровякову) в интрузии Норильск I. В основной массе темные обособления состоят главным образом из троктолитов, сложенных округлыми идиоморфными кристаллами оливина (30—55 объемн.%) и удлиненными зернами плагиоклаза (20—40 объемн.%), ксеноморфного по отношению к оливину. Клино- и ортопироксен, которые присутствуют в породе иногда примерно в равных соотношениях, а иногда преобладает клинопироксен, составляют 15—20 объемн.%. Клинопироксен местами образует достаточно крупные существенно мономинеральные или с подчиненным количеством плагиоклаза обособления.

Несмотря на неправильную форму, границы троктолитовых и клинопироксеновых участков, как правило, весьма четкие, и их внешние контуры подчеркиваются маломощной (до 0,5—1,0 см) мономинеральной плагиоклазовой оторочкой. Если выделить плагиоклазовую оторочку как самостоятельную петрографическую зонку, она может рассматриваться как тонкий слой аортозитового состава.

Кроме относительно крупных скоплений, клинопироксен образует прерывистые каймы периферии троктолитовых обособлений. В таких зонках клинопироксен ксеноморфен по отношению к плагиоклазу.

Другой тип меланократовых обособлений может быть представлен существенно двупироксеновой породой с подчиненным количеством плагиоклаза. Последовательность развития других петрографических разновидностей пород аналогична описанному выше.

Обособления пород всех петрографических типов включены в габброидную вмещающую массу. По структурным особенностям среди габброидов выделяются лейкократовые равномерно-крупнозернистые и пегматоидные разновидности. В равномерно-крупнозернистом габбро отдельные участки обогащены оливином, образующим скопления мелких кристаллов округлой формы.

Структурная и минеральная неоднородность пород этого слоя усугубляется широким развитием скоплений вторичных минералов, образующих чаще всего округлые обособления, содержащие миндалины и пустоты, выполненные хорошо образованными кристаллами флогопита, карбоната, апатита и других минералов. Отдельные неправильной формы скопления вторичных минералов сложены tremolитом, пренитом, флогопитом, карбонатом, серицитом, тальком. Широко распространен ильвант.

Верхний слой горизонта хромитоносного тектитового габбро характеризуется меньшей частотой встречаемости богатых оливином и пироксеном пород. Его основе соответствуют аортит-битовнитовые равномерно-крупнозернистые и пегматоидные габбро. В составе пород изредка встречается оливин.

Петрографическая неоднородность горизонта хромитоносного тектитового габбро находит отражение в химическом составе главных породообразующих минералов — оливина, клинопироксена и плагиоклаза. Составы минералов охватывают практически весь диапазон вариаций соотношений главных компонентов, которые свойственны разрезу интрузива в целом. Состав оливина изменяется от  $Fa_{19}$  до  $Fa_{36}$ . Наиболее железистые разновидности встречены в верхней и нижней частях горизонта, а существенно магнезиальные отмечаются в его средней части, обогащенной хромшпинелидами. Высокомагнезиальные оливины ( $Fa_{19}$ ) свойственны троктолитам, а оливины состава  $Fa_{26}$  соответствуют равномерно-зернистому аортитовому габбро. Напомним, что в пикритовом горизонте основной расслоенной серии тех же интрузивов состав наиболее магнезиального оливина соответствует обычно  $Fa_{18}$ , но при равной магнезиальности эти оливины существенно отличаются по концентрации в них никеля.

Клинопироксены имеют диапазон изменения атомной железистости  $f_{at}$  от 0,21 до 0,33. Более железистые клинопироксены отмечены только в кварцодержащих диоритах и габбро-диоритах из основания верхней габбровой серии, в которых  $f_{at}$  достигает 0,44. Распределение клинопироксенов разной железистости в общих чертах совпадает с особенностями распределения оливинов различного состава. Характерно, что в наиболее магнезиальных клинопироксенах, так же как и в клинопироксенах пикритовых габбро-долеритов, содержится относительно высокое количество хрома.

Диапазон изменения состава плагиоклаза также существен. В равномерно-зернистом габбро он соответствует почти чистому аортиту. Аортит-битовниты и битовниты присутствуют в троктолитах, но в породах горизонта могут встречаться также плагиоклазы состава  $An_{40}$ .

Типоморфным признаком пород рассматриваемого горизонта является развитие хромшпинелидов, распределенных, однако, неравномерно. Отмечается несколько типов выделений хромита. Один из них представлен рассеянными зернами в лейкократовом габбро, распределенными внутри- и межзерновом пространстве плагиоклаза. Участки, обогащенные хромитом, могут быть приурочены к скоплениям гранулированных зерен оливина.

Второй тип выделений хромита представлен также рассеянной вкрапленностью, приуроченной к троктолитам. Количество хромита в этих породах существенно выше, чем в габброидах, и его распределение характеризуется большей равномерностью.

К третьему типу выделений относятся хромитовые обособления, представляющие собой округлые или неправильной формы скопления, в которых количество хромита не менее 30—50 объемн.%. Хромитовые обособления имеют много общего с аналогичными образованиями в пикратах основной расслоенной серии, которые детально описаны нами в [14].

Видовой состав силикатных фаз, ассоциирующих с хромитом, в рассматриваемых обособлениях в значительной мере отличается от минерального состава окружающих пород. Из минералов габброидов обычно присутствует плагиоклаз и реже — клинопироксен, образующие включения в хромитовой массе. Распространенными минералами хромитовых обособлений являются пренит, амфибол, флогопит, серпентин, тальк, хлорит, ильванит. Иногда отмечаются карбонаты и ангидрит. Этот же комплекс минералов встречается в составе миндалин, в которых, однако, хромит отсутствует.

Химический состав хромита в породах верхней габбровой серии весьма разнообразен, что вполне соответствует тому разнообразию пород, которое свойственно данному горизонту. Хромшпинелиды верхней габбровой серии целесообразно сопоставить с хромитами гипербазит-базитов основной расслоенной серии тех же массивов. Общие черты рассматриваемых хромшпинелидов следующие: 1) высокая железистость и соответственно низкая магнезиальность, отличающаяся от "стратиформных" хромитов ритмично-расслоенных плутонов и хромитов альпинотипных ультрабазитов; 2) общая тенденция эволюции состава хромшпинелидов, выраженная в возрастании мольной доли  $Fe^{3+}$  в сумме трехвалентных катионов ( $Al + Cr + Fe^{3+}$ ) при снижении магнезиальности минерала; 3) высокая титанистость хромитов. Хромиты четко подразделяются на бедные титаном (1—3 мас.%  $TiO_2$ ), богатые и уникально богатые (от 8—10 до 15 мас.%  $TiO_2$ ).

Вместе с тем хромиты верхней габбровой серии обладают рядом существенных особенностей по сравнению с хромшпинелидами основной расслоенной серии. Среди последних выделяются два эволюционных ряда составов, соответствующих рассеянным хромитам и хромитам из обособлений. Рассеянные хромиты образуют единый ряд, в основании которого находятся магнезиально-глиноземистые шпинели, очевидно, равновесные с оливином, которые сменяются железисто-титанистыми шпинелями и затем хромистыми магнетитами. В верхней габбровой серии выделяются минимум три эволюционных ряда.

Первый, характеризующий хромиты троктолитов, практически совпадает с полным рядом рассеянных хромитов основной расслоенной серии и включает хромистые магнетиты. Второй отличается меньшей железистостью и соответственно большей глиноземистостью. Третий ряд представляет собой необычные по составу хромшпинелиды, основная особенность которых заключается в чрезвычайно высокой глиноземистости.

Хромшпинелиды из обособлений обладают более однородным составом. Для них характерен относительно небольшой диапазон изменения магнезиальности, титанистости и мольной доли  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Интересно также, что хромиты обособлений из верхней габбровой серии при одинаковой магнезиальности более железистые по сравнению с хромитами обособлений в основной расслоенной серии, хотя существует по отдельным анализам перекрытие полей составов.

Все отмеченные особенности состава хромшпинелей приводят нас к выводу, что разнообразие и контрастность состава пород, входящих в горизонт хромитоносного такситового габбро, находят четкое выражение в неоднородности химических особенностей хромитов, подчеркивающих разнообразие условий формирования горизонта.

Горизонт хромитоносного такситового габбро характеризуется постоянным присутствием сульфидной минерализации. Рудная минерализация распределена неравномерно. В верхней части горизонта количество сульфидов обычно не превышает 1—3 объемн.%. Чаще всего сульфиды приурочены к участкам пород с пегматоидной структурой. В нижней части горизонта концентрация сульфидов более высокая и нередко достигает 5—7 объемн.%. Сульфиды часто приурочены к участкам развития ассоциации вторичных водосодержащих фаз. В троктолитах рудная вкрапленность отмечается постоянно, но ее количество, как правило, не более 1 объемн.%. Практически всегда сульфиды встречаются в составе хромитовых скоплений.

В горизонте хромитоносного такситового габбро выделяется несколько минеральных ассоциаций сульфидов. В верхней части горизонта распространена ассоциация моноклинного пирротина+тетрагонального халькопирита, в которой обычно отсутствует пентландит. Ниже появляется ассоциация пирротина с халькопиритом и пентландитом, а в основании горизонта эта минеральная ассоциация встречается довольно редко и носит скорее реликтовый характер. Основным парагенезисом является ассоциация пирита, никель- и кобальтсодержащего пирита, халькопирита, миллерита. В отдельных местах широко развит сфалерит в срастании с халькопиритом. Редкие минералы, встречающиеся в сульфидных агрегатах, — галенит, полидимит, виоларит, самородное серебро и минералы платиновых металлов.

Пирит-халькопирит-миллеритовая ассоциация обычно встречается с водосодержащими силикатами и другими минералами (кальцит, ангидрит), находящимися с ними в срастании. Относительно редкая пирит-пентландитовая ассоциация, в составе которой отмечаются также халькопирит, галенит, сфалерит, аргентопентландит, самородное серебро.

Таким образом, одна из важнейших особенностей сульфидной минерализации горизонта хромитоносного такситового габбро — развитие нескольких рудных парагенетических ассоциаций, соответствующих различным условиям кристаллизации сульфидных систем. Весьма важно, что наряду с обычной для рассматриваемых массивов трехминеральной ассоциацией пирротин+халькопирит+пентландит в пределах этого же горизонта развиты самостоятельные, более поздние ассоциации пирит+халькопирит+миллерит и пирит+пентландит. Отмечая самостоятельность этих ассоциаций, мы подчеркиваем, что их формирование не является следствием метаморфического преобразования минералов пирротинового парагенезиса, что свойственно прожилково-вкрапленному оруденению, связанному с теми же интрузивами. Хотя случаи замещения пирротина пиритом отмечаются в пределах рассматриваемого горизонта, тем не менее они достаточно редки, и чаще отложение минералов пирит-халькопирит-миллеритового и пирит-пентландитового парагенезисов происходит вне связи с пирротиновой ассоциацией. Кроме того, обе ассоциации имеют явную связь с комплексом водосодержащих силикатов, один из наиболее характерных минералов которых — ильвант. Отметим также, что совместное присутствие ассоциаций пирит—миллерит и пирит—пентландит служит доказательством высокой неоднородности условий сульфидного минералообразования, присущей горизонту хромитоносного такситового габбро.

Горизонту хромитоносного такситового габбро свойственна в целом относительно повышенная концентрация платиновых металлов по сравнению с другими частями разреза норильских интрузивов, за исключением, конечно, сульфиноносных никритовых и такситовых габбро-долеритов.

В средней части горизонта, представляющей собой комплекс пород с широко развитой хромитовой минерализацией в виде как рассеянных хромшпинелидов, так и хромитовых обособлений, концентрация платиновых металлов существенно возрастает. Эта часть разреза — основная платиноконцентрирующая зона, рассматриваемая нами как аналог платиноносных рифов интрузивных комплексов Бушвельд и Стиллуотер.

Между содержаниями платиноидов и хрома отмечается наличие четкой корреляции. Эта практически прямая линейная зависимость подчеркивает связь платиноносности с общей зональностью горизонта хромитоносного такситового габбро. Зависимости концентраций платиноидов с цветными металлами и серой более сложные. В целом повышенная платиноносность свойственна тем пересечениям, в которых повышаются содержания никеля, меди и серы. Однако при одних и тех же или близких концентрациях этих компонентов содержания платиновых металлов в частных пробах могут отличаться на один-два порядка.

Минералы платиновых металлов приурочены главным образом к выделениям сульфидов и других рудных минералов. Наиболее часто они ассоциируют с халькопиритом, пентландитом, миллеритом, галенитом, сфалеритом, а также герсдорфитом, никелином, аргентопентландитом.

Абсолютно преобладающим минералом является сперрилит. Среди минералов палладия установлены маякит, стибиопалладинит и высоцкит. Важно, что, кроме собственных минералов, платиновые металлы образуют твердые растворы в рудных минералах, роль которых в балансе платиновых металлов, по-видимому, достаточно существенна. Присутствие палладия, рутения, а также родия и осмия установлено в пентландите. Распределение платиновых металлов в различных зернах минерала неравномерно: встречаются как обогащенные, так и бедные платиноидами зерна. Впервые для норильских руд установлено присутствие палладия в миллерите.

При рассмотрении горизонта хромитоносного такситового габбро необходимо остановиться на некоторых его особенностях, сопоставимых с особенностями рудных горизонтов ритмично-расслоенных plutонов. Кратко они могут быть сведены к следующему.

1. Платиноносные горизонты приурочены к существенно габбровой части разреза интрузива и являются в определенной мере аномальными образованиями, возникающими вне прямой связи с макро-процессами формирования крупных подразделений (дифференциатов) расслоения массивов.

2. Горизонты имеют пестрый петрографический состав и характеризуются совмещенным развитием минеральных ассоциаций, отвечающих различным стадиям консолидации интрузивов. Неоднородность петрографического состава выражена в совместном присутствии аортозитов, не имеющих темноцветных минералов, нормальных габброидов, гипербазит-базитов и хромитов, а также в широком развитии комплекса низкотемпературных фаз, содержащих летучие компоненты. Для норильских хромитоносных такситовых габбро и пород, слагающих J—M-риф комплекса Стиллуотер, ассоциация минералов с летучими компонентами типоморфная.

3. Концентрирование платиноидов в рассматриваемых горизонтах аномальное. На фоне плавных изменений соотношений металлов, отвечающих нормальному процессу их фракционирования между базитами и гипербазитами, платиноносные горизонты характеризуются присутствием как тяжелых, так и легких платиновых металлов.

4. Всем горизонтам свойственны близкие особенности минерализации. Развиты минеральные формы платиноидов, однако существенна количественная роль твердых растворов платиновых металлов в рудных минералах. При равенстве содержания палладия и платины (Бушвельд) или при существенном преобладании палладия над платиной (Норильск, Стиллуотер) в составе минералов платиновых металлов резко преобладают собственно платиновые минеральные фазы, в то время как роль палладиевых минералов существенно меньшая за счет его нахождения преимущественно в виде твердых растворов. Ведущими минералами платины в Бушвельде и Стиллуотере являются сульфиды, в норильских интрузивах — арсениды. Для всех массивов наибольшее значение как носитель твердых растворов платиноидов имеет пентландит, а для норильских интрузивов — также никелин и маухерит. Платиновые минералы встречаются в срастаниях как с ранними сульфидами (пирротином, пентландитом), так

и с поздними сульфидами (миллеритом, галенитом, сфалеритом, герсдорфитом и др.).

Все перечисленные особенности, по нашему мнению, несомненно доказывают генетическую близость платиноносных горизонтов, приуроченных к различающимся интрузивам, какими являются, с одной стороны, Бушвельд и Стиллуотер, а с другой — норильские. Для объяснения особенностей петрографического состава и рудоносности рифа Меренского и J—M-рифа привлекаются гипотезы о наложенном источнике породо- и рудообразующих компонентов [147]. Предполагается внедрение дополнительных порций гипотетического пикритового [147] или ультраосновного [159] расплавов в габбродианитовую зону, что приведет к появлению тонкочередующихся базитовых и ультрабазитовых разновидностей пород. Нам представляется, что рассматриваемые концепции имеют слабые стороны, из которых мы отметим следующие: в обоих массивах платиноносные горизонты занимают одинаковое положение в общей схеме их макрорасслоенности, соответствующее переходу от ультраосновной к собственно базитовой серии; в связи с однотипным положением платиноносных горизонтов трудно представить себе такой внешний процесс, который бы приводил к столь четкой воспроизводимости внедрения дополнительной порции магматического расплава на одинаковые уровни расслоенности различных интрузивов; в массивах отсутствуют действительные признаки внедрения дополнительных порций ультраосновных расплавов, которые были бы проявлены в других сопоставимых элементах расслоенной серии.

Привлекая для сравнения материалы по норильским интрузивам, мы никак не можем использовать предлагаемую гипотезу для объяснения неоднородности платиноносных хромитовых такситовых габбро. Для объяснения вертикальных и латеральных изменений в минералогии платиновых металлов рифа Меренского высказывается гипотеза о флюидном привносе платиноидов в зону рудоотложения из глубинных источников. Причем в качестве структур, являющихся флюидопроводниками, рассматриваются изгибы рифа, соответствующие переходу между "кочками" и "рытвинами" [148, 160]. Фактический материал по неоднородности минералогии платиноидов в зонах изгиба рифа и в ненарушенном рифе весьма существен и требует специального объяснения. Тем не менее предложенная гипотеза представляется не убедительной. Высказанные выше соображения, обосновывающие неприменимость представлений о дополнительном внедрении ультраосновных расплавов, могут быть также отнесены и к гипотезе о флюидопроводниках. Наиболее существенным недостатком последней является то обстоятельство, что она не объясняет петрографической неоднородности рифа, без чего невозможно рассмотреть в целом природу горизонта и его рудоносность.

Представляется, что наиболее правомерное объяснение происхождения платиноносных горизонтов может быть получено, исходя из анализа внутренних процессов, происходящих в кристаллизующемся магматическом расплаве. При этом следует, очевидно, выделять две группы процессов: основные процессы формирования расслоен-

ности интрузивов с присущими им закономерностями фракционирования петрогенных и рудообразующих, в том числе и платиновых элементов, и процессы темпломассопереноса, возникающие в кристаллизующемся расплаве и определяющие перераспределение компонентов с образованием зон их аномального концентрирования на соответствующих уровнях застывания расплава. Поскольку полученный нами новый фактический материал касается норильских интрузивов, то некоторые аспекты формирования платиноносных горизонтов мы рассмотрим на примере этих интрузивов.

Формирование интрузивов осуществляется главным образом за счет двустороннего охлаждения пластообразного магматического тела с многократным превышением его горизонтальной протяженности над вертикальной. В этих условиях в соответствии с закономерностями остывания расплавов формируются краевые и центральные серии, образующие основные элементы макростратификации массивов [139, 140]. При ограниченной вертикальной протяженности объемы и состав верхней и нижней краевых габбровых серий сопоставимы, поскольку соизмеримы температурные градиенты его верхнего и нижнего эндоконтактов. Парагенезисы пород нижней и верхней краевых серий показывают, что основные черты состава минеральных ассоциаций определяются кристаллизацией легкоплавкой фракции первичного расплава и сепарированием кристаллов фации "примерзания" [139, 140], что подтверждается развитием в сближенных зонах эндоконтакта интрузивов аортита, оливина, микропегматита и кварца.

Кристаллизация основной расслоенной серии отражает процесс последовательного формирования твердых фаз от высокотемпературной ассоциации оливин+шпинель к пироксен-плаgiоклазовой эвтектике с разделением минеральных ассоциаций при участии гравитационного концентрирования.

Подобная общая схема формирования расслоенности выдерживается для всех интрузивов рудных узлов Норильского района. Вместе с тем в полнодифференцированных интрузивах, с которыми связано хромитоносное такситовое габбро, наблюдается ряд особенностей строения, для объяснения которых схема кристаллизационной дифференциации оказывается недостаточной. К числу таких особенностей относятся неадекватность состава верхней и нижней габбровых серий, наличие реакционных явлений между пограничными слоями основной расслоенной и нижней габбровой серии, нарушение стратификации массивов по латерали и др.

Наличие реакционных явлений на контакте основной расслоенной и нижней габбровой серий есть следствие растворения в габброидном расплаве ранней твердофазовой ассоциации оливин+шпинель. Причем если в верхней части нижней габбровой серии (такситовые габбро-долериты) еще наблюдается оливин, который к придонной части массива практически исчезает, то хромшпинель в этих породах полностью отсутствует, и, таким образом, компоненты, слагающие эту фазу, выносятся из зоны растворения. Верхняя же габбровая серия является той зоной интрузива, в которой хромшпинель

устойчива, хотя ее кристаллизация из габброидного расплава, очевидно, не должна была бы происходить.

Нарушение стратификации в интрузиве выражено в том, что в некоторых вертикальных сечениях в разрезе основной расслоенной серии исчезает горизонт пикритов и его место занимают менее основные породы типа троктолитов или оливиновых габбро-долеритов. В таких участках обычно убывает концентрация сульфидов. Кроме того, в ряде случаев в гипербазит-базитовом горизонте может отсутствовать сульфидное оруденение. В верхней габбровой серии иногда исчезает горизонт хромитоносного такситового габбро. Его место занимают габбро-долериты и кварцодержащие долериты. Наконец, следует обратить внимание также на ряд особенностей состава пород верхней габбровой серии. В ней наблюдается широкий диапазон изменения состава практически всех породообразующих минералов: оливина от  $Fa_{20}$  до  $Fa_{40}$ , плагиоклаза от  $An_{30}$  до  $An_{90-100}$ , клинопироксена  $f_{at}$  от 18 до 45. Наблюдается неравномерное развитие хромитовой, сульфидной и платиновой минерализации.

Представляется, что все эти особенности строения интрузива и слагающих его пород, "нарушающие" регулярность разреза, связаны с процессами флюидно-магматической конвекции, роль которых в кристаллизующихся телах гипербазит-базитов, по-видимому, весьма значительная. Следует подчеркнуть, что во многих работах, рассматривающих механизм затвердевания интрузивных тел, конвективным процессам практически всегда отводится определенная роль. Большинством исследователей отмечается, что присутствие в расплавах флюидной фазы интенсифицирует процессы магматической конвекции. Особое значение конвективным процессам придается в работах [140, 142], рассматривающих механизм формирования расслоенности в телах различного вертикального размера. В [142] подчеркивается роль конвективного тепломассопереноса наряду с диффузионными процессами в формировании ритмично-расслоенных пород.

Мы полагаем, что флюидно-магматическая конвекция является тем основным процессом, который приводит к развитию аномальных явлений при формировании интрузивов и "нарушает" картину их строения, связанную с собственно термальными процессами консолидации расплава.

### ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА

Геологические закономерности локализации медно-никелевых руд в месторождениях Норильского района несомненно доказывают, что рудоотложение на этих месторождениях связано с двумя автономными этапами, между которыми существует значительный временной разрыв, определяемый, как минимум, временем, необходимым для кристаллизации и остывания полнодифференцированных массивов до такого состояния, в котором они могли бы реагировать на тектонические деформации, как на жесткое тело. Этот главный вывод, вытекающий из анализа фактического материала, является той необходимой предпосылкой, на базе которой могут рассматриваться остальные вопросы рудообразования.

Первый этап соответствует внедрению, дифференциации и кристаллизации сульфидно-силикатных магматических расплавов. Рудообразование этого этапа полностью определяется внутренними процессами в магматической камере, из которых с позиции рудоотложения наиболее важные следующие: гравитационное обосабление различных силикатных фаз и несмесимой сульфидной жидкости; распределение рудообразующих компонентов между сульфидами и силикатами как отражение равновесия между двумя существующими расплавами; кристаллизация сульфидов при разных параметрах состояния обособленных объемов сульфидной жидкости. Эти процессы не только определяют размещение и особенности состава оруденения, но и выступают как ведущие механизмы образования зональности оруденения горизонтов вкрапленных руд. Важно отметить, что морфология рудных тел в полной мере отражает распределение и форму рудовмещающих горизонтов интрузивов, особенности которых, в свою очередь, определяются формой магматической камеры. В частности, концентрирование и общее возрастание мощности рудных тел закономерно происходит в осевой, наиболее прогнутой части массивов, а также в мульдообразных прогибах днища интрузивов.

Таким образом, этот этап рудообразования на норильских месторождениях представляется нам наиболее очевидным и не нуждается в детальном рассмотрении в дополнение к имеющимся в литературе материалам.

Второй этап рудообразования соответствует формированию сплошных и ассоциирующих с ними прожилково-вкрапленных руд. По отношению к проблеме генезиса этих руд существует значительно большее число вопросов, которые требуют более детального обсуждения.

Один из наиболее существенных вопросов заключается в определении условий обособления богатой сульфидами жидкости. Это неоднократно обсуждалось в литературе. Гипотеза о самостоятельной сульфидной субфазе, впервые высказанная В.К. Котульским [66] и впоследствии развитая в ряде работ М.Н. Годлевского [16, 18], наших [44, 127, 150] и ряда других исследователей, в настоящее время наиболее разработанная и обоснованная. По-видимому, глубинная дифференциация и расщепление сульфидно-силикатных магм в процессе их подъема или в промежуточных очагах являются теми ведущими механизмами, которые определяют отделение и последующее самостоятельное внедрение богатой сульфидами магматической жидкости. Дальнейшим развитием концепции служит выдвигаемое нами положение о многоканальном характере внедрения богатой сульфидами жидкости, что может проявляться в пределах одного рудного узла.

Это положение имеет одно существенное следствие. При более позднем внедрении сульфидной жидкости и использовании ею нескольких структурных зон для внедрения правомерно ожидать в определенных условиях ее локализацию и затем формирование рудных тел на нескольких вертикальных уровнях сферы рудоотложения. На примере даже локальных участков в Талнахском рудном узле к настоящему времени установлены два таких уровня: один из них, основной,

представлен подинтрузивной зоной, второй располагается в надинтрузивной области. Эта концепция предполагает возможность существования также и более глубоких уровней рудоотложения. В целом многоярусность локализации оруденения — одна из важных и типичных черт строения медно-никелевых рудных районов. Это касается не только норильских месторождений, но и месторождений других регионов мира, таких, например, как Печенгский на Кольском полуострове, Садбери и др.

Другим, не менее важным вопросом является происхождение и механизмы условия формирования структур, вмещающих оруденение. Очевидно, что основные дизъюнктивные структуры рудных узлов относятся к числу образований, испытавших неоднократную активизацию. Предрудные тектонические движения были выражены в существенной перестройке структурных планов, наметившейся после накопления продуктов магматизма ранних этапов, в результате чего сформированы вулкано-тектонические структуры разных порядков. Впоследствии в обстановке сопряженных горизонтальных и вертикальных движений фазы рассредоточенного рифтогенеза происходило накопление вулканогенных образований позднего этапа, отвечающего массовому трапповому магматизму. К периоду внедрения интрузивов рудолокализующие приразломные пликативные и дизъюнктивные дислокации явились как бы подготовленными благоприятными участками формирования интрузивной камеры. Внедрение сульфидно-силикатных и существенно сульфидных магм было разделено временем консолидации интрузивов, когда происходило образование трещинных полостей, а в участках срыва вмещающих пород, их уплотнения и отжимания в боковые пространства формировались структурные ловушки, благоприятные для локализации сульфидного вещества. Внедрение сульфидно-силикатных магм было ознаменовано дальнейшим горизонтальным растяжением приразломных участков и пульсирующим раскрытием разломов, что способствовало проникновению существенно сульфидных расплавов в структуры, где остающиеся интрузивы вместе с вмещающими породами принимали участие в складкообразовании и играли уже роль достаточно жестких экранирующих поверхностей. Таким образом, массивные и прожилково-вкрашенные руды локализуются в значительной степени в зависимости от условий залегания интрузивов и их морфологических особенностей.

В массивных и прожилково-вкрашенных рудах развита зональность, которая обусловлена процессами кристаллизации обособленных сульфидных расплавов. Для большинства рудных тел и месторождений характерна простая зональность, представленная сменой последовательно формирующихся минеральных типов руд: пирротиновые — пирротин-халькопиритовые — халькопиритовые. Типичные парагенезисы каждого минерального типа руд соответственно:  $Po^h(\pm Po^m) + Cp' + Pn^{Fe=Ni} \rightarrow Po^m(\pm Po^h) + Pn^{Fe < Ni} + Cp' - Cp' + Pn^{Fe < Ni}$  или  $Cp' + Mil$ . Этот тип зональности ведущий для прожилково-вкрашенных руд.

Другой вид зональности, с более сложной сменой минеральных ассоциаций сульфидов, известен главным образом в сплошных рудах месторождений Норильского района.

Минеральные типы руд в сложной зональности: пирротино-  
вые—троилит-пирротиновые—кубанитовые—кубанит-талнахитовые (мои-  
кукитовые). Минеральные парагенезисы соответственно:  
 $Po^h(\pm Po^m) + Cp' + Pn^{Fe=Ni} - Po^h + Tr + Cp'(\pm Cp^{Fe=Ni}) + Cub + Pn^{Fe \geq Ni} - Cub +$   
 $+ Tr + Pn^{Fe > Ni} - Tn(Mh) + Cub + Pn^{Fe > Ni} - Tn(Mh) + Pn^{Fe > Ni}$ .

Развитие в норильских месторождениях в пределах одних сплошных сульфидных рудных тел обоих типов зональности позволило выявить для них следующие особенности: 1) в обоих типах наблюдается единая главная геохимическая тенденция изменения состава руд, выраженная в возрастании концентрации меди; 2) для первого типа характерно развитие высокосернистых парагенезисов, для второго — низкосернистых; 3) фазовый состав руд не зависит от валовой концентрации металлических рудных компонентов. При равной концентрации меди в конечных членах зональности в первом типе устойчив стехиометрический халькопирит, во втором — недосыщенные серой минералы группы халькопирита. При равной концентрации никеля в первом типе устойчив богатый никелем пентландит, во втором — бедный никелем пентландит. Валовая концентрация металла в рудах сохраняется постоянной за счет увеличения количества бедной никелем фазы.

Скрытая расслоенность массивных руд заключается в изменении состава минералов в пределах каждого минерального типа руд. Наиболее характерно ее проявление в пирротиновых рудах, в которых при относительно постоянном количественном соотношении минералов от центра рудного тела к его эндоконтактам изменяется состав сосуществующих пирротина и пентландита.

Основная особенность состава сульфидной жидкости при различных параметрах состояния выражена в многообразии моносульфидных твердых растворов, образующихся при кристаллизации. Прежде всего разделение сульфидной жидкости на два расплава определяет развитие двух равновесных твердых растворов — халькопиритового (*Iss*) и никель-пирротинового (*Mss*). Анализ парагенезисов свидетельствует, что между ними всегда проявлено фазовое соответствие по насыщенности их серой и соотношениям рудообразующих компонентов. Низкосернистые *Mss* сосуществуют с низкосернистым *Iss*. Важно отметить, что особенность твердых растворов заключается в изменении их составов в зависимости от соотношения активностей рудообразующих компонентов при данной фугитивности серы в расплаве. Так, при низких  $f_{S_2}$  кристаллизуются практически безникелевые малосернистые *Mss*. В низкотемпературной области продуктом твердофазовых превращений *Mss* такого состава является троилит, лишенный пластинок пентландита и практически не содержащий никеля. В этих условиях весь никель концентрируется в остаточной жидкости, в результате кристаллизации которой образуется высокожелезистый пентландит. Состав пентландита в этой ассоциации зависит не от валовой концентрации никеля, а от соотношения активностей железа и никеля. Возрастание  $f_{S_2}$  приводит к увеличению сернистости *Mss*, что выражается, например, в изменении количественных соотношений троилита в срастаниях с гексагональным пирро-

тином. С возрастанием  $f_{S_2}$  сопряжено увеличение растворимости никеля в  $Mss$  и уменьшение соотношения Fe/Ni в пентландите.

Фазовые соотношения сульфидов, представляющих собой продукты кристаллизации богатой медью жидкости, соответствуют ассоциациям, изученным в системе Cu—Fe—S экспериментально. В этой системе в высокотемпературной области установлено существование поля твердого раствора [17, 154], распад которого приводит к образованию сложных сульфидных ассоциаций. Состав ассоциации в значительной мере зависит от соотношения концентраций (активностей) катионов и величины отношения  $\Sigma Me/S$  в расплаве. Продуктом кристаллизации такого расплава является низкосернистый  $Iss$ , распад которого в области субсолидуса приводит к формированию ассоциации минералов группы халькопирита ( $Tn$ ,  $Mh$ ,  $Rut$ ) с соотношением  $\Sigma Me/S > 1$ . Очевидно, общие колебания соотношения  $\Sigma Me/S$  в расплаве достаточно большие, поскольку в рудах наблюдаются разнообразные количественные соотношения указанных выше фаз, выделяющихся в тетрагональном халькопирите в виде продуктов распада твердого раствора.

Большое значение для формирования минерального состава сульфидных ассоциаций имеет соотношение в расплаве активностей рудообразующих катионов. В условиях низкой летучести серы повышенную активность имеют катионы с наибольшим средством к сере. При кристаллизации таких расплавов образуются относительно высокожелезистые  $Iss$ , распад которых приводит к формированию высокожелезистых фаз. Условиям наименьшей летучести серы соответствует один из наиболее редких в природе парагенезисов триолит + моихукит. Последовательное возрастание  $f_{S_2}$  обеспечивает образование ассоциаций троилита с железистым халькопиритом, троилита с кубанитом и тетрагональным халькопиритом. Однако ассоциация троилит—тетрагональный халькопирит не может быть устойчива, поскольку в расплавах, имеющих  $f_{S_2}$ , соответствующую устойчивости троилита, будет соблюдаться соотношение  $a_{Fe} > a_{Cu}$  и  $Iss$  будет иметь более железистый состав по сравнению с составом расплава, необходимым для формирования тетрагонального халькопирита. Состав такого халькопирита не зависит от валовой концентрации меди в расплавах. Очевидно, в этом заключается основная причина широкого развития кубанита в рассматриваемых сульфидных ассоциациях. Кубанит в них встречается не только в виде пластинок распада в халькопирите, но и образует крупные самостоятельные скопления. Для богатой медью сульфидной жидкости, существующей с более низкотемпературными ассоциациями силикатов и имеющей более высокие значения  $f_{S_2}$ , кристаллизация приводит к образованию одного тетрагонального халькопирита, устойчивого с пирротинами различной сернистости и богатым никелем пентландитом.

Формирование видов зональности массивных руд, условно выделенных под названием простой и сложной зональности, отражает различный характер эволюции сульфидной жидкости. И хотя факторы, определяющие разное поведение сульфидных расплавов, не достаточно ясны, сам факт существования таких процессов очеви-

ден. Условия формирования простой зональности хорошо описываются экспериментальными данными при исследовании системы Cu—Fe—Ni—S. В дополнение к имеющимся данным нами показано следующее: 1) развитие скрытой расслоенности руд предполагает развитие кристаллизационной дифференциации сульфидных расплавов при вполне подвижном поведении серы; изменение  $f_{S_2}$  является фактором насыщения  $M_{ss}$  рудообразующими компонентами и изменения соотношения активностей некоторых металлов; 2) кристаллизация пентландита в рудах не только осуществляется в результате распада  $M_{ss}$ , но происходит также непосредственно из расплава.

Формирование сложной зональности (пирротиновые—кубанитовые—талнахитовые руды) связывается с явлениями ликвации сульфидных расплавов. Реальные парагенезисы свидетельствуют, что в процессе ликвации происходит отделение богатой медью сульфидной жидкости с низкой  $f_{S_2}$ , кристаллизация которой в конечном виде определяет формирование руд с ведущей ролью недосыщенных серой минералов группы халькопирита ( $Tn$ ,  $Mh$ ,  $Rut$ ). Формирование кубанитовых руд обусловлено реакцией богатой медью жидкости с твердыми продуктами ранее закристаллизовавшегося железо-никелевого расплава, соответствующего по составу пирротиновым рудам.

Нами получено прямое доказательство возможности ликвации сульфидных расплавов. В океанических базальтах установлены расслоенные сульфидные глобулы, состоящие из двух закаленных сульфидных твердых растворов [151]. Составы твердых растворов соответствуют двум жидкостям — богатой железом, никелем и богатой медью, но бедной железом.

В заключение подчеркнем, что многообразие типов руд и слагающих их рудных парагенезисов в медно-никелевых месторождениях Норильского района находит наиболее удовлетворительное объяснение в модели собственно магматического минералообразования из первично-гетерогенного сульфидно-силикатного расплава.

### Глава 3

## МЕДНО-ЦЕОЛИТОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Первые сведения о проявлениях самородной меди в вулканогенных породах севера Сибирской платформы опубликованы еще в классической работе В.И. Вернадского "Опыт описательной минералогии". В 1945 г. Г.Г. Моор, анализируя разрозненные сведения о самородной меди лавового поля Сибирской трапповой области, пришел к выводу о генетической близости оруденения с месторождениями района Верхнего озера в США.

С начала 50-х годов, с развитием планомерных геолого-съемочных и поисковых работ в Норильском районе и на северо-западе Сибирской платформы в целом, обнаружены многие проявления само-

родной меди. Подавляющее большинство проявлений приурочено к верхней части разреза туфолововой толщи. Медь преимущественно концентрируется в миндалекаменных базальтах и лавобрекчиях, реже — в массивных зонах базальтовых покровов. Вкрапленность меди отмечалась в туфах и известняках, приуроченных к туфогенным горизонтам вулканогенной толщи триаса, иногда в карбонатных жилах.

Принципиально новые данные о распределении медного оруднения были получены в результате проведения поисковых работ на северных склонах Хараэлахских гор [36, 43]. В вулканогенных породах установлено несколько меденосных горизонтов, в том числе протяженная стратиграфическая залежь, повсеместно несущая скопления меди (Арылахское месторождение). Размещение рудопроявлений подчинено литолого-стратиграфическому контролю, и большинство медепроявлений связано с горизонтами карбонатных пород, залегающих на нескольких стратиграфических уровнях верхней половины вулканогенной пермо-триасовой толщи. Основные концентрации самородной меди связаны с горизонтами, сложенными брекчевидными (конгломератовидными) известняками и карбонатизированными туфами. Они подстилаются типичными базальтовыми туфами, а перекрываются базальтами, в нижней части миндалекаменными и брекчированными. Мощность горизонтов карбонатных меденосных пород 2—10 м.

Протяженные меденосные горизонты приурочены (снизу вверх) к моронговской, мокулаевской, хараэлахской, кумгинской, самоедской свитам. Расстояние по вертикали между ними 200—800 м. Их положение в разрезе подчеркивает ритмичность строения вулканогенной толщи и указывает на перерывы в эфузивной деятельности эволюционирующих магматических очагов.

Накопление туфогенных и карбонатных пород, совпадающее с периодами затухания вулканических извержений, обязано неравномерному компенсационному погружению территории и образованию бассейнов озерного типа. Первично-осадочное происхождение карбонатных пород подтверждается обильными находками в них растительного углефицированного детрита, остатков диатомовых водорослей, спор и пыльцы папоротников, членисто-стебельных, хвойных, а в одном из горизонтов — обломков раковин.

Геологическое строение меденосного горизонта, минеральный состав и главные парагенезисы, условия формирования пород и руд наиболее полно изучены на Арылахском месторождении. Медная минерализация месторождения приурочена к литологически неоднородному горизонту, залегающему в нижней части вулканогенных пород мокулаевской свиты.

В изучении строения и вещественного состава меденосного горизонта Арылахского месторождения и других подобных проявлений Норильского района, а также в обработке первичных материалов принимали участие А.И. Архипова, Л.А. Виницкий, Е.И. Волков, В.В. Дильтер, Ю.Н. Киселев, И.А. Наторхин, В.А. Федоренко.

## СТРОЕНИЕ И СОСТАВ МЕДЕНОСНОГО ГОРИЗОНТА АРЫЛАХСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Арылахское месторождение самородной меди расположено в пределах северных склонов Хараалахских гор, в междуречье Самоедская Речка—Арылах. Оно составляет детально изученную небольшую часть площади развития меденосного горизонта, прослеженного в пределах северо-западных бортов Хараалахской и Большевамской трапповых мульд на расстояние порядка 40 м. Породы меденосного горизонта согласно с вмещающими вулканогенными образованиями погружаются в юго-восточном направлении под углом 10—12° (рис. 35).

Меденосный горизонт месторождения имеет трехчленное строение (снизу вверх): туфогенные отложения; сложная по составу и строению пачка карбонатных пород; базальты (рис. 36).

Нижняя пачка туфогенных отложений представлена переслаивающимися туфами и туффитами общей мощностью от 1,5 до 12 м. Преобладающая структура пород алевропсаммитовая. Собственно туфы в отличие от туффитов образуют тонкие (1—5 см) прослои и характеризуются более мелкозернистым строением.

Цемент туфогенных пород базальный. Состав цемента изменяется вверх по разрезу от анальцим-хлоритового до кальцит-хлоритового. В межзерновых промежутках развита крустификационная зональность цемента: периферия выполнена анальцимом, центральная часть — хлоритом, кальцитом. Увеличение содержания кальциита в составе цемента связано с наложенной карбонатизацией.

Кластогенный материал характеризуется послойно-гранулометрической сортировкой, окатанность зерен изменяется от средней в туффитах до плохой в туфах. Обломки составляют 55—65% объема породы и представлены вулканическим стеклом (30—40%), базальтами с микродолеритовой структурой (5—10%), моноклинным пироксеном (2—5%), плагиоклазом (1—5%), единичными окатанными зернами кварца.

Залегающая выше пачка грубообломочных карбонатных пород образует пластообразную залежь с пережимами и раздувами. Мощность ее варьирует от 0,7 до 6 м. В составе пачки выделяются разнообразные известняки, базальты, крупнообломочные туфы, вулкано-терригенные гравелиты и песчаники (рис. 37). Пространственное распределение перечисленных пород усложнено проявлением брекчирования. Однородные известняки мощностью до 2 м развиты преимущественно в пределах восточной части месторождения. Строение известняков пятнисто-неравномерное: в пелитоморфном веществе развиты мелко-среднезернистые агрегаты, измеряемые первыми миллиметрами в поперечнике. Единичные обломки в породе представлены кварцем, кальцитом и вулканическим стеклом. В качестве аксессориев присутствуют апатит и флюорит. В стилолитовых швах наблюдаются выделения битумоидов.

Обломочные пестроцветные известняки пространственно сопряжены с однородными массивными, но локализованы гипсометрически выше последних, преимущественно в средней и верхней частях го-



- |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1  | 2  | 3  | 4  | 5  | 6  | 7  | 8  | 9  |
| 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |

ризонта. Размер обломков достигает 6 см в поперечнике, количество — 30—35%. Цементирующий карбонатный материал перекристаллизован и представлен тонко-мелкозернистым агрегатом. Он содержит примесь алевропелитового вулкано-терригенного материала и пылевидные выделения битумоидов и окислов (и гидроокислов) железа. Обломки представлены пелитоморфным известняком, бурым вулканическим стеклом, алевропелитовыми туфами, базальтами с гиалопилитовой структурой и трахибазальтами, единичными зернами плагиоклаза, кварца и пироксена.

Грубообломочные туфы, похожие на конгломерато-брекции и вулканомиктовые брекции, наиболее распространены в центральной и восточной частях месторождения. Мощность их достигает 2 м. Эти породы характеризуются брекчиевидным грубообломочным строением. В качестве цементирующего вещества выступает механический заполнитель, представленный туфогенным плохо сортированным песчано-алевритовым материалом, скементированным, в свою очередь, глинисто-карбонатным веществом с примесью окислов железа. Среди обломков преобладают вулканические породы: вулканическое стекло, кристалло-витрокластические туфы, базальты с гиалопилитовой или микродолеритовой структурой, реже встречаются обломки трахибазальтов, известняков. Породы содержат тонкие прожилки окислов железа, хлорит.

Вулканомиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники образуют прослои и линзовидные тела в обломочных пестроцветных известняках и реже среди грубообломочных туфов. Количество кластогенного материала превышает 60%, причем содержание обломков вулканических пород, представленных базальтами, вулканическим стеклом, алевропелитовыми туфами, изменяется серийно по разрезу от 10—15 до 20—25%. Основным компонентом среди обломков является пелитоморфный известняк, к числу второстепенных относятся кальцит, моноклинный пироксен, сростки кристаллов плагиоклаза, кварц. В тонких послойных и ветвящихся прожилках наблюдаются окислы железа, хлорит, цеолиты.

Базальты в составе рассматриваемой пачки пород слагают тела линзовидной формы. Они наиболее распространены в северо-западной части месторождения. Мощность их достигает 2,5 м. Эти тела сложены лавобрекчией, массивными и миндалекаменными разновидностями афировых базальтов с гиалопилитовой структурой.

Брекчирование (автобрекчирование) рассматриваемой пачки пород проявилось преимущественно в верхней его половине. Автобрекчированные породы со своеобразной брекчиево-флюидальной текстурой постепенно переходят в ненарушенные породы; обломки

Rис. 35. Геологическая карта Арылахского месторождения самородной меди  
1—3 — свиты вулканогенной толщи: 1 — мокулаевская, 2 — моронговская, 3 — надеждинская;  
4—8 — базальты: 4 — пойкилофитовые, 5 — афировые, 6 — плагиофитовые, 7 — гломероплагиофитовые, 8 — анкарамитовые; 9—11 — туфы: 9 — алевритовые и псефитовые, 10 — агломератовые, 11 — спекшиеся; 12 — вулканический аппарат; 13 — меденоносный горизонт; 14 — габбро-долериты, 15 — разрывные нарушения, 16 — элементы залегания пород; 17 — изопахиты преимущественно карбонатных и карбонатизированных меденоносных пород (значения в условных единицах)

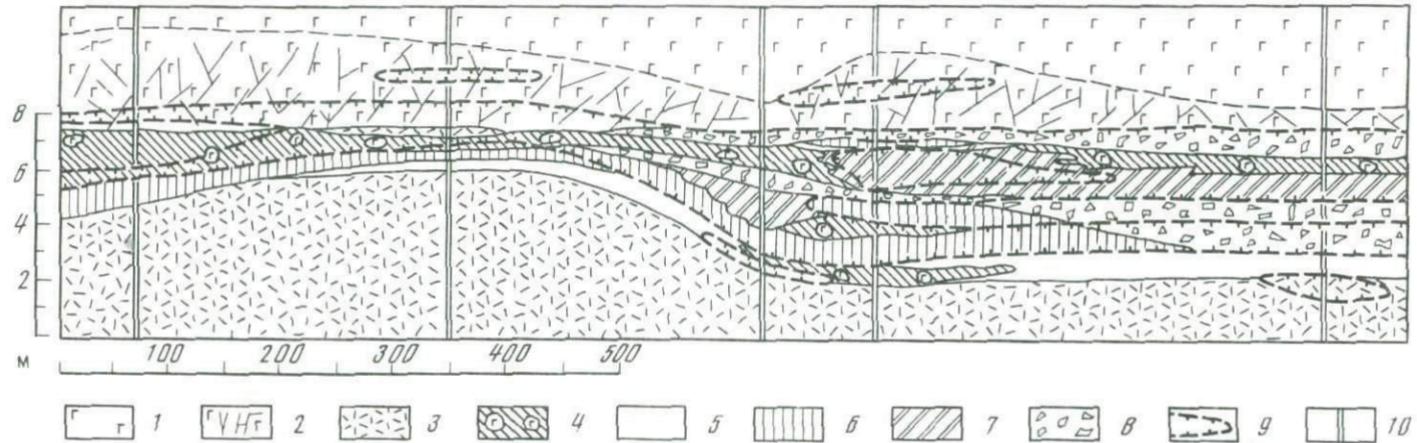


Рис. 36. Геологический разрез Арылахского месторождения самородной меди

1, 2 — базальты: 1 — плагиофировые, 2 — плагиофировые интенсивно трещиноватые и брекчированные; 3, 4 — туфы: 3 — алевропелитовые, 4 — грубообломочные карбонатизированные; 5 — известняки: 5 — массивные

серые и светло-серые, 6 — брекчиевидные преимущественно серые; 7 — переслаивание и перемежаемость грубообломочных карбонатизированных туфов и известняков; 8 — обломочные лестроцветные известняки; 9 — контуры наиболее обогащенных медью пород (содержание меди от 0.2 до 5%); 10 — буровые скважины

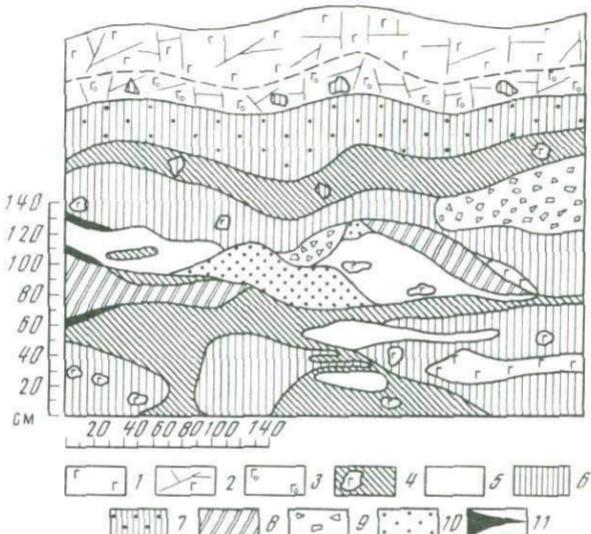


Рис. 37. Обнажение пород меденоносного горизонта (схематическая зарисовка)

1—3 — базальты: 1 — плагиофировые, 2 — плагиофировые интенсивно трещиноватые и брекчированные, 3 — миндалекаменные; 4 — туфы грубобломочные карбонатизированные; 5—7 — известняки; 5 — массивные серые и светло-серые, 6 — брекчиевидные преимущественно серые, 7 — окремненные; 8 — перемежаемость карбонатизированных грубобломочных туфов и известняков; 9 — обломочные пестроцветные известняки; 10, 11 — кварцитовидные (10) и карбонатные (11) образования

туфов, известняков и реже базальтов перемещены незначительно, а цементирующий материал, представленный мелко-тонкозернистым карбонатным и песчано-глинисто-карбонатным веществом, также постепенно переходит в пестроцветные известняки. В цементирующем материале автобрекчий содержится наибольшее количество окислов железа.

Покров базальтов, перекрывающий карбонатный горизонт, представлен породами с массивной, миндалекаменной и брекчевой структурой. Мощность покрова в пределах месторождения изменяется от 15 до 32 м; мощность нижней миндалекаменной зоны достигает 1,5 м, верхней — 8 м. В приподошвенной части покрова фрагментарно распространены лавобрекчии мощностью до 3 м. Базальты характеризуются преимущественно афировым строением, лишь изредка в них наблюдаются мелкие, до 2 мм в поперечнике, порфироидные выделения плагиоклаза. Структура базальтов варьирует от гиалопилитовой до пойкилофитово-интерсерпальской.

В приподошвенной зоне покрова наряду с лавобрекчиями находится брекчия с обломками афировых базальтов, известняков, алевропелитовых туфов. Цемент брекчии — карбонатный материал с окислами железа. В некоторых прожилках между обломками наблюдается кrustификационная зональность: обломки обросли кальцитом, а в центре прожилков расположены агрегаты кальцита и цеолитов. Такие прожилки относятся, вероятно, к гидротермальным. По составу и структуре известняк и тuff в обломках похожи

на соответствующие породы в нижележащих пачках пород, которые и явились, по-видимому, их источником. Такое брекчирование базальтового покрова характеризуется площадным распространением, контролируемым границей с нижележащим карбонатным горизонтом; оно проявлено на расстоянии до 10 м от указанной границы. На участках брекчирования базальтов развиты ветвящиеся прожилки окислов железа и хлорит.

Установленный на Арылахском месторождении динамометаморфизм проявился в перекристаллизации известняков и привел к образованию новых минеральных агрегатов. Он развивался преимущественно внутри карбонатного горизонта и в приконтактовой зоне вышележащего базальтового покрова. Флюидально-полосчатая текстура пород и переход от цементирующей карбонатной массы в брекчиях к пестроцветным известнякам свидетельствуют о связи этого процесса с пластическим течением и перемещением карбонатного материала. Агентом метаморфизма явились, очевидно, динамически активизировавшиеся осадки, в которых при повышении температуры происходила дегидратация, парообразование и, как следствие этого, увеличение внутрипластового давления наряду с повышением пластичности пород.

Минеральные новообразования метаморфического характера представлены агрегатами окислов железа, хлорита, кальцита, самородной меди, битумоидов. Агрегаты окислов железа и хлорита пространственно тесно сопряжены: они неравномерно замещают обломки брекчированных пород и образуют прожилки, секущие как обломки, так и цементирующую массу. В пределах тонких прожилков хлорит развит на участках выклинивания, а окислы железа — в более мощных их зонах.

Таким образом, по геологическим и петрографическим признакам породы меденосного горизонта представлены известняками и в различной мере карбонатизированными, динамометаморфизованными грубообломочными туфами, образующими основную рудоносную пачку пород. Эти породы подстилаются алевропелитовыми туфами и перекрываются базальтами, брекчированными в основании.

Наиболее распространенные в мокулаевской свите базальты с гломеропорфировой и афировой пойкилофитово-интерсертальной структурами характеризуются близкими концентрациями петрогенных элементов. Главная отличительная черта базальтов, образующих тела в карбонатизированных грубообломочных туфах, а также базальтов, залегающих над последними и подвергшихся карбонатизации, — повышенное содержание марганца. Кроме того, в них отмечается повышенная концентрация меди, кремния, натрия. Соотношение содержания химических элементов в алевропелитовых туфах, подстилающих пачку известняков и грубообломочных туфов, подобно таковому в распространенных базальтах, так как кластогенный материал туфов и базальты имеют общий магматический источник. В них отмечаются лишь повышенные по сравнению с базальтами концентрации натрия и калия.

Заслуживает внимания рассмотрение обогащенности гетероген-

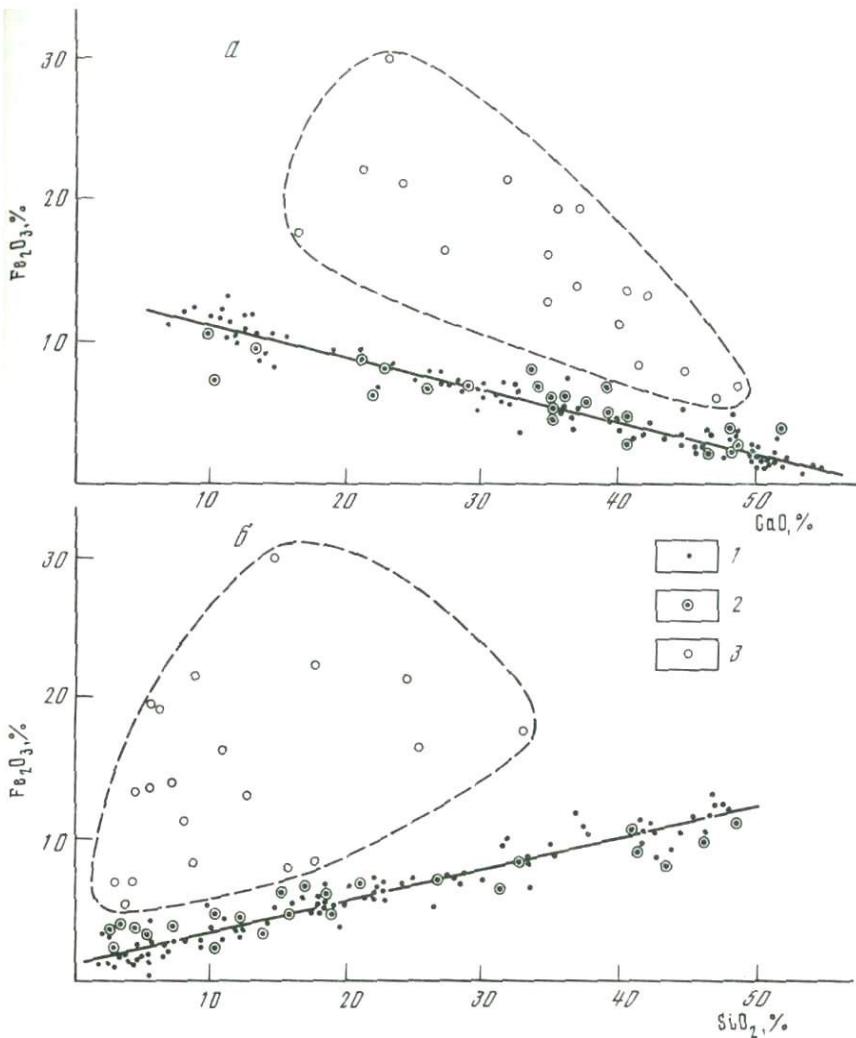


Рис. 38. Корреляционные диаграммы  $\text{CaO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$  (а) и  $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3$  (б') для меденосных пород Арчалхского месторождения

1 — пробы с содержанием меди до 0,2%; 2 — пробы с содержанием меди более 0,2% и соотношениями  $\text{CaO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ , соответствующими "норме" механической смеси пород-компонентов; 3 — пробы с содержанием меди более 0,2% и с содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , превышающим "норму" соотношения  $\text{CaO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3$  в механической смеси пород-компонентов. Пунктиром обведены поля точек, соответствующих пробам с повышенным содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и меди

ных меденосных пород железом. Характер распределения этого элемента выявляется при исследовании пропорциональности содержания железа и кремния, железа и кальция. В "механической" смеси материала известняков и обломков вулканогенных пород носителем кремния являются преимущественно вулканогенные породы, а носителем кальция — известняки. Различные тенденции соотношений этих

пар элементов позволяют проконтролировать возможное обогащение пород железом вне зависимости от проявлений в последних наложенной карбонатизации и(или) силицификации.

На графиках распределения содержания железа и извести, а также железа и кремнезема в проанализированных 124 пробах отчетливо видна следующая анизотропия полей фигуративных точек (рис. 38): одна совокупность точек образует линейно-вытянутое поле (на каждом из графиков), соответствующее составу "механической" смеси материала известняков и вулканогенных пород, а другая — обособляется от первой, имея более высокие содержания железа. Первая отражает изменение содержания железа в зависимости от количественного соотношения разнородных пород, образующих "механическую" смесь. Повышенное содержание железа в пробах, которые отражают фигуративные точки второго поля, фиксирует, очевидно, дополнительные поступления соединений железа в меденосные породы. В пробах с относительно повышенным содержанием железа отмечается также высокая концентрация меди. Это свидетельствует, скорее всего, о сопряженности привноса в породы соединений железа и меди. Некоторые пробы с повышенной концентрацией меди содержат "норму" железа, устанавливаемую по отношению к кремнию и кальцию. Вероятно, геохимическая связь железа и меди в процессе меднорудной минерализации нарушалась (видоизменялась) на стадии кристаллизации, контролируемой различными локально проявляющимися факторами.

Таким образом, геохимический фон образования меднорудной минерализации в районе Арылахского месторождения характеризуется геохимической специализацией на медь распространенных в районе базальтов и повышенным содержанием железа и марганца. Кристаллизация минералов-носителей "привнесенного" железа происходила геологически одновременно с кристаллизацией самородной меди, что позволяет предполагать синхронность перемещения этих элементов.

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЛАВНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Главным рудным минералом Арылахского месторождения является самородная медь. Наибольшая концентрация минерала приурочена к карбонатным брекчиевидным породам, в меньшей степени самородная медь встречается в перекрывающих базальтах, еще в меньшей — в подстилающих туфах. Массивные карбонатные породы часто полностью лишены рудной минерализации. Для каждого литологического типа пород характерны свои особенности морфологии выделений меди.

В базальтах самородная медь выделяется в тонких (менее 1 мм) непротяженных прожилках, образует тонкую вкрапленность среди основной ткани пород, выполняет миндалины или образует относительно крупные гнездовые скопления в участках замещения базальтов сопутствующими нерудными минералами. Реже встречаются относительно крупные прожилки, в которых самородная медь обра-

зует идиоморфные кристаллы или кристаллические агрегаты размером до нескольких сантиметров. В брекчированных лавах наибольшее количество меди устанавливается в участках, в которых цемент представлен кальцит-цеолитовыми агрегатами. В лавах наблюдаются выделения самородной меди, приуроченные как к кальцитовым прожилкам, так и к контактам обломков базальтов и цементирующей массы.

Прожилки с самородной медью непротяженные и обычно располагаются кулисообразно по отношению друг к другу. Их выклинивание выражается в постепенном уменьшении мощности, а затем можно наблюдать постепенный переход к неминерализованным трещинам. Вдоль таких трещин хорошо прослеживается более интенсивная, чем в других местах, хлоритизация базальтов. Самородная медь в прожилках либо располагается вдоль зальбандов, либо выполняет их центральную часть.

Вкрапленность самородной меди в базальтах концентрируется около прожилков и реже относительно равномерно рассеяна среди минералов основной ткани базальта. Встречаются ксеноморфные или пластиначатые выделения с прямоугольными ограничениями, представляющие, по-видимому, псевдоморфные образования по стекловатому мезостазису или плагиоклазам и пироксенам основной ткани базальта. Такие вкрапленники имеют размер от сотых долей до нескольких миллиметров. Довольно часто выделения самородной меди отмечаются в участках гнездового замещения базальта кальцитом.

Крупные гнездовые скопления самородной меди возникают в зонах пятнистого замещения базальтов хлоритом, окислами и гидроокислами железа, карбонатами. В миндалинах кристаллы меди нарастают на стенках полостей либо выполняют их центральные части. Главными минералами, с которыми ассоциирует самородная медь, являются кальцит, хлорит, цеолиты, кварц, пренит, халцедоновидный кварц, адуляр. В ассоциации с медью широко распространены также окисные и гидроокисные формы железа. Наиболее отчетливые соотношения между самородной медью и ассоциирующими с ней нерудными минералами удается наблюдать в прожилках.

Основной минерал, выполняющий трещины или образующий неправильной формы гнездовидные участки замещения, — кальцит. По краям прожилков или в их центральных частях, около обломков базальтов, он слагает мелкозернистые почковидные агрегаты. Вывпуклая сторона почек обращена внутрь жильного выполнения. В срастании с кальцитом встречается кварц и в редких случаях — адуляр. По отношению к самородной меди кальцит — более ранний минерал.

Цеолиты по сравнению с кальцитом распространены в меньшей степени. По времени выделения они близки к кристаллизации самородной меди и образуют два типа агрегатов. Первый представлен относительно крупными кристаллическими индивидами с закономерными эпитаксическими срастаниями с самородной медью, второй — мелкозернистыми лучистыми и крупнозернистыми кристаллическими агрегатами, обрастающими по периферии зерна самородной меди.

Замещение кальцита цеолитами наблюдается наиболее часто вдоль зальбандов прожилков.

В основной массе базальтов, вне связи с прожилками, цеолиты участвуют в строении гнездовидных агрегатов и выполняют отдельные миндалины. В этих агрегатах цеолиты кристаллизуются после самородной меди. Крупнозернистые выделения цеолитов по составу и оптическим свойствам соответствуют ломонитту.

Хлорит также является одним из наиболее распространенных минералов, ассоциирующих с самородной медью. Он развит главным образом в экзоконтактах прожилков и в виде неправильных обособлений — среди основной ткани базальтов. Наиболее интенсивной хлоритизации подвергаются породы на выклинивании прожилков вдоль неминерализованных трещин, а также около вкраплеников меди в основной массе базальтов.

Остальные минералы — пренит, халцедоновидный кварц — встречаются главным образом в миндалинах и реже присутствуют в жильном выполнении.

В брекчиивидных карбонатных породах и карбонатизированных туфах самородная медь выделяется вдоль контактов обломков с карбонатным цементом, а также внутри базальтовых обломков. Распространены относительно крупные зерна и значительные по размерам скопления дендритовидных агрегатов самородной меди. Отдельные зерна достигают 7—10 мм, размер скоплений иногда превышает 30—50 мм.

Наибольшая степень концентрации оруденения характерна для пестроцветных разновидностей пород, отличающихся яркой анизотропией состава и структуры. В карбонатизированных туфах самородная медь развита также преимущественно по контактам обломков различного состава и цементирующей массы или выполняет различно ориентированные, часто ветвящиеся трещины. Выделения меди в пестроцветных известняках приурочены обычно к красноцветным участкам, и распределение зерен грубо повторяет ориентировку слоистости. Нередко можно наблюдать цепочковидные выделения меди на контактах разноструктурных участков известняков.

В массивных известняках выделения самородной меди редки и приурочены главным образом к породам с разнозернистой структурой. Агрегаты обычно повторяют контуры неоднородных участков. Прожилковидные выделения меди приурочены также к стилолитовым швам. На участках обильных скоплений зерен меди нередко можно наблюдать перекристаллизацию известняков.

В тuffогенных породах, подстилающих карбонатный горизонт, самородная медь развита лишь в самой верхней части разреза. Медь представлена тонкорассеянной (десятые и сотые доли миллиметра) вкрапленностью, тяготеющей к границам разноструктурных участков. Иногда она проявлена в виде нитевидных и цепочкообразных агрегатов, ориентированных по трещинам и плоскостям напластования, но в целом такие образования редки.

Комплекс нерудных минералов, сопровождающих самородную медь в карбонатных породах и туфах, аналогичен описанному выше. В облом-

ках базальтов интенсивно проявлена карбонатизация и хлоритизация. Агрегаты самородной меди, локализующиеся в основной массе карбонатных пород, в контактах базальтовых обломков, сопровождаются цеолитами и хлоритом. Цеолиты образуют с медью эпигенетические срастания либо обрастают ее в виде радиально-лучистых агрегатов. Выделения самородной меди среди карбонатного базиса брекчевидных пород обычно не сопровождаются сколько-нибудь значительными метасоматическими изменениями пород, за исключением их перекристаллизации. Иногда встречаются срастания меди с цеолитами или хлоритом.

Особо следует отметить крупные кристаллические агрегаты, встреченные в полосе выхода меденоносной залежи на дневную поверхность. Здесь немало крупных самородков весом до 2 кг, размер которых часто превышает 15—20 см. Известны и значительно более крупные самородки: вес одного из них достигает 24 кг. Довольно часто встречаются дендритовидные кристаллические агрегаты размером до 5—10 см и относительно мелкие самородки, состоящие из сросшихся идиоморфных октаэдрических кристаллов размером от долей сантиметра до 5 см в поперечнике. Самородки обычно покрыты пленкой окислов и гидрокарбонатов меди. В срастаниях с медью находятся и цеолиты, заполняющие пространство между кристаллами меди. В коренном залегании наиболее крупные самородки найдены в зальбандах и центральной части существенно карбонатных жил, секущих горизонт, в контактах карбонатных пород и перекрывающих их лавобрекчий, а также в крупных жеодообразных миндалинах и кальцит-цеолитовых гнездах из миндалекаменной зоны базальтов.

Наиболее распространенным элементом-примесью в самородной меди является серебро. Концентрации серебра установлены во всех проанализированных образцах и составляют в среднем 163 г/т. Установлено, что серебро концентрируется в дискретных участках. Размер участков не более 1—3 мкм. По химическому составу устанавливающаяся минеральная фаза, по-видимому, соответствует твердому раствору меди и серебра.

Широко распространены в базальтах и карбонатных породах окисные формы меди, представленные купритом и теноритом. Они образуют двуминеральные срастания, однако количественные соотношения минералов могут быть различные. Наиболее распространены срастания, в которых куприт существенно преобладает, а тенорит образует неправильной формы мелкие участки, относительно равномерно распределенные среди куприта. Известны агрегаты, в которых оба минерала находятся в разных количественных соотношениях. В таких агрегатах максимальное количество тенорита сосредоточено в центральной части двуминерального срастания. Оба минерала замещают самородную медь. Наиболее обычные соотношения выражены в том, что оба минерала развиваются в виде каймы вокруг зерен самородной меди.

Как отмечено выше, в ассоциации с самородной медью широко распространены окисные и гидроокисные формы железа. Минералы железа наиболее развиты в участках максимальных концентраций

меди. Они образуют равномерную пропитку в карбонатных породах, очень неравномерно распространены в базальтах, а также отлагаются в прожилках совместно с кальцитом, составляя полосчатые агрегаты. Такое строение агрегатов обусловлено чередованием кальцита с полосами тонкодисперсных гидроокислов железа. Среди последних наиболее развиты гётит, встречаются, по-видимому, гидрогематит и лепидокрокит. Продуктами поздней перекристаллизации этих тонкозернистых агрегатов являются относительно крупные ксеноморфные выделения гематита.

Сульфиды меди представлены двумя минералами — ромбическим халькозином и ковеллином. Оба минерала в рудоносном горизонте редки.

Халькозину свойственны относительно крупные выделения изометричной формы. Оба минерала — халькозин и ковеллин — образуют парагенетическую ассоциацию и обычно обособлены от самородной меди и замещающих ее окисных форм. Изредка удается наблюдать замещение куприта ковеллином по краям двуминерального куприте-теноритового агрегата. Ковеллин встречается в ассоциации с халькозином, составляя либо систему параллельных пластинчатых вrostков в халькозине, либо агрегаты неправильной формы, замещающие халькозин. В редких случаях встречаются самостоятельные мелкие выделения ковеллина среди основной массы базальтов. Из других сульфидных минералов в качестве аксессориев базальтов встречаются халькопирит, пирит, пирротин.

В полосе выхода меденоносного горизонта на дневную поверхность распространена минеральная ассоциация зоны окисления. Главные минералы зоны окисления — куприт, тенорит, гидроокислы железа; вторичные — гидрокарбонаты меди — малахит, азурит; гидросиликат — хризоколла; сульфиды — ковеллин, сажистый халькозин. Они образуют пленки и неправильной формы пятна, прожилки в трещинных зонах, дают крустификацию по стенкам пустот выщелачивания и, наконец, наблюдаются как каймы по краям зерен гипогенных минералов.

Парагенетический анализ рудных и сосуществующих с ними жильных минералов позволяет выделить главные ассоциации и последовательность кристаллизации слагающих их минералов. Основной продуктивной ассоциацией стратiformных меденоносных залежей является парагенезис самородной меди с кальцитом, цеолитами, хлоритом, адуляром, кварцем. Наиболее ранние минералы — кальцит, кварц, адуляр. Минералы слагают жильное выполнение, а также образуют зоны замещения вrudовмещающих породах. Самородная медь кристаллизуется после этих минералов и наиболее тесно ассоциирует с цеолитами. Выделение цеолитов, очевидно, происходит совместно с медью, а мелкозернистые цеолиты нарастают на зерна самородной меди и замещают кальцит.

Особенности вещественного состава и строения пород, слагающих меденоносные горизонты, определяют зональное распределение околоврудных изменений. В базальтах наиболее распространена хлоритизация и в меньшей степени — замещение пород карбонатами и це-

олитами. В карбонатных породах преобладает перекристаллизация кальцита, наблюдается силицификация, наиболее обычная в верхних частях горизонта; отмечаются хлориты и цеолиты, но хлоритизация и цеолитизация не характерны для карбонатных пород. Окислы и гидроокислы железа свойственны как базальтам, так и карбонатным породам.

### ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА

Ассоциация с базальтовым вулканализмом, стратиформный характер локализации оруденения, резкая анизотропия разрезаrudовмещающих пород, сопряженное окисление железа — таковы главные черты самородно-медной минерализации Норильского района и севера Сибирской платформы в целом. В этом отношении рассматриваемые проявления самородной меди имеют много общего с месторождениями Верхнего озера в США [134], Ворошиловской группы месторождений Минусинского межгорного прогиба [58], многочисленными медепроявлениями Имандро-Варзугской структуры Кольского полуострова [48], хребта Пекульнея Корякско-Камчатской складчатой области [143] и др. Так же как и для указанных месторождений, важнейшим фактором локализации оруденения в месторождениях и рудопроявлениях Норильского района является проницаемость пород. От этого зависит масштаб оруденения и морфология рудных тел. Анализ строения Арылахского месторождения и других меденосных горизонтов позволяет считать, что основное значение, по-видимому, имеет анизотропия разреза и степень дорудной деформированности пород, обусловившие их различную проницаемость.

Горизонт меденосных пород объединяет гетерогенную совокупность: вулкано-терригенные алевропелитовые туфы и туффиты; преимущественно хемогенные, с примесью терригенного и пирокластического материала, пестроцветные известняки; базальты и грубообломочные туфы и незначительно распространенные вулканомиктовые конгломераты и гравелиты. Седиментация пород происходила в мелководной среде, что фиксируется сменой нижезалегающих слоистых туффитов и туфов вулканогенно-хемогенными отложениями, причем роль вулканогенно-обломочных компонентов повышается вверх по разрезу.

Меденосные породы Арылахского месторождения несут признаки следующих преобразований: разнообразные формы динамометаморфизма; карбонатизацию; "ожелезнение", заключающееся в новообразовании окислов и гидроокислов железа и в меньшей степени — гидроокислов марганца; хлоритизацию; цеолитизацию.

Согласно геологическим признакам, карбонатизация была сопряжена во времени с динамометаморфизмом, проявление которого носило внутрипластовый характер и реализовалось в виде брекчирования вулканитов, пластического течения карбонатного материала и нагнетания его в более физически компетентные породы. Причиной образования рассматриваемых форм внутрипластового динамометаморфизма явился, очевидно, реоморфизм нелитифицирован-

ных карбонатных осадков, перекрытых пластом физически неоднородных грубобломочных пород, а выше — покровом излившейся базальтовой лавы. Температурное поле остававшей лавы способствовало интенсивной дегидратации карбонатных осадков, что в условиях даже небольшого литостатического давления приводило к разрушению вышележащего пласта грубобломочных пород и закаленной зоны базальтового покрова под воздействием как освободившихся паров воды, так и реоморфического течения и пространственного перераспределения карбонатного минерала. Такая же точка зрения на природу "межпластового" брекчирования остававших лав в кровле горизонта нелитифицированных карбонатных осадков была ранее высказана П. Строгеном [158].

Метасоматическая карбонатизация пород происходила неоднократно, но в значительной мере, по-видимому, в связи с реоморфизмом горизонта карбонатных осадков, чему благоприятствовала повышенная температура и перенос карбонатных соединений нагретыми водными растворами.

Новообразования окислов железа и хлорита часто пространственно сопряжены, причем хлорит обычно выполняет выклинивающиеся участки на продолжении прожилков, сложенных окислами железа с выделениями самородной меди. Распространение таких прожилков контролируется микротрешиноватостью, приуроченной к поверхности срыва, к породам с флюидальной текстурой. Описанными соотношениями подчеркивается контролирующая роль внутрипластовых дислокаций в последующем отложении окислов железа и связанной с ними меднорудной минерализации.

Цеолитизация в рассматриваемых породах развивалась длительно и, вероятно, неоднократно. Об этом свидетельствуют присутствие цеолитов (анальцима) в составе цемента алевропелитовых туфов, срастания цеолитов (ломонтита) с крупными выделениями самородной меди, участие цеолитов (преимущественно томсонита) в сложении поздних безрудных прожилков в ассоциации с пренитом, кальцитом.

Таким образом, в истории формирования меденосных пород Арылахского месторождения можно выделить дорудный, рудный и пострудный этапы. Последующему стратифицированному развитию меднорудной минерализации способствовало отложение карбонатных осадков и перекрытие их грубобломочными туфами, а затем излившиеся лавами. Механическая внутри- и межпластовая проработка была обусловлена преимущественно реоморфизмом карбонатного материала и перемещением высвободившейся из нагреваемых пород воды. Собственно рудный этап формирования меденосных пород определялся привносом ряда компонентов — меди, железа, марганца.

Роль "осадителя" сыграли карбонатные породы. Возможно участие в этом процессе и битумов. По особенностям рудной минерализации процесс может быть определен больше как заполнение готовых микротрешин и полостей, меньше — как метасоматическое замещение. Здесь большое значение уделяется дорудным деформациям

пород и литологии вмещающих образований. Крупные полости и наиболее пористые зоны, в которых накапливались рудогенерирующие растворы, характеризовались большей длительностью рудного этапа, чем тонкие прожилки. В этих полостях самородная медь отлагалась совместно с цеолитами, карбонатами, адуляром, кварцем и окислами железа. В тонкопроявленных и мелковкрапленных выделениях самородная медь ассоциировала с окислами железа и хлоритом.

Приведенный фактический материал позволяет заключить, что оруденение является наложенным по отношению ко всем породам рудного горизонта. В переносе и отложении меди участвовали растворы, которые в период, предшествующий рудоотложению, осуществляли интенсивное выщелачивание и перекристаллизацию вмещающих пород. Один из наиболее важных процессов рудообразования состоит в том, что отложение меди происходило в бессероводородных восстановительных условиях. Несомненно, что присутствие в растворах сероводорода привело бы к преимущественному отложению сульфидных форм меди. Этому должна была способствовать и общая высокая щелочность растворов, о которой можно судить по ассоциации минералов, отлагающихся совместно с медью, т.е. по парагенезису цеолит+адуляр+кварц+кальцит+хлорит. Одним из факторов, обеспечивающих или поддерживающих высокую щелочность растворов, может быть, по-видимому, их взаимодействие с карбонатными породами.

Таким образом, следует отметить, что питающим источником явился магматический расплав, сформировавший базальтовый покров. Последний залегает в кровле того или иного седиментогенного горизонта, с которым ассоциирует медная минерализация. Очевидно также и экранирующее значение пород с плотным сложением, таких, как массивная часть базальтового покрова. Максимальная же меднорудная минерализация развита на границе карбонатных пород меденосного горизонта и брекчированных лав основания рассматриваемого покрова.

Последние выводы, основанные на широких наблюдениях, существенно помогают при установлении формационной принадлежности в целом меднорудной минерализации Арылахского месторождения и подобных ему рудопроявлений. Безусловно, они относятся к медно-цеолитовой формации (например, наиболее известные крупные месторождения Верхнего озера, США) [134].

Анализ особенностей различных месторождений медно-цеолитовой формации показывает, что они развиты в связи с базитовым магматизмом в пределах как платформенных, так и геосинклинальных и геосинклинально-складчатых областей.

Геохимическая специализация на медь базальтов Норильского района, как и всего северо-запада Сибирской платформы, широкое развитие меднорудной минерализации в вулканогенной толще с большим (более 1,5 км) стратиграфическим диапазоном разреза, в котором известны проявления самородной меди, позволяют считать благоприятными предпосылки для обнаружения в регионе достаточно крупных месторождений медно-цеолитовой формации.

Таким образом, суммируя все вышеизложенное, подчеркнем, что самородно-медные проявления Норильского района генетически связаны с базитами средней и верхней частей вулканогенной толщи. Меденосные горизонты сформированы позднее никеленосных расслоенных массивов гипербазит-базитов и сопряжены с массовым трапповым магматизмом фазы рассредоточенного рифтогенеза. В этом отношении не случайна приуроченность наиболее крупных проявлений самородной меди Норильского района к северным склонам Хараэлахской мульды, отвечающим борту регионального Енисейско-Хатангского рифта. Региональные структуры месторождений оз. Верхнего в США и многочисленных медепроявлений Кольского полуострова также имеют рифтогенную природу, что свидетельствует об одинаковых геодинамических режимах развития наиболее крупных скоплений самородной меди в связи с базитовым магматизмом.

Меденосными в Норильском районе являются приконтактовые зоны разнородных пород: туфы и базальты, известняки и базальты. Наиболее продуктивна вторая ассоциация пород с промежуточным компонентом в виде грубообломочных туфов. Основные минералого-геохимические признаки меднорудной минерализации — привнос совместно с медью железа, марганца и образование окислов железа, хлорита, ломонтита и кальцита. Медь эпигенетична по отношению к породам рудовмещающих горизонтов, и ее отложение связано с гидротермальной фазой формирования базальтовых покровов. В ее распределении решающую роль играет анизотропия разреза. Развитие рудной минерализации наиболее интенсивно протекало в тектонически деформированных породах, имеющих слабопроницаемые экраны. Разгрузка напряжений происходила внутри и между пластинами карбонатных пород.

## Глава 4

### МАГНОМАГНЕТИТОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

#### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Железорудные проявления широко распространены в пределах Ангаро-Виллюйского рудного пояса [2], в Норильском районе развиты вдоль западного борта Тунгусской синеклизы, а также установлены в Норильско-Хараэлахском прогибе. Они входят в состав Ангаро-Норильской металлогенической зоны, выделенной Н.В. Павловым [103], контролируются зоной Имангдинско-Летнинского разлома и наиболее развиты в бассейнах рек Летняя, Северная, Курейка.

Железорудные районы Ангаро-Виллюйского пояса приурочены к кольцевым вулкано-тектоническим структурам размером  $60 \times 130$  км. Они выражены в форме пологих сводов и мульд в породах палеозоя и раннего мезозоя и по краям обрамляются многочисленными трещинами, зонами дробления, гидротермальными проявлениями, дугобразными дайками траппов и диатремами. Эти кольцевые структу-

ры находят отображение в магнитных полях, имеющих относительно спокойный характер в центральной части и осложненный рисунок на периферии. Они связаны с коровыми магматическими очагами, глубина которых оценивается в 8—15 км. Корни месторождений связаны с эволюционирующим промежуточным очагом, имеющим, по-видимому, значительную вертикальную протяженность и взаимодействующим с мантийным источником. Эти представления основаны на геологических данных и данных калий-argonового датирования вулканических трубок ( $220 \pm 25$  млн лет) и магномагнетитового гидротермального оруденения (160—100 млн лет). Месторождения формируются в результате взаимодействия базальтового расплава промежуточного очага и мантийного флюида с последующим выносом железа, образованием жильных тел и скарнированных пород с вкрапленным оруденением [2, 125].

Таким образом, Норильский район рассматривается как краевая ветвь единого железорудного бассейна, где большинство магномагнетитовых проявлений парагенетически связано с траппами. Наиболее ярким примером в районе является Веткинское месторождение [145]. Вместе с тем известны и другие проявления магнетитовых руд, отличающиеся от месторождений ангело-илимского типа. В настоящее время с учетом новых материалов и обобщений [60, 105, 129] выделяются три генетических типа магнетитового оруденения: гидротермальный (автогенетический-скарновый), контактово-метасоматический, метасоматический в связи с карбонатитами.

### УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Магномагнетитовые рудопроявления в Норильском районе пространственно сопряжены с продуктами ранних этапов базальтового магматизма [54]. Магнетитовое и пирротин-магнетитовое оруденение, по данным [145], характеризуются общими условиями формирования и часто совмещены пространственно, образуя рудные объекты переходного типа (сульфидно-магнетитовое месторождение р. Ветки, проявления на р. Фокиной, оз. Хантайского, Талнахской дифференцированной интрузии и др.). Все они связаны со средне- и низкотемпературными инфильтрационно-метасоматическими образованиями, ассоциируют с жерловыми и прижерловыми фациями вулканических трубок и субвулканическими интрузиями, развитыми вблизи центров вулканической деятельности.

Морфология рудных тел и условия их размещения подчинены особенностям развития метасоматических образований, имеющих форму кругопадающих конусов (в связи с вулканическими трубками), штокверков (в связи с фронтальными частями интрузивов и зонами трещиноватости), кругопадающих линз. Примерами структур, локализующих вулканические жерла с магнетит-сульфидным оруденением, являются Веткинская, Макусовская, Хаканчанская и другие вулканические постройки.

Метасоматические тела в пределах вулканических аппаратов имеют форму субвертикальных труб с боковыми ответвлениями и по мор-

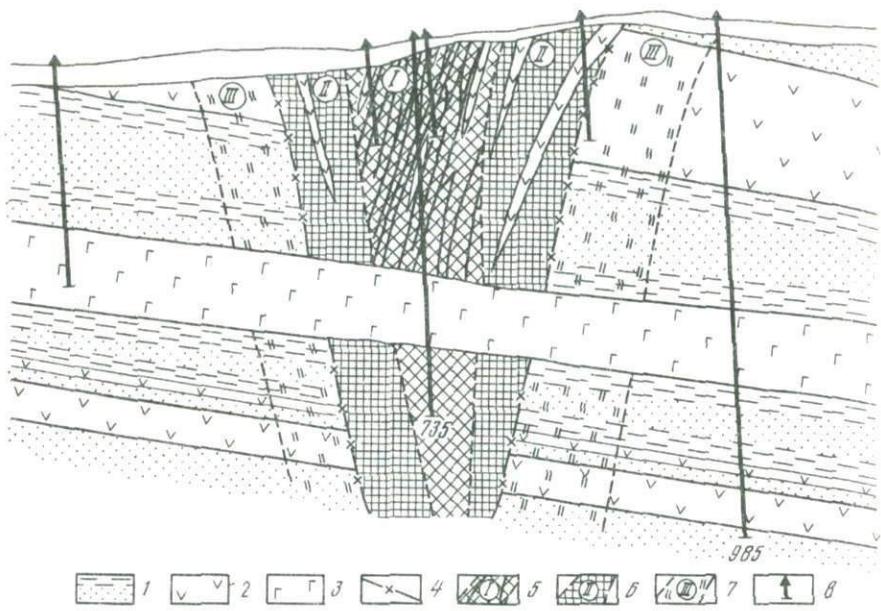


Рис. 39. Разрез Веткинского месторождения магнетитов [145]

1 — песчаники, аргиллиты тунгусской серии; 2 — сills и дайки долеритов; 3 — слабо дифференцированная интрузия габбро-долеритов; 4 — границы жерловой зоны; 5 — карбонатные скарны с магнетитом; 6 — пироксен-актинолитовые скарны с магнетитом; 7 — скаполитовые скарны; 8 — буровые скважины. I—III — зоны палеовулкана: I — собственно жерловая, II — внутренняя и III — внешняя контактовая

фологическим особенностям напоминают кимберлитовые трубки взрыва Сибирской платформы. В пределах расщепленных фронтальных частей силлов (в краевой части Фокинско-Убойнинской антеклизы) метасоматиты образуют штокверки, подчиненные узору трещиноватости, наложенные как на закаленные краевые части интрузий, так и на вмещающие породы. Наиболее изученные тела связаны с жерловой фацией одной из палеовулканических построек (Веткинское оруденение). Магнетитовое оруденение приурочено к туфобрекциям, выполняющим трубку взрыва (рис. 39). Пирротин-пиритовая минерализация приурочена к вмещающим трубку альбитизированным и скаполитизированным песчаникам и алевролитам ранней перми. Кроме того, в жерловой зоне палеовулкана широко развиты низкотемпературные кальцитовые жилы мощностью до 0.5 м, несущие халькопирит-пирротиновую минерализацию со сфалеритом и галенитом. Здесь же отмечены жилы пирит-пирротинового состава мощностью до 1 м.

Породы жерловой фации палеовулкана представлены агломератовыми крупно- и среднеобломочными туфами с типичными вулканическими бомбами, лапиллями, сцементированными пепловым материалом и стеклом, зачастую хлоритизированным. Рудовмещающая трубка взрыва представляет собой конус эллиптического сечения с углом конусности 70—80°, размером 900×1300 м. Рудное тело, вероятно, штокверкообразной формы, представлено вкрапленными и прожилко-

Рис. 40. Схема геологического строения магнетитового проявления по р. Северной [60]

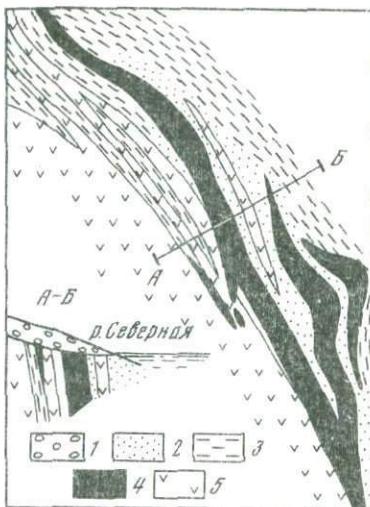
1 — четвертичные отложения; 2 — скарнированные известняки; 3 — известняки; 4 — магнетитовые руды; 5 — амфиболизированные габбро-долериты

выми магнетитовыми рудами, вскрытыми от поверхности до глубины 410 м. Ниже этой отметки оно, по-видимому, склоняется к юго-востоку. Таким образом, рудная зона выражена серией субпараллельных жилоподобных тел, окруженных вкрапленными и брекчийевыми рудами, а также минерализованными породами.

Специфический тип метасоматических образований представляют собой тела, локализованные в расщепленных фронтальных частях недифференцированных силлов, как бы залечивающих трещинную тектонику в сводовой части Фокинско-Убойнинского поднятия. Такие образования могут быть связаны с силлами, внедрившимися в зонах дробления, которые формировались как в начале, так и в конце тектономагматического цикла (интрузив Макус).

Магнетитовое оруденение на р. Макус, впервые описанное в 1943 г. И.А. Коровяковым, контролируется зоной Имангдинско-Летнинского глубинного разлома и приурочено к метасоматически измененным и тектонически переработанным породам в висячем борту Макусовской интрузии долеритов, реже — к самой интрузии в виде вкрапленных руд или инфильтрационным роговикам и ксенолитам осадочных пород. Мощность отдельных рудных тел достигает 20—30 м. Морфология их крайне не выдержанна по простирианию и мощности. Зона магнетитовой минерализации по простирианию прослежена на 800 м. В разрезе она представлена чередованием массивных магнетитовых тел, вкрапленных и полосчатых руд с практически безрудными интервалами. Оруденение резко выклинивается по падению.

В зоне Имангдинско-Летнинского разлома зафиксированы и другие проявления магнетита, например рудопроявление, описанное Г.И. Кавардиным в нижнем течении р. Северной [60], где магнетитовые жилы и скарны в карбонатных породах среднего палеозоя залегают на границе с силлами лейкократовых амфиболизированных габбро-долеритов (рис. 40). Мощность крутопадающих рудных тел достигает 15 м, по простирианию они прослеживаются до нескольких километров. Линзовидные тела и мелкие прожилки руд штокверкового типа известны в зонах дробления среди интрузивов оливиновых долеритов в бассейне р. Курейки. По данным Г.И. Кавардина, рудные тела характеризуются сильной изменчивостью по простирианию. В ассоциации с магнетитом в рудах отмечены плагиоклаз, волластонит, цеолиты, гранат, пренит, кальцит, сфеен. Содержание



железа в рудах достигает 40—50%. Магнетит содержит примесь магния (1—6%), что сближает его с магномагнетитом месторождений ангаро-илимского типа. Принято считать, что магнетитовые руды бассейна р. Северной относятся к контактово-метасоматическому типу, причем скарнообразование предшествовало отложению гидротермального магнетита [60].

Контактово-метасоматические образования представляют наиболее простой морфоструктурный тип локализации магнетитового оруденения. Это монофациальные узкие ореолы термальных роговиков различных температурных фаций. Магнетитовое оруденение в них, часто сопровождаемое сульфидами железа, представляет, по-видимому, лишь минералогический интерес.

Ряд исследователей [105] считают магнетитовое оруденение одним из поисковых признаков на медно-никелевые руды, основываясь на присутствии магнетита в полифациальных зонах оклоинтрузивных изменений известных в районе рудоносных массивов (Талнахское, Имангдинское месторождения и др.).

### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И РУД

Метасоматиты, сопровождающие сульфидно-магнетитовое оруденение в полях развития вулканических жерловых образований, сложены преимущественно среднетемпературными ассоциациями, отвечающими известково-скарновому и послескарновому этапам минералообразования. Следует подчеркнуть, что метасоматиты и ассоциирующее с ними сульфидно-магнетитовое оруденение во многом схожи с аналогичными образованиями экзоконтактовых зон никеленосных интрузивов [105].

Магнетитовое оруденение Веткинского месторождения сопровождается метасоматическим изменением туфобрекчий, песчаников и алевролитов. Метасоматоз туфобрекчий разнообразен и зависит от их состава, имеющего определенную зональность по преимущественному наличию обломков различных пород. Туфобрекчии превращены большей частью в альбит-актинолитовые породы лепидогранобластовой структуры с большим количеством кальцита, пренита и сфена. Цементирующая масса хлоритизирована и карбонатизирована. Метасоматоз песчаников и алевролитов выражается в их альбитизации, скаполитизации, развитии граната и эпидота, позднего альбита и др. Интрузивные породы, контактирующие с жерлом прорывающего их палеовулкана, альбитизированы, хлоритизированы и карбонатизированы.

Химические составы рудовмещающих пород, а также образовавшихся по ним метасоматитов и руд приведены в табл. 9, из которой видно, что магнетитовые руды содержат значительную примесь нерудных компонентов. В.В. Юдиной с соавторами [145] показана миграция компонентов в процессе оруденения, рассчитанная с помощью атомно-объемного метода В.А. Рудника. Она заключается в значительном выносе кремнезема при слабом выносе глинозема (десиликация пород), заметном выносе титана и щелочей,

незначительном выносе магния и мощном привносе железа, сопровождающем привносом фосфора. В целом происходит общая базификация пород, выражаясь в замещении полевых шпатов силикатами кальция, магния и алюминия. Образование апатит-магнетитовой ассоциации, помимо привноса фосфора, связано, вероятно, и с привносом хлора. Метасоматоз и оруденение песчаников, алевролитов, туфобрекций характеризуются интенсивным привносом натрия и хлора, отчасти железа, серы, кальция и углекислоты при сравнительном постоянстве содержаний кремния, алюминия, фосфора.

Поскольку встречаемость тех или иных компонентов, привносимых потоком восходящих растворов, во многом зависит от состава вмещающих пород, в данном случае даже локальное развитие скаполита, предпочтительное по терригенным осадкам, доказывает присутствие натрия и хлора в рудоносных растворах, а широкое развитие апатита совместно с магнетитом — присутствие в них фосфора. Значительное распространение магнетитового оруденения, скорее всего, связано с образованием в растворах хлоридов щелочных металлов — переносчиков железа, обладающих высокой термостойкостью и хорошей растворимостью [145].

По аналогии со скарнами ангело-илимской группы месторождений [2, 10, 125] метасоматические образования Веткинского месторождения не являются обычными эндо- и экзоскарновыми, возникшими между толщами известковых и магматических пород. Такого рода скарны относятся к автореакционным известковым, специфическим для железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Описываемые образования сопоставимы по минеральному составу, однако метасоматиты Веткинского месторождения имеют, по-видимому, более низкотемпературный характер.

Вещественный состав метасоматитов, связанных с фронтальными частями пластиообразных тел базитов, целесообразнее рассматривать в связи с вопросом их зональности. Они наложены на обычные базиты и переработаны в кальцит-актинолит-хлорит-эпидотовые породы. Доломитовые мергели, известняки и доломиты превращены в магнетит-кальцит-хлоритовые скарны и серпентин-флогопит (хлорит)-диопсид-магнетитовые с кальцитом породы. Количество соотношения минералов зависят от вариации слоев доломит-мергелистой пачки. Количество магнетита достигает 40—50%. Вертикальную зональность в этих образованиях обнаружить не удалось, хотя их суммарная мощность 160 м.

Зональность и вещественный состав магнетитовых руд наиболее полно охарактеризованы на примере проявлений в районе Веткинского палеовулкана. Состав оруденения полностью подчинен закономерностям изменчивости локализующих его метасоматитов.

Породы, слагающие трубообразное тело (см. рис. 39), представляют собой брекчию, состоящую из округлых, оплавленных, реже угловатых обломков различных базальтов, оливиновых габбро-долеритов, микродолеритов, карбонатно-глинистых пород, аргиллитов, ангидритов, гипсов, измененных мергелей и известняков, cementированных магнетит-кальцитовым материалом с эпидотом,

Таблица 9  
Химический состав пород  
и руд Веткинского рудопроявления магнетита (в мас.%) [145]

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	49,20	32,75	24,81	7,11	46,00
TiO <sub>2</sub>	1,57	0,54	0,60	0,22	1,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,80	10,70	8,05	4,30	11,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,86	6,40	18,22	44,94	4,86
FeO	7,31	3,75	10,69	19,98	4,18
MnO	0,08	0,06	0,06	0,06	0,05
MgO	13,23	10,55	9,41	5,63	7,04
CaO	9,31	21,39	13,54	7,95	14,55
Na <sub>2</sub> O	2,02	0,77	0,53	0,17	0,84
K <sub>2</sub> O	3,20	0,19	0,98	0,65	3,90
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,34	3,12	0,65	Не опр.	3,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,04	0,17	0,26	0,16
CO <sub>2</sub>	0,10	8,03	4,43	Не опр.	2,80
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	6,94	Не опр.
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	"	"	0,03	0,06	"
Ni	"	"	0,01	0,01	"
Cu	"	"	0,01	0,03	"
Co	"	"	—	0,005	"
S <sub>2</sub>	0,49	3,16	4,04	2,87	1,38
Сумма	100,24	101,46	100,24	101,18	100,59

Примечание. 1 — лава туфовидного облика; 2 — существенно пироксеновые породы; 3 — существенно актинолитовые породы, слабо оруденевые; 4 — актинолит-флогопит-кальцит-магнетитовые руды; 5 — кальцит-флогопитовые породы, слабо оруденевые; 6 — гастингсит-флогопит-кальцит-магнетитовые руды; 7 — существенно гастингситовые породы; 8 — скаполит-эпидот-гра-

актинолитом, хлоритом, флогопитом, реже халькопиритом. Обломочный материал распределен крайне неравномерно (от 40—50 до 80—85%). В верхней части жерла в брекчии преобладают обломки базальтов и долеритов, с глубиной увеличивается количество обломков осадочных пород.

В среднетемпературных ассоциациях метасоматитов главныенерудные минералы — флогопит, диопсид, актинолит, гастингсит, апатит, гранат, роговая обманка, скаполит, альбит, эпидот, хлорит, серпентин, кальцит. Рудные минералы представлены магнетитом, пиритом, пирротином, халькопиритом, гематитом. Отмечается некоторая вертикальная и горизонтальная зональность в пространственном расположении метасоматитов, обусловленная расположением путей циркуляции метасоматизирующих растворов и составом пород субстрата. Как правило, колчеданоподобная пирит-пирротиновая минерализация связана с альбит-скаполитовыми породами, а магнетитовая — с флогопит-эпидот-кальцитовыми и флогопит-апатит-гастингситовыми породами.

Магнетит присутствует в метасоматитах в виде вкрапленности, иногда достигающей 50—90% объема породы. В последнем случае

6	7	8	9	10	11	12
11,46	37,20	43,58	60,31	56,60	61,20	32,87
0,40	0,82	0,69	0,78	0,97	0,61	0,53
5,01	13,30	11,22	15,92	20,80	16,00	9,13
36,34	7,07	5,32	1,77	0,50	0,74	4,38
15,00	4,95	2,21	3,93	1,81	0,92	11,37
0,05	0,03	0,07	0,04	0,05	0,01	0,10
5,10	12,89	6,98	2,34	1,77	2,98	4,34
9,83	14,27	20,54	1,70	5,37	3,95	21,97
0,68	1,69	2,36	2,10	7,02	7,44	1,85
0,51	0,56	0,51	2,63	1,14	0,48	0,31
Не опр.	3,52	1,74	5,45	2,82	2,26	1,52
0,37	0,05	0,19	0,20	0,12	0,17	0,21
Не опр.	3,46	3,92	1,15	0,39	2,53	6,93
7,41	Не опр.					
0,02	"	"	"	"	"	"
0,01	"	"	"	"	"	"
0,01	"	"	"	"	"	"
0,005	"	"	"	"	"	"
4,89	1,33	1,54	1,13	0,05	0,29	4,64
100,09	101,15	101,87	99,45	99,38	99,59	100,06

натовые породы по туфобрекчиям; 9 — алевролиты и песчаники; 10 — альбититовые породы по песчаникам; 11 — скаполититы по песчаникам; 12 — скаполит-кальцит-эпидот-гранатовые породы с пирротином.

образуются сплошные магнетитовые руды. Текстура руд массивная и брекчевая. Сплошные магнетитовые руды встречаются в виде линз и жил, суммарная мощность которых иногда достигает 60 м (трубка Магнетитовая). Содержание железа не превышает в таких рудах 25%.

Интенсивность метасоматических преобразований в пределах Веткинского месторождения возрастает с глубиной. До глубины 200 м отчетливо отмечается обломочное строение туфобрекчий. Количество обломков достигает 70—80%. Они представлены в основном средне- и мелкозернистыми долеритами, базальтами, редко — пикритовыми базальтами. Крупные обломки замещаются по краям, при этом образуются концентрические зеленые каймы, сложенные мелкозернистым актинолитовым или хлорит-актинолитовым агрегатом с включениями зеленого флогопита, скоплениями эпидота и магнетита, порфиробластами кальцита. Магнетит в сростках с флогопитом и хлоритом также начинает развиваться с краев и иногда полностью замещает обломки.

Цементирующая масса неоднородна и сложена кальцитом, цеолитами, эпидотом, кристаллами актинолита, флогопитом, магнети-

том, пиритом. Породы пересекаются прожилками позднего кальцита, пренита и цеолитов. В целом описанные образования представляют собой брекчевые руды с содержанием магнетита от 20 до 40%.

Начиная с глубины 200 м четкие границы обломков теряются, породы приобретают такситовые "теневые" текстуры. В минеральном составе появляется гастигситовая роговая обманка, замещающая актинолит. Магнетит образует неправильные скопления в тесном срастании с флогопитом, апатитом, кальцитом с примесью гастигсита. Количество его колеблется от 50 до 70% объема породы — от густовкрапленных до почти сплошных руд. Границы между разновидностями расплывчатые. В наиболее глубокой разбуренной части трубы (ниже 700 м) вскрыта слабо оруденелая существенно гастигситовая порода с "теневой" обломочной структурой.

Метасоматическим образованиям свойственна вертикальная и горизонтальная зональность, наиболее ярко проявленная в смене альбита на глубину и по направлению к трубке скаполитом. Породы сохраняют реликтовую полосчатость. Скаполитизация приводит к образованию идиогранобластовой структуры. Как по альбититам, так и по скаполититам развиваются скопления граната и эпидота. На отдельных участках гранат-эпидотовые породы почти полностью замещают альбит-скаполитовые. В них появляется анальцим и поздний альбит. Породы содержат заметную, на некоторых участках значительную, прожилково-вкрапленную пирит-пирротиновую минерализацию, ассоциирующую с кальцитом и апатитом. Пирротин развивается позднее граната и раньше эпидота. Массовая эпидотизация сопровождается пиритизацией пирротина.

Таким образом, в строении Веткинского месторождения выделяются три зоны; известковых скарнов с магнетитом; существенно пироксен-актинолитовых скарнов; существенно скаполитизированных пород, содержащих тела сульфидных руд (см. рис. 39). Первая и вторая зоны развиты по жерловым фациям палеовулкана, третья — в эндоконтактовой зоне. Переходы между ними постепенные и заключаются в преимущественном развитии одного или нескольких минералов. Среди магнетитовых руд месторождения можно выделить три типа: сплошные магнетитовые руды, слагающие крутопадающие жильные тела; брекчевые магнетитовые руды, заполняющие промежутки вдоль жильных масс магнетита; вкрапленные руды в скаполитизированных гранат-хлорит-кальцитовых породах.

Стадийность образования минералов и их ассоциаций, устанавливаемая по взаимным замещениям минералов, приведена в табл. 10. По отношению к времени рудообразования выделяются предрудная, рудная и пострудная стадии. Соответственно стадии амфиболизации и флогопитизации трапповой туфобрекции отвечает стадия скаполитизации и гранатизации вмещающих пород. Послерудная ассоциация представлена в основном сильно гидратизированными фазами и сопровождается пиритовой минерализацией.

Магнетит, по данным лаборатории института "Гипроникель", почти не содержит примесей ( $Ni = 0,03$ ;  $Co = 0,04-0,06$ ;  $Ti = 0,0-0,25$ ;  $Cr = 0,0-0,1$ ;  $Mn = 0,0-0,13$ ;  $V = 0,07-0,11$ ;  $Mg = 0,06-1,22$  мас. %)

Таблица 10  
Минеральные ассоциации руд и вмещающих пород  
Веткинского месторождения магнетита [145]

Субстрат	Минеральная ассоциация			
	предрудная	I рудная	II рудная	послерудная
Туфобрекция	Авгит, кальцит, сферен	Диопсид, актинолит, флогопит, кальцит, эпидот, магнетит, апатит	Диопсид, тингсит, кальцит, эпидот, магнетит, пумпеллиит	Гас-тин, флогопит, кальцит, пренит, магнетит, пирит, халькотит, пирит, апатит
Туфобрекция на контакте с песчаниками		Скалолит, эпидот, гранат, диопсид, актинолит (гастингсит)		
Песчаники, алевролиты, аргиллиты	Альбит, диопсид, биотит, сферен	Скалолит, гранат, пирротин, эпидот, кальцит		Альбит II, анальцим, цеолиты, пирит, халькопирит

Примечание. Подчеркнуты главные минералы рудной ассоциации.

и мало отличается от метасоматического магнетита из kontaktового ореола Талнахского интрузива. Пирротин представлен гексагональной и моноклинной фазами. Последний развивается по краям крупных зерен и полностью слагает мелкие зерна краевых частей прожилков. В пирротине ( $Fe = 59,10$ ;  $S = 39,20$ ;  $Ni = 0,02$ ;  $Co = 0,05$  мас. %) кобальт преобладает над никелем, что свойственно и месторождениям ангаро-илимского типа [10]. Повышенное содержание этих элементов отмечается в пирите. Поздний пирит в рудах Веткинского месторождения содержит никеля до 0,4%.

### ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА

Группа палеовулканов, сосредоточенная на сравнительно ограниченной площади юго-западной части Норильской мульды, образует систему сближенных жерл, сходящихся к общей корневой зоне. Последняя представляет собой гипотетический остаточный очаг, которому соответствует региональный гравитационный максимум [110]. В плане аномалия поля силы тяжести имеет эллипсовидную форму размером в меридиональном направлении 44 км и широтном — 20 км. Предполагаемая расчетная глубина залегания магматического очага составляет, по данным В.М. Салова, около 5 км. Эпицентр аномалии пространственно совпадает с жерловой зоной Веткинского палеовулкана (рис. 41). Очаговая зона имеет вид перевернутого конуса. Установленный при этом "коэффициент интрузивности" (отношение интрузивных пород к объему вулканогенно-осадочного комплекса платформенного чехла за вычетом эфузивных траппов) закономерно возрастает по мере приближения к эпицентру максимума, имея средневзвешенное значение 50%, а в эпицентре достигает 70%.

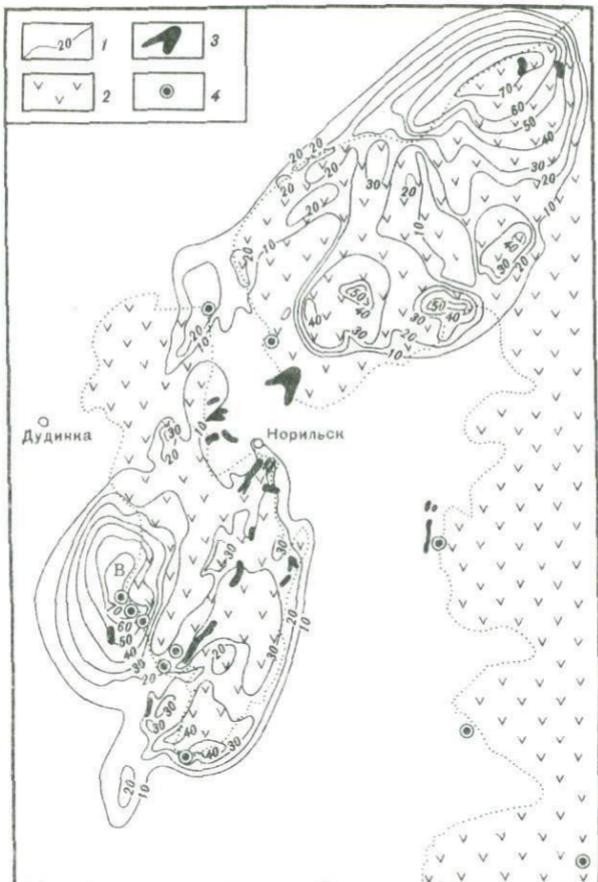


Рис. 41. Схема насыщенности осадочного чехла Норильско-Хараэлахского прогиба интрузиями базитов по гравиметрическим данным (по Г.Г. Ремпелю и В.М. Салову)

1 — коэффициент интрузивности (насыщенности) осадочного чехла интрузиями базитов, %; 2 — вулканогенные образования; 3 — гипербазит-базитовые интрузии; 4 — проявления магнетита. В — Веткинский палеовулкан

Сопоставление данных по всей зоне Норильско-Хараэлахского прогиба позволило Г.Г. Ремпелю и В.М. Салову сделать вывод, что в надочаговых зонах (в пределах остаточных гравитационных максимумов) с коэффициентом интрузивности 30—50% и более следует ожидать в первую очередь развития рудных формаций, связанных непосредственно с трappовым вулканизмом (сульфидно-магнетитовой, медно-цеолитовой), в то время как развитие медно-никелевого оруденения наиболее вероятно в периферических частях очаговых зон с коэффициентом интрузивности не более 20—30%.

Веткинское магнетитовое месторождение по пространственной его связи с вулканической трубкой имеет сходство с месторождениями Ангаро-Илимской группы [2, 10], однако в нем выявляется

как более низкотемпературный характер рудно-метасоматической минерализации (свидетельство более высокого уровня эрозионного среза), так и широкое развитие скаполитизации в сочетании с интенсивным пирротин-пиритовым колчеданным оруденением. Это своеобразие, очевидно, является следствием специфического развития вулканизма и рудообразования в Норильском районе [37, 60, 105] с субщелочным его характером в начале ранних этапов магматизма. В.В. Юдина с соавторами [145], сравнивая минеральный состав скарнов этих месторождений, отмечают, что в пределах изученной части Веткинского месторождения преобладают ранние гидротермальные (предскарновые) низко- и среднетемпературные образования. Скарново-рудный процесс лишь в незначительной степени продвинулся до начальных этапов пневматолитово-гидротермальной стадии минералообразования, более свойственной ангело-илимским месторождениям, где гранат-эпидотовая часть шире развита в минеральных ассоциациях.

Веткинское месторождение по структурно-морфологическим признакам, внутреннему строению, составу скарнов, оруденению имеет сходство с упомянутой группой месторождений юга Сибирской платформы [2, 10]. К общим чертам морфологии относится коническая форма тел, выполненных скарнизованными туфобрекчиями, измененными интрузиями базитов и магнетитовыми рудами. Образование же магнетитовых руд Веткинского месторождения в отличие от ангело-илимских происходило в обстановке экранирующей базальтовой покрышки с дополнительным брекчированием и метасоматическим замещением пород. Это подтверждается гидротермальным преобразованием и интенсивной сульфидной минерализацией в вышележащих базальтах надеждинской свиты (бассейн рек Дудинка, Южный Ергалах, Фокина и др.), а также тем, что многие субвертикальные тела долеритов, участвующие в общей структуре палеовулкана и представляющие его некковую фацию, моложе эксплозивной фазы [105]. Что касается источников оруденения, то большинство исследователей ангело-илимских месторождений дают на этот вопрос однозначный ответ: источником рудных растворов могли быть только магматические очаги, с которыми связано формирование продуктов траппового магматизма. Важно отметить, что в последние годы это положение пересматривается. Так, М.М. Одинцов и др. [2] приходят к выводу о более глубинном (мантийном) источнике рудоносных флюидов, связывая их с процессом вторичной тектономагматической активизации.

Выше отмечалась такая особенность Веткинского месторождения, как широкое развитие сульфидов железа. В пределах железорудных районов Ангаро-Вилуйского пояса в магнетитовых рудных телах сульфиды присутствуют в незначительном количестве [10]. Однако в пределах рудных полей на некотором удалении от месторождений (до нескольких километров) распространены сульфидные жилы [125]. Среди сульфидов, кроме пирита, отмечаются халькопирит, пентландит, сфалерит, галенит. Жилы эти связаны, по-видимому, с растворами, миграция которых происходила уже по окончании отложения магнетита.

как более низкотемпературный характер рудно-метасоматической минерализации (свидетельство более высокого уровня эрозионного среза), так и широкое развитие скаполитизации в сочетании с интенсивным пирротин-пиритовым колчеданным оруденением. Это своеобразие, очевидно, является следствием специфического развития вулканизма и рудообразования в Норильском районе [37, 60, 105] с субщелочным его характером в начале ранних этапов магматизма. В.В. Юдина с соавторами [145], сравнивая минеральный состав скарнов этих месторождений, отмечают, что в пределах изученной части Веткинского месторождения преобладают ранние гидротермальные (предскарновые) низко- и среднетемпературные образования. Скарново-рудный процесс лишь в незначительной степени продвинулся до начальных этапов пневматолитово-гидротермальной стадии минералообразования, более свойственной ангаро-илимским месторождениям, где гранат-эпидотовая часть шире развита в минеральных ассоциациях.

Веткинское месторождение по структурно-морфологическим признакам, внутреннему строению, составу скарнов, оруденению имеет сходство с упомянутой группой месторождений юга Сибирской платформы [2, 10]. К общим чертам морфологии относится коническая форма тел, выполненных скарнированными туфобрекчиями, измененными интрузиями базитов и магнетитовыми рудами. Образование же магнетитовых руд Веткинского месторождения в отличие от ангаро-илимских происходило в обстановке экранирующей базальтовой покрышки с дополнительным брекчированием и метасоматическим замещением пород. Это подтверждается гидротермальным преобразованием и интенсивной сульфидной минерализацией в вышележащих базальтах надеждинской свиты (бассейн рек Дудинка, Южный Ергалах, Фокина и др.), а также тем, что многие субвертикальные тела долеритов, участвующие в общей структуре палеовулкана и представляющие его некковую фацию, моложе эксплозивной фазы [105]. Что касается источников оруденения, то большинство исследователей ангаро-илимских месторождений дают на этот вопрос однозначный ответ: источником рудных растворов могли быть только магматические очаги, с которыми связано формирование продуктов траппового магматизма. Важно отметить, что в последние годы это положение пересматривается. Так, М.М. Одинцов и др. [2] приходят к выводу о более глубинном (мантийном) источнике рудоносных флюидов, связывая их с процессом вторичной тектономагматической активизации.

Выше отмечалась такая особенность Веткинского месторождения, как широкое развитие сульфидов железа. В пределах железорудных районов Ангаро-Вилуйского пояса в магнетитовых рудных телах сульфиды присутствуют в незначительном количестве [10]. Однако в пределах рудных полей на некотором удалении от месторождений (до нескольких километров) распространены сульфидные жилы [125]. Среди сульфидов, кроме пирита, отмечаются халькопирит, пентландит, сфалерит, галенит. Жилы эти связаны, по-видимому, с растворами, миграция которых происходила уже по окончании отложения магнетита.

Приведенные В.А. Люлько и др. данные по изучению Веткинского месторождения также указывают на "постмагнетитовое" время отложения сульфидов. Специфичность магнетитового оруденения в Норильском районе, выраженная в наличии интенсивной сульфидной минерализации, связана, вероятно, с особенностями магматизма и оруденения этой территории, отличающейся широким развитием сульфиноносных гипербазит-базитовых образований.

По геологическим данным, время проявления постмагматических процессов на рудопроявлениях и месторождениях Ангаро-Илимского района определяется диапазоном от послераннериасового времени до раннемелового включительно [2, 125]. Формирование основных элементов этих месторождений, следовательно, сильно расщеплено во времени. Вулканические трубы образовались 220 млн лет назад, а руды и околоврудные изменения — 160—100 млн лет назад [2, 125]. Имеются также данные по времени образования аподолеритовых метасоматитов бассейна рек Горбиачин и Ерачимо (Туруханский район), отнесенных к формации поздних щелочных метасоматитов, аналогичных скаполит-альбитовым образованиям, возраст которых, по данным В.С. Голубкова, 158—162 млн лет.

В последнее время появились данные о связи магнетитового оруденения с карбонатитовым магматизмом, установленным Б.М. Струниным в Норильско-Игарском районе. Давно известны многочисленные проявления и месторождения магнетита на западном склоне Анабарского щита в связи с щелочно-ультраосновными интрузивными комплексами [85]. Примером, кроме известных апатит-магнетитовых месторождений Маймече-Котуйской провинции [60, 85], могут служить перспективные рудопроявления магнетита (Догальда и др.) в бассейне рек Курейка и Горбиачин, выявленные М.А. Казанцевым и Б.М. Струниным в процессе геологической съемки. Их генетическая связь с интрузиями позднепалеозойских—раннемезозойских карбонатитов представляется очевидной. Одной из специфических особенностей состава апатит-магнетитовых руд является, по данным Л.С. Егорова, повышенная (до 5—7,5 мас.% MgO) магнезиальность магнетита (магномагнетит). Эта же черта характерна для магнетита жильных и апатит-магнетитовых руд ангаро-илимских месторождений [2, 10]. Для магнетитов рудопроявления Догальда содержание окиси магния не превышает 1%.

Исходя из геологической позиции ангаро-илимских месторождений, следует предположить глубинный источник растворов, очевидно мантийный, так как резкое несоответствие объемов трappовых тел с массой пород, преобразованных в скарны и продукты гидротермальной деятельности, вызывает серьезные сомнения в возможности возникновения всей массы растворов при остывании и кристаллизации маломощных даек или силлов трappов. Более того, формирование скарнов происходило после кристаллизации трappовых тел, и в ряде случаев последние резко затрудняли продвижение растворов, вызывая образование горизонтально залегающих рудоносных метасоматитов. Сходной точки зрения о посттрappовом этапе образования скарнов придерживается В.С. Голубков, указывающий на связь фор-

мации щелочных метасоматитов с внедрением интрузивов щелочно-гранитоидного состава. Эта связь подтверждается присутствием в метасоматитах и сульфидно-магнетитовых рудах аномальных концентраций меди, цинка, ванадия, молибдена и кобальта — элементов, в целом не свойственных породам и сингенетическим рудам сульфидной медно-никелевой формации гипербазит-базитов.

В.А. Вахрушев и А.Е. Воронцов [10] справедливо придают большую роль разрывной тектонике в образовании руд магногранитовых месторождений. Подчеркивая, что тектонические нарушения выступают как основной фактор, определяющий текстурный рисунок руд, авторы указывают на многократный процесс дробления и отложения рудного материала с повторением метасоматоза ранее образовавшегося вещества. Это свидетельствует о длительности формирования месторождений в зонах долгоживущих глубинных разломов.

Изучение состава магнетитов Сибирской платформы показало присутствие в нем примесей магнийсодержащих минералов (шпинель, магнезиоферрит), количество которых (от 12—13 до 68—70 мас.%) и определяет большую или меньшую магниевую специализацию "магнетитовой минеральной смеси" [10]. Содержание окиси магния в ней колеблется от 1—2 до 6—7 мас.%. С учетом магнийсодержащих примесей оно падает до 3—5 и даже 0,2—0,8 мас.%. Это интересно еще и тем, что состав магнетитов ангаро-илимских месторождений по содержанию магния схож с магнетитом апатит-магнетитовых руд месторождений Маймеч-Котуйской провинции. В магнетитах последних выявлена примесь шпинели, которая встречается крайне неравномерно.

Важность магниевой специализации магнетита состоит в том, что минералы-примеси, выделявшиеся в результате распада твердого раствора, указывают на повышенную (более 500—600°C) температуру образования магнетита [10]. Что касается других минералов-примесей, то в рудах этих групп месторождений в тесной ассоциации с магнетитом находится гематит. Тесное срастание апатит-магнетитового агрегата, характерное для руд карбонатитовых массивов, отмечается и среди магнетитовых руд месторождений ангаро-илимской группы [2, 10], отличие состоит лишь в том, что апатит в них не самый распространенный минерал. Это же свойственно рудам Веткинского месторождения, а также магнетитовым проявлениям рек Догальда и Курейка. Наличие автореакционных магнезиальных скаров и присутствие минералов-примесей в магнетите указывают на имевшие место высокотемпературные процессы при рудообразовании. Отсутствие этих признаков на Веткинском месторождении подчеркивает более низкотемпературный характер его образования.

При выяснении источников рудного вещества заслуживает внимания следующее обстоятельство: в магнетитах железорудных месторождений отсутствует германий — элемент, свойственный верхним оболочкам земной коры [10]. Этим подтверждается вывод о мантийном источнике рудообразующих флюидов магногранититовых месторождений.

Что касается метасоматитов, наблюдающихся в пространственной связи с разнообразными группами интрузивов (например, Макусовским, Талнахским и др.) и ассоциированных с широко развитыми проявлениями магнетита, то они имеют сходство с аналогичными образованиями, не связанными с интрузивами (трубки взрыва), и сформированы, по-видимому, в посттрапповый период тектономагматической активизации. Можно утверждать, что пространственное сонахождение интрузивных траппов и метасоматических образований с магнетитовым оруднением имеет парагенетическую природу. Образование различных типов магнетитовых руд (вкрапленные, жильные, штокверковые) обязано интенсивному привносу в растворах железа, натрия и хлора [145]. Масштабы развития метасоматического магнетитового оруднения определяются условиями рудоотложения. Наиболее крупные проявления магнетита формируются в связи с вулканическими постройками (трубками взрыва) и обусловлены длительными периодами циркуляции рудоносных растворов в условиях повышенной проницаемости структур.

Наиболее вероятна модель пространственно-временной и генетической взаимосвязи посттрапповых метасоматитов с новым этапом мезозойской тектономагматической активизации, с которым сопряжена поступательная волна геоизотерм и сквозьмагматических растворов, отделившихся от верхней мантии в период ее качественно нового развития [2]. Это предположение становится вполне правомерным благодаря обнаружению в районе позднепалеозойских — раннемезозойских карбонатитов и связанных с ними многочисленных рудопроявлений, наиболее крупным из которых является Догальда.

Таким образом, в Норильском районе выделяются три генетических типа магнетитового оруднения: гидротермальный (автореакционно-скарновый), контактово-метасоматический и метасоматический в связи с карбонатитами.

Строение рудных тел в целом подчинено морфологии метасоматических и контактово-метасоматических образований и находится в прямой зависимости от типа рудолокализующих объектов. К основным типам рудных тел относятся: 1) связанные с трубками взрыва (Веткинское месторождение); 2) связанные с зонами трещиноватости расщепленных фронтальных частей интрузивов (Макус, Фокина); 3) пространственно совпадающие с зонами инфильтрации в кровле интрузивов (Талнахский, Имангдинский); 4) связанные с зонами контактового метаморфизма в кровле интрузий долеритов; 5) связанные с интрузиями карбонатитов позднепалеозойского — раннемезозойского возраста (в бассейне рек Догальда, Горбиачин, Авам и др.).

Вещественный состав и зональность магнетитодержащих скарнов подчеркивают их инфильтрационную природу и постмагматический характер. Отмечается пространственная и парагенетическая связь магнетитового оруднения с интенсивной сульфидной "постмагнетитовой" минерализацией. Обнаруживается определенное сходство магнетитового оруднения р. Ветки с железорудными месторождениями ангоро-илимского типа. При сопоставлении минерального состава скарнов этих объектов также обнаруживается аналогия,

но отмечается более низкотемпературный характер образования скарнов и руд Веткинского месторождения.

Большинство исследователей магнетитовых (магногранититовых) месторождений Сибирской платформы приходят к заключению о посттрапповом образовании сульфидно-магнетитового оруденения и, связывая этот процесс с этапом позднепалеозойской—раннемезозойской тектономагматической активизации, указывают на растянутое во времени рудообразование вплоть до среднего—позднего мезозоя, подчеркивая тем самым мантийный характер скарново-рудообразующих растворов.

## Глава 5

### МЕДНО-ПОРФИРОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

#### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Проявление медно-порфирового оруденения в Норильском районе — едва ли не единственный пример локализации месторождений этой рудной формации в пределах древней платформы. Подобная необычная пространственная позиция месторождений заставляет более строго подойти к интерпретации тектонического режима краевой части платформы, поскольку для подавляющего большинства медно-порфировых месторождений выделяются вполне определенные типы геолого-тектонических обстановок их проявления [69, 107]. Выше нами неоднократно подчеркивалась роль тектономагматической активизации платформы в размещении эндогенного оруденения на северо-западе Сибирской платформы. Однако рифтогенная природа активизации с широким проявлением рудных формаций, связанных с производными базитового магматизма, также не является типичной для медно-порфировых месторождений, хотя рядом исследователей Норильского района высказывались предположения о связи месторождений с трапповым магматизмом. Последняя точка зрения основывается главным образом на том, что в верхней приконтактовой части некоторых гипербазит-базитовых интрузивов распространены гранитоидные породы, входящие в состав естественных рядов пород расслоенных массивов.

Таким образом, изучение закономерностей локализации и строения медно-порфировых месторождений в Норильском районе имеет существенное значение для познания не только природы этого типа оруденения, но и особенностей развития региона в целом.

Болгохтохский массив обнаружен в процессе поисковых работ в 1965 г. Первые сведения о нем опубликованы М.З. Комаровой [65], показавшей его сходство с некоторыми малыми интрузиями Южного Таймыра. Впоследствии автором были продолжены исследования по изучению вещественного состава пород Болгохтохского массива, а также сопряженных магматических образований, контак-

тового ореола и оруденения. Одновременно В.В. Самусенко проводились геофизические исследования, позволившие установить штокообразную форму интрузива. Изучение вещественного состава пород и руд проводилось позднее В.В. Дистлером, В.В. Елисеевым, В.В. Шукиным.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ

Богохтохский массив гранит-порфиров и связанное с ним оруденение расположены в зоне сопряжения Норильской и Вологочанской мульд и Дудинского вала. Главной дизъюнктивной структурой является Боганидский разлом субмеридионального простирания. Разлом картируется по геолого-геофизическим данным и представляет собой кругопадающий на запад взброс или крутой надвиг с амплитудой горизонтального перемещения до 1,2—1,5 км. Вертикальная амплитуда достигает 1200 м и более в районе месторождения, уменьшаясь к северу и югу до первых сотен метров. На значительном расстоянии зона Боганидского разлома представляет собой западную границу Норильской и Вологочанской мульд, на этих участках амплитуда его максимальная. Разлом осложнен серией разрывов субширотного простирания типа сбросо-сдвигов, вследствие чего контуры пересекаемых им трапповых мульд в плане имеют зубчатые, ступенчатые очертания. Как правило, к этим участкам приурочены небольшие кулисообразно расположенные антиклинальные складки, осложняющие восточное крыло Дудинского вала. Анализ фаций и мощностей отложений среднего—верхнего палеозоя свидетельствует, что эти структуры имели конседиментационное развитие, по крайней мере начиная со среднего девона. В сводовой части одной из антиклиналей, срезанной Боганидским разломом, и находится Богохтохский массив гранитоидов.

В геологическом строении района Богохтохского месторождения (рис. 42) принимают участие осадочные лагунно-морские формации силурийского, девонского и раннекаменноугольного возраста, угленосная паралическая формация верхнего палеозоя и вулканогенные образования пермо-триасового возраста. Интрузии представлены единичными пологосекущими телами недифференцированных долеритов и Богохтохским массивом гранитоидов, который сопровождается телами дайковой и жильной фаций и обширными полями скарнов и метасоматитов. Кровля массива эродирована и перекрыта мощным чехлом рыхлых отложений четвертичного возраста мощностью до 110 м (рис. 43). К западу от массива появляются осадки мелового и юрского возраста, а общая мощность перекрывающего рыхлого чехла достигает 400 м.

Богохтохская антиклиналь вытянута в северо-западном направлении, размеры ее сводовой части  $6 \times 10$  км. Углы падения пород на крыльях антиклинали достигают  $25^\circ$ , выполаживаясь в присводовой части. К северо-западу структура переходит в пологую синклиналь, выполненную угленосными образованиями. С севера она резко оборвана сбросами восток—северо-восточного и северо-западного прости-

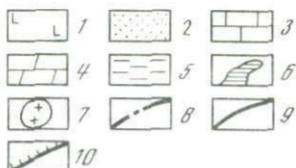


Рис. 42. Схематическая геологическая карта района Болгохтонского медно-порфирового месторождения

1—5 — формации: 1 — позднепалеозойская — раннемезозойская вулканогенная, 2 — позднепалеозойская угленосная, 3 — раннекаменноугольная карбонатная и сульфатно-карбонатная, 4 — позднедевонская галогенно-сульфатно-терригенная, 5 — средне-раннедевонская и позднесилиурская; 6 — интрузии долеритов; 7 — Болгохтонский массив гранит-порфиров; 8 — граница распространения мезозойско-кайнозойских отложений чехла Западно-Сибирской плиты; 9, 10 — тектонические нарушения: 9 — сбросы, сдвиги, 10 — надвиги, взбросы



рания, осложняющими юго-западный борт Вологочанской мульды, выполненной вулканитами триаса, мощность которых 1200 м. Восточный борт Дудинского конседиментационного вала в период массового излияния базальтов являлся своеобразной границей вулканотектонического прогиба, охватывающего все современные мульды — Норильскую, Хараэлахскую, Вологочанскую.

Болгохтохский гранитоидный массив, по данным геофизических исследований и бурения, представляет собой шток диаметром 2,2—2,3 км, наклоненный к западу—северо-западу. Характер физических полей весьма специфичен. В магнитном поле массив отображается, по данным В.В. Самусенко, локальной положительной аномалией интенсивностью до 400—600 гамм (на общем отрицательном фоне поля  $\Delta T$ ), причем центральная часть имеет интенсивность до 100—200 гамм, а максимальные значения образуют кольцо, тяготея к краевым частям интрузива, а также отдельным рудным телам. Магнитной аномалии в плане почти точно соответствует локальная отрицательная аномалия поля силы тяжести. Восточная часть Болгохтохского массива осложнена зоной Боганидского разлома, образующего здесь две ветви, также отражающиеся в физических полях, в том числе и по результатам интерпретации сейсмических данных. По разлому приведены в соприкосновение отложения нижнего девона и вулканиты нижнего триаса (надеждинская и моронговская свиты). Из прочих разрывных нарушений, по геофизическим и геологическим данным фиксируется ряд незначительных по амплитуде сбросов, в основном субмеридионального направления.

По отношению к интрузивам трапповой формации Болгохтохский массив более поздний. Наблюдалось пересечение долеритов жилами аплитов. Долериты в приконтактовых зонах интенсивно преобразованы под воздействием Болгохтохского интрузива и часто несут наложенное сульфидное оруденение.

Непосредственный контакт интрузива с породами более высоких горизонтов геологического разреза пока не установлен. Однако

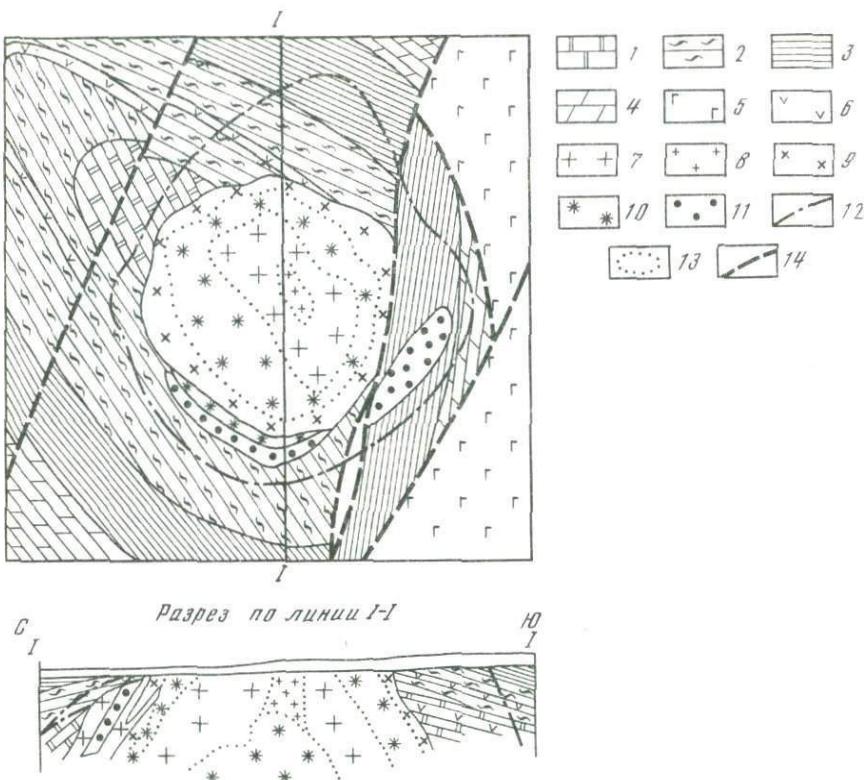


Рис. 43. Геологическая карта Болгохтохского медно-порфирового месторождения  
 1 — доломиты, известняки, ангидриты силура; 2 — аргиллиты, мергели, ангидриты, доломиты нижнего девона; 3 — аргиллиты, доломиты, известняки, мергели среднего девона; 4 — доломиты, мергели, ангидриты верхнего девона; 5 — вулканогенные образования верхней перми—нижнего триаса; 6 — долериты; 7 — граниты; 8 — гранит-порфирь; 9 — гранодиорит и гранодиорит-порфирь; 10 — метасоматически измененные гранитоиды; 11 — скарны; 12 — границы зоны пропилитов; 13 — фациальные границы; 14 — разрывные нарушения

в базальтах надеждинской и моронговской свит, развитых к востоку от Болгохтохского штока, наблюдались единичные жилки кварца с тонкодисперсной примесью молибденита. Посттрапповый возраст Болгохтохской интрузии определяется данными К—Аг возраста по биотиту (лаборатория ВСЕГЕИ), который датируется как юрский ( $183 \pm 10$  млн лет). Следует отметить, что К—Аг датировки по калиевому полевому шпату составляют  $\sim 244$  млн лет, что соответствует рубежу перми и триаса.

Аналогичные интрузии гранит-порфиров и граносиенит-порфиров, ранее известные как малые интрузии и закартированные в последние годы в пределах Западного Таймыра, прорывают вулканиты триаса.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Распределение оруденения и конфигурация рудовмещающих зон Болгохтонского месторождения в плане и разрезе согласуются с контурами одноименного гранитоидного массива и его жильной фации. Как отмечалось, массив имеет штокообразную форму с крутым запад—северо-западным погружением контакта. Апикальная и эндоконтактовые зоны массива мощностью 40—80 м сложены в различной степени гидротермально-измененными и не измененными кварцевыми гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами, которые с глубиной сменяются порфировидными, а затем и равномерно-крупнозернистыми роговообманковыми гранитами и гранодиоритами. Зоны метасоматических изменений наиболее распространены в пределах южной окраины массива. Они представлены здесь разнообразными по составу скарнами, с которыми ассоциирует основное количество медно-молибденовых руд. Одно из установленных крутопадающих тел эндоскарнов, мощностью 20—40 м, наклонено к югу под углом 50—60°. Мощность метасоматитов достигает 160 м и уменьшается по восстанию до 40 м.

В периферических частях массива развиты дайки и жилы аплитов и лампрофиров, имеющие, как правило, однородное строение. Среди них наиболее распространены гранит-аплиты, реже — лампрофирсы, пересекающие как крупнозернистые породы главного штока, так и краевые его части, сложенные порфирами. Наибольшее сгущение тел аплитов приходится на порфировые породы, залегающие в зонах эндоконтактов штока. Это крутопадающие жилы с пологими ответвлениями, мощностью от 0,5—1 см до первых метров, с резкими прямыми или неровными контактами.

Оруденение приурочено к эндо- и экзоконтактам интрузива, осложненным зоной дробления и трещиноватости. Трещиноватость проявлена неравномерно. В крупнозернистых породах центральных частей штока количество трещин не более 1—2 на 1 м. В апикальной и бортовых зонах интрузива трещиноватость возрастает, особенно в телах гранит-порфиров в южном борту штока, где и сосредоточено основное медно-молибденовое оруденение. Здесь количество трещин достигает 10 и более на 1 м. В собственно Болгохтоской интрузии наиболее распространены вертикальные и крутонаклонные трещины.

Вдоль разноориентированных трещин происходит гидротермально-метасоматическая переработка пород и отложение рудных минералов с образованием типичной штокверковой зоны. В зонах максимального дробления гранит-порфиров образуются псевдобрекчии, состоящие из реликтов гранитоидов, скементированных поздними кварцем, слюдами, кальцитом и другими минералами.

Выделяются две главные рудные зоны — Южная и Восточная. Основная часть Южной зоны находится на значительной глубине и образует рудное тело субширотного простирания с крутыми углами падения в южных румбах. В ее пределах выделяется значительное количество обогащенных участков, разделенных более бедными и безрудными породами. Сеть разноориентированных трещин выполнена

сульфидами и сопровождающими их нерудными гидротермальными минералами. Мощность жилок от нитевидных до 8—10 мм. Часто прожилки сливаются в единую минерализованную зону мощностью до нескольких сантиметров. Наиболее выдержаны по мощности субвертикальные прожилки, имеющие к тому же достаточно резкие и прямолинейные границы с вмещающими породами. Наклонные жилки часто прерывистые, линзовидные, иногда ветвящиеся. Наряду с жильной минерализацией наблюдаются многочисленные гнезда, веретенообразные, чечевицеобразные выделения сульфидов. Характерна также неравномерная вкрапленность — от тонкой и бедной до густо-вкрапленной.

Восточная рудовмещающая зона имеет линзовидную форму и выходит под толщу рыхлых четвертичных отложений, имея субмеридиональное простижение и пологие углы наклона в западных направлениях. Распределение оруденения весьма неравномерно, с резкими изменениями мощностей обогащенных участков от 1 до 15 м. В этой зоне резко преобладают прожилково-вкрапленные руды.

### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД БОЛГОХТОХСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Магматические породы в пределах месторождений представлены в различной степени измененными порфировидными роговообманковыми и биотит-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами. Жильная фация представлена аплитами и лампрофирами. Для всех пород характерно интенсивное вторичное окварцевание и фельдшпатизация, которые в большинстве случаев значительно затушевывают первичную структуру. Преобладают порфировые породы. Гранитоиды содержат небольшое количество биотита и роговой обманки (от 2—3 до 8—10%, в меланократовых разностях до 15%) и разнообразные акцессории (апатит, сфен, циркон, монацит, ортит и др.).

Порфировидные граниты представляют собой крупно- и гигантозернистые породы. Для них характерна порфировидная структура, обусловленная присутствием крупных (до 10—15 мм) фенокристов или гломеросростков и аллотриоморфных зерен калишпата, реже призм и таблиц плагиоклаза. Структура основной массы гранитовая, аллотриоморфно-зернистая, гранобластовая, иногда порфировидная за счет крупных выделений плагиоклаза или ортоклаза. Встречаются футлярообразные порфировые вкрапленники, сложенные в центре достаточно крупными (до 10×5—8 мм) кристаллами плагиоклаза, заключенными внутри зерна калиевого полевого шпата.

Плагиоклаз вкрапленников — олигоклаз-альбит ( $An_{13-18}$ ) и андезин ( $An_{28}$ ) — образует удлиненно-призматические выделения. В основной массе плагиоклаз представлен главным образом альбитом. Последний чаще, чем ортоклаз, подвержен пелитизации и серицитизации.

Кварц распределен в гранитоидах неравномерно. Чаще он образует крупные скопления, иногда жилоподобные выделения. В этих

случаях зерна кварца образуют гранобластовые агрегаты, нередко развиты полигональные, близкие к правильным сечениям, которые напоминают порфиробласти, более поздние по отношению к первичным пордообразующим минералам. Размер кварцевых зерен от десятых долей до 1 мм.

Роговая обманка представлена идиоморфными призматическими кристаллами. Имеет зеленую окраску, плеохроирует от зеленой до желто-буровой окраски. Часто интенсивно замещается биотитом и хлоритом. Биотит обычно тесно ассоциирует с амфиболом; развиваясь в нем по спайным плоскостям, образует кучные и жило-подобные скопления.

Аксессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом, монацитом, ортитом. Наиболее распространены сфеен и апатит (до 1—2% объема породы).

Гранодиориты характеризуются порфировидной, иногда близкой к равномерно-зернистой структурой. Порфировидные выделения образованы ортоклазом и плагиоклазом. Структура основной массы гипидиоморфно-зернистая, встречаются также призматически-зернистые и равномерно-зернистые разности. Особенность пород этой группы состоит в существенном преобладании в основной массе плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. В порфировидных выделениях преобладает калиевый полевой шпат. Таким образом, на долю полевых шпатов приходится постоянно не менее 70% объема пород. Остальная часть распределена между кварцем и темноцветными минералами.

Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры представляют собой неравномерно-зернистые породы, в мелкокристаллической и иногда фельзитовой массе которых расположены вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, реже роговой обманки, биотита и аксессорных минералов. Развиты эти породы в апикальной и краевых частях интрузива.

Вкрапленники нередко составляют около трети объема пород. В гранит-порфирах среди вкрапленников преобладает кварц и калиевый полевой шпат, в гранодиорит-порфирах — кварц и плагиоклаз. Вкрапленники кварца сохраняют в целом правильные кристаллографические очертания, но нередко встречаются кристаллы с оплавленными краями. Отмечаются также зерна с неправильными очертаниями порфиробласт, которые захватывают при своем росте участки основной массы. Порфировые выделения калиевого полевого шпата обычно имеют таблитчатую форму. Они часто содержат включения плагиоклаза. Большая часть калиевого полевого шпата представлена ортоклазом, реже встречается микроклин. В гидротермально-измененных участках ортоклаз замещается (вплоть до полных псевдоморфоз) мусковитом, смесью мусковита с более поздним кальцитом, а на участках катаклаза подвергается аргиллизации. Плагиоклаз порфировых выделений представлен широкими и узкими призмами, таблицами, иногда оплавленными по краям. Обычно полисинтетическое двойникование по альбитовому, карлсбадскому, реже манебахскому законам. Состав плагиоклаза колеблется от  $An_{26}$  до  $An_{46}$ , преобладает олигоклаз-альбит.

Роговая обманка более часто образует вкрапленники по сравнению с другими темноцветными минералами. Размеры вкрапленников до  $(2-3) \times (0,5-1)$  мм. Обычно минерал замещен кальцитом, хлоритом. Биотит образует редкие порфировые выделения до 1—2 мм в поперечнике. Характерны те же вторичные изменения, что и для амфибола.

Помимо породообразующих минералов, иногда встречаются вкрапленники сфена и апатита. Бочонковидные зерна последнего размером 1—3 мм обычно оплавлены. Часто встречается циркон и монацит.

Основная масса пород обладает фельзитовой, микроаплитовой, аллотриоморфно-зернистой структурой и состоит главным образом из полевых шпатов и переменного количества кварца.

В гранитоидных породах, особенно в апикальных зонах массива, интенсивно проявлено автометаморфическое окварцевание. Особенno это касается гранит- и гранодиорит-порфиров, залегающих в апикальной части массива, где окварцевание захватывает как вкрапленники, так и основную массу породы. Мелкие новообразования кварца обрастают порфировые выделения плагиоклаза и ортоклаза. Кварцевые микрожилки пересекают породу, включая вкрапленники кварца, который подвергается перекристаллизации. Многочисленные гнезда вторичного кварца имеют четко гранобластовую структуру. Поздняя генерация этого минерала хорошо распознается даже в основной массе пород. Если в центральной части массива окварцевание происходит как бы по всему объему породы, то в краевых телах гранит-порфиров — по системе трещин, зонам дробления и брекчирования. Кварцевые вкрапленники, рассекаясь поздним кварцем, превращаются в гранобластовый агрегат с сохранением кристаллографических очертаний или контуров первичного зерна. По микротрецинам кварц проникает в порфиробласты ортоклаза. Окварцевание порфиров иногда настолько интенсивно, что сохраняются только реликты фельзитовой ткани.

В центральной части Бологохской интрузии и в более мелких дайкообразных телах наряду с типичными гранит- и гранодиорит-порфирами наблюдаются разности, переходные к крупнокристаллическим породам. По петрографическому составу и характеру вкрапленников они являются абсолютными аналогами порфировидных пород, отличаясь только степенью раскристаллизованности основной массы, которая здесь имеет мелко- и среднезернистое строение.

Аплиты представляют собой мелкозернистые, равномерно-зернистые, иногда слабопорфировидные, лейкократовые породы с аллотриоморфно-зернистой, аплитовой, иногда трахитоидной структурой. Спиродически встречаются мелкие вкрапленники ортоклаза. В состав пород входят резко преобладающий ортоклаз (65—80%), плагиоклаз (5—15%), альбит, олигоклаз-альбит и олигоклаз ( $An_{21}$ ), кварц (0,5%). Темноцветные минералы практически отсутствуют (0—1%). В единичных случаях количество плагиоклаза возрастает до 40%. Аксессории представлены апатитом и сфером. Аплиты, как и преоб-

*Таблица 11*  
Химический состав  
пород Болгохтохского месторождения (в мас.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	63,89	66,34	67,28	65,70	63,73	71,14	67,20	66,03	47,41
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,35	0,17	0,39	0,50	—	0,42	0,30	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,30	14,07	13,84	14,33	15,06	13,38	14,63	15,40	14,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,10	2,24	2,37	2,40	1,59	1,59	1,29	1,17	2,18
FeO	2,56	2,65	2,03	2,23	2,47	1,44	2,24	1,86	5,03
MnO	0,03	0,03	0,04	0,05	0,08	—	0,04	0,06	0,11
MgO	1,65	1,36	0,96	1,65	2,25	2,72	1,91	1,41	9,38
CaO	3,72	2,80	2,95	2,98	3,66	2,57	2,14	2,71	9,24
Na <sub>2</sub> O	3,87	4,00	4,35	4,15	3,80	3,10	3,24	3,81	2,00
K <sub>2</sub> O	4,06	4,06	3,98	4,04	5,08	5,00	4,48	5,75	5,80

Примечание. 1 — гранит-порфир с амфиболом; 2 — роговообманковый гранит; 3 — аплит; 4 — гранодиориты; 5 — гранодиорит; 6 — окарцированный порфировый гранит; 7, 8 — гранит-порфир; 9 — лампрофир. Анализы — по данным М.З. Комаровой и В.В. Шукина.

ладающие породы массива, в той или иной степени преобразованы процессами окварцевания, фельдшпатизации, мусковитизации и аргиллизации. Вследствие этих процессов появляются многочисленные порфиробласти ортоклаза, иногда пойкилитовой структуры, кварцевые жилки и мозаичные, чешуйчатые агрегаты мусковита, жилки и гнезда кальцита, роговой обманки, tremolита, хлорита и сульфидов.

Лампрофирсы принадлежат к жильной фации. По составу преобладающего темноцветного минерала выделяются четыре разновидности: роговообманковые (вогезиты), биотитовые (минетта), роговообманко-биотитовые и пироксенсодержащие лампрофирсы. Структура пород призматически-зернистая, аллотриоморфно-зернистая.

При преобладающем количестве щелочных полевых шпатов (40—55%) для лампрофирсов характерно обогащение (27—40%) темноцветными минералами. Из других компонентов присутствует плагиоклаз (в пироксенсодержащих разностях до 15—20%), кварц (0—3%), акцессории — сфен, апатит, циркон и рудные минералы.

Темноцветные мицералы отличаются ярко выраженным идиоморфизмом. Биотит состоит из пластин густо-коричневой окраски длиной до 3 мм, в минеттах почти нацело замещен хлоритом. Роговая обманка — в виде удлиненно-призматических кристаллов (до 5 мм) с характерной спайностью. Моноклинный пироксен присутствует в столбчато-призматических зернах, иногда заключенных в "футляре" роговой обманки. Ортоклаз образует аллотриоморфно-зернистые, иногда близкие к призматически-зернистым агрегаты, слабо пелитизированные. Плагиоклаз представлен альбитом, олигоклазом-альбитом и андезином.

Акцессории — апатит, сфен и циркон. Вторичные минералы — хлорит, развивающийся по биотиту и роговой обманке, иногда серицит — по плагиоклазу

Большая часть гранитоидов принадлежит по составу к породам нормального ряда (табл. 11), и лишь в некоторых случаях они несколько пересыщены глиноземом либо существенно обогащены щелочами (особенно калием) и в большей мере соответствуют сиенитовому ряду. Однако, учитывая широкое распространение на месторождении метасоматических процессов, мы предполагаем, что пересыщение пород щелочами, вероятнее всего, связано с поздней полевошпатизацией.

Особенностью химического состава пироксен-биотитового лампрофира является высокое содержание щелочей, и особенно калия. Лампрофир вполне сопоставим с минеттами [65].

Результаты спектрального анализа гранитоидов выявляют присутствие в их составе лантана, ниобия, церия. Породы нередко обогащены цирконием, титаном, фосфором, часто присутствует фтор и бор (во флюорите и турмалине). Отмечаемые повышенные количества в порфировых разностях молибдена, меди, свинца, цинка, иногда вольфрама, — типичная черта интрузивов, с которыми связаны медно-молибден-порфировые месторождения [69, 96, 107].

### МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ И ИХ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Анализ условий формирования метаморфических и метасоматических пород, установленных на Болгохтохском месторождении, представляет собой сложную задачу в связи с тем, что в пределах этого месторождения возможно совмещение более ранних преобразований пород, соответствующих этапу траппового магматизма, с метаморфизмом и метасоматизмом, сопровождающим гранитоиды. Особую сложность представляют высокотемпературные роговиковые образования, отдельные фации которых известны как производные и гранитоидного и базальтового магматизма. Наряду с этим удается выделить гидротермально-метасоматические породы, которые связаны с гранитоидным магматизмом.

Метаморфические породы в пределах Болгохтохского месторождения представлены кремнезем-глиноземистыми и известково-магнезиальными роговиками и мраморами.

Кремнезем-глиноземистые роговики возникли за счет метаморфизма известковых и доломитовых аргиллитов зубовской свиты девона, черных аргиллитов и грaptолитовых сланцев чамбинской свиты силура. В зависимости от состава исходного субстрата и температуры контактowego метаморфизма устанавливаются мусковит-хлорит-кварц-полевошпатовые, кальцит-флогопит-пироксен-полевошпатовые, биотит-пироксен-полевошпатовые разновидности роговиков с роговиковой, гранобластовой, лепидогранобластовой структурами. Температурный диапазон контактового метаморфизма охватывает условия амфибол- и пироксен-роговиковой фаций.

Известково-магнезиальные роговики и мраморы образовались за счет метаморфизма известняков, доломитов и кремнистых доломитов, при этом возникли кальцитовые, доломитовые, бруси-

товые, форстеритовые, диопсид-форстеритовые со шпинелью мраморы. При метаморфизме различных мергелей формируются пироксен-кальцитовые и серпентин-пироксен-кальцитовые роговики.

В отдельных участках месторождения установлены проявления магнезиальных скарнов. Эти породы в значительной степени серпентинизированы, хотя в ряде случаев удается выделить существование первичной зональности, включающей следующие зоны: плагиоклаз-пироксен-ортоклазовую, фассаит-шпинелевую, форстерит-шпинелевую и форстеритовых кальцифиров. Непосредственные контакты магнезиальных скарнов с гранитоидами не установлены, в связи с чем отнесение их к производным базитового или гранитоидного магматизма проблематично.

Образования, связанные с постмагматическими процессами гранитоидного этапа, представлены известковыми скарнами, кварц-полевошпатовыми, кварц-серicitовыми и кварц-кальцит-хлоритовыми метасоматитами. Для этих пород характерно концентрическое расположение вокруг штока гранитоидов и наложение как на магматические породы, так и на породы рамы.

Известковые скарны объединяют группы пород гранат-пироксенового, гранатового, скаполит-пироксенового и амфиболового состава. Собственно скарны, среди которых устанавливаются эндо- и экзоскарны, возникают на контактах гранитоидных пород с прослойями известняков в результате инфильтрационного метасоматоза. Известковые скарны достигают мощности 10—15 м, часто группируясь в скарновые зоны мощностью до 40—50 м. Они имеют неоднородное строение и выдержаный набор метасоматических зон: гранодиорит—гранит-порфир—пироксен-гранат-плагиоклаз-ортоклазовая порода—пироксен-скаполитовая порода—гранат-пироксеновый скарн—гранатовый (с эпидотом) скарн. Известковые скарны, замещающие магнезиальные, представлены главным образом массивными гранатсодержащими роговообманковыми породами.

На контактах с силлами долеритов установлены гранат-эпидот-пироксеновые породы, возникшие за счет гидротермальной переработки основных пород растворами, генерированными гранодиоритовой интрузией. Тело, сложенное этими породами, имеет брекчийвидный облик, мощность его около 20 м. Отмечается следующая зональность: долерит-пироксен-альбитовая порода—пироксен-скаполитовая порода—эпидот-гранат-пироксеновый скарн.

Комплекс метасоматических пород, с которыми ассоциирует рудная минерализация месторождения, включает (от ранних к поздним): кварц-полевошпатовые метасоматиты, кварц-серicitовые метасоматиты (березиты), а также поздние кварц-карбонатные и кальцит-хлоритовые образования (пропилиты).

Породы, отнесенные к кварц-полевошпатовым метасоматитам, наиболее распространены. Образования этой формации возникают при наложении гидротермального процесса как на гранитоиды, так и на известковые скарны. Кварц-серicitовые метасоматиты (березиты) распространены в основном среди гранитоидов и в породах экзоконтакта массива. Низкотемпературные кварц-карбонат-

ные и кальцит-хлоритовые образования в большей степени характерны для экзоконтактовых зон массива.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты включают гидротермально-метасоматические образования, формирующиеся при замещении гранитоидов и скарнов. Собственно кварц-полевошпатовые породы образуются при фельдшпатизации гранитоидных пород и распространены прежде всего в южной части массива, в зоне его более пологого контакта. Породы, соответствующие максимальному развитию процесса фельдшпатизации, представлены существенно ортоклазовыми и ортоклаз-кварцевыми метасоматитами. Их распределение контролируется зонами и участками с наибольшей концентрацией трещин.

По периферии зон максимального развития кварц-полевошпатовых метасоматитов развиты мономинеральные кварцевые и ортоклазовые образования. В ряде случаев наблюдаются ортоклаз-биотитовые и ортоклаз-альбитовые породы, тяготеющие к зонам максимальной переработки гранитоидов.

Процессы кварц-полевошпатового метасоматизма при их наложении на скарны приводят к формированию специфического комплекса апоскарновых метасоматитов.

В пироксен-гранатовых скарнах основные изменения выражены в перекристаллизации пород, замещении пироксена амфиболом, появлении маломощных прожилков альбита и реже — калиевого полевого шпата. Весьма характерны изменения состава граната. Ранний собственно скарновый гранат — андрадит — замещается грессуляром.

В скаполитовой фации скарнов процесс кварц-полевошпатового метасоматоза проявляется в формировании мономинеральных калишпатовых и калишпат-актинолитовых пород. Эти породы образуют вытянутые линейные зоны или участки неправильной формы.

Кварц-серицитовые метасоматиты (березиты) представляют собой гидротермально-метасоматические образования, формирующиеся после кварц-полевошпатовых пород. В составе кварц-серицитовых пород постоянно присутствует пирит и карбонат, что позволяет отнести эти породы к березитовой фации постмагматического метасоматоза. Березиты широко распространены в южной части штока, но обычно меньше, чем кварц-полевошпатовые породы.

Поздний возраст кварц-серицитовых метасоматитов по отношению к кварц-полевошпатовым доказывается наличием реакционных соотношений минералов обоих комплексов, присутствием реликтов ортоклаза и кислого плагиоклаза в кварце и относительно крупных чешуйках слюды.

Серицит установлен также в известковых скарнах, однако существенно меньше, чем в гранитоидных породах.

Кварц-карbonатные и кварцит-хлоритовые метасоматиты (пропилиты) представляют собой наиболее поздний комплекс гидротермально-метасоматических образований. Они распространены в южной и незначительно в северной частях массива, локализуясь главным образом по периферии участков развития всех описанных выше

типов метасоматитов. Низкотемпературные метасоматиты слагают в основном прожилки или системы прожилковых зон, секущих более ранние типы пород. В некоторых случаях кварц-карбонатные зоны переходят в участки площадного окварцевания.

### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Оруденение Болгохтохского месторождения характеризуется четко выраженной связью с комплексом постмагматических гидротермально-метасоматических пород, интенсивность проявления которых предопределяет масштабы развития рудной минерализации.

Развитие процессов метасоматоза носит площадной характер, но наблюдается чередование участков с различной степенью преобразования пород. Неравномерностью развития метасоматитов обусловлена неравномерность распределения рудных концентраций, а зональность развития гидротермально-метасоматических пород является ведущим фактором размещения различных минеральных ассоциаций руд. Оруденение, таким образом, представляет собой рудные зоны, в которых чередуются участки с различной концентрацией полезных компонентов. Вместе с тем наряду с собственно гранитоидными рудными минеральными ассоциациями в пределах месторождения встречаются парагенезисы, которые свойственны рудным формациям, связанным с базитовым магматизмом. Для них характерна ассоциация с известково-магнезиальными роговиками, кальцифирами и скарнами, а также с флогопитовыми скарнами.

Таким образом, для месторождения выделяются два ряда рудных минеральных ассоциаций, одна из которых связывается с траповым магматизмом, вторая — гранитоидным (табл. 12). В состав первой входят магнетит, пирротин, халькопирит, сфалерит, миллерит, пентландит, кубанит, валлеринит. Гранитоидные минеральные ассоциации включают магнетит, молибденит, халькопирит, пирротин (?), пирит, шеелит, сфалерит, борнит, блеклые руды, вольфрамит, галенит, марказит.

Особенности главных рудообразующих минералов следующие.

Молибденит образует мономинеральные выделения или встречается в срастании с халькопиритом и пиритом, а также с магнетитом. Этот минерал слагает крупночешуйчатые агрегаты (до 5—30 мм в поперечнике), тонкие прожилковые обособления (до 2—7 мм) и мелкую вкрапленность (менее 0,1 мм). Последняя представляет наибольший практический интерес.

Первые две разновидности большей частью распространены в контактово-метасоматических породах. Мелковкрапленный молибденит характерен для метасоматически измененных гранит-порфиров. Крупночешуйчатый молибденит чаще всего встречается в прожилках кварца и калиевого полевого шпата. Крупные гнезда (до 30 мм) молибденита ассоциируют также с гранатом. Мелкочешуйчатая разновидность наблюдается в ассоциации с актинолитом, альбитом и ортоклазом, образуя либо тонкую редкую вкрапленность, либо богатую вкрапленность, в которой количество молибденита достиг-

Таблица 12  
Минеральные ассоциации в рудах Богохтохского месторождения

Контактово-метасоматические и гидротермально-метасоматические формации	Замещаемые породы	Околорудные минеральные ассоциации	Рудные минеральные ассоциации
<i>Оруденение, связанное с тр appовым магматизмом (?)</i>			
Известково-магнезиальные скарны, роговики, кальцифиры	Фассаитовые роговики, магнезиальные скарны	Клинопироксен, эпидот	Магнетит
Флогопитовые скарны	Известковые скарны	Флогопит	<u>Пирротин, халькопирит, сфалерит, миллерит, пентландит, кубанит, валлеринит, магнетит</u>
<i>Оруденение, связанное с гранитоидным магматизмом</i>			
Известковые скарны	Известняки, гранитоиды	Андрадит, диопсид, кальцит, скаполит	Магнетит, пирит, халькопирит
Кварц-полевошпатовая	Гранитоиды	Ортоклаз, кварц, альбит, биотит	<u>Молибденит, халькопирит</u>
	Известковые скарны	Гроссуляр, ортоклаз, альбит, актинолит	<u>Молибденит, халькопирит, шеелит</u>
Кварц-серицитовая (березитовая)	Гранитоиды апогранитные, полевошпатово-кварцевые метасоматиты	Серицит, кварц, карбонат, флюорит, апатит, турмалин	<u>Пирит, халькопирит, сфалерит, борнит, блеклые руды, пирротин, вольфрамит</u>
"	Известковые скарны, апоскарновые полевошпатово-кварцевые метасоматиты	Серицит, кварц, эпидот, хлорит	<u>Пирит, халькопирит, сфалерит, борнит</u>
Кварц-кальцитовая, кальцит-хлоритовая	Все типы пород	Кальцит, хлорит, кварц	<u>Галенит, сфалерит, пирит, марказит, халькопирит</u>

Примечание. Подчеркнуты главные минералы рудных ассоциаций.

гает 10—15% объема породы. Второй тип выделений мелкочешуйчатого молибденита — различные по составу жилки (в основном кварцевые) и примазки по стенкам трещин.

В скарах и скарированных породах мелкочешуйчатый молибденит приурочен в основном к актинолит-полевошпатовым и полевошпатовым участкам и редко распространяется в гранатовые зоны.

Тонкодисперсная вкрапленность молибденита свойственна кварц-серицит-пиритовым жилкам. Реже она встречается в кварц-сульфидных прожилках, секущих метасоматиты, где молибденит концентрируется вокруг сульфидных зерен. В молибдените установлена характерная для этого минерала примесь рения.

В рудах Богохтохского месторождения выявлены необычные ассоциации молибденита, такие, как халькопирит-молибденит-мил-

леритовая, магнетит-мolibденит-миллеритовая, что обусловлено явным унаследованием геохимической специализации ранних, траповых, рудных формаций.

Халькопирит входит в состав нескольких парагенетических ассоциаций. В связи с этим наблюдается значительное однообразие форм выделения халькопирита. Неравномерное проявление в нем сфалерита в виде продуктов распада твердого раствора указывает на различную температурную обстановку в отложении тех или иных генераций минерала. Вторая группа твердых растворов образована халькопиритом и кубанитом. Последнее более свойственно базитовым парагенезисам, хотя срастание халькопирита и кубанита отмечено и в кварц-серицитовых метасоматитах.

В гранитоидах халькопирит встречен в виде неправильной формы вкраплеников размером 0,1—0,2 мм, реже в виде мелких, хорошо ограненных кристаллов размером 0,02—0,04 мм. Он образует мономинеральные выделения либо связан с кварц-пиритовыми жилками и гнездами и слагает волосовидные прожилки. Халькопирит указанной ассоциации постоянно сопровождается молибденитом. По трещинам в халькопирите отмечен борнит. Иногда по периферии зерен развивается галенит. Большинство зерен халькопирита образовались раньше пирита. Нередко халькопирит приурочен к биотиту и амфиболу.

В метасоматитах, роговиках и скронах халькопирит составляет типичное прожилково-вкрапленное оруденение. Он слагает мономинеральные выделения и встречен в молибденит-халькопиритовых, борнит-халькопиритовых, сфалерит-халькопиритовых срастаниях. К сопровождающим халькопирит нерудным минералам относятся полевые шпаты, кварц, актинолит, биотит, серицит.

В слюдисто-магнетитовой массе наблюдались многочисленные прожилки и гнезда халькопирита, а также каймы на границе слюд и магнетита.

Пирит является сквозным минералом всего процесса рудообразования как на стадии метасоматоза, так и в период рудоотложения. В рудах пирит образует жилки (до 20 мм и более), гнезда (до 30 мм), рассеянную вкрапленность (0,001—5,0 мм) и примазки по трещинам.

Для пирита из ранней минеральной ассоциации характерна значительная смесь кобальта (0,38—1,48%) и никеля (0,09—0,12%). Более поздний пирит содержит существенно меньше примесей, в основном кобальта (до 0,1%).

Сфалерит, как уже отмечалось, ассоциирует с халькопиритом, но основная его масса связана с галенитом. Состав сфалерита соответствует высокожелезистой разновидности (в мас. %): Zn — 52,0; Fe — 12,3; Mn — 1,1; Cd — 0,07; S — 33,8; сумма — 99,27.

Галенит — один из поздних рудообразующих сульфидов. Наблюдаются в виде тонких (от нитевидных до 2—3 мм, реже до 10 мм) прожилков, вкрапленности и обособленных зернистых агрегатов размером до 2—3 мм в поперечнике. Галенит ассоциирует с халькопиритом и сфалеритом. Встречаются также мономинеральные

галенитовые жилки. В них отмечено присутствие серебра (до 0,03%), селена и теллура (сотые доли процента).

Борнит в небольших количествах встречен в медно-молибденовых рудах как среди пород гранитоидного штока, так и среди метасоматитов экзоконтакта. Высокая концентрация (10—80%) борнита отмечена в нижней части минерализованной зоны. Форма выделений борнита — ветвящиеся жилки и редкая вкрапленность. Мощность борнитсодержащих жилок не более 1 мм, размер вкрапленников не более 0,5 мм. Борнит наблюдается только в ассоциации с халькопиритом.

Пирротин в основном распространен в оруденелых зонах среди долеритов и магнетитовых руд, а наибольшее количество его отмечается в связи с халькопиритовым оруденением в метасоматитах. В халькопирит-пирротиновых срастаниях установлен миллерит. Пирротин образует мелкие прожилки, вкрапленность, очень редкие более крупные выделения. Среди магнетитовых руд встречены тела массивной (почти сплошной) пирротиновой руды. В пирротине фиксируется пентландит, макинавит и валлерит.

Пирротин представлен главным образом гексагональной модификацией с низкой концентрацией никеля (0,05—0,09 мас.%), но относительно обогащен кобальтом (0,06—0,11 мас.%). Иногда отмечаются каймы моноклинного пирротина по внешней части зерен гексагонального.

Магнетит встречается как один из наиболее распространенных рудных минералов в составе трапповых и гранитоидных метаморфических и гидротермально-метасоматических образований; как правило, это более ранний минерал по отношению к сульфидам. Наиболее крупные массы магнетита выделяются на этапах скарнообразования. Есть основания предполагать, что в ряде случаев формируются равновесные ассоциации, такие, как молибденит—магнетит—халькопирит.

Описанные выше особенности выделения рудных минералов являются основой для их отнесения к различным минеральным ассоциациям. С гранитоидным магматизмом связана медно-молибденовая ассоциация. В самостоятельную, более раннюю группу выделены известково-скарновая с магнетитом и флогопит-скарновая пирротин-халькопиритовая ассоциации. Случай наложения минералов этих ранних ассоциаций на гранитоиды отсутствуют. Распространены они лишь среди вмещающих осадочно-метаморфических пород и локализуются главным образом в верхней части разреза месторождения. Флогопит-скарновая пирротин-халькопиритовая ассоциация представлена в виде неправильной формы прожилков, пересекающих магнетитовое оруденение. Отчетливо проявлено замещение магнетита халькопиритом и пирротином. С ними ассоциирует сфалерит, редко — кубанит в виде пластинок в халькопирите. Никелевые минералы встречаются крайне редко. В срастании с халькопиритом установлен миллерит, отмечены единичные выделения пентландита.

Минеральные ассоциации, связанные с гранитоидным магматизмом, устанавливаются достаточно уверенно. Известково-скарновая магнетитовая ассоциация более ранняя. Магнетит этой ассоциации редко образует крупные скопления и встречается в основном в виде вкрапленности в эндо- и экзоскарновых фациях. Иногда в скарнах наблюдаются выделения пирита и халькопирита, для которых не наблюдается связи с какими-либо более поздними гидротермально-метасоматическими образованиями.

Кварц-полевошпатовая гидротермально-метасоматическая формация — основная продуктивная формация, с которой связано отложение основной массы молибденита. В зависимости от особенностей проявления метасоматитов наблюдается изменение форм выделения молибденита. В кварц-полевошпатовых метасоматитах по гранитоидам молибденит ассоциирует с ортоклазом, альбитом и биотитом, а также концентрируется в кварцевых жилках, сингенетичных развитию площадной калишпатизации.

В скарнах наиболее часто молибденит срастается с актинолитом, ортоклазом и альбитом. Весьма специфична ассоциация его с гроскуляром, но не с андрадитом. Очевидно, к этой же парагенетической ассоциации должен быть отнесен редко встречающийся шеелит.

Описываемая ассоциация соответствует зоне калиевого метасоматоза. Она присутствует на всех медно-молибден-порфировых месторождениях мира, слагает их центральные части и характеризуется наиболее высокотемпературным парагенезисом минералов [69, 96, 107]. Ассоциация продуктивна и в отношении меди. Особенностью халькопирита является присутствие в нем в виде продуктов распада твердых растворов звездчатых выделений сфалерита. Наибольшее количество халькопирита приурочено к апоскарновым метасоматитам. Характерно, что ореолы распространения халькопирита более обширны, чем зоны концентрированного отложения молибденита, что, по-видимому, обусловлено последовательностью минералообразования.

В кварц-серицитовой гидротермально-метасоматической формации комплекс минералов более разнообразный. В составе березитов главный минерал — пирит. Выделяется ранняя генерация этого минерала, одновременная с развитием метасоматической зональности, и более поздняя, образующаяся после отложения других сульфидов. С развитием кварц-серицитового метасоматоза сопряжено отложение основной массы меди. Распространение этих пород связано с верхними горизонтами месторождения. Подобное размещение халькопирита определяет зональность в соотношении меди и молибдена. Поскольку молибденит распределен более или менее равномерно по всему разрезу, отношение молибдена к меди закономерно возрастает с глубиной.

В состав кварц-серицитовой ассоциации входит и молибденит, но количество молибдена здесь не превышает 10—15% общих запасов металла по месторождению. Молибденит концентрируется главным образом в кварцевых и кварц-серицитовых прожилках, в

которых он выделяется позже пирита. В небольших количествах в составе ассоциации встречаются сфалерит, борнит, минералы из группы блеклых руд, пирротин, вольфрамит. Нерудные минералы — флюорит, апатит, кварц, серцицит.

Кварц-кальцитовая, кальцит-хлоритовая с полиметаллами ассоциации проявлены в наибольшей степени по периферии выделенных рудных зон, а также в северном и западном экзоконтактах штока. Эти метасоматиты представляют собой зону пропилитизации. Пропилиты установлены в радиусе до 2 км от Болгохтохского штока, сопровождаясь вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, молибденита, магнетита, реже самородной меди. В центральной части месторождения минералы этой группы встречаются редко и слагают маломощные прожилки. По данным спектрального анализа, в пропилитах установлено серебро, которое свойственно только этому парагенезису. Наличие полиметаллического оруднения, слагающего внешнюю "оторочку" массивов с медно-молибденовым оруднением, известно практически на всех медно-порфировых месторождениях мира [69, 96, 107].

### ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА

Принадлежность рудной минерализации Болгохтохского месторождения к гранитоидному магматизму в настоящее время не вызывает сомнения. Более того, приведенный материал свидетельствует, что сам гранитоидный магматизм ни в коей мере не может рассматриваться как производный базитового и является самостоятельной, более поздней фазой магматической деятельности.

Наиболее ранний этап формирования месторождения — известково-скарновый. Фации эндо- и экзоскарнирования с характерной для каждой зональностью, а также сами гранитоиды представляют собой основные рудовмещающие породы, на которые наложены более поздние гидротермально-метасоматические образования. Болгохтохское месторождение можно рассматривать как пример связи рудной минерализации с этими процессами дифференциации компонентов в соотношении с различными фазами постмагматического рудообразования.

Наиболее ранним послескарновым высокотемпературным процессом является формирование кварц-полевошпатовых метасоматитов. Этот тип минералообразования соответствует кислотному этапу эволюции постмагматических растворов, и отложение основной массы молибденита может рассматриваться как следствие нейтрализации растворов в результате их взаимодействия с основной средой скарнов и умеренно кислых гранитоидов. Различие по основности этих двух типов пород обуславливает различие в характере зональности метасоматитов. В менее основных гранитоидах становится возможным протекание процесса до образования кварцевых зон и формирование наряду с ортоклаз-молибденитовым парагенезисом кварц-молибденитового. В более основных скарнах преобладают актинолит-молибденитовая и ортоклаз-молибденитовая ассоциации. Этими же факторами, очевидно, объясняется преиму-

щественное отложение меди в апоскарновых породах, нежели в апогранитах, а также более длительное существование меди в растворах и большой ореол ее распространения. Кварц-серицитовый метасоматоз отвечает более низкотемпературной фазе процесса рудообразования.

Наиболее поздний процесс — пропилитизация, т.е. формирование кварц-хлорит-карбонатной ассоциации с комплексом элементов: свинец, цинк, медь, железо. Ассоциации этого типа соответствует низкотемпературная позднешелочная фаза процесса.

Таким образом, наблюдается следующая эволюция форм связи метасоматоза и оруденения: 1) высокотемпературный этап — отложение рудных минералов после кислотного выщелачивания и фельдшпатизации; 2) среднетемпературный этап — сочетание сингенетических и постмагматических форм рудоотложения; 3) низкотемпературный этап (пропилитизация) — преобладает отложение сульфидов, сингенетичное метасоматозу.

Последовательность процессов обуславливает зональность и масштабы оруденения каждого типа. Наибольшая интенсивность раннего этапа приводит к более широкому распространению молибденово-рудной ассоциации, и от раннего к позднему этапу наблюдается снижение интенсивности процесса. Таким образом, на месторождении развивается обычная для этого типа зональность оруденения: рудоносный гранит—молибденовая минерализация—медная с молибденом минерализация—полиметаллическая с медью минерализация.

Сопоставление Болгохтонского месторождения с наиболее значительными мировыми группами медно-порфировых месторождений Западного полушария и Филиппинской группы показывает большое его сходство с последней.

Как известно, медно-порфировые месторождения обеспечивают 2/3 производства меди в капиталистических и развивающихся странах и содержат экономически важные запасы молибдена. Поэтому открытие в Норильском районе подобного типа месторождений представляет исключительно важное значение для расширения его перспектив.

В настоящее время большинство советских [69, 107] и зарубежных [96] исследователей признают, что медно-порфировые месторождения тяготеют к древним либо современным окраинно-континентальным или океаническим островным дугам (например, медно-порфировые и молибденово-порфировые месторождения Северной и Южной Америки, Алеутской дуги, Филиппин, Кавказа, Болгарии, Ирана и др.). Согласно положениям новейшей глобальной тектоники, формирование этих месторождений обусловлено развитием зон субдукции [96]. Вследствие этого они располагаются над зонами Заварицкого—Беньофа в связи с эволюцией близповерхностных магматических очагов, поставляющих известково-шелочную магму. Не случайно поэтому выявление Болгохтонского медно-порфирового месторождения в области предполагаемого соприкосновения двух литосферных плит. Современная геологическая позиция Бол-

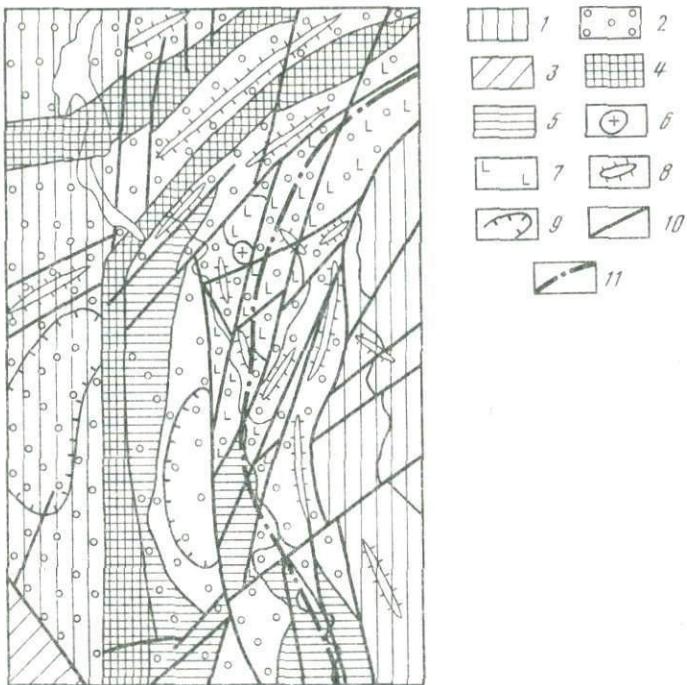


Рис. 44. Схема глубинного строения района Болгохточского медно-порфирового месторождения, составленная с использованием материалов В.С. Голубкова, Н.Н. Дашкевича, Г.Г. Ремпеля и др.

1 — область докарельской и карельской складчатости; 2 — область байкальской складчатости; 3 — область герцинской складчатости; 4 — рифты раннемезозойского возраста; 5 — выступы (горсты) рифейских образований под мезо-кайнозойским чехлом; 6 — Болгохточский массив гранит-порфиров; 7 — позднепалеозойско-раннемезозойские вулканогенные образования Норильско-Хараэлахского рифтогенного прогиба и Тунгусской синеклизы; 8 — валообразные поднятия; 9 — наиболее крупные впадины мезо-кайнозойского возраста; 10 — разрывные нарушения; 11 — граница распространения мезо-кайнозойских образований

гохточского массива свидетельствует о его приуроченности к бортовой зоне Норильско-Хараэлахского рифтоподобного прогиба (рис. 44), испытавшей в мезозое, после массового траппового магматизма, высокую степень сжатия. Развитие аналогичных массивов предполагается, по геофизически данным, к северо-северо-востоку от Болгохточского месторождения.

Таким образом, гранитоидный (риолит-дацитовый) вулканизм явился следствием эволюции магматической системы в процессе рифтогенеза, охватившего значительные по площади районы Сибирской платформы вслед за завершением герцинского тектогенеза. Он сопровождался внедрением малых интрузий гранитов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, установленных, кроме Норильского района (Болгохточский массив), в пределах Южного Таймыра. Здесь гранит-порфиры, по данным В.В. Беззубцева, прорывают вулканиты триаса и тяготеют к краевым частям прогибов,

выполненных базитами, часто в виде цепочек массивов, вытянутых в восток—северо-восточном направлении, параллельно борту Енисейско-Хатангского рифта. Болгохтохский массив локализован в области максимальных геодинамических напряжений. Его внедрение происходило в условиях сжатия, на сопряжении Норильско-Хараэлахского прогиба и Дудинского вала, в сводовой части Болгохтохской антиклинали. Большинство исследователей указывают, что обстановка сжатия характерна практически всем медно-порфировым месторождениям [69, 96, 107].

## Глава 6

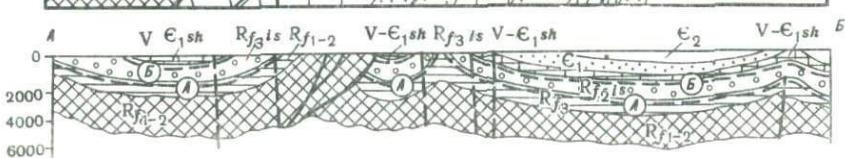
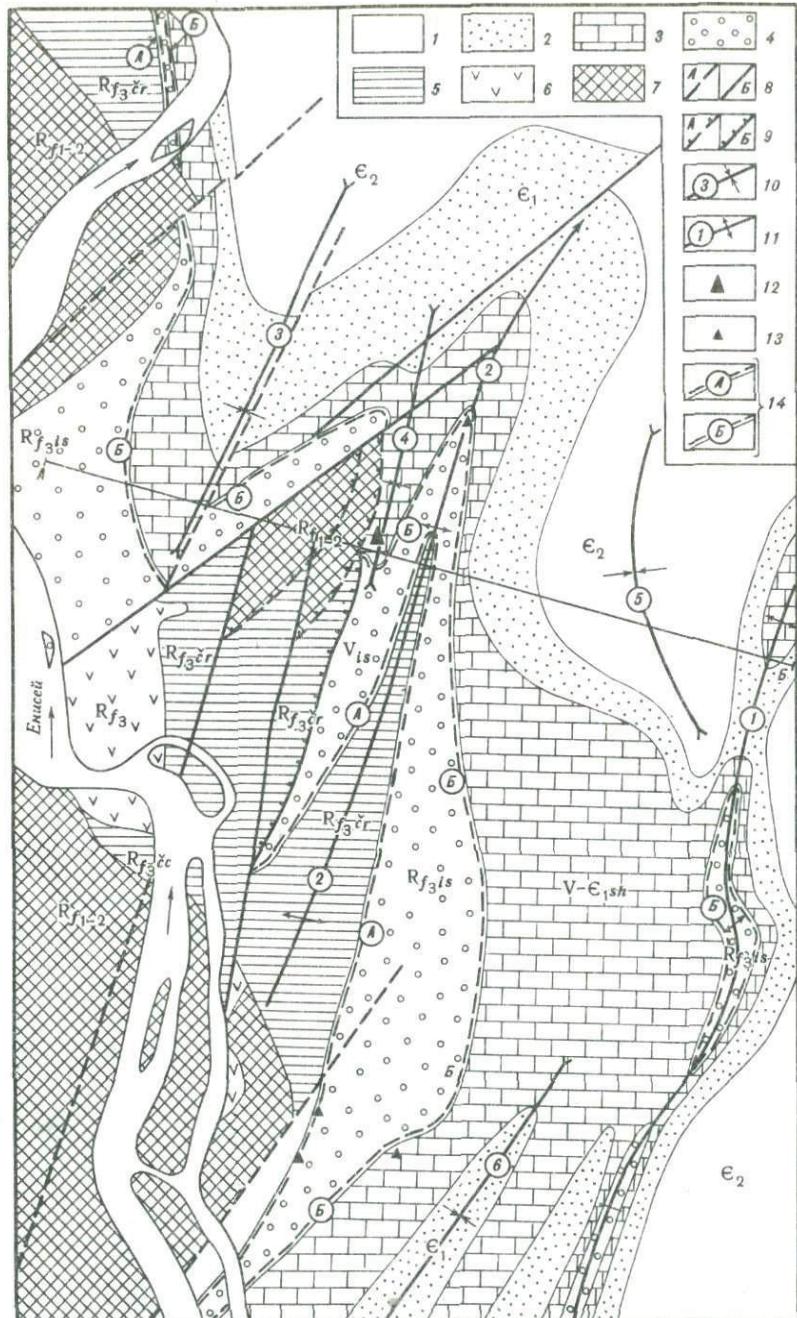
# ФОРМАЦИЯ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ И СЛАНЦЕВ

### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Месторождения типа медиистых песчаников и сланцев развиты в Игарском районе (см. рис. 1). Эта территория находится в пределах северо-западного обрамления Сибирской платформы, которое состоит из донецкого меридионального предгорного прогиба и горстовой структуры — Игарского выступа байкалид. От предгорного прогиба в Игарский выступ вдаются небольшие межгорные впадины юго-западного простирания. Сочленения поднятых блоков Игарского выступа с предгорным прогибом и межгорными впадинами происходит по разломам, входящим в систему ограничения запада Сибирской платформы (рис. 45).

Осадочные толщи района слагают три структурных этажа, отвечающих крупным этапам геологического развития — завершающему геосинклинальному (ранне-среднерифейскому), переходному, или молодой платформы (позднерифейскому), и платформенному (вендско-кембрийскому). В первый из них входят интенсивно дислоцированные лудовская и губинская толщи, развитые в поднятых блоках фундамента. Отложения переходного этапа — чернореченская и излучинская свиты — слагают предгорный прогиб и межгорные впадины. На выровненной поверхности этих отложений трансгрессивно залегают морские преимущественно карбонатные вендско-кембрийские отложения сухарихинской свиты, отвечающие началу платформенного этапа развития.

Современный структурный план Игарского района сформирован герцинским тектоногенезом и активизациями мезо-кайнозойского возраста. Развивался он унаследованно: ядра антиклиналей совпадают с поднятыми клиновидными блоками байкалид, а синклинали — с донецкими прогибами. Наиболее крупные антиклинали — Кулюмбийско-Сухарихинская и Чернореченская, разделенные Усть-Горбиачинской (на севере) и Шумнинской (на юге) мульдами, развитыми на месте Южно-Сухарихинской межгорной впадины (см. рис. 45). К западу от Чернореченской антиклинали расположены



жена Сазоновская синклиналь. Ее западное крыло осложнено разломом, по которому на излучинскую и сухарихинскую свиты надвинуты филлиты лудовской толщи. Поверхность надвига сопровождается зоной милонитизации, представленной перетертым глинистым материалом с мелкими обломками пород.

Излучинская свита сложена преимущественно терригенными красноцветными отложениями. Мощность их меняется от 0—300 м у выступа до 1130 м (возможно, 1300 м) в центральных частях прогиба. В основании свиты залегают известковистые аргиллиты и алевролиты; вверх по разрезу увеличивается количество песчаников, и в западной части района, вблизи Игарского выступа, появляются гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Обломки их состоят из пород Игарского выступа — филлитов, карбонатных пород, кварцитов и эфузивов. В северо-восточной части района в составе свиты появляются прослои серых известняков, доломитов и аргиллитов, отличающихся от красноцветных пород повышенным содержанием органического углерода (0,4—1,8%). Особое строение излучинская свита имеет в районе Гравийского месторождения. О нем будет сказано ниже.

Подстилается излучинская свита морскими терригенно-карбонатными углеродистыми отложениями чернореченской свиты.

Сухарихинская свита представлена сероцветными, преимущественно карбонатными породами — доломитами, известняками, мергелями с редкими прослоями песчаников и аргиллитов. Известники и доломиты содержат примесь кластического и пелитового материала, количественные вариации которого определяют переходы пород от чисто карбонатных до глинисто-алевролитовых и карбонатно-пелитовых. Примесь обломочного материала представлена кварцем. В основании сухарихинской свиты залегает базальный прослой кварцевых песчаников мощностью 0,9—1,4 м. Сухарихинская свита характеризуется постоянством фациального состава почти на всей территории района. Лишь на одном из участков Гравийского месторождения все карбонатные разности пород в верхней части свиты замещаются песчаниками, по-видимому, представляющими собой бар. Мощность их достигает 70 м. Породы свиты имеют серую окраску различных оттенков и интенсивности — от светлой, почти белой или зеленоватой, до темной, почти черной.

Рис. 45. Схема геологического строения Игарского района (по В.Ф. Ржевскому)

1 — средний кембрий; 2 — нижний кембрий; 3 — венд — нижний кембрий (сухарихинская свита); 4—6 — верхний рифей: 4 — излучинская, 5 — чернореченская свиты, 6 — вулканогенные образования; 7 — нижний — средний рифей (губинская и лудовская толщи); 8 — разрывные нарушения (а — установленные, б — предполагаемые); 9 — надвиги, взбросы (а — установленные, б — предполагаемые); 10, 11 — оси складок; 10 — синклинальные (цифры в кружках: 3 — Холпаковская, 4 — Сазоновская), 11 — антиклинальные (цифры в кружках: 1 — Кулюмбинско-Сухарихинская, 2 — Чернореченская); 12 — Гравийское месторождение; 13 — рудопроявления; 14 — меденосные горизонты: А — в кровле чернореченской свиты, Б — в подошве сухарихинской свиты

## МЕДЕНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Медное оруденение в Игарском районе впервые было установлено в 1944 г. на р. Сухарихе геологом Г.Ф. Одинцом. В этом же году оно изучалось Г.Б. Роговером, который показал, что рудные тела обладают ограниченными размерами и представляют собой зону прожилкового и вкрапленного оруденения, включающего мелкие гнезда сплошных халькоzinовых руд. Спустя 15 лет В.И. Драгунов высказал предположение о принадлежности оруденения, развитого в районе р. Сухарихи, к типу медистых песчаников. Эта идея впоследствии нашла воплощение в работах В.Ф. Ржевского, который начиная с 1973 г. планомерно изучает меденосность района Игарки. Им собран материал, подтверждающий приуроченность медно-сульфидной минерализации к определенным стратиграфическим горизонтам, выявлено и разведано Гравийское месторождение меди, описание которого приводится ниже. На разработанные В.Ф. Ржевским представления о стратиграфии и тектонике Игарского района существенное влияние оказали исследования В.И. Драгунова и Н.С. Малича. Минералогия сульфидных руд Гравийского месторождения и околоврудные изменения изучены И.Ф. Габлиной, Т.С. Никифоровой.

Для Игарского района характерно наличие двух выдержаных горизонтов с медным оруденением — А и Б. Горизонт А связан с зоной перехода красноцветной излучинской свиты к подстилающим сероцветным отложениям чернореченской свиты. На всем протяжении меденосный горизонт имеет сравнительно устойчивое строение и представлен чередованием аргиллитов, глинистых известняков, мергелей. Горизонту А свойственны выдержанность минерализации по всему району и низкие содержания меди (от сотых до первых десятых долей процента). Участки с большими скоплениями меди редки [112].

Минерализация представлена тонкорассеянной вкрапленностью диагенита, борнита и халькопирита, последовательно сменяющих друг друга при удалении от контакта с красноцветными (вниз по разрезу). В том же направлении уменьшается содержание меди в разрезе. Мощность минерализационной зоны обычно около 5 м, редко достигает 15 м. Рудные минералы образуют мелкую (до 1 мм) вкрапленность, окруженную дисперсными частицами (0,001 мм) тех же сульфидов.

Меденосный горизонт Б приурочен к основанию морских сероцветных отложений сухарихинской свиты, залегающих на излучинских красноцветных. Этому горизонту свойственна также слабая зараженность медью по всему району, но в отличие от горизонта А часто встречаются отдельные обогащенные участки —rudопроявления Сухарихинское, Южносухарихинское, Болотниковское и др. Мощность горизонта Б 10–30 м. Рудные минералы представлены тонкорассеянной вкрапленностью тех же сульфидов, что и в горизонте А, но смена их по разрезу происходит в обратной последовательности. Таким образом, смена рудных минералов горизон-

тов А и Б в разрезе образует зональность, симметричную по отношению к красноцветной толще.

Сухарихинское рудопроявление расположено в бассейне р. Сухарихи, в 25 км от ее устья. Этот участок представляет собой флексурную складку, которая осложняет Чернореченскую антиклиналь. Смыкающее крыло флексуры интенсивно раздроблено. На Сухарихинском рудопроявлении выделяются два типа рудных тел: пластовые, связанные с горизонтом Б, и секущие, приуроченные к зоне дробления. Пластовое оруденение расположено в опущенном крыле флексуры. Оно представляет собой полосу шириной до 800 м, длиной 1800 м. Мощность рудной зоны колеблется от 4 до 15 м. Распределение меди неравномерное. В зоне дробления участки богатых руд чередуются с бедными и слабо минерализованными породами.

В верхней части зоны дробления, выходящей на поверхность в долине р. Сухарихи, развиты гнезда массивных халькозин-борнитовых руд. Длина участка с массивными рудами составляет 60 м, ширина — 8 м. С глубиной богатые халькозин-борнитовые руды быстро сменяются рядовыми борнит-халькопиритовыми и бедными халькопиритовыми. Массивные руды, по-видимому, представляют собой зону вторичного сульфидного обогащения.

Болотниковское рудопроявление расположено в 36 км от устья р. Сухарихи. Оно связано с зоной дробления терригенно-карбонатных пород сухарихинской свиты, слагающей антиклинальную складку. Зона дробления заполнена лимонитом с реликтами халькопирита. Содержание меди в лимоните 0,2%. Зона лимонитизации, вероятно, представляет собой железную шляпу, развитую на первичных рудах. Между железной шляпой и первичными рудами можно ожидать наличие зоны вторичного сульфидного обогащения, аналогичной той, которая вскрыта в эрозионном врезе р. Сухарихи.

Незначительные по масштабам рудопроявления меди известны и в излучинской свите на участке, где красноцветные отложения фациально замещаются слоями сероцветных известняков, доломитов и аргиллитов (в северо-восточной части района).

Гравийское месторождение меди приурочено к Сазоновской синклинали, в осевой части которой прослеживается продольная флексуроподобная антиклинальная складка с крутым западным крылом ( $50-55^{\circ}$ ) и пологим восточным. Западное крыло этой складки срезано вышеупомянутым надвигом, по которому на сухарихинскую и излучинскую свиты надвинуты породы выступа.

Гравийское месторождение разбито малоамплитудными разрывными нарушениями, среди которых наиболее четко выражены разломы северо-восточного направления. По этим разломам последовательно подняты юго-восточные блоки месторождения.

Изучение фациальных особенностейrudовмещающих пород Гравийского месторождения показало, что продольная антиклинальная складка, осложняющая строение Сазоновской синклинали, представляет собой унаследованное палеоподнятие, образование которо-

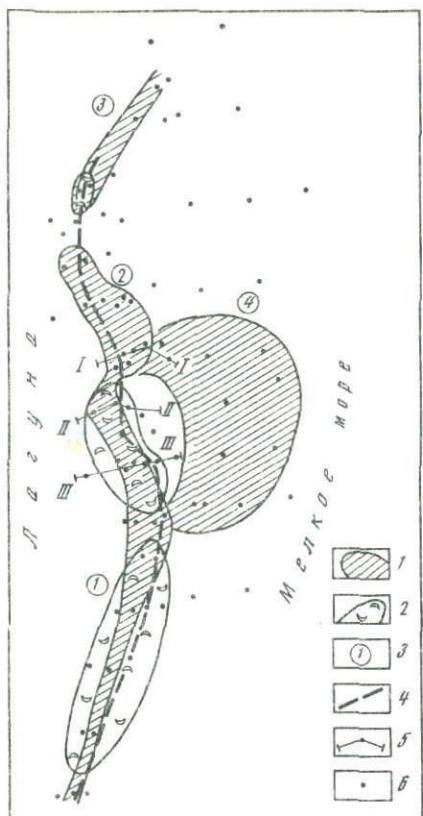


Рис. 46. Проекция рудных залежей Гравийского месторождения на палеогеографическую схему конца излучинского времени

1 — рудные залежи; 2 — барьерные рифы; 3 — рудные тела (цифры в кружках: 1 — Южное, 2 — Центральное, 3 — Северное, 4 — Восточное); 4 — осевая линия палеоподнятия; 5 — линия разрезов; б — буровые скважины

го относится ко второй половине излучинского времени. Это палеоподнятие оказало решающее влияние на распределение фаций и локализацию рудных тел. Оно разделило позднеизлучинский бассейн осадконакопления на две части — восточную и западную. В первой продолжалось накопление мелководно-морских, преимущественно терригенных красноцветных отложений. Вторая, западная часть бассейна превратилась в защищенную от волнений лагуну, отложения которой представлены богатыми углеродом черными аргиллитами, мергелями, известняками и доломитами (рис. 46).

На поднятии, отделявшем лагуну от открытой части мелкого моря, развита прерывистая гряда

рифов, сложенная преимущественно строматолитовыми доломитами. Представление о наличии здесь рифогенной постройки впервые было высказано В.И. Драгуновым. Скважинами установлены три участка развития рифовых построек, положение которых показано на палеогеографической схеме (см. рис. 46). Рифы сложены доломитами, исключение — северный участок, где преимущественно развиты известняки. В промежутках между этими участками рифовые образования отсутствуют или получили незначительное развитие.

Положение рифа на границе между двумя бассейнами с резко различными геохимическими условиями осадконакопления (окислильными в мелком море и восстановительными в лагуне) сказалось на распределении окраски пород, слагающих риф. Рифовые доломиты, обращенные к лагуне, окрашены в серый и темно-серый цвет, по направлению к открытому морю окраска рифогенных доломитов менялась на красноцветную. Граница смены окраски часто проходит вблизи осевой плоскости поднятия.

Со стороны открытого моря предрифовая депрессия выполнена мощной толщей конгломератов и конгломерато-брекчий, состоящих преимущественно из продуктов разрушения разноокрашенных

карбонатных пород рифа. Реже встречается галька терригенных красноцветных пород, слагающих поднятие, и углеродсодержащих отложений лагуны.

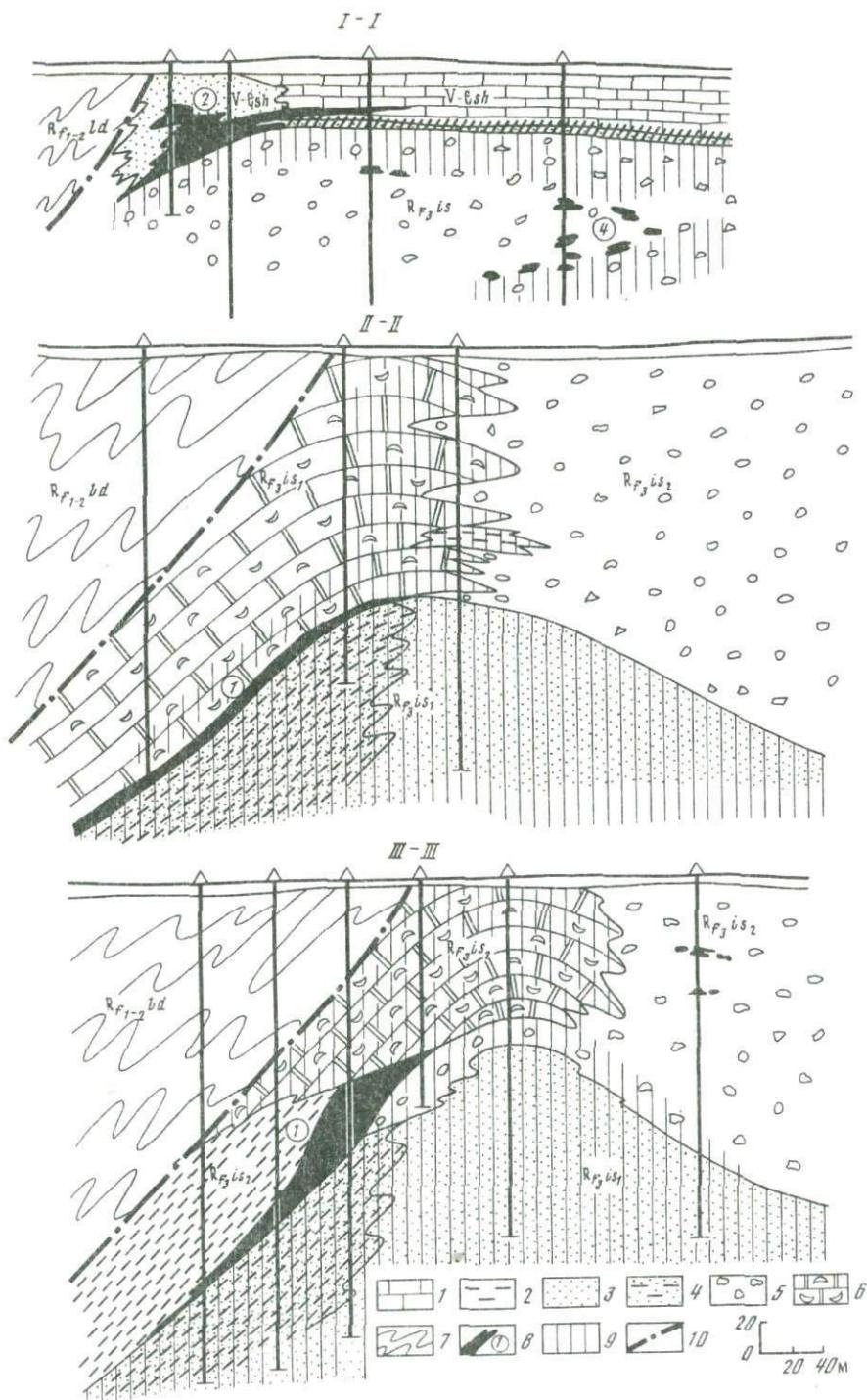
Среди конгломератов и конгломерато-брекчий обломочного шлейфа рифа выделяются два типа: плотноупакованные, лишенные седиментогенного заполнителя, и скементированные красно-бурым песчаным и глинистым материалом. Оба типа конгломератов образовались за счет разрушения рифов, поднимавшихся до уровня волнореза. Эпизодически часть рифов полностью размывалась. Об этом свидетельствуют случаи залегания рифогенных доломитов на продуктах их разрушения — конгломерато-брекчиях. На восточном склоне поднятия конгломераты иногда переслаиваются с рифогенными доломитами (рис. 47, разрез II-II).

В меньшей степени разрушению подвергались красноцветные отложения поднятия, которые поставляли материал для цемента грубообломочных пород — конгломератов с терригенным заполнителем. Последние, как правило, прымкают к поднятию в участках отсутствия рифов, в то время как в непосредственной близости от рифовых построек конгломераты лишены седиментогенного заполнителя, цемент их представлен эпигенетическими карбонатами.

Лагуна, расположенная к западу от поднятия, в структурном отношении представляла собой, по-видимому, конседиментационную впадину, в которой в спокойной обстановке накапливались богатые органикой черные илы. Западная часть отложений лагуны срезана продольным разломом. Поэтому ее размеры, положение берега и характер сочленения с Игарским выступом остаются неясными.

Палеогеографическая обстановка конца излучинского времени была частично унаследована в начальный период существования сухарихинского моря. Образованные в нем известковистые доломиты над палеоподнятием фациально замещаются песчаниками. К западу от поднятия песчаники переходят в зеленовато-серые алевропелиты с линзами алевритов и песчаников. Возможно, в начале Сухарихинского времени над поднятиями образовался бар, сохранивший на некоторое время различия в условиях осадконакопления к западу и востоку от него.

На Гравийском месторождении выделены четыре рудных тела — Южное, Северное, Центральное и Восточное. Первые два расположены на западном крыле, а местами и в апикальной части антиклинальной складки (палеоподнятия), осложняющей Сазоновскую синклиналь. Оруденение в этих тела приурочено к базальным слоям лагунных отложений — черным аргиллитам с редкими маломощными прослоями известняков и мергелей. В их подошве залегают красноцветные отложения, слагающие ложе лагуны. Представлены они глинистыми алевролитами, песчаниками и конгломерато-брекчиями рифового шлейфа (рис. 48). Возраст их меняется при движении по восстанию рудных тел от середины до конца излучинского времени. Кровля Северного и Южного рудных тел не совпадает с напластованием вмещающих пород. Она представляет собой ус-



ловную поверхность (определяется опробованием), которая ограничивает отдельные линзообразные раздувы, мощностью до 5 м. Верхней границей распространения оруденения иногда служит подошва рифогенных доломитов. Длина Южного рудного тела по простианию 3,3 км, Северного — около 1 км, ширина этой ленты (размер по падению) колеблется от нескольких метров до 60 м. Небезынтересно отметить, что положение линзообразных раздувов в рудных телах контролируется зонами выклинивания наиболее проникаемых пород в подстилающих красноцветных отложениях на западном склоне палеоподнятия.

Распределение меди неравномерное. В составе руд преобладает джарлеит-борнитовый парагенезис. В кровле рудного тела он уступает борнит-халькопиритовой минерализации, которая постепенно переходит в убогую вкрапленность халькопирита. Основные рудные минералы образуют послойные и секущие прожилковидные выделения. Часто встречаются псевдоморфозы халькопирита по пириту. Окаторудные изменения проявлены слабо и выражены главным образом окварцеванием.

Центральное рудное тело расположено над палеоподнятием в промежутке между двумя рифовыми постройками. Приурочено оно к базальной части сухарихинской свиты. Оруденение почти полностью совпадает с контурами распространения баровых песчаников и, так же как последние, представляет собой гряду. Подошва рудного тела проходит по границе между сероцветной сухарихинской и красноцветной излучинской свитами, от кровли во вмещающие породы отходят многочисленные пластообразные ответвления. Одним из таких ответвлений является оруденение горизонта Б в базальной части сухарихинской свиты. Максимальная высота рудной гряды 70 м, длина по простианию — 900 м. Южная граница Центрального рудного тела определяется эрозионным срезом, северная — обусловлена постепенным выклиниванием баровых песчаников.

На южном фланге Центральное рудное тело соединяется Южным рудным телом. Вместе они образуют сложно построенную заley, стратиграфическое положение которой меняется от середины излучинской свиты до нижней части сухарихинской свиты включительно.

Сульфиды в рудах представлены главным образом джарлеитом и ассоциацией последнего с розовым борнитом. Они образуют линзовидно-прожилковые выделения, секущие вмещающие породы. Богатые джарлеитовые и джарлеит-борнитовые руды слагают центральную часть рудного тела. Кверху и к востоку они сменяются бедной халькопиритовой и халькопирит-галенитовой минерализа-

Rис. 47. Геологические разрезы Гравийского месторождения

1 — доломиты, известняки; 2 — аргиллиты; 3 — песчаники, алевролиты; 4 — переслаивание алевропелитов с алевролитами и песчаниками; 5 — карбонатные конгломерато-брекчи (шлейф рифа); 6 — строматолитовые доломиты, известняки (риф); 7 — глинистые сланцы (лудовская толща); 8 — рудные тела (цифры в кружках: 1 — Южное, 2 — Центральное, 4 — Восточное); 9 — породы красно-бурового цвета; 10 — разрывные нарушения

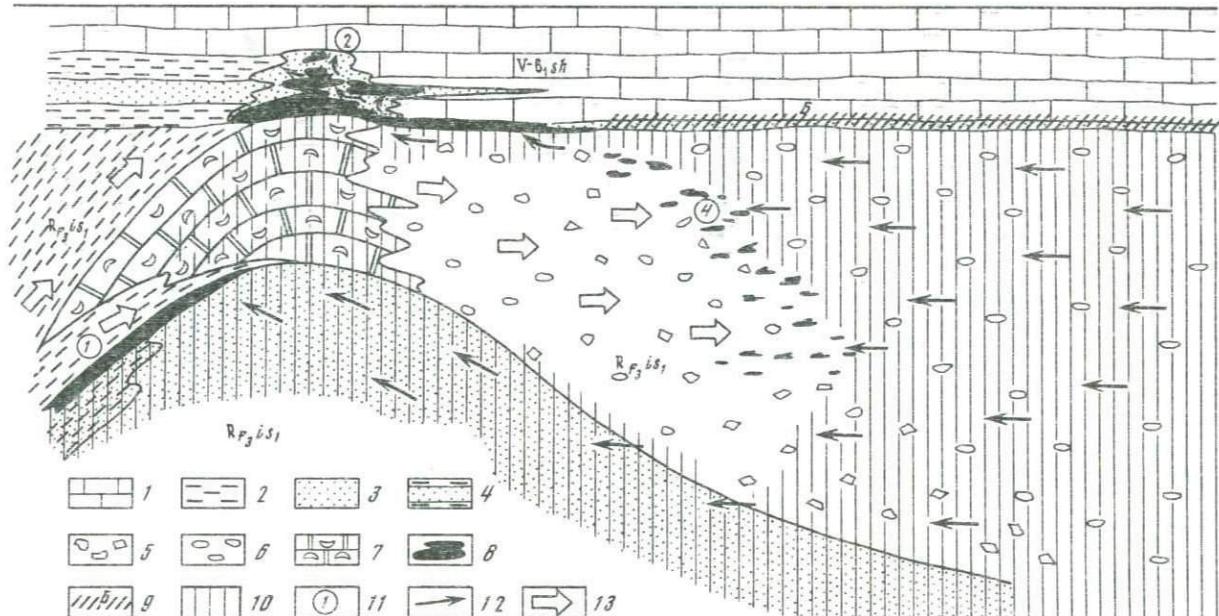


Рис. 48. Схема формирования Гравийского месторождения

1 — доломиты, известняки; 2 — аргиллиты; 3 — песчаники; 4 — переслаивание аргиллитов с доломитами и известняками; 5 — карбонатные конгломерато-брекчи (шлейф рифа); 6 — полимиктовые конгломераты с седиментогенным заполнителем; 7 — строматолитовые доломиты, известняки (риф); 8 —рудные тела; 9 — меденосный горизонт Б; 10 — породы красно-бурового цвета; 11 — номера рудных тел (цифры в кружках: 1 — Южное, 2 — Центральное, 4 — Восточное); 12 — направление движения меденосных растворов; 13 — направление движения углеводородов

цией. Аналогичную смену в составе руд, по-видимому, следует ожидать и к западу от центральной части рудного тела, но пока это не установлено.

Околорудные изменения в породах, вмещающих сульфидную минерализацию Центрального рудного тела, выражены в основном интенсивным окварцеванием. Широко распространено эпигенетическое органическое вещество — антраксолит. Оно пропитывает песчаники, образуя в них пленочно-поровый цемент и отдельные скопления овальной формы, а также проникает в многочисленные мелкие трещинки, зоны дробления и стилолитовые швы. Количество органического вещества в окварцованных песчаниках достигает 1,7% [12]. Цвет их темно-серый и черный. Интенсивность пигментации заметно уменьшается вверх по разрезу.

Восточное рудное тело выделено условно. Оно состоит из многочисленных мелких гнезд и линз медных руд, разбросанных в конгломерато-брекчиях рифового шлейфа без видимой закономерности. Отдельные скважины, пройденные в этих породах, вскрыли до 8 таких тел, тогда как другие не обнаружили оруденения. В целом зона, в пределах которой встречаются рудные гнезда и линзы, имеет форму рога, выпуклой стороной обращенного к востоку.

Северное крыло рога вплотную приближается к южному флангу Центрального рудного тела, которое как бы наращивается книзу отдельными линзами и гнездами медных руд в конгломерато-брекчиях.

Оруденение в Восточном рудном теле встречаются только в плотно упакованных конгломератах и конгломерато-брекчиях, лишенных седиментационного заполнителя. При этом среди гальки преобладают обломки рифогенных доломитов. Цемент в них представлен крупнокристаллическим доломитом. По направлению к восточной границе рога в цементе возрастает количество кальцита. Вблизи перехода сероцветных рудоносных конгломератов в безрудные конгломераты с седиментационным заполнителем краснобурого цвета основным эпигенетическим нерудным минералом становится крупнокристаллический кальцит, образующий поровый и коррозионный цемент и метасоматически замещающий доломитовую гальку. При максимальном развитии процесса конгломераты превращаются во вторичные известняки, в которых местами сохранились контуры гальки [12].

Руды представлены преимущественно джарлеитом, иногда ассоциирующим с розовым борнитом. В небольших количествах присутствуют халькопирит, галенит и пирит, эпизодически встречаются скопления антраксолита. Сульфиды образуют поровый цемент и каемки вокруг гальки. Латеральная зональность в распределении рудных минералов выражается в смене джарлеитовых руд борнитовыми, а затем халькопиритовыми в направлении от выпуклых частей рога к вогнутым (с востока на запад). В том же направлении медное оруденение сменяется убогой галенитовой вкрапленностью.

Ассоциации рудных минералов Гравийского месторождения (присутствие мономинеральной вкрапленности джарлеита, оранжевого борнита, содержащего дисперсные частицы халькопирита, ассоциаций джарлеита и дигенита с пиритом) свидетельствуют о низких температурах рудообразования [78]. По параметрам устойчивости они соответствуют степени преобразования вмещающих пород, которые находятся на стадии переходной от начального к глубинному катагенезу [12].

### ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА

Для понимания условий локализации руд в вышеописанной геологической обстановке напомним, что образование месторождений типа медистых песчаников и сланцев наиболее аргументированно объясняет гипотеза, согласно которой медь и сопутствующие металлы выносились из красноцветных отложений подземными (седиментогенными) водами. Осаджение металлов происходило на сероводородных геохимических барьерах. В зависимости от происхождения органического вещества, являющегося восстановителем сульфатов, сероводородные барьеры делятся на автохтонные и аллохтонные. В первом случае органическое вещество сингенетично вмещающим осадкам, во втором — привнесено из углеродосодержащих отложений, парагенетически связанных с красноцветными формациями. На автохтонных геохимических барьерах образовались месторождения Мансфельд (ГДР), Любин-Серошвицкое (ПНР), Уайт-Пайн (США) и месторождения Медного пояса Замбии. На аллохтонном геохимическом барьере происходило формирование рудных тел Центрального рудного поля Джезказганского месторождения [79]. Органическое вещество (эпигенетические углеводороды), а возможно, и сероводород при образовании этого месторождения поступали в продуктивную толщу (красноцветную формацию) из нижележащих морских отложений.

На Гравийском месторождении функционировали как автохтонные, так и аллохтонные геохимические барьеры. Это затрудняет отнесение его к какому-либо одному из широко известных типов месторождений меди, связанных с красноцветными формациями. Южное и Северное рудные тела образованы на автохтонном барьере, Центральное и Восточное рудные тела — на аллохтонном. Для обоих типов барьеров восстановителем сульфатов служило органическое вещество, накопившееся в отложениях зариевой лагуны, но в первом случае процесс восстановления осуществлялся на месте его накопления, во втором — органическое вещество мигрировало в боковые породы — баровые песчаники и конгломератобрекчию рифового шлейфа. Миграционная природа органического вещества подтверждается характерной формой его выделения и приуроченностью к наиболее проницаемым породам.

Поступление меди к сероводородным геохимическим барьерам, по-видимому, связано с дренированием пластовых подземных вод излучинской свиты по литологическим окнам на склонах палео-

поднятия и по проницаемым породам сухарихинской свиты (баровым песчаникам). Процесс этот осуществлялся в катагенезе под действием литостатического давления. Схема предполагаемого движения меденоносных растворов и восстановителей показана на рис. 48. Направление движения металлоносных растворов в проницаемых породах обломочного рифового шлейфа фиксируется формой Восточного рудного тела и распределением в нем сульфидов меди: по направлению с востока на запад в конгломерато-брекчиях происходит последовательная смена джарлеита борнитом, а затем халькопиритом, которая отражает падение концентрации меди и возрастание концентрации сульфид-иона в этом направлении. Присутствие в рудной зоне эпигенетического кальцита, развивающегося по доломиту, свидетельствует о сульфатно-хлоридном составе металлоносных растворов, в которых доломит не устойчив и вытесняется кальцитом [12]. Интенсивное окремнение кварцевых песчаников Центрального рудного тела, очевидно, связано с кислой средой вод, в которых мигрировали битумы.

Наиболее яркой чертой Гравийского месторождения является его отчетливо выраженный эпигенетический характер. Оно не укладывается в общепринятые представления о стратiformных месторождениях как о пластовых залежах, подчиненных напластованию пород и приуроченных к определенным стратиграфическим подразделениям. Оруденение Гравийского месторождения сечет литологические и стратиграфические границы. Это особенно очевидно там, где Южное рудное тело, соединяясь с Центральным, сливается с оруденением горизонта Б и, следовательно, стратиграфическое положение рудной залежи меняется от средней части излучинской свиты до базальных слоев сухарихинской. Ролообразная форма рудных тел подчеркивает эпигенетичность оруденения.

Следует отметить, что подчиненность оруденения стратиграфическим горизонтам на других месторождениях типа медистых песчаников и сланцев в геологической литературе несколько преувеличена. Даже на таком "сингенетическом" месторождении, как Мансфельд, оруденение выходит за пределы горизонта медистого сланца и в осевой части рудной площади распространяется на выше лежащие породы цехштейнового известняка. На флангах Любин-Серошвицкого месторождения стратиграфическое положение оруденения неодинаково: на северо-западе оно развито в горизонте медистого сланца и в цехштейновом известняке, а на юго-востоке опускается в серый лежень (подошва верхней перми) и в эпигенетические восстановленные породы красного лежня (кровля нижней перми). На месторождении Роан-Антелопе основная рудная залежь на восточном фланге занимает низкий стратиграфический уровень; к западу она ступенеобразно поднимается вверх по разрезу, пока не достигает кровли рудного горизонта. На расстоянии 11 км подошва рудного тела смешается на 43 м. Эта общая закономерность нарушается в районе рудника Ирвинг, где над выступом пород основания комплекса развита необычайно мощная и богатая рудная зона.

Другой характерной особенностью Гравийского месторождения является его пространственная связь с рифогенным комплексом. Аналогичная геологическая ситуация наблюдается и на ряде других медепроявлений в отложениях позднего докембрия и кембрия. А.Е. Мирошниковым и Г.К. Шкляриком [95] описаны медепроявления, связанные с прибанковыми лагунами в кембрийских отложениях запада Сибирской платформы. В качестве примеров зарубежных месторождений медистых песчаников и сланцев, приуроченных к рифогенным постройкам позднего докембрия, можно назвать Оамитес в Намибии и месторождения зоны Аделаида в Южной Австралии [23].

Отмеченная особенность, возможно, объясняется совпадением благоприятных условий для рифообразования и рудогенеза. Рифы в большинстве случаев растут на поднятиях, которые разгораживали литолого-фациальные зоны с резко различными геохимическими обстановками осадконакопления. К сопряжению окислительных и восстановительных обстановок в породах и приурочено медное оруднение. Кроме того, при элизионном режиме меденосных подземных вод их разгрузке способствовало наличие поднятий, над которыми литостатическое давление меньше, чем в окружающих впадинах. В то же время следует отметить, что благоприятное значение рифов проявляется только при условии их парагенезиса с красноцветными формациями. В.И. Драгуновым и др. [35] описаны рифовые постройки в доверхнепалеозойских отложениях северо-западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья, но, так как они не связаны с красноцветными отложениями, медное оруднение в пределах из развития отсутствует.

Основным способом переноса меди и других металлов при образовании месторождений рассматриваемого типа служит фильтрация рудных растворов, но непосредственно на геохимических барьерах, где происходят резкие перепады концентрации реагирующих веществ, существенную роль играет диффузия. По-видимому, этому процессу в значительной степени обязано образование выдержаных горизонтов с повышенным содержанием меди (горизонты А и Б). Они приурочены к региональным зонам геохимического противоречия на границе красноцветных излучинских отложений с подстилающими и перекрывающими сероцветными отложениями чернореченской и сухарихинской свит. Причина диффузии меди вызвана тем, что в сероцветных породах реакционноспособная медь переходит в неподвижную сульфидную форму. Это резко уменьшает ее концентрацию в поровых растворах. В красноцветных отложениях нет устойчивой минеральной формы меди, и поэтому ее концентрация в поровых водах высокая. Существенное различие в концентрации меди в поровых водах сероцветных и красноцветных отложений создает на их границе постоянный поток диффузии, который приводит к скоплению сульфидов с содержанием меди в сотые и первые десятые доли процента. Для образования более существенных скоплений меди одной диффузии уже недостаточно. Об этом свидетельствует приуроченность рудопроявлений в горизонтах А и Б к флекс-

суром, антиклинальным поднятиям и зонам дробления, через которые осуществлялась разгрузка меденосных подземных вод из красноцветных отложений в сероцветные. Осаждение меди происходило на автохтонных геохимических барьерах.

Таким образом, представляется вполне очевидным, что медное оруденение в Игарском районе относится к типу медистых песчаников и сланцев. Генетически оно связано с излучинской красноцветной формацией верхнего рифея. На границе красноцветной формации с перекрывающими и подстилающими сероцветными отложениями развиты региональные стратифицированные зоны геохимического противоречия (рудные горизонты А и Б), вмещающие отдельные рудопроявления. Практическое значение их невелико.

Более благоприятные условия для меденакопления связаны с сопряжением стратифицированной и латеральной зон геохимического противоречия (Гравийское месторождение). Образование латеральной зоны обусловлено наличием барьерных рифов, разделивших бассейн седиментации на две части, отличающиеся геохимическими обстановками осадконакопления (окислительной и восстановительной). Локализация руд на Гравийском месторождении происходила на геохимических барьерах двух типов — автохтонных, связанных с сингенетичным органическим веществом, и алохтонных, на которых органическое вещество имеет миграционную природу.

Медное оруденение Игарского района эпигенетично по отношению к вмещающим породам. Морфология рудных тел двойственная: в каждом отдельно взятом пересечении они залегают согласно с вмещающими породами, но в целом рудные тела секут стратиграфические границы.

## Глава 7

### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

#### СТРУКТУРНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Север Сибирской платформы и Таймырская эпиплатформенная складчатая система, разделяемые зоной Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба, принадлежат докембрийской Северо-Азиатской суперплатформе [106]. Главнейшие черты металлогенеза этой территории определяются развитием Северо-Сибирской никеленосной области. Вместе с тем уникальная никеленосность Норильского района, обусловленная эволюцией мантийного пикритоидного расплава, представляет собой особое явление и не имеет подобных примеров в пределах других площадей этого региона. Гипербазит-базитовые продукты никеленосного магматизма Норильского района тесно ассоциируют с трапповым и более поздним надстраивающимся магма-

тизмом, с которым пространственно или генетически связаны, как отмечено выше, разнообразные месторождения, проявляющиеся в различных масштабах и тяготеющие к определенным магматическим комплексам.

Современные представления о глубинном строении, эволюции магматизма и эндогенном рудообразовании региона основаны на результатах комплексных геолого-геофизических [1, 15, 22, 45, 109, 117, 128, 138] и металлогенических [20, 33, 37, 60, 85, 106, 135] исследований последнего периода.

Север Сибирской платформы, как и складчатый Южный Таймыр, являясь реликтовыми составными элементами Северо-Азиатского края, получили оформление в результате неоднократной, но главным образом позднегерцинской автономной активизации, проявленной в интенсивном рифтогенезе. Северо-Азиатский кратон охватывал территорию от Уральского пояса до Верхоянья и от Североземельского архипелага до Саян. Эта обширная территория в архее и раннем протерозое представляла собой складчатую страну, позднее расчлененную авлакогенными зонами на крупные блоки, которые развивались в течение рифея—палеозоя в системе единой гигантской структуры. Трапповое поле Тунгусской синеклизы рассматривается некоторыми исследователями как тыльная область замкнувшейся герцинской эпигеосинклинали Западной Сибири [83]. Погребенные под юрско-меловыми образованиями Западной Сибири глубокие грабенобразные депрессии, чередующиеся с горстами, выполнены вплоть до подошвы коры породами траппового комплекса поздней перми—триаса, составляющими резко расчлененную часть единого базальтового щита. Эти рифтогенные структуры, главная из которых — Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт, протягиваются в субмеридиональном направлении почти на 2000 км, образуя крупнейшую рифтовую систему [72, 128], близкую по своему строению Провинции Бассейнов и Хребтов [70] и Североморской рифтовой системе [96]. Наземные траппы Южного Таймыра, одновозрастные с вулканитами Тунгусской синеклизы, принадлежат единой суперплатформе и отделяются от траппового плаща собственно Сибирской платформы Енисейско-Хатангским рифтогенным прогибом. Формирование Западно-Сибирской и Енисейско-Хатангской рифтовых систем с развитием в них линейных блоков субокеанической коры в значительной степени определило интенсивность процессов автономной базальтовой активизации Сибирской платформы.

Южно-Таймырский и Енисейско-Оленекский рудные пояса, расположенные вдоль чрезвычайно мобильной зоны Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба, контролируются субширотными линеаментами. Енисейско-Оленекский пояс как наиболее изученный из них обнаруживает латеральную зональность магматизма и эндогенного рудообразования и состоит из нескольких изометричных транскоровых мегаблоков, ограниченных ортофональной системой линеаментов (рис. 49).

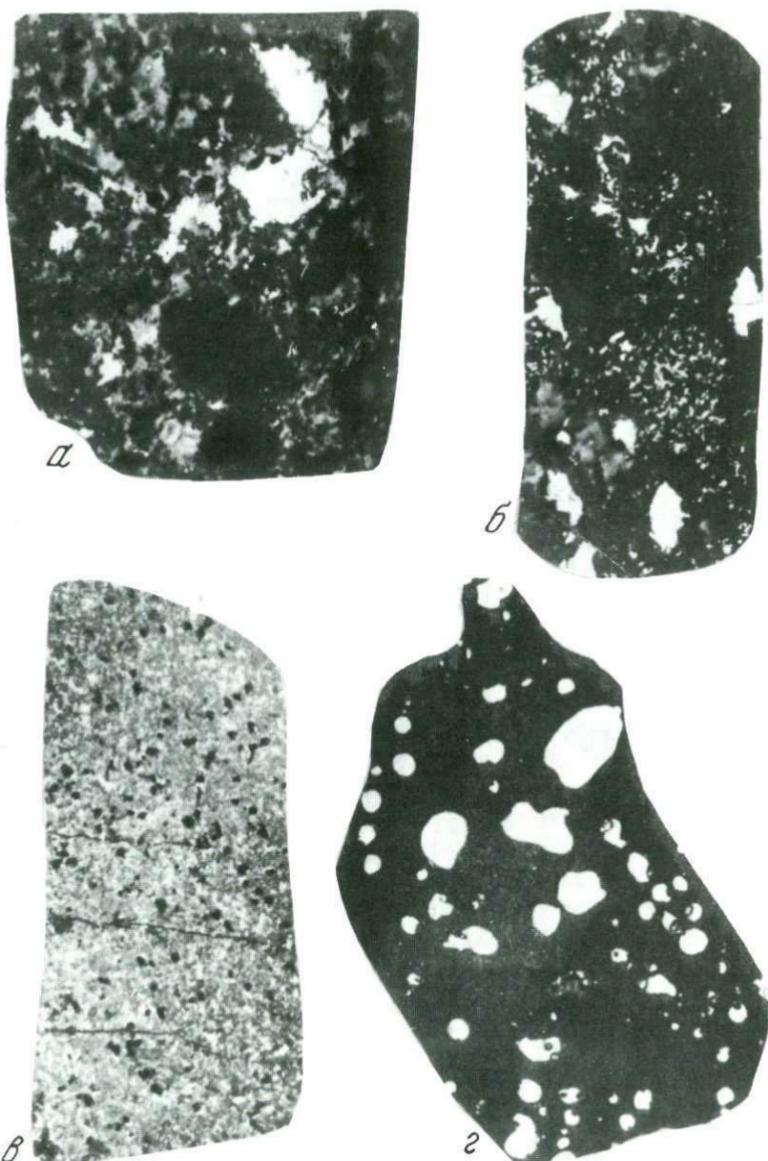
В настоящее время можно считать утверждившимся представление о гетерогенном и полихронном фундаменте Сибирской платформы,



Текстурно-структурные особенности долеритов подводящих каналов

*α* — характер выделения тел микродолеритов — апофиз даек долеритов подводящих каналов. Темно-серое — оруденельные и серпентинизированные форстеритовые скарны, серое — свежие микродолериты, белое — скарнированные (гидрогранатизированные) микродолериты. Полир. штупф, увел. 2 раза; *β* — пойкилофитовые долериты подводящих каналов (йокристы клинопироксена включают лейсты плагиоклаза). Прозр. шлиф, николи +, увел. 120; *γ* — выделения оливина (серое, левая часть снимка) среди лейст плагиоклаза и зерен клинопироксена в габбро-долеритах подводящих каналов. Прозр. шлиф, николи +, увел. 120

Таблица II



Текстуры вкрапленных руд

α — ксеноморфные агрегаты сульфидов (белое) в пикритовых габбро-долеритах. Полир. штуф, 1/2 натур. вел.; β — неравномерно-зернистая сульфидная вкрапленность (белое) в тектонитовых габбро-долеритах. Полир. штуф, 1/2 натур. вел.; γ — индеронитовые руды (белое, светло-серое) в троктолитах. Полир. штуф, 1/2 натур. вел.; δ — вкрапленные руды в породах экзоконтакта полинодифференцированных интрузивов. Выполнение сульфидами (белое) миндалин в лабрадоровых базальтах, подстигающих интрузив Норильск I. Полир. штуф, 1/2 натур. вел.

сложенном архейскими глыбами и протерозойскими складчатыми сооружениями. Особенности строения и глубинная структура региона определяются прежде всего многостадийной историей формирования фундамента платформы и ее вулканогенно-осадочного чехла. Длительные процессы консолидации складчатого основания сопровождались разрушением жестких структур с образованием ослабленных зон и подвижных поясов, линейных блоков метаморфизма, осадконакопления, базитового и гипербазитового магматизма (явленияprotoактивизации по В.И. Казанскому). Фундамент платформы, сложенный архейскими кристаллическими комплексами и нижне-средне-протерозойскими вулканогенно-осадочными отложениями, окончательно консолидирован к концу среднего протерозоя ( $1600 \pm 50$  млн лет). Исключение, возможно, составляет Приенисейский краевой прогиб, где пограничные складчатые движения продолжались и в байкальский этап. В результате консолидации разновозрастные гетерогенные глыбы археид и ранних карелид оказались сцепленными и одновременно разобщенными троговыми швами, которые рассматриваются как протяженные долгоживущие линеаменты ранне-протерозойского заложения — рифтогенные структуры, неоднократно регенерированные в течение протоплатформенного и собственно платформенного этапов.

Наиболее крупная шовная структура — Байкало-Таймырский (Трансазиатский) линеамент, разделяющий Сибирскую платформу на две примерно равнозначные по площади, но различающиеся по глубинному строению области — Тунгусскую и Алдано-Анабарскую, каждая из которых состоит из нескольких мегаблоков фундамента [109, 117]. Обращает на себя внимание совпадение трассы Байкало-Таймырского линеамента с относительно тонкой консолидированной корой, а также разделение ею областей обширного траппового магматизма на западе и распределения кимберлитовых полей на востоке.

По данным В.К. Пятницкого и И.М. Штунина, наибольшие глубины поверхности  $M$  (до 45 км) приходятся на восточную область (Анабарская антеклиза и Оленекское поднятие), в то время как в западной она существенно выше и находится, как правило, на глубине порядка 30—38 км. Уменьшение мощности консолидированной коры устанавливается в пределах Енисейско-Хатангского прогиба (15—20 км) и структурного клина, заключенного между Котуйско-Хетским и Байкало-Таймырским линеаментами (20—25 км). Более поздние данные М.П. Гришина и др. показывают значительное расхождение с материалами В.К. Пятницкого и И.М. Штунина. При отмечаемом общем различии глубинных моделей Тунгусской и Алдано-Анабарской областей подошва земной коры в обеих имеет слабоволнистую поверхность с глубиной залегания в среднем 39—42 км. Заметное погружение подошвы фиксируется в пределах Анабарского поднятия и севера Тунгусской синеклизы (до 45—48 км), значительная глубина поверхности  $M$  (до 43—45 км) отмечается в Норильском и Курейском районах, а резкое поднятие (до 33 км) устанавливается в Енисейско-Хатангском прогибе. Результаты сейсмогеологических исследований, выполненных В.С. Голубковым на севере Сибирской платформы, пока-



Рис. 49. Енисейско-Оленекский рудный пояс в мегаструктурах Сибирской платформы и сопредельных регионов

1 - мезозойско-кайнозойские осадочные отложения Западно-Сибирской плиты и Енисейско-Хатангского прогиба; 2 - позднекембрийские палеозойские осадочные и осадочно-вулканогенные отложения Таймыра и Сибирской платформы; 3 - выходы пород фундамента; 4-6 - базиты (трапповый комплекс): 4 - преимущественно эфузивные, 5 - эксплозивные и дайковые, 6 - гипабиссальные интрузивные; 7 - лифференцированные интрузивы гипербазит-базитовые и базитовые; 8, 9 - кимберлиты мезозойского (8) и среднепалеозойского (9) возраста; 10-13 - вулканогенные образования: 10 - щелочно-базитовые, 11 - гипербазит-базитовые, пространственно сопназывающие с щелочно-базитовыми; 12 - базитовые, 13 - гипербазитовые; 14 - гипербазит-базитовые, пространственно сопназывающие с щелочно-базитовыми; 15 - базитовые; 16 - гипербазит-базитовые; 17 - базитовые; 18 - гипербазит-базитовые; 19 - гипербазит-базитовые.

зывают несколько иное строение земной коры и учитываются нами при определении позиции тех или иных районов.

Мощность кристаллического фундамента неравномерна в обеих областях [22, 138] при значительном поднятии его поверхности в восточной. Максимальная глубина кровли фиксируется в Предтаймырском прогибе, в частности в пределах Приенисейского мегаблока, и в Енисейско-Хатангском прогибе, достигая 8—12 км. Главные структуры фундамента Тунгусской области сложены позднеархейскими массивами (древнее  $2600 \pm 100$  млн лет), которые в Приенисейской зоне как бы "срезаются" складчатыми комплексами байкалид [15]. Фундамент Маймече-Котуйского мегаблока сложен поздними карелидами. В Алдано-Анабарской области фундамент представлен раннеархейскими Анабарским и Алданским массивами (древнее  $(3300 \pm 200)$  млн лет), а крайние периферические зоны, в частности Оленекская система, — ранними карелидами.

Земная кора Южного Таймыра характеризуется, по данным В.С. Голубкова, нормальным трехчленным строением при средних и примерно равнозначных мощностях подразделений ее консолидированной части, при повышенной (до 14 км) — платформенного чехла и общей мощности порядка 40 км.

Кроме Байкало-Таймырского, к линеаментным швам субмеридионального простирания (западно-сибирское направление), характеризующимся рифтогенной природой, относятся также Приенисейский (Имандинско-Летнинский) и Восточно-Таймырский (Анабаро-Ботубинский). К менее значимым, но отчетливо проявленным в геофизических полях, как и вышеобозначенные структуры [15], относится также Котуйско-Хетский линеамент. Размещение, ориентировка и ограничения крупнейших структур фундамента контролируются этими линеаментами. Их контролю подчинены также изометричные мегаблоки, выделяемые на севере Сибирской платформы как составные элементы Енисейско-Оленекского рудного пояса (см. рис. 49).

Структурный каркас Сибирской платформы окончательно сформировался в результате заложения субширотных линеаментов (таймырское направление), наиболее крупные из которых представлены Южно-Таймырской, Енисейско-Ленской, Курейско-Оленекской, Транссибирской зонами разломов. Они более молодые по отношению к субмеридиональным, но вместе с последними составляют главные тектонические элементы активизации, обозначенной байкальской, каледонской, герцинской, киммерийской эпохами базитового и сопровождающего щелочно-базитового, гипербазит-базитового, щелочно-гипербазитового и кимберлитового магматизма. Эти же структуры контроли-

товыми, 12 щелочные гипербазит-базитовые, 13 щелочно-гипербазитовые, 14 плодородия развития щелочно-гипербазитовых интрузивов центрального типа; 15 погребенные магматические образования стволовых раздвиговых зон (линейные зоны базификации коры); 16 зоны главных разломов фундамента (цифры в кружках: 1 Приенисейская, 2 Котуйско-Хетская, 3 Байкало-Таймырская, 4 Восточно-Таймырская, 5 Южно-Таймырская, 6 Енисейско-Ленская, 7 Курейско-Оленекская, 8 Транссибирская); 17 пограничная флексура, разделяющая Карское водное поднятие и Таймырскую гипплатформенную складчатую систему; 18 валообразные поднятия; 19 контуры Енисейско-Оленекского рудного пояса; I—I метаблоки фундамента: I Приенисейский, II Северо-Тунгусский, III Маймече-Котуйский, IV Анабарский, V Оленекский

рут, по-видимому, и более поздний щелочной и гранитоидный магматизм постплатформенной мезозойской активизации, наиболее широко проявленный в пределах Южного Таймыра и выразившийся в формировании многочисленных "малых интрузий" периода развития наложенных складчатых дислокаций.

Максимального развития активизация Сибирской платформы достигла в позднюю фазу герцинского тектогенеза, совпадающую с началом планетарного океанического рифтообразования [94] и формированием взаимосвязанных внутриконтинентальных Западно-Сибирской и Енисейско-Хатангской рифтовых систем позднепалеозойского—раннемезозойского возраста. Этот период знаменует собой окончательный распад единой докембрийской Северо-Азиатской суперплатформы [106, 135] с обособлением Таймырской эпиплатформенной складчатой системы, Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба, Западно-Сибирской плиты и собственно Сибирской платформы. При этом радиально-концентрическая и симметричная зональность магматизма обнаруживает контроль со стороны как (в первую очередь) Енисейско-Хатангской рифтовой зоны, так и шовных линеаментных структур.

Мегаконцентрическая зональность распределения магматитов Северо-Сибирской никеленосной области регулируется степенью проницаемости различных структурных элементов земной коры и выражается в следующих основных чертах.

Центральная часть Тунгусской синеклизы выполнена мощной толщей базитовых вулканитов, контуры развития которых ограничиваются основными линеаментами. В.С. Старосельцевым [123] показано, что в пределах синеклизы к концу накопления вулканитов подошва их представляла собой прогиб, шарнир которого погружался в северо-западном направлении. Мощность вулканогенной толщи, представленной существенно эфузивными фациями, составляет 0,5—1,5 км в бортовых южных, юго-западных и восточных зонах прогиба и достигает почти 4 км на севере и северо-западе. Периферические области представлены преимущественно эксплозивными и дайковыми фациями базитов, а в крайних фронтальных зонах развиты пластовые, реже секущие интрузивы. Такое радиально-концентрическое строение главной области развития позднепермских—среднетриасовых траппов, объем которых принято оценивать в 1,5 млн км<sup>3</sup>, можно объяснить с позиции единого тотального плавления мантии, дифференциации больших объемов первичного магматического вещества и последующего поступления расплавов в верхние слои земной коры и на дневную поверхность. Перемещение расплавов осуществлялось по многочисленным разломам — активизированным авлакогенным зонам, которые предполагаются, на основании геофизических данных, в подошве палеозойско-триасового чехла Тунгусской синеклизы [26]. Е.Е. Милановский связывает накопление мощной толщи вулканитов, внедрение даек и пластовых интрузий базитов Тунгусской синеклизы, как и формирование вулканогенной толщи Южного Таймыра, с интенсивными рифтогенными процессами, начало которых устанавливается в риффе. При этом Енисейско-Хатанская рифтовая система рассматривается как главная зона неоднократной активизации.

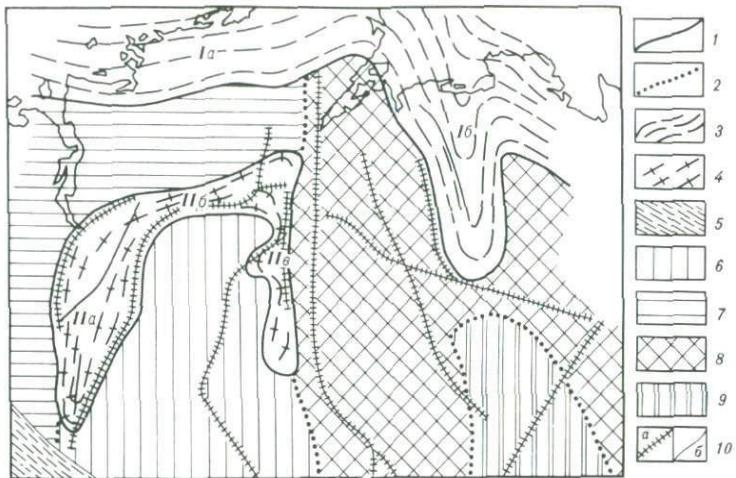


Рис. 50. Схема районирования дорифейского консолидированного основания севера Сибирской платформы [59]

1 — границы развития ранне-среднепротерозойских образований геосинклинального типа; 2 — границы развития глубокометаморфизованных образований архейского возраста; 3—5 — геосинклинальные системы: 3 — Таймыро-Североземельская (*Ia* — Таймырская и *Ib* — Оленекская ветви), 4 — Северо-Тунгусская (*IIa* — Нижнеенисейская, *IIb* — Малохетско-Хетская, *IIb* — Котуйская ветви), 5 — Саяно-Енисейская; 6—9 — мегаблоки архейского возраста: 6 — Тунгусский, 7 — Тазовско-Карский, 8 — Анабарский, 9 — Альданский; 10 — глубинные разломы крупнейшие (*a*) и региональные (*b*)

Рифтогенез Енисейско-Хатангского прогиба выразился в образовании широких (десятки километров) и протяженных (сотни километров) регенерированных зон, заполненных большими объемами (до 200—300 тыс. км<sup>3</sup>) базитов и гипербазитов [146]. Выявляемые здесь трансформные по отношению к раздвиговым зонам разломы выходят за пределы Енисейско-Хатангского прогиба и являются, по всей вероятности, составными звенями Приенисейского, Котуйско-Хетского и Байкало-Таймырского линеаментов. Можно предположить, что эти разломные структуры, заложенные в дорифейском фундаменте платформы, образовали в последующих эндогенных событиях южные ответвления Енисейско-Хатангской рифтовой системы. В дорифейском консолидированном основании севера Сибирской платформы отчетливо выделяются Нижне-Енисейская, Котуйская, Оленекская и другие ветви крупных геосинклинальных систем, обрамляющих блоки архейского фундамента (рис. 50). Последние в течение рифея испытывали устойчивое воздымание. Ветви же указанных дорифейских складчатых систем меняли в этот период свои очертания, оформившись к началу венда как замкнутые прогибы [59], рассматриваемые в качестве авлакогенных структур [85, 94]. Некоторые из этих структур, в частности Туруханско-Норильский и Котуйский авлакогены, регенерированные в позднем палеозое—раннем мезозое, определили условия развития связанных с ними гипербазит-базитовой никеленосной и щелочно-гипербазитовой полиформационной рудоносной региональных рудно-магматических систем [37].

Широкий набор специфических продуктов вулканизма и комагматических интрузивных образований Приенисейского и Котуйско-Маймечинского регионов, обрамляющих Тунгусскую синеклизы соответственно с северо-запада и северо-востока, подчеркивает рассматриваемую мегаконцентрическую зональность магматизма. Эти районы характеризуются развитием пород с повышенной щелочностью и магнезиальностью. Причем если в Приенисейском районе аномальные продукты магматизма сформированы в ранние фазы позднепалеозойской – раннемезозойской активизации, то в Котуйско-Маймечинском они тяготеют к завершающим. Обращает на себя внимание широтное ограничение области развития этих продуктов магматизма трассой Курейско-Оленекского линеамента, в то время как Транссибирским ограничивается распространение эфузивных базитов, а к югу от него преобладают эксплозивные и интрузивные фации.

Симметричная зональность магматизма, обусловленная определяющей ролью Енисейско-Хатангской рифтовой системы, выражается в том, что по обе стороны от последней, вдоль Южно-Таймырского и Енисейско-Ленского линеаментов, распространены близкие по составу и мощности одновозрастные магматические образования и связанные с ними проявления эндогенного оруденения. В пределах Юго-Западного Таймыра в нижней половине разреза вулканитов, как и в Норильском районе Приенисейской зоны, развиты щелочно-базитовые и гипербазит-базитовые эфузивы. В пределах центральной части Южного Таймыра известны сульфидоносные базитовые и гипербазит-базитовые интрузивы. В этом районе отмечаются щелочные гипербазит-базиты, а вблизи оз. Таймыр, на продолжении Байкало-Таймырского линеамента, зафиксированы также апатитовые проявления, связанные, по-видимому, с массивами щелочно-гипербазитовой формации [141].

Установливаемое увеличение мощности позднепалеозойских – раннемезозойских вулканогенных образований в северо-западной и северной частях Тунгусской синеклизы, а также наличие близких по составу лав в нижней части разреза Таймыра позволили А.А. Межвилку высказать предположение, что центром извержения был Тунгусский вулкан, который эволюционировал в районе Янгудо-Горбатского поднятия. Интересный вывод сделан в последнее время В.Л. Масайтисом [88] при рассмотрении радиально-концентрической зональности обширной территории, отвечающей Урало-Сибирской трапповой провинции. Отмечая различную степень проницаемости земной коры, в целом поникающуюся к югу от Енисейско-Хатангского прогиба, он на основании геометризации зон проницаемости сделал заключение, что эволюция последних обусловлена напряжениями, связанными с развитием возникшего в позднем палеозое Карского сводового поднятия, имеющего амплитуду воздымания до 10 км. Затухание растягивающих напряжений от предполагаемого центра в своде поднятия к периферическим зонам устанавливается по вариациям форм проявления вулканизма, объемов и состава магматитов, которые позволили автору провести границы субпровинций, различающихся по относительной величине глубинного энергостока. Не отрицая возможности развития крупных магмогенерирующих центров типа предполагаемого Тун-

гусского вулкана и обращая внимание на интересно построенную модель единого центра мантийного возбуждения как регулятора тектонических напряжений и распределения продуктов магматизма севера Азии, мы тем не менее склонны считать, что зональность магматизма Северо-Сибирской никеленосной области в значительной степени контролируется эволюцией Енисейско-Хатангской рифтовой системы. Эти представления согласуются с данными структурно-фациального и формационного анализа продуктов магматизма севера Сибирской платформы и Таймыра, в результате которого рассматриваемая рифтовая зона оценивается как главная область первичной мантийной магмогенерации.

Трассируемый в субмеридиональном направлении Приенисейский линеаментный шов с многочисленными оперяющими его дислокациями разных порядков ограничивает с востока Норильско-Таймырскую систему поднятий и впадин, совпадающую с Енисейско-Северо-земельским рудным поясом. Последний приурочен к области соприкосновения литосферных плит — Западно-Сибирской океанической и Сибирской континентальной, граница между которыми проходит, по-видимому, в левобережной части р. Енисей. Правомерно предположение о развитии здесь зоны Заварицкого—Беньофа [33, 98], что согласуется с анализом рифейско-венденских формаций и геологической историей формирования западного борта Сибирской платформы в целом. Высокая динамическая активность развития этой зоны, широкий спектр эндогенного рудообразования, совпадение ее с простиранием Таймыро-Тунгусского трога карелид и другие черты ставят эту структуру в разряд выдающихся в пределах Северо-Сибирского региона и требуют пристального внимания на всем протяжении с целью раскрытия особенностей размещения рудных месторождений.

В среднем течении Енисея, как и в Курейском районе, известны проявления только интрузивной фации гипербазит-базитов (или магнезиальных базитов), большинство из которых тяготеют по составу к курейской (иногда, возможно, к моронговской) группе массивов. Однако некоторые из них (например, Онекская интрузия) заслуживают детального изучения, так как обнаруживают, по данным В. В. Золотухина, черты сходства с интрузивами норильско-талнахской группы.

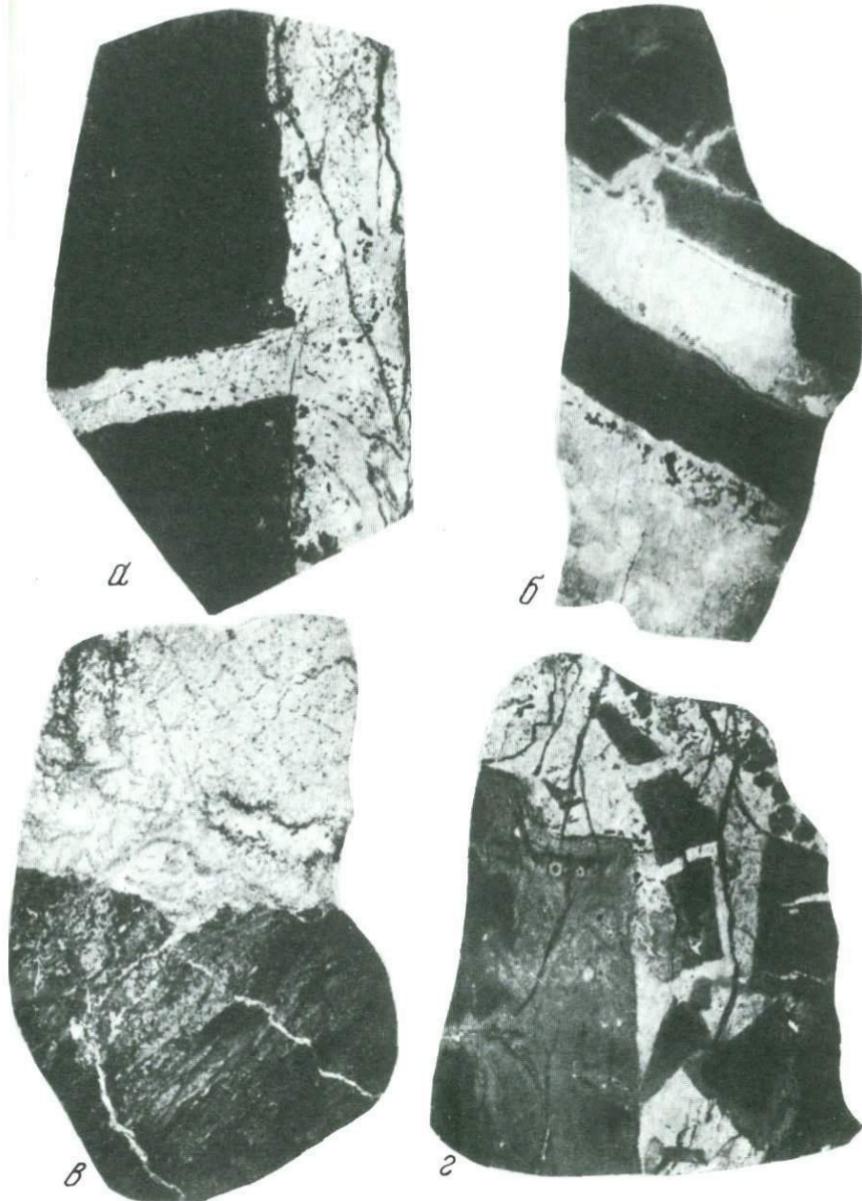
В Норильском рудном районе развито несколько групп расслоенных интрузивов гипербазит-базитового состава. К ним относятся интрузивы фокинской, зубовской, норильско-талнахской, моронговской—нижнеталнахской групп, которые определяют специфику магматизма и ареал распространения сульфидоносных массивов как составных элементов вулкано-интрузивной никеленосной ассоциации. Из них интрузивы фокинской группы, отличающиеся наиболее слабой дифференцированностью, самой высокой магнезиальностью, отсутствием сульфидов, не прошли, по-видимому, стадию докамерной эволюции и в наибольшей степени отвечают составу излившихся пикритов. Другие группы расслоенных интрузивов рассматриваются как продукты очаговой дифференциации; представляя собой близкие по времени самостоятельные фазы внедрения расплавов на гипабиссальные—суб-

вулканические уровни, они формируют и пространственно сближенные массивы. Многоярусное и пучковое распределение сульфидоносных интрузивов в структурах платформенного чехла обуславливает контуры распространения рудных узлов, приуроченных к зонам повышенной проницаемости — областям пересечения разноориентированных разломов. Сульфидная минерализация свойственна всем расслоенным интрузивам, но крупная концентрация металлов на уровне месторождений связана только с массивами норильско-талнахской группы, которые сопровождаются также залежами сплошных или богатых руд.

Некоторыми исследователями гипербазит-базитовые интрузивы Норильского района выделяются в оливинит-габбровый (интрузивный) формационный тип [132]. Известно, что в пределах различных площадей Северо-Сибирского региона проявления сульфидной медно-никелевой минерализации тяготеют к слабо дифференцированным интрузивам базитов. Интрузивы Курейского района на западе, как и слабо сульфидоносные массивы Котуйско-Маймечинского и Вилюйского районов на востоке региона, в отличие от гипербазит-базитовых расслоенных интрузивов Норильска принадлежат, по-видимому, толеитам несколько повышенной магнезиальности, выделяемым в троктолит-долеритовый субформационный тип траппов [82]. Они являются продуктами траппов, а развитые в них горизонты и шлиры троктолитов следует рассматривать как кумулятивные фазы. Эти интрузивы в отличие от норильских характеризуются пониженной средней магнезиальностью, слабо проявленной внутрикамерной дифференциированностью, спорадической сульфидной медно-никелевой вкрапленностью, иногда с развитием шлировидного или линзовидного оруденения.

В пределах Курейского и сопредельных районов, в бассейнах рек Горбиачин, Кулюмбэ, Курейка, Северная, Нижняя Тунгуска развиты многочисленные слабо дифференцированные интрузивы, несущие сульфидное медно-никелевое оруденение и объединяемые разными исследователями (Д.А. Додин, Г.И. Кавардин, М.Л. Лурье и В.Л. Масайтис, Е.В. Туганова и Н.С. Малич, Г.Н. Старицьна и др.) в несколько интрузивных комплексов или типов: ороктинский, неконгдаконский, кулюмбинский, курейский, джалтульский и др. Это в подавляющем большинстве пластинко- или силлообразные тела, залегающие главным образом в терригенно-карбонатных и угленосных отложениях верхнего палеозоя. Мощность их от первых десятков до первых сотен метров.

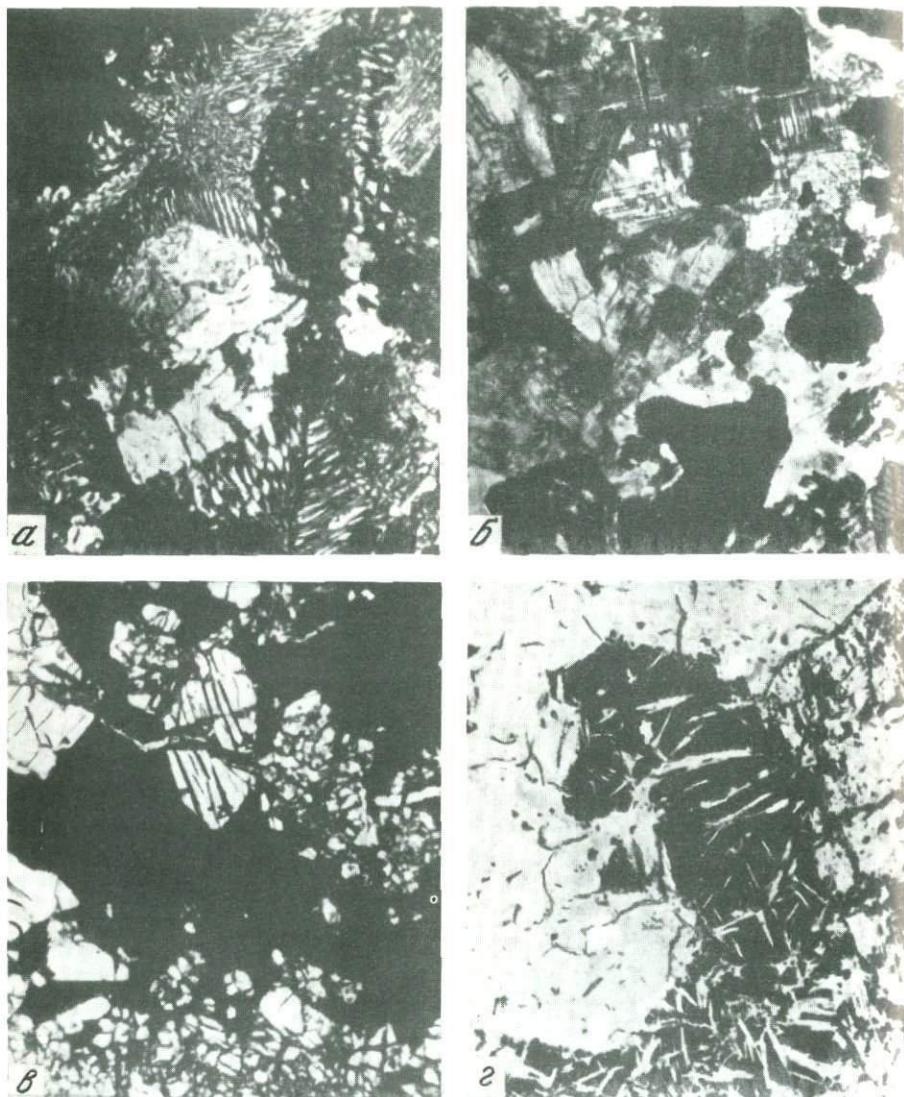
К ороктинскому типу относятся пластинкообразные мощностью 100—250 м слабо расслоенные тела, характеризующиеся повышенной ролью глинозема и своеобразной дифференциированностью. В верхней части массивов нередко увеличивается количество оливина и плагиоклаза с повышенным аортитовым компонентом, но уменьшается роль клинопироксена. Нижняя часть сложена порфировидными и пойкилофитовыми долеритами лейкократового облика, иногда такситового сложения.



Соотношение выполнения и замещения при формировании массивных и прожилково-вкрапленных руд

*α* — выполнение сульфидами полостей в оливиновых габбро-долеритах Талнахского полнодифференцированного интрузива. Полир. штупф, 1/2 натур. вел.; *β* — выполнение сульфидами (белое) полостей в базальте, подстилающем интрузив Норильск I. Около тонких трещин отмечается частичное замещение сульфидами минералов базальтов. Полир. штупф, 1/3 натур. вел.; *в* — развитие тонкой вкрапленности сульфидов в пироксеновых роговиках (серое) около крупного жильного тела массивных сульфидных руд (белое). Полир. штупф, 1/3 натур. вел.; *г* — тонкая вкрапленность сульфидов в серпентинизированных магнезиальных скарнах (серое) около прожилков массивных сульфидов. Полир. штупф, 1/3 натур. вел.

Таблица IV



Соотношение прожилково-вкрашенных руд и вмещающих пород

α — гранофировая структура кварц-полевошпатовых сростков в густовкрапленных рудах. Прозр. шлиф, николи +, увел. 100; β — ферриавгит (темно-серые призмы)—калишпатовые (крупные таблицы с решетчатым двойникование) метасоматиты в оруденелых долеритах. Прозр. шлиф, николи +, увел. 100; γ — укрупнение зерен фассанита (светлое) в сульфидах (черное). Прозр. шлиф, без анализатора, увел. 100; δ — замещение сульфидов (черное) серпентин-хлоритом (светлое). Прозр. шлиф, без анализатора, увел. 100

Неконгдаконский тип (интрузивы Дегенский, руч. Булатного, Неконгдакон и др.) включает сложно построенные тела, содержащие долериты, троктолиты, ферродолериты и кварцевые долериты. Интрузивы имеют повышенное содержание титана и железа, в них развиты трахитоидные структуры, проявлено сульфидное оруденение.

Кулюбинский тип характеризуется развитием в верхней части массивов лейкократовых пород, относимых к габбро-сиенитам и сиенит-диоритам. В нижней половине разреза долеритов присутствуют линзовидные обособления троктолитов. Вкрашенное, иногда шлировидное сульфидное медно-никелевое оруденение приурочено к лежачему боку интрузивов.

Джалтульский тип (интрузивы Джалтула, Колю и др.) отличается крупными груборасслоенными телами мощностью до 400 м. Дифференциация проявлена крайне слабо и выражается в локальном развитии троктолитов, габбро-диоритов, иногда гранитов.

Наиболее ярко облик троктолит-долеритовой формации района отражают интрузивы курейского типа, среди которых известны многочисленные массивы, характеризуемые довольно широким развитием троктолитов, кварцевых габбро-долеритов, пегматоидных разностей. Практически все расслоенные интрузивы Курейского и сопредельных районов несут слабое сульфидное медно-никелевое оруденение: вкрашенное, иногда шлировидное или слоеобразное, но редко достигающее промышленных концентраций полезных компонентов. Они мало отличаются по своему составу от типичных траппов и, скорее всего, принадлежат, как и траппы, к конечным продуктам фракционирования первичного пикритоидного расплава. Развитие пикритов или троктолитов, чаще локальное и незакономерное, рассматривается как проявление кумулятивных фаз в камерных условиях.

Слабо дифференцированные интрузивы северо-восточной части Тунгусской синеклизы обнаруживают, по данным Г.Н. Старицыной и др., сходство с массивами Курейского района. Одни из интрузий — Ханарская и Кунтыкахская — имеют сложное строение, относительно высокую магнезиальность исходных составов, отличаются разнообразием пород в дифференциированном ряду, развитием такситизированных долеритов в приподишенной части массивов с проявлением вкрашенной медно-никелевой минерализации и линзовидного богатого сульфидного оруденения [122]. Другие же массивы — Хунгтуунский, Хининдинский — практически не дифференцированы, с хорошо проявленной анортозитовой тенденцией, широким развитием самородного железа, ассоциирующего, по данным В.В. Рябова и др., с сульфидной медно-никелевой вкрашенностью. Ханарский интрузив сложен преимущественно троктолитовыми и оливиновыми долеритами со шлирами пикритов. В верхней части разреза фиксируются безоливиновые кварцодержащие долериты. Минеральный парагенезис, состав минералов и пород указывают как будто на гипербазит-базитовую исходную магму, о чем свидетельствует наличие хромшпинели, существенно магнезиального оливина, хромсодержащего клинопироксена в пикритовых и троктолитовых габбро-долеритах. Однако слабая внутрика-

мерная расслоенность, рассеянная сульфидная минерализация и отсутствие четко выраженных горизонтов тектитов не позволяют параллелизовать этот массив с сульфидающими расслоенными интрузивами Норильского района.

Аналогичные, но менее магнезиальные интрузивы известны и южнее, в пределах Вилюйского рудоносного района [11], где выявлено около 20 массивов, залегающих в палеозойских отложениях и прослеженных на расстояние более 200 км. Интрузивы сложены оливиновыми долеритами с линзовидными прослоями троктолитов, сменяющимися вверх по разрезу оливинсодержащими габбро-долеритами и затем лейкократовыми и трахитоидными долеритами, иногда габбро-диоритами, гранофиратами и феррогаббро. Сульфидная вкрапленность с редкими прожилками и гнездами развита в приподошвенных тектитоподобных образованиях.

В последнее время пристальное внимание привлекают сульфидающие расслоенные интрузивы Южного Таймыра в связи с установлением платформенного режима этой территории в период траппового и сопряженного магматизма. Этот интерес обусловлен также выявлением сходства строения и состава вулканогенной толщи Южного Таймыра и Норильского района [75], в том числе развития пикритов эфузивной фации, которые по своим минеральным парагенезисам соответствуют аналогичным одновозрастным образованиям Норильска [40]. Особый интерес вызывают интрузивы Бутангаского и Дябакатаринского комплексов Центрального Таймыра [99]. Первые из них сложены снизу вверх оливинсодержащими тектитовыми габбро-долеритами со шлирами пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов, плагиоверлитами, оливиновыми и гранофировыми габбро-долеритами; интрузивы обнаруживают сульфидную медно-никелевую вкрапленность с достаточно высокой ролью никелевой фазы (количество пентландита в составе сульфидов достигает 25%), развитую в тектитах и плагиоверлитах. Для интрузивов характерно повышенное содержание хрома и проявление сульфидной, в том числе платиновой, минерализации в верхней эндоконтактовой части разрезов. Интрузивы Дябакатаринского комплекса имеют субщелочную тенденцию, что в совокупности со щелочным гипербазит-базитовым составом развитых здесь лавовых покровов позволяет наметить соответствующую вулкано-интрузивную ассоциацию. Разрез интрузивов представлен снизу вверх субщелочными амфиболовыми плагиоверлитами, анкарамитовыми и оливиновыми габбро-долеритами, амфиболовыми феррогаббро-долеритами. Сульфидное оруденение сопряжено с анкарамитами и троктолитовыми габбро-долеритами, а также проявлено в висячем боку в связи с другими дифференциатами интрузивов.

Чрезвычайно интересным, если не уникальным, представляется огромный массив Тулай-Киряка-Тас, расположенный в восточной части горного Таймыра. Этот интрузив, мощностью порядка 1000 м, отчетливо расслоен и сложен плагиоперidotитами, пироксенитами, габброидами, аляскитовыми гранитами. В его лежачем боку обнаружены сульфидная медно-никелевая вкрапленность и шлировидные

обосабления сульфидов с достаточно высокими концентрациями полезных компонентов.

Анализ структурно-магматической зональности Северо-Сибирского региона позволяет подчеркнуть, что эта территория характеризуется широким развитием магматизма и эндогенного рудообразования, связанного с позднепалеозойской—раннемезозойской активизацией платформы и обусловленного регенерированными движениями по докембрийским линеаментным структурам. Сочетание продольной и попечной зональности распределения продуктов рудоносного магматизма определяется перемещением фронта рифтогенеза со стороны стволовых раздвиговых зон с образованием наиболее проницаемых структур в узлах пересечения линеаментных швов. С этих позиций Норильский промышленно-никеленосный район занимает особое положение, а развитие в его пределах, кроме сульфидной медно-никелевой, и других рудных формаций, пока слабо изученных, свидетельствует о еще не раскрытых потенциальных ресурсах и необходимости совершенствования критериев прогноза и поисков новых глубокозалегающих рудных месторождений.

### ЕНИСЕЙСКО-ОЛЕНЕКСКИЙ РУДНЫЙ ПОЯС И ПОЛОЖЕНИЕ В НЕМ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Выше отмечено, что Норильский район приурочен к Приенисейскому мегаблоку, составляющему крайнюю западную часть Енисейско-Оленекского рудного пояса (см. рис. 49). Располагаясь на стыке постархейского Таймыро-Тунгусского трога кералид и позднепротерозайско-вендского Приенисейского перикратонного прогиба, Норильский район в контурах Приенисейского мегаблока как структурно и металлогенически обособленная территория обнаруживает отчетливую унаследованность по докембрийским дислокациям. Приенисейский перикратон, отвечающий Норильско-Туруханскому авлакогену и характеризуемый повышенной (до 10 км) мощностью рифейских отложений, является составной частью древних структур растяжения, а Таймыро-Тунгусский трог, замкнувшийся к позднему рифею, определил главные черты строения и состава фундамента западной части Северо-Сибирского региона.

Енисейско-Оленекский рудный пояс составляет южную фланговую зону Енисейско-Хатангской рифтогенной системы. При оконтуривании пояса нами учитывались известные принципы В.И. Смирнова, основанные на выделении рудных провинций в соответствии с определенными металлогеническими этапами, эндогенными режимами и приуроченностью к крупнейшим линеаментным структурам. Енисейско-Оленекский металлогенический пояс шириной 300—400 км и протяженностью более 1000 км заключен между Енисейско-Ленским и Курейско-Оленекским линеаментами. Геологическая позиция составляющих этот сквозьструктурный пояс региональных рудно-магматических систем контролируется мегаблоками фундамента и внутриблоковыми разноориентированными глубинными разломами, а особенности формирования определяются эволюцией рифтогенеза.

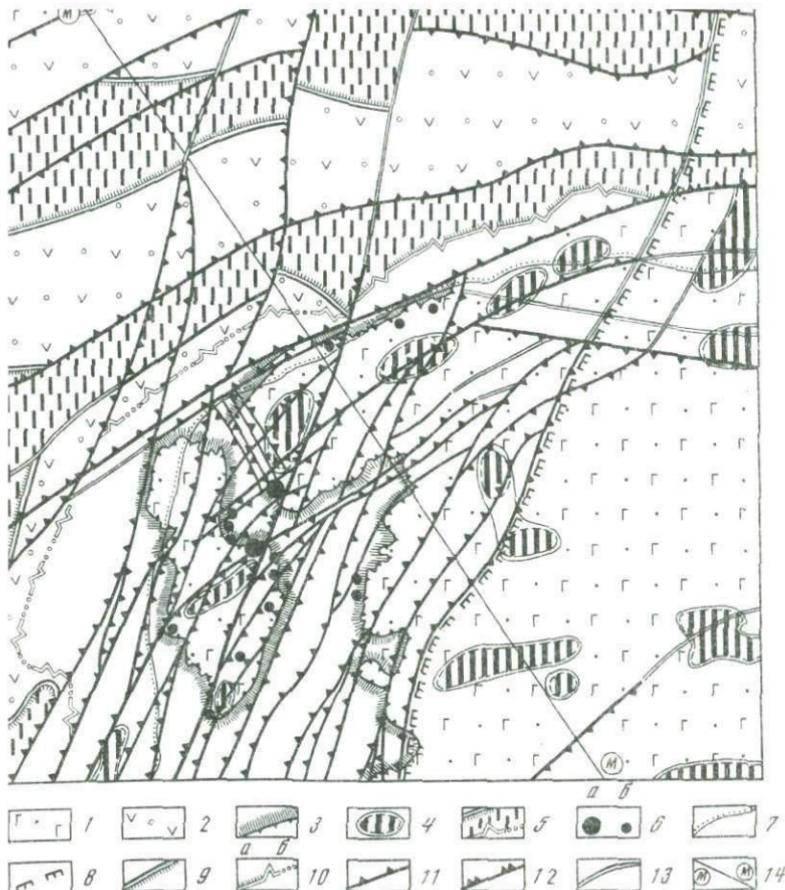
Подчеркивая экстремальную позицию Норильского района и его приуроченность к Приенисейскому мегаблоку Енисейско-Оленекского рудного пояса, важно обратить внимание на установленный на севере Сибирской платформы субширотный латеральный ряд магмопроявлений и хронологическую последовательность формирования различных по составу вулканогенных и интрузивных образований. С запада на восток выявляется следующий генерализованный порядок магматизма.

Самая ранняя (пермская) фаза магматизма, наиболее широко проявленная в Приенисейском мегаблоке и весьма незначительно — в Котуйско-Маймечинском, ознаменована формированием различных щелочных и щелочно-базитовых ассоциаций (на западе) и локальными проявлениями щелочно-гипербазитового магматизма (на востоке), сменяющимися в следующую фазу базитовыми и гипербазит-базитовыми ассоциациями. Раннетриасовые фазы характеризуются проявлением базитовых, щелочных гипербазит-базитовых образований Северо-Тунгусского мегаблока и щелочных гипербазитовых — Котуйско-Маймечинского. Ранне-среднетриасовые конечные фазы обозначены массовым трапповым магматизмом, постепенно затухающим с запада на восток, а завершающие — максимальным проявлением щелочных гипербазитов Котуйско-Маймечинского мегаблока. Самые древние — позднетриасовые — кимберлитопроявления, фиксируемые в пределах рассматриваемого рудного пояса, установлены уже восточнее, в пределах трассы Байкало-Таймырского линеамента (Далбыхинское и Харамайское поля). Наибольшее же количество трубок позднетриасового—раннемелового возраста известно в пределах Анабарского и Оленекского мегаблоков.

При анализе магматической зональности Енисейско-Оленекского рудного пояса удается конкретизировать позицию в нем Норильского никеленосного района и период формирования месторождений, совпадающий с ранними фазами рифтогенеза. Уместно здесь акцентировать внимание и на том, что ареалы развития одновозрастных гипербазит-базитовых вулканитов, комагматичных расслоенным никеленосным массивам, открываются в Норильском районе в сторону Енисейско-Хатангского рифта. Аналогичная картина наблюдается и на противоположном северном плече рифта, в пределах эпиплатформенной области Южного Таймыра (см. рис. 49).

Согласно известной модели мантийного диапирисма [55] и существующим представлениям об эндогенных режимах континентальных структур [4, 94], в рассматриваемых особенностях магматизма севера Сибирской платформы выявлены характерные черты эволюции сложной рифтогенной системы, заложение которой уходит своими корнями в дорифейскую эпоху.

Норильский рудный район, составляющий крайнюю западную часть Енисейско-Оленекского рудного пояса, отличается индивидуализированными особенностями глубинного строения, специфическими чертами магматизма, развитием чрезвычайно плотной сети трансекционных разломов.



51. Схема разломных структур Норильского рудного района [44]

1 — вулканогенные образования наземные (1) и погребенные (2); 3 — красные зоны трапповых и синеклиз, интенсивно насыщенные сублластовыми массивами долеритов; 4 — трансформированные положительные магнитные аномалии, связанные со слепыми массивами базитов и гипербазитов; 5 — стволовые раздвиговые зоны линейной базилификации коры; 6 — медно-никелевые месторождения (а) и проявления (б); 7 — граница распространения терригенных юрско-меловых отложений; граница Таймыро-Тунгусского трога карелид, совпадающая с предполагаемой восточной границей гипербазит-базитового никеленосного магматизма; 9 — рубежи ограничения магнитных аномальных зон линейной базилификации коры предположительно разломного характера; 10 — границы распространения погребенных вулканогенных пород предположительно разломного характера (а) и типа дальнего выклинивания (б); 11 — выходы на поверхность или проекции глубинных разломов с nimis наклоном плоскости сместителя; 12 — тоже, Норильско-Хараалахского разлома; 13 — предполагаемые трассы глубинных разломов; 14 — сейсмический профиль "Метеорит"

анализируя геолого-структурную карту Норильского рудного района (рис. 51), которую следует оценивать в основном как схему тношения выходов и проекций глубинных разломов с ареалами пространения трапповых и сопряженных магматитов, можно убедиться в исключительно высокой плотности дизъюнктивных дислокаций. Вместе с тем важно отметить, что по мере продвижения с запада

на восток и с севера на юг становится заметным упрощение тектонической конструкции района. Установленным можно считать и факт ослабления не только плотности разрывных структур, но и их глубинности и амплитуды. Надо полагать, что отмеченные особенности зональности разломной тектоники свидетельствуют о закономерном ослаблении структурообразующих движений в противоположных направлениях от зон сопряжения Норильского глубинного блока с Енисейско-Хатангским рифтогенным прогибом и Западно-Сибирской рифтовой системой. Правомерность интерпретации природы структурообразующих движений как разрядки напряжений со стороны рифтогенных систем подтверждается следующими главными чертами зональности разломной тектоники. Во-первых, эти предположения основаны на отмечаемом уменьшении плотности разрывов в указанных направлениях. Во-вторых, установлено, что ориентировка большинства тектонических осей изменяет свое направление с северо-северо-востока (западно-сибирское направление) на восток-северо-восток (енисейско-хатангское направление), т.е. параллельно тектоническому ограничению Норильского мегаблока или стволовым раздиговыми зонам рифтогенных систем, обрамляющих рассматриваемый район.

Обращая внимание на экстремальную позицию Норильского района в области торцевого сочленения рифтогенных систем, становится понятным пространственное соотношение глубинных разломов двух основных направлений, а также приуроченность рудных узлов к участкам пересечения разноориентированных дизъюнктивных структур. При этом главной магмарудоконтролирующей структурой является Норильско-Хараэлахский разлом, а большинство известных рудных узлов и месторождений совпадает с участками пересечения его дизъюнктивами других направлений.

Ранее для объяснения особенностей металлогенической специализации района предлагались различные модели его глубинного строения. Одна из схем, основанная на результатах гравимагнитных исследований, глубинного электроздондирования, а также на сопоставлении с другими никеленосными провинциями, рассматривалась в работах М.Н. Годлевского, Н.Н. Урванцева, Д.В. Полферова, М.К. Иванова и др. Предполагалось, что в районе развита субокеаническая кора, в разрезе которой резко воздымается поверхность мантии. "базальтовый" слой имеет повышенную мощность, а "гранитно-метаморфическая" оболочка — пониженную.

Рассматриваемая нами модель глубинного строения Норильского района в значительной степени базируется на результатах обработки региональных сейсмических профилей Воркута—Тикси ("Горизонт") и Диксон—Хилок ("Метеорит"), а также на среднемасштабном профильном сейсмозондировании в пределах исследуемой территории [1]. Исходя из имеющихся материалов, структуру земной коры в пределах Норильского района можно представить в следующем виде (рис. 52).

Мощность вулканогенно-осадочного платформенного чехла до 11—12 км. "Гранитно-гнейсовая" оболочка, мощность которой составляет 12—14 км (но может достигать и значительно большей величи-

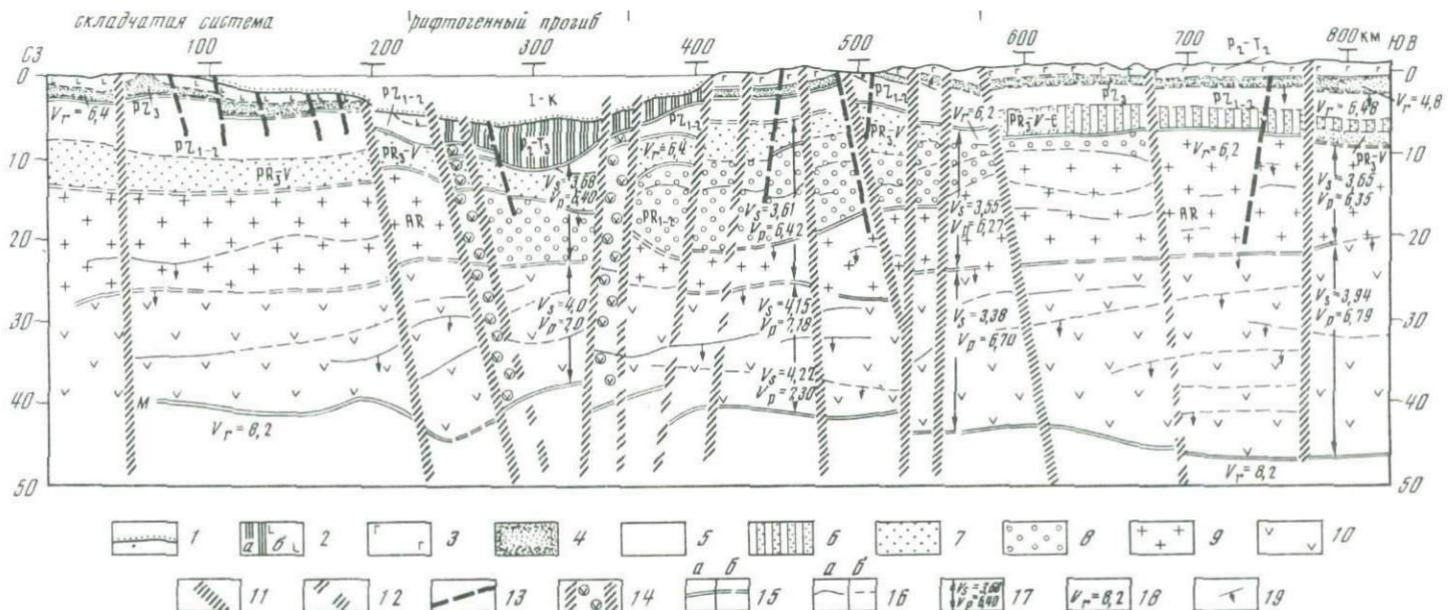


Рис. 52. Сейсмогеологический разрез северной части профиля Диксон—Хилок ("Метеорит"), пересекающий Норильский рудный район

1 — терригенные отложения (I—K); 2 — преимущественно погребенные вулканогенно-осадочные (а) и вулканогенные (б) образования ( $P_2$ —T); 3 — наземные вулканогенные образования ( $P_1$ —T); 4 — терригенные угленосные отложения ( $PZ_1$ ); 5 — карбонатная толща ( $PZ_1$ — $\Sigma$ ); 6 — карбонатно-терригенные отложения ( $PZ_1$ — $\Sigma$ ); 7 — терригенные отложения ( $PR$ —V); 8 —

осадочно-метаморфические образования ( $PR_{1-2}$ ); 9 — "граниты" (AR); 10 — "базальтовый" слой; 11, 12 — глубинные разломы мантийного заложения — установленные (11) и предполагаемые (12); 13 — прочие разломы; 14 — зоны линейной базилификации коры; 15 — опорные границы раздела земной коры — установленные (а) и предполагаемые (б); 16 — второстепенные границы раздела, установленные (а) и предполагаемые (б); 17 — средние скорости продольных ( $V_g$ ) и поперечных ( $V_p$ ) волн; 18 — граничные скорости; 19 — инверсионные границы обмена

ны в западном борту Тунгусской синеклизы) имеет трехслойное строение. "Базальтовый" горизонт неоднороден, его мощность 12—16 км, на востоке территории он достигает 20 км и более. Верхняя мантия с глубиной раздела  $M$  на уровне в среднем 40—42 км (до 45 км в пределах юго-западной части Хараэлахской мульды) характеризуется наличием ряда маломощных (2—5 км) слоев (микроволноводов) с пониженными скоростями сейсмических волн — реликтовых астенолитов. Эти зоны разуплотненных пород верхней мантии прослеживаются со стороны Западно-Сибирской плиты и Енисейско-Хатангского прогиба и обрываются в полосе восточного ограничения Норильского мегаблока. Для Енисейско-Хатангского прогиба как для типичных рифтогенных структур свойственна пониженная мощность "гранитного" слоя — до 8—10 км, а поверхность  $M$  воздымается до 35—37 км.

Близкая к аналогичной картина наблюдается к западу от Норильского глубинного блока. Важно отметить, что по разломным зонам ограничения Норильского мегаблока устанавливаются изменения глубин залегания основных границ раздела в земной коре. По этим зонам сопредельные с запада и северо-запада структуры обнаруживают тектоническую ступень в мантии амплитудой до 5 км [27], обращенную, как показывает сейсмическое зондирование, в сторону Норильского мегаблока. Что касается глубинного строения структур восточного ограничения Норильского района, то данные сейсмического зондирования показывают здесь резкое сокращение объемов ранне-среднепротерозойских образований, в то время как поверхность Конрада и подошва земной коры фиксируются примерно на одинаковых уровнях.

Специфическое, свойственное континентальным рифтам строение устанавливается по сейсмогеологическим данным в западной части Енисейско-Хатангского прогиба (см. рис. 52). В поперечном сечении глубинная структура характеризуется здесь симметрично-блочным строением. Внутренние Ладыгинский и Малохетский транскоровые разломы рассматриваются как стволовые раздвиговые зоны линейной базификации коры. Их тектонические ступени по поверхности  $M$  достигают 4 км. Внешние Южно-Таймырский и Северо-Хараэлахский транскоровые разломы, так же как и внутренние стволовые раздвиговые структуры, круто наклонены к осевой зоне рифтогенной системы. Подошва консолидированной коры между главными разломами имеет выгиб. Рельеф раздела Конрада относительно стабилен, однако здесь резко сокращается мощность кристаллического фундамента и палеозойского плитного комплекса, нарастает объем осадочно-вулканогенных образований пермо-триаса и фиксируется максимальная мощность юрско-меловых отложений молодого плитного комплекса. При этом мощность юрско-меловых отложений коррелируется с величиной сокращения мощности земной коры.

Данные интерпретации гравитационных и магнитных полей [146] показывают, что формирование широких (десятки километров) центральных раздвиговых зон Енисейско-Хатангской рифтовой системы обязано интенсивному воздыманию блоков, ограниченных внутрен-

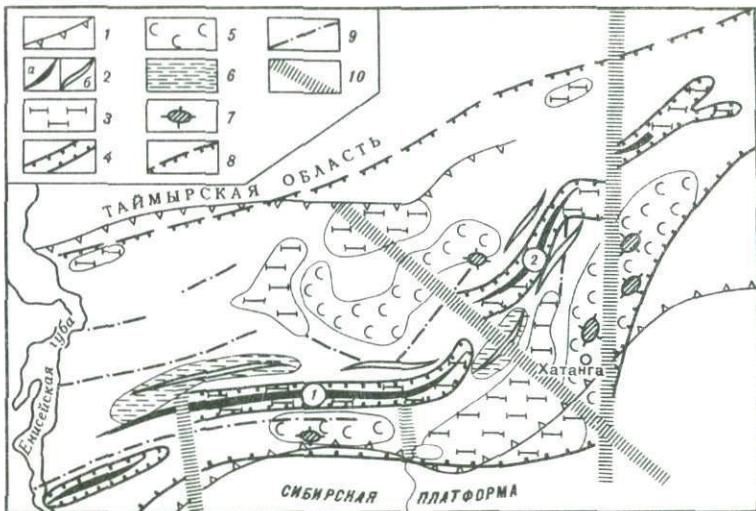


Рис. 53. Схема глубинного строения Енисейско-Хатангского рифтогенетического прогиба [146]

1 — граница распространения мезо-кайнозойских отложений; 2 — оси мезо-кайнозойских структур по сейсмическим данным (а — валов, б — прогибов); 3 — крупные раздвиговые зоны, заполненные магматическими образованиями ультраосновного и основного состава; 4 — центральные раздвиговые зоны; 5, 6 — зоны разуплотнения (растяжения), не скомпенсированные внедрением подкоровой магмы (5 — повышенной соленосыщенности среднепалеозойских отложений и проявления соляной тектоники, 6 — развития мезо-кайнозойских прогибов); 7 — предполагаемые поднятия, связанные с соляной тектоникой; 8 — границы прогиба; 9 —магмоконтролирующие разломы; 10 — поперечные разломы с горизонтальным смещением. Цифры в кружках — валы (1 — Рассохинский, 2 — Балахнинский)

ними глубинными разломами, с развитием протяженного (более 1000 км), но прерывистого Рассохинско-Балахнинского мегавала, имеющего амплитуду поднятия 2,5—5 км. Объемы заполняющих раздвиги базитов и гипербазитов достигают, как отмечено выше, 200—300 тыс. км<sup>3</sup>. Устанавливается, что прерывистость стволовых зон рифтовой системы связана с поперечными сдвигами, выходящими в область древних авлакогенных структур (рис. 53). Одной из таких структур является рифейский Норильско-Туруханский авлакоген. Норильский же район, совпадая с исключительно подвижной зоной активизированной платформы, оказывается расположенным в области торцевого сочленения взаимосвязанных Западно-Сибирской и Енисейско-Хатангской рифтовых систем и в значительной степени пространственно совмещенным с южной трансформной ветвью Енисейско-Хатангского рифта.

Устанавливаемая унаследованность интенсивного позднепалеозойско-раннемезозойского рифтогенеза по докембрийским дислокациям и специфический глубинный характер магматизма свидетельствуют о преобладании длительных периодов возбужденного состояния мантии в районе Енисейско-Хатангского прогиба, а фиксируемая активизация древних палеорифтов, поперечных по отношению к главному стволу раздвига, указывает на последовательное развитие разветвленной рифтогенной системы.

Область плавления первичного мантийного субстрата вначале находилась, по-видимому, в западной части центральной раздвинувшой зоны, где образовались крупные астеносферные диапиры, сложенные разуплотненным гипербазит-базитовым расплавом. По мере развития рифтогенеза очаги магмогенерации перемещались в восточном направлении с последовательным углублением и уменьшением объемов плавления. Происходило омоложение продуктов вулканизма, повышение их щелочности (и магнезиальности) и дискретное сокращение масштабов магмообразования. Образование и поднятие центрального астеносферного диапира выражалось в формировании крупного свода с развитием осевых расколов, активацией поперечных швов и "расползанием" разогретого мантийного вещества в периферические ослабленные зоны флангов. В этих поперечных структурах, одной из которых является Туруханско-Норильский регенерированный авлакоген, гипербазит-базитовый расплав в дальнейшем поднимался, по-видимому, из самостоятельных "отшлифованных" диапиров второго порядка. Подобные структуры служили, по образному выражению В.Е. Хайна, как бы рельсами для резких скачкообразных перемещений областей рифтогенной активизации.

Принципиальная схема латерального перемещения мантийного расплава из области первичной магмогенерации в активизированную проницаемую зону, отвечающую Норильско-Хараэлахскому транскорровому разлому, дана на рис. 54. Предполагается, что подъем астеносферы и проникновение разогретого гипербазит-базитового расплава в наиболее ослабленные участки пересечения разноориентированных разломов определяют положение корневых мантийных систем, формирование магматических колонн с образованием коровых промежуточных очагов, последующей их эволюцией и локализацией рудных узлов в благоприятных приповерхностных структурах платформенного чехла. В основании коры происходило накопление больших затвердевших масс пикритоидного расплава. Они образуют так называемую "корово-мантийную" смесь и распространяются на этом уровне вследствие близких плотностных свойств расплава и пород раздела кора—мантия, а также резко различающихся по степени проницаемости участков подошвы земной коры.

Эта схема согласуется с моделью К. Кокса [149] в отношении пикритовых силлов, внедрившихся в основание приподнятой части консолидированной коры. Растекание пикритового расплава в субгоризонтальных направлениях и его затвердевание приводят к утяжелению коры, ее утолщению и стиранию границ с мантией. Сложное строение раздела  $M$  с достаточно большим по вертикали диапазоном близких по значимости граничных поверхностей нередко наблюдается на профилях глубинного сейсмозондирования, выполненного в Норильском районе. Представления о латеральном перемещении мантийных расплавов находят подтверждение на примерах современного вулканизма. Так, изучение глубинных условий трешинных извержений Толбачинского вулкана [6] показывает значительную, на десятки километров, горизонтальную миграцию первичных высокомагнезиальных расплавов, а питание центрального вул-

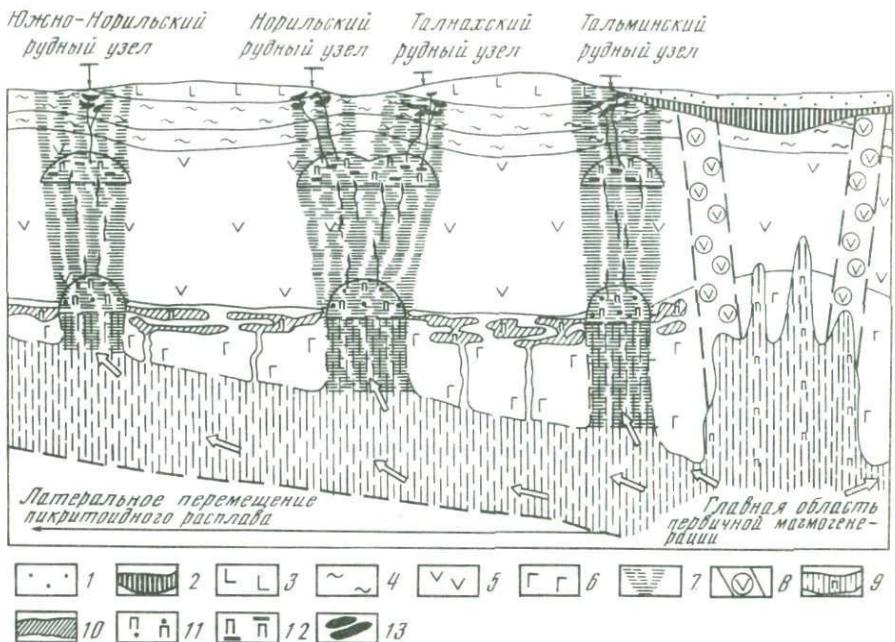


Рис. 54. Принципиальная схема формирования Норильско-Хараэлахской региональной рудно-магматической системы

1 — юрско-меловые терригенные отложения; 2, 3 — вулканогенные образования пермо-триаса; 4 — погребенные, 3 — наземные; 5 — породы консолидированной коры; 6 — перидотиты верхней мантии; 7 — области повышенной флюидно-магматической проницаемости; 8 — стволовые рифтогенные зоны базификации коры; 9 — области зарождения и латерального перемещения никеленосного пикритоидного расплава; 10 — глубинные силлы пикритов в подошве консолидированной коры; 11, 12 — уровень концентрирования сульфидов в промежуточных очагах магматических колонн; 11 — нижний, 12 — верхний; 13 — сульфиноносные расслоенные интрузивы и рудные залежи

кана и его сателлитов осуществляется в результате эволюции нескольких гидравлически связанных между собой корово-мантийных очагов, вскрываемых глубинными разломами.

Таким образом, Норильский район, составляющий крайнюю западную часть Енисейско-Оленекского рудного пояса, характеризуется развитием региональной гипербазит-базитовой рудно-магматической системы, эволюция которой определяется интенсивными процессами рифтогенеза. При этом главной магмарудоконтролирующей структурой является Норильско-Хараэлахский разлом как результирующая трасса единой сети разломов Приенисейского мегаблока. Этот разлом, по всей вероятности, главная стержневая структура, транспортирующая ювенильное вещество из центральной стволовой зоны Енисейско-Хатангского рифта, представляющей собой область первичной мантийной магматации, в южном направлении, где на пересечениях с другими разломами формируются глубинные корневые системы рудных узлов.

Енисейско-Оленекский пояс включает несколько региональных рудно-магматических систем: гипербазит-базитовую никеленосную, ще-

лочно-гипербазитовую полиформационную, кимберлитовую. Глубинные модели этих систем основаны на гипотезе последовательного перемещения фронта мантийного плавления в стволовой раздиговой зоне Енисейско-Хатангского рифта [37]. Южные ответвления рифта, унаследованные по докембрийским активизационным структурам, явились главными проводниками магматических расплавов, а региональные дислокации в контурах мегаблоков контролировали образование рудных узлов, полей и месторождений. Рифтогенез проявился в интенсивном предшествующем магматизме щелочного профиля, гипербазит-базитовом никеленосном магматизме раннего и среднего этапов, в последующем массовом накоплении толеитов, в завершающем щелочно-гипербазитовом магматизме и заключительном — кимберлитовом. При этом массовое трапповое магмообразование фазы рассредоточенного рифтогенеза с предшествующим щелочно-базитовым и гипербазит-базитовым магматизмом характерно для западной области, а к востоку по мере затухания накопления траппов проявляется щелочно-гипербазитовый и кимберлитовый магматизм. Установленное изменение профиля магматизма согласуется с глубинным строением Енисейско-Оленекского рудного пояса. В западной части (Приенисейский и Северо-Тунгусский мегаблоки) фиксируется повышенная мощность земной коры, резко сокращающаяся к востоку (Маймеч-Котуйский, Анабарский мегаблоки), но с увеличением "базальтового" слоя и довольно резким, скачкообразным утонением "гранито-гнейсовой" оболочки.

Важнейшим следствием вышеизложенного является признание определяющей роли в формировании крупнейших медно-никелевых месторождений Норильского района положения его в крайней западной части Енисейско-Оленекского рудного пояса. Установленная взаимосвязь геологической позиции района с развитием в его пределах вулкано-интрузивной гипербазит-базитовой никеленосной ассоциации, отвечающей ранней фазе рифтогенеза, позволяет по-прежнему рассматривать Норильский район как важнейший региональный объект поисков новых крупных медно-никелевых месторождений.

### СООТНОШЕНИЯ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА И МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ

Рассмотренная выше структурно-магматическая зональность севера Сибирской платформы обуславливает закономерности распределения эндогенных рудопроявлений. Установливаемая продольная и поперечная зональность магматизма и рудообразования сопряжена с позднепалеозойской—раннемезозойской автономной базальтовой активизацией, выраженной в интенсивном рифтогенезе. Последовательное формирование продуктов рудоносного магматизма в пределах Енисейско-Оленекского металлогенического пояса обнаруживает сочетание латеральной (субширотной) и вертикальной (возрастной) зональности с образованием гипербазит-базитовой никеленосной ассоциации, щелочно-гипербазитовой полиформационной, кимберлитовой алмазоносной. Аналогичная закономерность намечается и в пределах

Южно-Таймырского рудного пояса, приуроченного к северному флангу Енисейско-Хатанского рифтогенного прогиба.

Впервые вопрос о закономерностях размещения рудных формаций на северо-западе Сибирской платформы был поднят Б.Н. Рожковым, отметившим последовательную смену с севера на юг медно-никелевого оруденения сначала магнетитовым, а затем полиметаллическим. Действительно, эта закономерность в самых общих чертах проявляется на правобережье р. Енисей, от Норильского района к Курейско-Северореченному до бассейна р. Подкаменная Тунгуска. Однако эта закономерность более сложная, и к настоящему времени нельзя считать однозначно решенными вопросы соотношения различных рудных формаций, связанных с теми или иными группами платформенных магматитов. К тому же в пределах региона широко развиты и другие рудные формации, не имеющие как будто прямой связи с трапповым и сопряженным магматизмом автономной базальтовой активизации.

Выше отмечено, что рудоносность магматических формаций определяется характером геохимической специализации исходных расплавов, степенью их очаговой и внутрикамерной дифференциации. Немаловажную роль играет, по-видимому, и длительность протекания рудно-магматических процессов.

Северо-Сибирский регион характеризуется неоднократным проявлением тектоно-магматических и эндогенных рудных процессов. Поздне-палеозойский — раннемезозойский период автономной базальтовой активизации сменяется средне-позднемезозойской (юрско-меловой) отраженной активацией. Первый период определяет формирование двух генетических рядов рудных формаций [60]: к первому ряду относятся сульфидная медно-никелевая, медно-цеолитовая, магногипситовая, колчеданно-полиметаллическая; ко второму — апатит-магнетитовая, редкометально-карбонатитовая, флогопитовая, алмазоносная кимберлитовая и др. Второй период (отраженная активизация) обозначен рудными формациями, связанными с малыми интрузиями гранитоидов и сиенитов: медно-порфировая, ртутно-сульфидно-мышьяковая, редкометально-флюоритовая и др.

Норильский район — прежде всего никеленосный рудный район. Вместе с тем существенную роль играют проявления медно-цеолитовой и магногипситовой рудных формаций, последовательно сменяющие во времени медно-никелевое рудообразование. Нередко они пространственно сопряжены, однако тяготеют к фланговым частям рудных зон и узлов, т.е. к периферии площадей развития медно-никелевых месторождений. Медно-порфировые (известный Болгохтохский и другие предполагаемые массивы гранит-порфиров) проявления, сформированные после завершения массового траппового магматизма, обнаруживают приуроченность к области сжатия, т.е. располагаются на сопряжении Норильско-Хараэлахского рифтоподобного прогиба и Дудинского валообразного поднятия Приенисейской зоны дислокаций.

Особое место занимают позднедокембрийские медистые песчаники и сланцы, геологическая позиция которых подчеркивает осо-

бую роль Приенисейской зоны разломов в формировании структур и металлогенического облика Норильского рудного района.

Выше показано, что в составе единого генетического типа сульфидных медно-никелевых месторождений выделяются две рудные формации: вулкано-интрузивных гипербазит-базитовых ассоциаций и ритмично-расслоенных плутонов норит-ортопироксенит-гарцбургитового состава. Медно-никелевые месторождения Норильского района образованы в связи с развитием вулкано-интрузивной рудно-магматической ассоциации и по своим главным признакам обнаруживают сходство со многими месторождениями данной формации независимо от их возраста.

Определяя источники сульфидного медно-никелевого рудообразования в целом, т.е. приуроченность к конкретным магматическим образованиям, выявляется их пространственная и генетическая связь с гипербазитовыми, базитовыми и переходными между ними магматическими комплексами. Известно, что формирование никеленосных магматических проявлений фиксируется на протяжении всей геологической истории Земли, начиная с кольского этапа [119]. Медно-никелевое рудообразование довольно строго сопряжено во времени с общепланетарными перестройками в развитии земной коры или активизацией крупных стабилизированных блоков. Сульфидное оруденение устанавливается в связи с мантийным магматизмом, совпадает с формированием архейских кратонов, заложением раннепротерозойских протогеосинклинальных поясов и проявляется в глубоко проникаемых зонах континентальных структур. Последние получают определение как слаборазвитые, или корневые, зоны рифтов. Примером докембрийских месторождений являются обширные проявления в связи с крупными plutонами Бушвельд, Стиллуотер, Великая Дайка Зимбабве, Мончегорский, Дулут и др. В отличие от докембрийской эпохи фанерозойское время характеризуется относительно слабым проявлением медно-никелевого рудообразования. Исключение составляют герцинский и киммерийский металлогенические этапы, совпадающие с массовым платобазальтовым вулканизмом суперконтинентов Гондваны и Лавразии, который, в свою очередь, сопряжен с началом формирования планетарной системы мезозойских рифтов [94].

Развитие мезозойского океанического вулканизма сопровождается значительным выносом рассеянного сульфидного вещества, однако промышленные концентрации полезных компонентов пока не обнаружены. Проявления эндогенной медно-никелевой минерализации, связанной с мезозойской активизацией континентальных структур, развиты также довольно широко, но крупные месторождения редки. Наиболее значительные из них месторождения Инсизва, Табанкулу и др. в Южной Африке, Норильского рудного района Северо-Сибирской никеленосной области; можно также назвать месторождения Южно-Китайской провинции.

Сульфидоносные массивы существенно базитового и гипербазит-базитового состава характеризуются в различной степени стратифицированным (расслоенным) строением, причем степень дифференцированности и масштабы ее проявления неодинаковы и опреде-

ляются многими петрологическими, структурно-тектоническими, геодинамическими факторами. Они развиты преимущественно в краевых частях платформенных структур, в пределах древних щитов и в областяхprotoактивизации [62]. Наиболее крупные и высокопродуктивные интрузивы оказываются сопряженными с зонами широких и протяженных транскоровых разломов. Они известны в пределах главным образом отрицательных структур, где приурочены к перикратонным опусканиям, авлакогенам, неоднократно активизированным рифтогенным зонам, крупным синклиниорным структурам, грабен-синклиналям, осложненным системами региональных глубинных разломов. Свообразным новым типом сульфидных медно-никелевых (существенно никелевых) месторождений являются тела сплошных (или богатых) руд, ассоциированных с гипербазитовыми (коматитовыми) лавами зеленокаменных поясов архейских кратонов.

Известные сульфидные медно-никелевые (существенно никелевые) месторождения Западной Австралии приурочены к протяженному (800 км) зеленокаменному поясу Уилуна-Норсмен. В пределах пояса выделяется несколько групп месторождений [153]: приуроченные к перидотитовым коматитам; связанные с секущими телами дунитов; развитые с метаосадочными образованиями между лавовыми покровами; ассоциированные с расслоенными интрузивами толеитов. Обычно только с двумя первыми группами месторождений связаны крупные концентрации металлов. Реставрация условий, в которых происходило формирование месторождений [156], свидетельствует о развитии взаимосвязанных процессов магматизма и рудообразования на континентальной сиалической коре. Размещение рудных тел контролируется со стороны линеаментных структур, пространственной связью с излившимися и интрузивными образованиями и определяется единым процессом концентрирования сульфидного вещества, формированием вкрапленного оруденения и внедрением самостоятельных сульфидных расплавов. Наиболее крупные месторождения купола Камбалда [152], который занимает площадь около 48 км<sup>2</sup> и содержит самые высокие из известных в Западной Австралии концентрации сульфидов никеля. Месторождения Камбалды представлены несколькими классами рудных тел, а наиболее богатые из них образованы пластообразными залежами, ассоциирующими с мощными (50—100 м) пачками высокомагнезиальных лав. Последние, как правило, перемежаются с покровами толеитовых базальтов, а также с пачками метаосадочных и вулкано-кластических пород, хотя в непосредственном окружении рудных тел осадочные породы не отмечаются.

Возраст зеленокаменного пояса Уилуна-Норсмен 2,7—2,6 млрд. лет, а породы гранито-гнейсового основания датируются 2,9—2,8 млрд. лет [114]. Архейские зеленокаменные пояса рассматриваются в настоящее время как образования, родственные рифтовым структурам [94]. Это древние аналоги внутриконтинентальных рифтовых зон, заложение которых предопределено горизонтальным растяжением земной коры и развитием субпараллельных региональных разломов.

Протерозойский магматизм и сопряженное сульфидное медно-никелевое рудообразование пояса Печенга—Имандра—Варзуга обнаружил-

вают отчетливую связь с рифтогенезом [47]. Ориентировка рифтогенного пояса совпадает с направлением региональных глубинных разломов, контролирующих размещение продуктов магматизма и медно-никелевых месторождений. Осадочно-вулканогенный комплекс сложен четырьмя толщами вулканитов, разделенных пачками туфогенно-осадочных пород. Интрузивы и медно-никелевые месторождения комагматичны гипербазит-базитовым (коматитовым) лавам, которые являются составным элементом этого комплекса. Они имеют, по данным Г.И. Горбунова [21], первично-магматическое происхождение, но в последующем испытали интенсивное преобразование в результате метаморфических и гидротермальных процессов. По мнению В.И. Казанского [63], сочетание эпиплатформенного осадконакопления, вулканизма, интенсивных тектонических деформаций и проявлений метаморфизма указывает на принадлежность Печенгского рудного района к областямprotoактивизации. На основании этих представлений рудоносные интрузивы имели первоначально крупные размеры и их залегание было близким к горизонтальному, подобно многим массивам Норильского района. Вывод о внедрении интрузивов Печенгского района на этапе, предшествующем интенсивным деформациям и надвиговым перемещениям, важен как для понимания условий развития никеленосного магматизма, так и с точки зрения перспективной оценки территории.

Печенгский рудный район, как и Норильский, представляет собой яркий пример многоярусного размещения никеленосных массивов. Он характеризуется развитием нескольких групп дифференцированных интрузивов, проявлением вкрапленного сульфидного оруденения, наличием богатых руд, обязанных поступлению в сферу рудоотложения существенно сульфидных расплавов как продуктов глубинной дифференциации сульфидно-силикатных магм.

В качестве примера мезозойских сульфидных медно-никелевых месторождений вулкано-интрузивных ассоциаций можно назвать комплекс Инсизва в Южной Африке, хотя состав (повышенная роль ортопироксена) и объемы (лакколит мощностью порядка 1000 м) значительно отличаются от никеленосных интрузивов Норильского района. Комплекс Инсизва относится к числу самых крупных интрузий системы Карру [155]. Массив состоит из трех зон: базальной, представленной пикритовыми и троктолитовыми горизонтами с оливиновым габбро в основании; центральной, сложенной оливиновыми авгитовыми и бронзитовыми габбро; покровной (или верхней); сложенной главным образом кварцевыми диоритами и монцонитами. Основная масса сульфидных руд представлена минерализацией, которая приурочена к базальным оливиновым габбро и ассоциирует с массивными рудами и гранофирами. Остальные руды представлены двумя типами: залежами массивных пирротин-пентландитовых руд, тяготеющих к контактовым зонам, и жилами существенно халькопиритового состава, прорывающими габбро висячего бока. В составе юрских траппов системы Карру отмечаются пикритовые лавы, которые могут рассматриваться в качестве комагматов дифференцированных интрузивов, однако они сохранились значительно севернее комплекса Инсизва

вследствие более поздней перестройки структурных планов. Развитие вулкано-интрузивных никеленосных ассоциаций системы Карру совпадает с областью периконтинентального рифтогенеза и отвечает фазе интенсивного растяжения, предшествующего распаду Гондваны вдоль юго-восточной части Африканского континента [94].

К названным районам относятся сульфидные медно-никелевые месторождения, образованные в результате развития вулкано-интрузивной рудно-магматической ассоциации. Их геотектоническая позиция определяется приуроченностью к структурам растяжения земной коры и формированием в условиях внутриконтинентального рифтогенеза.

Рудоносные ритмично-расслоенные комплексы, образующие гигантские plutоны, часто пространственно сближены с рифтогенными структурами, контролирующими размещение вулкано-интрузивных сульфиноносных ассоциаций, однако отличаются определенным набором структурно-вещественных признаков. Они возникли в стадиюprotoактивизации и приурочены к трансрегиональным разломам кратонов или древним подвижным поясам. Области развития ритмично-расслоенных plutонов совпадают с проторифтовыми зонами, характеризуемыми слабым растяжением и пониженной проницаемостью земной коры. Внутреннее строение plutонов представляет собой сочетание макростратификации с ритмичной расслоенностью [136, 142]. Снизу вверх обычно выделяются серии: базальная закалочная фазий; ультрабазитовая (пироксенит-перidotитовая); габбро-ультрабазитовая (или полосчатая с критической зоной); существенно габброидная. Массивы не сопровождаются, как правило, формированием вулканогенных фаций и практически не содержат богатых сульфидных руд. Их замечательным свойством является развитие в составе критической зоны габбро-ультрабазитовой серии выдающихся протяженных, но маломощных горизонтов, содержащих большие количества хромита и платиновых металлов (например, риф Меренского комплекса Бушвельд, J—M-риф комплекса Стиллуотер). Возможно, они имеют универсальный способ образования, присущий многим массивам как собственно plutоногенной формации, так и расслоенным интрузивам вулкано-интрузивной ассоциации.

Месторождения и проявления медно-цеолитовой рудной формации Норильского района тяготеют к северо-западному борту Хараэлахской мульды и северу Тунгусской синеклизы, т.е. располагаются в наиболее активизированной области — вдоль Енисейско-Хатангской рифтогенной зоны. Медепроявления контролируются верхними горизонтами вулканогенной толщи и характеризуются большим по вертикали (около 2000 м) диапазоном распространения.

Месторождения медно-цеолитовой формации развиты, как отмечено выше, в связи с базитовым магматизмом в пределах как платформенных, так и геосинклинальных и геосинклинально-складчатых областей. Однако наиболее крупные концентрации самородной меди характерны для платформенного магматизма, сопряженного с региональными структурами рифтогенной природы. Наибольшее сходство норильских медепроявлений обнаруживается с месторождениями

оз. Верхнего в США и проявлениями Имандра-Варзугской структуры Кольского полуострова.

Месторождения Верхнего озера, наиболее известными представителями которых являются Калюмет, Кирсарж, Болтик и др., приурочены к позднедокембрийскому синклиниорному прогибу юго-восточной части Канадского щита и связаны с формированием мощной вулканогенной толщи серии Портедж-Лейк. Синклиниорный прогиб сопряжен с разломом Кивино и имеет рифтогенную природу. Месторождения образуют протяженные пластообразные залежи различных стратиграфических уровней и включают в свой состав миндалекаменные и обломочные базальты, а также разделяющие их красноцветные конгломераты и песчаники. Вместе с тем месторождения сложены как отдельными породами разреза, так и их совокупностью и часто тяготеют к границам разнородных образований. Рудная и сопутствующая минерализация определяет формационную принадлежность месторождений, а условия их образования подчинены дорудной тектонической переработке пород, анизотропии разреза и повышенной его проницаемости. Рудоотложение сопряжено также с окислением железа и связано с медной геохимической специализацией базальтовых (андезито-базальтовых) лав.

Вывод, сделанный нами относительно генетической связи проявлений самородной меди Норильского района с тряповым вулканизмом, нельзя считать окончательным. Большое вертикальное распространение оруденения может быть обусловлено и наличием на глубине значительных медных стратиграфических месторождений либо сульфидных медно-никелевых руд Норильского типа [85]. Аналогичное предположение может быть сделано и относительно докембрийской тряповой формации Кивино. Главной чертой этой формации, кроме развития месторождений оз. Верхнего, является тесная ассоциация с дифференцированными плутонами, наиболее крупный из которых массив Дулут, расположенный вблизи месторождений самородной меди и также специализированный главным образом на медь.

Вместе с тем месторождения и проявления самородной меди, образующие наиболее крупные скопления металла, сопряжены с рифтогенными структурами и образуют определенное звено в генетическом ряду платформенных рудных формаций.

Магногранитовая рудная формация Норильского района неоднородна и в отличие от типичных месторождений Ангаро-Вилуйского рудного пояса представлена несколькими типами оруденения. Среди них отмечены гидротермальный (автореакционно-скарновый), контактово-метасоматический и метасоматический (в связи с карбонатами) типы оруденения. Два первых наиболее распространены.

Главный минерал железорудных проявлений — магногранитит, реже развиты магнетит, гематит, сульфиды. Нерудные минералы, как правило, представлены хлоритом, серпентином, кальцитом, гранатом, эпидотом, скаполитом, актинолитом и др. Обнаруживается сходство магногранитового оруденения Веткинского палеовулкана с железорудными месторождениями ангаро-илимского типа юга Сибирской

платформы. Это сходство заметно при сопоставлении минерального состава скарнов сравниваемых объектов, однако устанавливается более низкотемпературный характер образования скарнов и руд Веткинского месторождения Норильского района. Специфична и особенность локализации рудных тел в связи с трубками взрыва, где устанавливается определенная зональность и многоэтажное формирование магнетитового оруденения. Вместе с тем В.В. Юдиной с соавторами [145] указывается, что окорудная минерализация Веткинского месторождения отличается от большинства магнетитовых проявлений, связанных с траппами Сибирской платформы, и наиболее близка другим железорудным формациям — габбро-альбититовым комплексам Алтае-Саянской складчатой области. Это сходство обусловлено субщелочной направленностью ранних фаз развития магматического очага, а также глубиной образования рудопоявления.

По мнению В.А. Вахрушева, Л.Г. Страхова и др., трапповые интрузивы Ангаро-Вилюйского рудного пояса не могли служить источником железа Коршуновского, Рудногорского, Капаевского и других месторождений. К тому же формирование долеритовых силлов происходило до образования скарнов и руд. Что касается длительного во времени скарново-рудного процесса, то он, с одной стороны, свидетельствует о посттрапповом образовании магнетитового оруденения, а с другой — оставляет открытым вопрос об источнике рудного вещества. Предполагая, что источником рудного вещества явились постмагматические глубинные флюиды, исследователи ангаро-илимских месторождений [2] не дают конкретного решения относительно источника железа. Предполагается лишь мантийное происхождение рудоносных растворов и длительная эволюция глубинных промежуточных очагов, продуцирующих железорудную минерализацию. Трудность решения задачи заключается и в том, что рассматриваемые месторождения не имеют аналогов в пределах трапповых провинций других платформ, и, таким образом, постмагматические гидротермально-метасоматические процессы, давшие железорудные месторождения Сибирской платформы, составляют ее специфическую особенность.

Болгохтохское медно-порфировое месторождение приурочено к бортовой зоне Норильско-Хараэлахского рифтоподобного прогиба. Оно сформировано в мезозое, после массового траппового магматизма, и принадлежит молодой юрско-меловой фазе гранитоидного магматизма, последовавшей вслед за автономной базальтовой активацией. Для уточнения геологической позиции известного Болгохтохского и других предполагаемых медно-порфировых месторождений Норильского района напомним, что Норильско-Хараэлахский глубинный разлом и одноименный прогиб — составные элементы разветвленной Енисейско-Хатангской рифтогенной системы. Исходя из этого, можно считать, что Болгохтохский массив гранит-порфиров локализован в области максимальных геодинамических напряжений. Его внедрение происходило в условиях сжатия, на сопряжении крупных положительной и отрицательной структур, в сводовой части изометричной антиклинали.

А. Митчелл и М. Гарсон [96] указывают, что крупнейшие медно-молибдено-порфировые месторождения типичны для рифтовых зон. Среди них известны медно-молибденовые месторождения грабена Осло, рифта Кивино и др. Грабен Осло представляет собой часть постгерцинской внутриконтинентальной рифтовой системы, простирающейся под дном Северного моря. Эволюция этой системы, пройдя стадию инициального базальтового вулканизма, достигла максимума в пермское время. Базальтовый вулканизм сменился трещинными внедрениями трахитоидных порфиров, а затем образованием вулканов центрального типа и кальдерных проседаний. На завершающих стадиях произошло внедрение тел монцонитов и сиенитов. На протяжении всего периода магматической активности внедрялись биотитовые граниты. Оруденение связано с порфировой фазой гранитоидов и сопровождалось образованием кварц-полевошпатовых порфиров, развитием зон калишпатизации и серицитизации. Обнаруживается сходство геологической обстановки развития медно-молибден-порфировых месторождений Североморской рифтовой системы и Болгохтохского месторождения Норильского района.

Выше в специальных разделах достаточно детально рассмотрена геологическая позиция Норильского района. Показано, что район находится в области торцевого сочленения Енисейско-Хатангского рифта и Западно-Сибирской рифтовой системы. Это обусловило специфику рудоносного магматизма района, расположенного в непосредственной близости от близкого к трехлучевому сочленению рифтов. В процессе развития рифтогенных структур, сопровождаемого расщеплением земной коры, происходило образование резонансных впадин и общее прогибание. При этом в периферических зонах рифтов возникла обстановка сжатия с образованием конседиментационных валообразных поднятий и формированием надвиговых зон. Для этого этапа характерно полное затухание базитового магматизма и смена его кратковременными проявлениями щелочного и кислого вулканизма.

Месторождения медистых песчаников и сланцев позднедокембрийского возраста расположены в пределах Игарского выступа байкалид. Структурно-формационный анализ показывает, что эти образования связаны с латеральными зонами выклинивания красноцветных молассоидных формаций заключительной стадии развития приорогенной области [85]. Проявления этой формации известны также в ранне-среднепалеозойских образованиях западного борта Сибирской платформы. Приуроченность месторождений к предполагаемой зоне соприкосновения двух литосферных плит подчеркивает, в совокупности с другими факторами, высокую динамическую активность рассматриваемой зоны с проявлением неоднократной активизации платформенного режима и развитием специфических структур, отвечающих авлакогенам. Область развития медистых песчаников и сланцев совпадает с позднерифейским Норильско-Туруханским авлакогеном, позднее регенерированным и обусловившим развитие специализированного магматизма позднепалеозойского—раннемезозойского этапа автономной базальтовой активизации.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Норильский рудный район входит в состав обширной области развития позднепалеозойского—раннемезозойского траппового магматизма. Трапповый магматизм и процессы эндогенного рудообразования отвечают максимальному проявлению автономной активизации платформы. Вместе с тем, несмотря на широкое развитие в пределах Северо-Сибирского региона сульфидной медно-никелевой минерализации, крупные месторождения известны пока только в Норильском районе.

В результате изучения Норильского района и на основе межрегиональных сопоставлений становится очевидным, что в исследовании сульфидных медно-никелевых месторождений различных регионов, помимо изучения вещественного состава оруденения и выявления формационной принадлежности вмещающих (или ассоциирующих) магматических образований, большое внимание должно уделяться установлению их геотектонической позиции. Авторами показано, что в рамках единого генетического типа выделяются две главные формации сульфидных медно-никелевых месторождений: 1) ритмично-расслоенных гипербазит-базитовых plutонов; 2) вулкано-интрузивных гипербазит-базитовых никеленосных ассоциаций. Месторождения первой рудной формации, не сопровождаемые обычно эфузивными комагматичными образованиями, приурочены к глубинным разломам кратонов или консолидированных подвижных поясов. Месторождения вулкано-интрузивной ассоциации, отличающиеся развитием как вкрапленного оруденения, так и массивных (или богатых) руд, пространственно сопряжены с внутриконтинентальными рифтовыми зонами или региональными прогибами, т.е. структурами растяжения рифтогенного происхождения.

Исследование тектono-магматических условий, определяющих уникальную никеленосность Норильского района, привели к коренному изменению традиционных представлений о приуроченности Норильского района к типичным структурам Сибирской платформы, а также принадлежности сульфидоносных продуктов магматизма к формации траппов. Этому способствовали данные регионального и среднемасштабного сейсмозондирования, материалы комплексных гравимагнитных исследований, обширные геолого-петрологические данные не только по Норильскому району, но и по всему северу Сибирской платформы, систематическое изучение вещественного состава продуктов магматизма и ассоциирующего оруденения.

Главным в оценке геологической позиции Норильского рудного района является определение его принадлежности к Приенисейскому мегаблоку, расположенному в области торцевого сочленения Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба и Западно-Сибирской рифтовой системы мезозойского возраста. Приенисейский мегаблок — крайний западный составной элемент Енисейско-Оленекского субширотного рудного пояса, в котором последовательно (с запада на восток) формируются щелочные и щелочно-базитовые, затем базитовые и гипербазит-базитовые, толеитовые (трапповые), щелочно-гипербазитовые, кимберлитовые продукты магматизма, составляющие

определенные звенья в латеральном и возрастном ряду магматизма и эндогенного рудообразования. Гипербазит-базитовые никеленосные образования формируются в раннюю фазу рифтогенного режима развития севера Сибирской платформы, предшествующую массовому трапповому магматизму. Развитие Норильского рудного района сопряжено с эволюцией древней рифтогенной структуры, трансформной по отношению к Енисейско-Хатангскому региональному рифту. Столовые раздвиговые зоны последнего рассматриваются как главная область первичной мантийной генерации расплавов, латеральная миграция которых в южном направлении обусловливает формирование рудно-магматических систем Норильского района. Тектоническими элементами рудно-магматических систем являются трансформная по отношению к Енисейско-Хатангскому рифту авлакогенная зона, сеть сопряженных с ней региональных разломов и оперяющих структур, а магматическими — сульфидодержащие мантийные расплавы, комагматичные гипербазит-базитовые вулканиты, расслоенные никеленосные интрузивы и сульфидные руды.

В качестве исходного расплава для гипербазит-базитовых пород и сульфидных руд, а также для всего многообразия продуктов магматизма Норильского района и сопредельных территорий принимается родоначальный пикрит, состав которого соответствует современному составу дифференцированных сульфидоносных интрузивов. Важно подчеркнуть, что такой подход в отличие от традиционных представлений о толеитовой (трапповой) природе никеленосных массивов Норильского района позволяет устранить многие противоречия, возникающие при объяснении петрогенетической связи различных по составу безрудных пород и сульфидоносных образований.

Медно-никелевые месторождения связаны с гипербазит-базитовой вулкано-интрузивной ассоциацией, а сульфиды представляют собой органическую составляющую рудоносных пород этой ассоциации. К настоящему времени существенно дополнены и получают дальнейшее развитие ранее сформулированные представления о самостоятельном внедрении сульфидного вещества, образующего в гипабиссальных условиях залежи массивных руд.

В результате детального изучения медно-никелевых рудных узлов и месторождений установлено широкое распространение горизонта хромитоносных такситовых габброидов в составе верхней эндоконтактовой зоны продуктивных расслоенных интрузивов. Ранее многими исследователями были выделены так называемые "верхние пикриты", "верхние такситы", однако их природа и масштабы развития долгое время не привлекали внимания. Накопление фактического материала, а также детальное изучение этих образований позволили установить, что с ними связан верхний уровень сульфидной, хромитовой и платиновой минерализации. Аномальная позиция этих продуктов внутрикамерной дифференциации, своеобразный вещественный состав и характер рудной минерализации обусловлены процессами флюидно-магматической конвекции и имеют черты сходства с аналогичными рудоносными образованиями комплекса Стиллуотер. Есть основания считать, что эти хромитоносные такситовые габбро составляют но-

вый тип эндогенных рудных месторождений, пространственно и генетически связанных с расслоенными интрузивами норильско-талнахской группы. Пример выявления нетрадиционных промышленных концентраций металлов в пределах известных рудных узлов подчеркивает необходимость детального изучения объектов на всех стадиях геологоразведочных и сопровождающих их научно-исследовательских работ.

Рассматривая Норильский рудный район как региональную рудно-магматическую систему, формирование которой определяется астено-сферным диапиризмом в стволовых зонах Енисейско-Хатанского рифта и перемещением сульфидоносного расплава по пологовосстающим активизированным разломным структурам, следует отметить, что земная кора характеризуется здесь исключительно высокой флюидно-магматической проницаемостью. Эти представления согласуются с геофизическими данными, позволяющими обнаружить, кроме геологически документируемых, большое количество скрытых транскоровых разломов, составляющих чрезвычайно плотную сеть дислокаций, не известную за пределами рассматриваемой территории. Рудные узлы формируются в результате эволюции локальных рудно-магматических систем (коровые промежуточные очаги), являющихся производными региональных. Они приурочены к участкам пересечения разноориентированных зон глубинных разломов, и их локализация обусловлена всей совокупностью особенностей строения платформенного чехла и кристаллического фундамента.

Особый интерес представляют недавно вскрытые в пределах Талнахского узла кругопадающие дайкообразные интрузивные тела, составляющие конечные фазы выполнения каналов, т.е. конкретных путей внедрения гипербазит-базитовых расплавов, образующих медно-никелевые месторождения. В составе пород, выполняющих подводящие каналы, принимают участие порфировидные долериты, лейкогаббро с сульфидной вкрапленностью, обособления массивных медно-никелевых руд. Надо полагать, что формирование рудоносных интрузивных тел и массивных руд обязано многоканальному поступлению сульфидно-силикатного и сульфидного расплавов из промежуточных магматических очагов на гипабиссальные-суббулканические уровни локализации месторождений.

Проведенное в последнее время изучение процессов рудообразования позволило обосновать причины и факторы, определяющие зональность оруденения. При этом значительное место отводится исследованию сульфидно-силикатных взаимодействий.

Формирование медно-никелевых руд рассматривается как процесс консолидации несмешивающихся сульфидного и силикатного расплавов. Главнейшей характеристикой сульфидных руд является фазовое соответствие сульфидных и силикатных парагенезисов, а также фазовая и скрытая расслоенность рудных горизонтов. Что касается массивных медно-никелевых руд, то они образуются в ходе эволюции обособленных сульфидных магм без существенных взаимодействий со средой рудообразования. Формирование зональности и скрытой расслоенности обусловлено кристаллизационной либо ликвационной дифференциацией расплавов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Автисов Г.П., Голубков В.С. Глубинное строение центральной части Норильского рудного района по данным МОВЗ—ГСЗ // Сов. геология. 1984. № 10. С. 86—94.
2. Ангаро-Вилюйский рудный пояс Сибирской платформы / М.М. Одинцов, В.Г. Домышев, Л.Г. Страхов и др. Новосибирск: Наука, 1980. 112 с.
3. Архипова А.И., Начинкин Н.Г. Нижнефокинская дифференцированная интрузия на западной окраине Норильского плато // Уч. зап. НИИГА. Регион. геология. 1964. Вып. 3. С. 51—61.
4. Белоусов В.В. Эндогенные режимы континентов. М.: Мир, 1978. 232 с.
5. Берк К. Эволюция континентальных рифтовых систем в свете тектоники плит // Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С. 187—193.
6. Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. 637 с.
7. Вааг О.В., Матухин Р.Г., Филатов В.Ф. Среднепалеозойский структурно-формационный комплекс Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 21—31.
8. Ван А., В., Матухин Р.Г. Кремнистые породы нижнего девона северо-запада Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 2. С. 119—126.
9. Ваулин Л.Л., Кравцов В.Ф., Нестеровский В.С., Седых Ю.Н. Никеленосность Норильско-Хараэлахской рудной зоны // Разведка и охрана недр. 1978. № 5. С. 6—10.
10. Вахрушев В.А., Воронцов А.Е. Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 200 с.
11. Виленский А.М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 270 с.
12. Габлина И.Ф., Ржевский В.Ф., Василовская Л.В. Эпигенетическая рудоконтролирующая зональность Гравийского месторождения меди // Генезис редкометальных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 147—168.
13. Гелечян Г.Г. Вулканогенно-осадочный литогенез рифейских отложений Игаро-Туруханского района. Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.
14. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Лапутина И.П. Хромитовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 105—127.
15. Геология нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1981. 552 с.
16. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 63 с.
17. Годлевский М.Н. О дифференциальной подвижности компонентов при формировании сульфидных медно-никелевых руд // Геология руд. месторождений. 1967. № 2. С. 17—31.
18. Годлевский М.Н. Магматические месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 7—84.
19. Годлевский М.Н., Шумская Н.И. Халькопирит-миллеритовые руды месторождения Норильск I // Геология руд. месторождений. 1960. № 6. С. 61—72.
20. Голубков В.С., Кавардин Г.И. Основы петрографического и металлогенического районирования пермо-триасовых эндогенных формаций севера Тунгусской синеклизы // Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы. Л.: Недра, 1970. С. 5—23.
21. Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 352 с.
22. Гришин М.П., Пятницкий В.К., Ремпель Г.Г. Тектоническое районирование и рельеф фундамента Сибирской платформы по геологическим и геофизическим данным // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970. Т. 3. С. 47—54.
23. Густафсон А.Б., Уильямс Н. Стратиформные месторождения меди, свинца и цинка в осадочных породах // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. С. 154—244.
24. Даценко В.А., Журавлева И.Т., Лазаренко Н.П. Биостратиграфия и фауна кембрийских отложений северо-запада Сибирской платформы. Л.: Недра, 1968. 214 с.

25. Дашиевич Н.Н., Мусатов Д.И., Фейдин Е.Б. Основные этапы развития и глубинное строение западной части Сибирской платформы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск: Кн. изд-во, 1969. С. 3—10.
26. Дашиевич Н.Н., Мусатов Д.И., Яскевич В.И. Глубинное строение западной части Сибирской платформы и некоторые аспекты ее исторического развития // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970. Т. 3. С. 180—188.
27. Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975. 255 с.
28. Дистлер В.В., Дюжиков О.А. Формации сульфидных медно-никелевых месторождений. Генетические модели эндогенных рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1988. С. 166—172.
29. Дистлер В.В., Дюжиков О.А., Тарасов А.В. Норильский рудный район. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983. С. 103—130.
30. Дистлер В.В., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. и др. Стратификация, скрытая расслоенность траповых интрузий и условия образования сульфидного оруденения // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 211—269.
31. Додин Д.А., Батуев Б.Н. Геология и петрология Талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л.: Недра, 1971. С. 31—100.
32. Додин Д.А., Голубков В.С. О дифференцированном покрове базальтов на северо-западе Сибирской платформы (Норильский район) // Докл. АН СССР, 1971. Т. 198, № 2. С. 403—406.
33. Додин Д.А., Вишневский А.Н., Голубков В.С., Шануренко Н.К. Енисейско-Североземельский меднорудный пояс (проблемы и перспективы) // Рудно-магматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л.: Севморгеология, 1985. С. 5—15.
34. Драгунов В.И. Геологическое строение южной части западного обрамления Тунгусской синеклизы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1959. Вып. 23. С. 44—59.
35. Драгунов В.И., Егоров В.Е., Штейн Л.Ф. Доверхнепалеозойские рифы и рифообразователи как показатели тектонического режима северо-западной окраины Среднесибирского плоскогорья // Геология и физика. 1963. № 1. С. 72—84.
36. Дюжиков О.А. О меденосном горизонте в трапах северных склонов Хараэлахских гор // Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышленные перспективы. Л.: НИИГА, 1973. С. 58—64.
37. Дюжиков О.А. Енисейско-Оленекский рудный пояс севера Сибирской платформы // Геология руд. месторождений. 1985. № 3. С. 18—33.
38. Дюжиков О.А., Дистлер В.В. Коматиты Норильского рудного района // Докл. АН СССР, 1981. Т. 261, № 5. С. 1194—1197.
39. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Туровцев Д.М. Новые данные о Тальминском никеленосном массиве в Норильском районе // Геология и геофизика. 1984. № 2. С. 73—83.
40. Дюжиков О.А., Мкртычян А.К., Салманов А.П. Геотектоническая позиция и особенности гипербазит-базитового вулканализма Юго-Западного Таймыра в связи с перспективами поисков никеленосных массивов // Рудно-магматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л.: Севморгеология, 1985. С. 113—121.
41. Дюжиков О.А., Федоренко В.А., Нестеровский В.С., Демидович В.М. Новый Северо-Хараэлахский рудный район и перспективы его никеленосности // Докл. АН СССР, 1976. Т. 229. № 5. С. 1184—1187.
42. Дюжиков О.А., Ваулин Л.Л., Кравцов В.Ф. и др. Геолого-структурные особенности Норильского района в связи с его никеленосностью // Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М.: Наука, 1981. С. 196—203.
43. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Архипова А.И. и др. Структура и условия образования меденосных горизонтов туфоловавой толщи (Сибирская платформа) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 5. С. 105—120.

44. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Кавардин Г.И. и др. Геологическая позиция, глубинное строение и рудно-магматические системы Норильского района. Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 186. С. 204.
45. Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышов Н.М. Верхняя мантия Сибири // Геофизика: 27-й МГК. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 8. С. 27—42.
46. Журавлев Е.Г. Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты // Геотектоника. 1986. № 5. С. 107—115.
47. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (составление изученности и проблемы). Л.: Наука, 1983. 96 с.
48. Зильбер М.Е. К вопросу о стратиграфии и меденосности эфузивов умбинской свиты Имандро-Варзугской зоны на Кольском полуострове // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1972. Вып. 3. С. 44—50.
49. Золотухин В.В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. М.: Наука, 1964. 192 с.
50. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Особенности формирования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 230 с.
51. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Проблемы платформенного магматизма: Дифференциация как причина многообразия магм // Геология и геофизика. 1976. № 4. С. 58—67.
52. Золотухин В.В., Лагута О.Н. О фракционировании магнезиальных базитовых расплавов и многообразии траппов на Сибирской платформе // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 4. С. 967—972.
53. Золотухин В.В., Щедрин Н.Ф. Дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла. Новосибирск: Наука, 1977. 135 с.
54. Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1986. 246 с.
55. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магmatизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.
56. Зотов И.А. Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. М.: Наука, 1979. 155 с.
57. Иванов М.К., Иванова Т.К., Тарасов А.В., Шатков В.А. Особенности петрологии и оруднения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла (месторождения Норильск I, Норильск II, г. Черной) // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л.: Недра, 1971. С. 197—305.
58. Ипатов М.М. О металлогении девонского эфузивно-осадочного комплекса Минусинского межгорного прогиба // Металлогения девона и нижнего карбона межгорных впадин Алтас-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965. С. 17—73.
59. Ипатов Ю.И. Тектонический режим позднего протерозоя севера Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1978. № 12. С. 93—106.
60. Кавардин Г.И. Металлогения северо-запада Сибирской платформы. Л: Недра, 1976. 159 с.
61. Кавардин Г.И., Голубков В.С. Металлогеническое районирование северо-запада Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1968. Т. 178, № 2. С. 412—415.
62. Казанский В.И. Рудоносные структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 240 с.
63. Казанский В.И., Генкин А.Д., Глаголев А.А. Печенгский рудный район // Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983. С. 208—226.
64. Касперевич Е.П., Струнин Б.М. К литолого-geoхимической характеристике силурийских и девонских отложений северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1984. № 10. С. 126—130.
65. Комарова М.З. Об интрузии гранитоидов в Норильском районе // Геология и геофизика. 1967. № 5. С. 104—107.
66. Котульский В.К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений // Сов. геология. 1948. № 29. С. 11—24.
67. Кравцов В.Ф. Некоторые вопросы геологической структуры Талнахского

- рудного узла // Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышленные перспективы. Л.: НИИГА, 1973. С. 17—24.
68. Кравцов В.Ф., Седых Ю.Н., Гор Ю.Г. Геолого-структурные особенности Талнахского рудного узла // Петрология и рудоносность Талиахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л.: Недра, 1971. С. 8—31.
69. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Наука, 1983. 256 с.
70. Кук К.Л. Рифтовая система провинции Бассейнов и Хребтов // Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 150—172.
71. Куликов Ю.С., Летов Б.И. Новые данные о верхнепротерозойских образованиях Игарского района // Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы (правобережье р. Енисея). Л.: Недра, 1970. Вып. 2. С. 192—209.
72. Куликов П.К., Белоусов А.П., Латыпов А.А. Западно-Сибирская триасовая рифтовая система // Геотектоника. 1972. № 6. С. 79—87.
73. Куно Г. Плато-базальты // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 434—440.
74. Кутолин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов. М.: Наука, 1969. 140 с.
75. Ленькин Е.Н., Гусев Б.В., Голубков В.С. Перспективность трапповой формации Таймыра на медно-никелевое оруденение // Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышленные перспективы. Л.: НИИГА, 1973. С. 84—87.
76. Лихачев А.П. Роль лейкократового габбро в формировании норильских дифференцированных интрузий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 10. С. 75.
77. Лихачев А.П. О горизонтальной зональности экзоконтактовых руд Норильского месторождения // Геология руд. месторождений. 1969. № 3. С. 110—115.
78. Лурье А.М. Изменение руд при эпигенезе и метаморфизме на месторождениях меди в красноцветных формациях // Сов. геология. 1977. № 2. С. 46—57.
79. Лурье А.М. Условия меденакопления при образовании медистых песчаников и сланцев // Геохимия. 1985. № 1. С. 1646—1665.
80. Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. С. 5—70.
81. Люлько В.А. Геолого-структурные условия формирования дифференцированных никеленосных интрузий: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ЦНИГРИ, 1975. 29 с.
82. Ляхницкая И.В., Туганова Е.В. Региональные и локальные закономерности размещения медно-никелевых сульфидных месторождений. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. № 15. 78 с.
83. Макаренко Г.Ф. Траппы в структуре материков. М.: Наука, 1983. 208 с.
84. Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 216 с.
85. Малич Н.С., Туганова Е.В. Принципы и методика минерагенического анализа платформ. М.: Недра, 1980. 287 с.
86. Мальцев Ю.М., Семенов Г.Г., Мкртычьян А.К. и др. Геодинамическая модель северо-запада Сибирской платформы и ее значение для поисков полезных ископаемых // Общее и региональное картирование: Тр. ВИЭМС. 1983. Вып. 11. С. 22—27.
87. Марковский В.А. "Скольжение" фаций на примере верхнекембрийских и ордовикских отложений северо-запада Сибирской платформы // Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы (правобережье р. Енисея). Л.: Недра, 1970. Вып. 2. С. 213—229.
88. Масайтис В.Л. Пермский и триасовый вулканализм Сибири: проблемы динамических реконструкций // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Вып. 4. С. 412—425.
89. Маслов Г.Д. Тектоника Игарско-Норильского района и рудоконтролирующие структуры // Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1963. Т. 2. С. 336—350.
90. Маслов Г.Д., Нестеровский В.С. Эруптивные обломки пород кристаллического фундамента в туфах триаса // Геология и геофизика. 1961. № 12. С. 128—130.
91. Матухин Р.Г., Меннер В.В. Девон и нижний карбон северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1974. 128 с.

92. Межвилк А.А. Сибирская платформа // Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. С. 100—123.
93. Микуцкий С.П. Стратиграфия доверхнепалеозойских отложений Приенисейской части Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1960. Вып. 13. С. 90—108.
94. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
95. Мирошников А.Е., Шкларик Г.К. Прибанковые лагуны — новый тип палеосedimentационныхловушек цветных металлов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, N 1. С. 162—164.
96. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
97. Мусатов Д.И. Некоторые основные вопросы стратиграфии и тектонической истории Саяно-Енисейской складчатой области. Красноярск: Кн. изд-во, 1966. 115 с.
98. Мусатов Д.И. Развитие Енисейско-Турханского подвижного пояса и его металлогенез как результат взаимодействия литосферных плит // Металлогенез и новая глобальная тектоника. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. С. 89—91.
99. Нагайцева Н.Н., Ермолов И.К., Колесова Н.Ю. Никеленосные интрузивные комплексы центральной части Горного Таймыра // Рудно-магматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л.: Севморгеология, 1985. С. 95—112.
100. Наторхин И.А., Архипова А.И., Батуев Б.Н. Петрология Талнахских интрузий. Л.: Недра, 1977. 236 с.
101. Овчинников Л.Н., Лутков Р.И., Корытов Ф.Я. Глубинные факторы размещения рудных месторождений Урала // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 138—146.
102. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука, 1979. 263 с.
103. Павлов Н.В. Закономерности размещения магногранитовых месторождений Тунгусской синеклизы Сибирской платформы // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1960. Т. 3, С. 460—474.
104. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии / В.В. Золотухин, В.В. Рябов, Ю.Р. Васильев, В.А. Шатков. Новосибирск: Наука, 1975. 434 с.
105. Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы / В.В. Золотухин, А.М. Виленский, Т.И. Немененок и др. Новосибирск: Наука, 1978. 287 с.
106. Погребицкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 248 с.
107. Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 168 с.
108. Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды / И.А. Коровяков, А.Е. Нельюбин, З.А. Райкова, Л.К. Хортова. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 101 с.
109. Пятницкий В.К., Штушин И.М. Новые представления о строении земной коры Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1975. Т. 223, N 3. С. 680—683.
110. Ремпель Г.Г., Салов В.М. Природа региональных гравитационных аномалий и их использование при оценке объема интрузивных масс в Норильско-Хараэлахском прогибе // Геология и геофизика. 1977. N 9. С. 86—95.
111. Ржевский В.Ф., Чехович К.М. Стратиграфия докембрия Игарского района // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрая восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 101—113.
112. Ржевский В.Ф., Мирошников А.Е., Душаткин А.Б., Шкларик Г.К. Меденосность верхнекембрийских отложений Игарского района // Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов (Сибирь и Дальний Восток). Новосибирск: Наука, 1980. С. 81—84.
113. Роговер Г.Б. Месторождение Норильск I. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 168 с.
114. Росс Дж., Хоткинс Г. Канада // Полезные ископаемые Австралия и Папуа Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980. С. 155—184.
115. Рябов В.В., Конченко В.Ф., Хмельницкая О.С. Породообразующие минералы

- пикритовых базальтов Норильского района // Геология и геофизика. 1985. N 4. С. 83—92.
116. Рябов В.В., Цимбалист В.Г., Якоби Н.Я. О концентрации хрома и платиноидов в кровле расслоенных интрузий Норильского типа // Докл. АН СССР. 1982. Т 266, N 2. С. 350—353.
117. Савинский К.А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М.: Недра, 1972. 168 с.
118. Силур Сибирской платформы. Разрезы, фауна, флора северо-западной части Тунгусской синеклизы. М.: Наука, 1982. 188 с.
119. Смирнов В.И. Эндогенное рудообразование в геологической истории // Геология руд. месторождений. 1982. N 4. С. 3—20.
120. Смирнов М.Ф. Строение норильских никеленосных интрузий и их сульфидные руды. М.: Недра, 1966. 58 с.
121. Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы // Тр. Ин-та геологии Арктики. 1936. Т. 43. 214 с.
122. Старицына Г.Н., Томановская Ю.И., Кравцова Л.И. Интрузивные траппы северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. Л.: Недра, 1972. 211 с.
123. Старосельцев В.С. Тектоника базальтовых плато // Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981. С. 54—63.
124. Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975. 256 с.
125. Страхов Л.Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978. 116 с.
126. Струнин Б.М. Курейско-Горбиачинская вулкано-плутоническая структура // Трапповый магматизм Сибирской платформы в связи с тектоникой и поисками полезных ископаемых. Красноярск: Кн. изд-во, 1983. С. 68—69.
127. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений / А.Д. Генкин, В.В. Дильтлер, Г.Д. Гладышев и др. М.: Наука, 1981. 234 с.
128. Сурков В.С., Жеро О.Г., Смирнов Л.В. Западно-Сибирская плита // Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. С. 133—141.
129. Сухов Л.Г., Дорошевская Т.Г. Условия образования траппов и связанного с ними оруденения в бассейне р. Тутончаны // Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы. Л.: Недра, 1970. С. 149—166.
130. Тарасов А.В. О механизмах формирования Норильской интрузии и связанных с ней сульфидных тел // Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. Новосибирск: Наука, 1976. С. 123—217.
131. Тарасов А.В. Структурно-геологические условия локализации базит-гипербазитовых интрузивов в промышленных медно-никелевых рудных полях севера Сибирской платформы // Петрологические особенности и прогнозное районирование никеленосных трапповых полей севера Красноярского края. Л.: Недра, 1983. С. 81—115.
132. Туганова Е.В., Малич Н.С. Магматические формации основных и ультраосновных пород Сибирской платформы и их металлогенетия // Состояние и направление исследований по металлогенезу траппов. Красноярск: Кн. изд-во, 1974. С. 27—29.
133. Туровцев Д.М. Условия формирования формации контактовых роговиков в ореолах дифференцированных трапповых интрузивов на Талнахском месторождении (Норильский район) // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970. С. 211—232.
134. Уайт У.С. Месторождения самородной меди в северной части штата Мичиган // Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972. С. 457—481.
135. Урванцев Н.Н. Северо-Сибирская никеленосная область // Геология и геофизика. 1974. N 3. С. 3—11.
136. Уэйдженер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
137. Федоренко В.А. Палеотектоника позднепалеозойско-раннемезозойского вулканизма Норильского района и палеотектонический контроль никеленосных интрузий // Геология и рудоносность Таймыро-Североземельской складчатой области. Л.: НИИГА, 1979. С. 16—23.
138. Фотиади Э.Э., Сурков В.С., Гришин М.П., Жеро О.Г. Региональные геофизические исследования земной коры Сибири // Геология и геофизика. 1978. N 1. С. 90—95.

139. Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: Диффузионный механизм переноса тепла и вещества // Геохимия. 1976. N 8. С. 1197—1203.
140. Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. Конвекция и условия примерзания // Геохимия. 1976. N 11. С. 1624—1639.
141. Шануренко Н.К. Апатитовые проявления Горного Таймыра // Апатитоносность севера Сибири. Л.: НИИГА, 1976. С. 112—116.
142. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.
143. Шкурский В.И., Матвеенко В.Т. Медно-шешолитовая формация хребта Пекулья (Северо-Восток СССР) // Геология и геофизика. 1973. N 3. С. 43—49.
144. Юдина В.В. Некоторые явления метаморфизма и метасоматоза, связанные с Талнахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов (Норильский район) // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965. С. 112—175.
145. Юдина В.В., Люлько В.А., Немененок Т.И. Веткинское рудопроявление магнетита // Геология, петрология и генезис медно-никелевых месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1976. Вып. 122. С. 69—87.
146. Яскевич В.И., Яковлев Ю.К., Четвергов А.П. Результаты и проблемы изучения тектоники западной части Сибирской платформы и Енисей-Хатангского прогиба по геолого-геофизическим данным // Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. Т. 9. С. 79—84.
147. Campbell S.H., Naldrett A.J., Barnes S.J. A model for the origin of the platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater Complex // J. Petrol. 1983. Vol. 24, N 2. P. 133—165.
148. Consis C.A. The Merensky Reef of the Bushveld Igneous Complex: Magmatic ore deposits // Econ. Geol. 1969. Month. N 4. 476 p.
149. Cox K.G. A model for the flood basalts vulcanism // J. Petrol. 1980. Vol. 21, N 4. P. 629—650.
150. Distler V.V., Genkin A.D., Dyuzhilov O.A. Sulfide petrology and genesis of copper-nickel ore deposits // Geology and metallogeny of copper deposits. B., Heidelberg: Springer, 1986. P. 111—123.
151. Distler V.V., Pertsev N.N., Boronikhin V.A. Sulfide petrology of basalts from Deep Sea Drilling Project holes 504 B and 505 B // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1983. Vol. 69. P. 607—617.
152. Gresham J.J. Depositional environments of volcanic peridotite-associated nickel sulphide deposits with special reference to the Kambalda Dome // Geology and metallogeny of copper deposits. B.: Heidelberg: Springer, 1986. P. 63—90.
153. Groves D.I., Barrett F.M., McQueen K.G. The relative roles of magmatic segregation, volcanic exhalation and regional metamorphism in the generation of volcanic-associated nickel ores of Western Australia // Canad. Miner. 1979. Vol. 17, pt. 2. P. 319—336.
154. Kullerud G., Donnay G. Chalcopyrite solid solution // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1971. Vol. 69. P. 79—83.
155. Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Hawkesworth C.J. The geology and geochemistry of the Waterfall Gorge Section of the Insizwa Complex with particular reference to the origin of the nickel sulfide deposits // Econ. Geol. 1984. Vol. 79, N 8. P. 1857—1879.
156. Marston R.J., Groves D.I., Hudson D.R., Ross J.R. Nickel sulfide deposits in Western Australia: review // Ibid. 1981. Vol. 76, N 6. P. 1330—1363.
157. O'Hara M.J. Primary magmas and the origin of basalts // Scot. J. Geol. 1965. Vol. 1, N 1. P. 19—40.
158. Strogen P. Brecciated lavas from Country Limerick, Ireland, and their significance // Geol. Mag. 1973. Vol. 110, N 4. P. 351—364.
159. Todd S.G., Keith D.W., Le Roy L.W. et al. The J-M platinum-palladium reef of the Stillwater Complex, Montana. I. Stratigraphy and petrology // Econ. Geol. 1982. Vol. 77, N 6. P. 1454—1480.
160. Vermaak C.F., Hendriks L.P. A review of the mineralogy of the Merensky Reef, with specific reference to new data on the precious metal mineralogy // Ibid. 1986. Vol. 71, N 7. P. 1244—1269.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ .....</b>	<b>3</b>
<b>ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ .....</b>	<b>6</b>
<b>Глава 1</b>	
<b>ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА (О.А. Дюжиков, Б.М. Струнин) .....</b>	<b>7</b>
Геологическая позиция и общая характеристика .....	7
Осадочные формации .....	11
Позднепалеозойский—раннемезозойский магматизм .....	26
Особенности строения и формирования структур .....	65
<b>Глава 2</b>	
<b>СУЛЬФИДНАЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ (О.А. Дюжиков, В.В. Дистлер, М.Л. Шерман, С.Ф. Служеникин) .....</b>	<b>77</b>
Общие сведения .....	77
Рудные зоны, узлы и месторождения .....	79
Тектонические и магматические элементы рудных узлов .....	86
О подводящих каналах сульфидоносных интрузивов .....	131
Закономерности размещения, состав и зональность медно-никелевых руд .....	136
Хромитоносное такситовое габбро: петрологические особенности, рудоносность, условия формирования .....	157
Вопросы генезиса .....	168
<b>Глава 3</b>	
<b>МЕДНО-ЦЕОЛИТОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ (О.А. Дюжиков) .....</b>	<b>173</b>
Общие сведения .....	173
Строение и состав меденосного горизонта Арылахского месторождения .....	175
Минеральный состав и главные парагенезисы .....	182
Вопросы генезиса .....	187
<b>Глава 4</b>	
<b>МАГНОМАГНЕТИТОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ (Б.М. Струнин, О.А. Дюжиков, А.К. Мкртычян) .....</b>	<b>190</b>
Общие сведения .....	190
Условия размещения рудных тел .....	191
Вещественный состав рудовмещающих пород и руд .....	194
Вопросы генезиса .....	199
<b>Глава 5</b>	
<b>МЕДНО-ПОРФИРОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ (Б.М. Струнин, В.В. Дистлер, А.К. Мкртычян) .....</b>	<b>205</b>
Общие сведения .....	205
Геологическая позиция и условия размещения .....	206
Геологическое строение и структурные особенности .....	209
Вещественный состав пород Болгохтонского месторождения .....	210
Вещественный состав и зональность оруденения .....	217
Вопросы генезиса .....	222
<b>Глава 6</b>	
<b>ФОРМАЦИЯ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ И СЛАНЦЕВ (А.М. Лурье) .....</b>	<b>225</b>
Общие сведения .....	225
Меденосность осадочных толщ .....	228
Вопросы генезиса .....	236
<b>Глава 7</b>	
<b>ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РУДООБРАЗОВАНИЯ (О.А. Дюжиков) .....</b>	<b>239</b>
Структурно-магматическая зональность севера Сибирской платформы .....	239
Енисейско-Оленекский рудный пояс и положение в нем Норильского района ..	251
Соотношения рудных формаций Норильского района и межрегиональные со- ставления .....	260
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>	<b>269</b>

Научное издание

Дюжиков Олег Акимович  
Дистлер Вадим Вадимович  
Струнин Борис Михайлович  
Мкртычян Александр Карпович  
Шерман Марк Львович  
Служеникин Сергей Федорович  
Лурье Абрам Михайлович

**ГЕОЛОГИЯ И РУДНОСТЬ  
НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА**

*Утверждено к печати  
Институтом геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии  
АН СССР*

Редактор *В.И. Бондаренко*  
Художник *В.В. Овчинников*  
Художественный редактор *В.В. Алексеев*  
Технические редакторы *И.И. Джюсева, А.Л. Шелудченко*  
Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве  
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 37587

Подписано к печати 06.07.88. Т — 01927. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл.печл. 17,5 + 0,3 вкл. Усл.кр.-отт. 18,2. Уч.-изд.л. 21,9  
Тираж 750 экз. Тип. зак. 514. Цена 4р. 60 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография  
издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

5023

4 р. 60 к.

