
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

**МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ПЕЧЕНГИ**

ГЕОС

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии
Геологический институт Кольского научного центра
Российский фонд фундаментальных исследований



**COPPER-NIKEL
DEPOSITS
OF THE PECHENGA**

Editor of Volum
academician RAS N.P.Laverov

**Moscov
GEOS
1999**

**МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ПЕЧЕНГИ**

Ответственный редактор
академик РАН Н.П. Лаверов

**Москва
ГЕОС
1999**

УДК 553
ББК 26.325.1
М 42

Авторы:

Г.И. Горбунов (руководитель авторского коллектива), Ю.А. Астафьев,
Ю.В. Гончаров, А.У. Корчагин, Ю.Н. Нерадовский, В.Ф. Смолькин,
С.В. Соколов, Н.В. Шаров, Ю.Н. Яковлев

Медно-никелевые месторождения Печенги. (Отв. редактор Н.П.Лаверов.) – М.: ГЕОС, 1999. – 236 с. (Тр. ин-та ИГЕМ РАН. Новая серия. Вып. 2)

ISBN 5-89118-079-0

Рассмотрены основные черты геологического строения Печенгского рудного района с учетом большого фактического материала, накопленного за 50-летний период его изучения, включая результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины. Описаны все месторождения и рудопроявления Печенгского, Аллареченского и Северо-Восточного рудных полей. На основании анализа геологических условий залегания, морфологии и структуры рудных тел, изучения минерального и химического состава материнских пород и руд делаются выводы о закономерностях размещения и условий образования никеленосных интрузивов и месторождений.

Для геологов-рудников, преподавателей, аспирантов и студентов геологических вузов и факультетов.

Табл. 28, рис. 83, список литературы 149 назв.

Настоящее издание осуществлено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 98-05-78043

Редакционная коллегия "Трудов ИГЕМ РАН. Новая серия".
Н.П.Лаверов (главный редактор), О.А.Богатиков, В.И.Величкин,
А.В.Веселовский, Г.И.Горбунов, К.В.Подлесский (секретарь),
Д.В.Рундквист, И.Д.Рябчиков, Ю.Г.Сафонов (зам. главного редактора),
И.В.Чернышов (зам. главного редактора)

ISBN 5-89118-079-0
ББК 26.325.1

© ИГЕМ РАН, 1999
© ГЕОС, 1999

Предисловие

Со времени опубликования первой монографии по геологии и генезису сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги [47] прошло более 25 лет. За это время параллельно с интенсивной разработкой месторождений осуществлен большой объем научно-исследовательских и геологоразведочных работ, увенчавшихся открытием новых рудных тел и месторождений. В действующих рудниках накоплена содержательная информация и огромное количество фактов, уточняющих представления о геологических условиях залегания, морфологии, структуре и составе рудных тел, а также о закономерностях распространения месторождений.

В 1970–1990 гг. в центре рудного поля пройдена уникальная Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) глубиной 12260 м, значительно расширившая перспективы его никеленосности, а также вскрывшая полностью образования протерозойского и частично архейского кристаллических комплексов, являющихся эталонами не только для Карело-Кольского региона, но и для других древних массивов страны.

В настоящей монографии обобщены результаты широких исследований медно-никелевых месторождений Печенгского рудного района, проведенных под руководством автора в течение 50 лет с момента освобождения района от немецко-фашистских захватчиков и воссоединения его с СССР. Монография представляет собой не только сводку новых геологических данных по медно-никелевым месторождениям района, но также содержит конкретные практические сведения, имеющие прямое отношение к вопросам дальнейшего развития минерально-сырьевой базы медно-никелевого производства, непрерывно требующего выявления новых ресурсов, сосредоточенных главным образом в крупных и высококачественных месторождениях, а также расширения границ разрабатываемых месторождений на все возрастающих глубинах в обстановке сложных геологических структур.

В основу сводки положены результаты многолетних личных исследований авторов по планам Геологического института Кольского филиала АН СССР, ныне – Кольского научного центра РАН, Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, а также геологические планы и разрезы, составленные специалистами рудничной геологической службы горно-металлургического комбината "Печенга-никель", фондовые материалы Печенгской геологоразведочной партии Северо-Западного геологического управления и Кольской экспедиции глубокого бурения Мингео РСФСР, других организаций, по согласованию с ними.

Работа состоит из трех частей. В первой освещены основные черты геологии, металлогении и глубинного строения Печенгского района. Вторая часть посвящена характеристике рудных полей и медно-никелевых месторождений района, в которой, помимо сведений по новым месторождениям, существенно обновлен фактический материал по всем ранее известным месторождениям, включая полностью отработанные рудные тела. В третьей части приводится

минералого-геохимическая характеристика медно-никелевых руд и освещаются вопросы генезиса месторождений.

За помощь в подготовке монографии авторы выражают глубокую благодарность академику РАН Н.П.Лаверову, членам-корреспондентам РАН Ю.Г.Сафонову, Ф.П.Митрофанову, кандидатам геолого-минералогических наук В.Г.Загородному, Ф.Н.Свяженинову, Ю.П.Смирнову, К.В.Подлесскому, В.А.Припачкину, сотрудникам лаборатории геологии рудных месторождений А.И.Медникову и М.П.Базанову.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

Основные черты геологии, металлогении и глубинного строения Печенгского рудного района

Глава 1

История открытия, промышленного освоения и геологического изучения медно-никелевых месторождений Печенги

Краткие сведения об истории открытия и первоначального изучения медно-никелевых месторождений Печенги приводятся в трудах [44, 124, 146]. В последующие годы разведаны новые месторождения, введены в эксплуатацию новые рудники и осуществлен широкий комплекс научно-исследовательских работ по геологическому изучению района и медно-никелевых месторождений.

История открытия и начало промышленного освоения

До конца XIX века Печенгский район представлял собой дикий малообитаемый край, за исключением самого северного побережья Баренцева моря, где в устье р. Печенги с 1532 г. функционировал Печенгский монастырь, выполнявший одновременно и пограничную службу Российского государства. В условиях полного бездорожья исследованиям подвергалась лишь незначительная его часть. Так, Д.Киль в 1872 г. [74], обследовавший побережье губы Долгой к западу от Печенгского залива, впервые открыл среди гнейсов полиметаллические жилы. Затем С.Буковецкий [22] обнаружил группу аналогичных жил в районе губы Базарной, а Д.Попович [110] – в Наживочном наволоке. В 1914 г. Товарищество горных предприятий "Стефанович и Острем" предприняло попытку добычи свинцовых руд, однако после детальной разведки продолжение ее было признано неперспективным. В 1942–1943 гг. свинцово-цинковые руды месторождения Софья в районе губы Долгой разрабатывались под контролем немецких оккупационных войск.

Никеленосные ультраосновные породы в Печенге впервые обнаружил русский геолог С.А.Конради [77], проводивший в 1912 г. по заданию Российского геологического комитета поиски возможного продолжения на территории

района зюдварангерской железорудной формации, которая, как им установлено, прерывается вдоль пограничной с Норвегией Паз-реке.

В 1920 г. по мирному договору между советской Россией и Финляндией Печенгский район был уступлен Финляндии. В 1921 г. Геологическая комиссия Финляндии снаряжает экспедицию под руководством Х.Хаузена также с целью поиска железных руд. При этом отрядом Г.Торнквиста обнаружена сульфидная медно-никелевая минерализация на горе Котсельваара [142]. Это открытие явилось толчком для поисков руд в полосе распространения ультраосновных и основных пород вдоль горной гряды Печенгской тундры.

В течение 1922–1934 гг. Геологической службой Финляндии проведены обширные поиски и разведка медно-никелевых месторождений. С применением геофизических и буровых работ открыты и предварительно разведаны месторождения Каула, Каммикиви и Ортоайви в западной части полосы и ряд рудопроявлений – в восточной [146]. Первоначально открытое рудопроявление на г. Котсельваара признано неперспективным.

В те же годы в Восточной Лапландии Мурманской области экспедициями Академии наук под руководством А.Е. Ферсмана открыты и разведаны медно-никелевые руды в Монче-тундре и сульфидная минерализация в Кучин-тундре на восточном продолжении печенгской свиты, названной А.А.Полкановым, свитой Печенга-Кучин [107, 108]. В результате на крайнем северо-востоке Балтийского щита наметилась довольно протяженная никеленосная провинция. На сырьевой базе медно-никелевых руд Монче-тундры в 1933–1938 гг. возведен горно-металлургический комбинат "Североникель" и город Мончегорск. Финляндия же разведанные медно-никелевые месторождения и всю рудоносную полосу от западной до восточной границ Печенгского района протяженностью более 60 км и шириной 2 км в 1934 г. сдала в концессию Интернациональной никелевой компании (ИНКО, Канада) сроком на 20 лет. ИНКО в течение трех лет детально разведала месторождение Каула до глубины 250 м с запасами медно-никелевых руд в количестве 6088 тыс. т со средним содержанием в них никеля 3,86% и меди 1,82%; соответственно запасы металлов: никеля 235 тыс. т, меди 111 тыс. т [235], а в 1937–1940 гг. на его сырьевой базе построила подземный рудник, металлургический завод и поселок.

В 1940 г. в ходе советско-финской войны советские войска вступили на территорию Печенгского района, но при заключении мирного договора район был оставлен за Финляндией. Медно-никелевое предприятие Петсамоникель в ходе войны не пострадало. Но вскоре после вывода советских войск Печенгский район был оккупирован войсками фашистской Германии и на его территории в июне 1941 г. развернулись военные действия. В период оккупации месторождение интенсивно разрабатывалось под контролем немцев. Было добыто и переработано на металлургическом заводе 290 тыс. т и около 170 тыс. т руды вывезено в Германию. Всего из добытой руды получено около 16000 т никеля и 8000 т меди с соответствующим количеством попутных металлов – золота, серебра, платиноидов [138].

В октябре 1944 г. Печенгский район полностью освобожден от фашистских войск и воссоединен с СССР. Металлургический завод, рудник и поселок при отступлении немецкими войсками были полностью разрушены. Для их восстановления и дальнейшего развития медно-никелевого производства в Печенгском районе по постановлению правительства СССР в ноябре 1944 г. Министерством цветной металлургии организуется горно-металлургический комбинат "Печенганикель", а проектирование предприятия возложено на Государственный научно-исследовательский и проектно-конструкторский институт "Гипроникель".

В короткий срок группа специалистов этого Института под руководством В.К.Котульского произвела подробную геологическую ревизию подземного

рудника Каула, что позволило комбинату, не ожидая полного восстановления предприятия, в 1945 г. начать подземную добычу руды и доставлять ее автомобильным транспортом в порт Лиинахамари и далее – морским до г. Мурманска и железнодорожным – в г. Мончегорск на комбинат "Североникель".

В необычайно сложных условиях послевоенной разрухи, дефицита кадров специалистов и рабочих, строительных материалов и оборудования в течение двух лет осуществлено восстановление металлургического завода и наземных сооружений рудника Каула; заново возрожден поселок Никель; построены школы, больница, подсобное хозяйство, линии электропередач и другие объекты. 6 ноября 1946 г. на металлургическом заводе произведена первая плавка руды. С этого момента основная масса добытой руды стала перерабатываться на месте, хотя поставки ее на "Северо-никель" также продолжались.

Геологоразведочные работы

В целях изучения медно-никелевых месторождений и расширения минерально-сырьевой базы комбината "Печенганикель" в феврале 1945 г. по решению Минцветмета СССР организуется Печенгская геологоразведочная партия (ГРП), задачей которой на первом этапе являлось детальное геологическое картирование и доразведка уже эксплуатируемых месторождений Каула и Каммикиви. В течение 1945–1947 гг. составлены геологические карты месторождения Каула в масштабе 1:2000 [43, 44] и участка месторождений Каула-Каммикиви в масштабе 1:10000 (Ф.Н.Корюкин). Произведена буровая разведка месторождения Каула до глубины 400 м; организованы тематические исследования структур рудных полей, состава горных пород и руд по данным разведочного бурения (Н.А.Елисеев, Г.И.Горбунов, Б.И.Папушис).

В 1945 г. в Печенгском районе начала работу комплексная экспедиция Ленинградского геологического управления под руководством Д.Ф.Мурашова и С.Д.Покровского. В течение трех лет осуществлено геологическое картирование в масштабе 1:100000 сначала северной части района (Н.А.Курылева, Т.Л.Гольдбурт [86]), а затем восточной и южной частей (Л.И.Иванова, Г.Т.Макеев). Одновременно проводилось изучение и предварительная оценка медно-никелевых месторождений в полосе от Западного Ортоайви до озер Пильгуярви и Северного Онки (В.Н.Ездрова, В.А.Перевозчикова, Т.В.Перекалина, 1946 г.). В 1947–1948 гг. Пятым геологическим управлением проведены поиски алмазов и картирование юго-западной части района (Н.А.Курылева).

Региональные исследования внесли много нового в представления о геологии района. Весьма интересной является находка Н.А.Курылевой [86] остатков фауны в доломитах печенгской свиты, давших ей основание относить последнюю к нижнему палеозою, что, однако, не было признано при последующих исследованиях.

Печенгская ГРП в 1948 г. приступила к детальной разведке месторождения Пильгуярви, изучавшегося ранее в 1929–1937 гг. финскими и канадскими геологами, но не получившего положительной оценки. Разведанное в течение пяти лет это месторождение оказалось по запасам руд самым крупным в рудном поле [124]. Пространственно и структурно связанные между собой пластообразные рудные тела, сложенные рядовыми вкрапленными рудами в серпентинизированных перидотитах, слагают единый рудный узел, контуры которого на момент передачи его в эксплуатацию в 1959 г. остались неизученными ни по простиранию, ни в глубину. Доразведка его осуществлена в процессе разворота горнодобывочных работ геологоразведочной службой комбината (ГРС), успешно действующей со дня ее организации в 1944 г. На подзем-

ных рудниках Каула-Котсельваара-Каммикиви широко применялось алмазное бурение для подготовки запасов к отработке отдельных блоков и оконтуривания рудных тел на флангах в местах их выклинивания. Интересно отметить, что именно этой службой еще в 1948 г. разведано так называемое Отдельное рудное тело в лежащем боку месторождения Каула (Т.А.Александров, А.В.Борисов) с запасами богатой руды более 300 тыс. т.

После вскрытия карьером Центрального рудного тела месторождения Пильгуярви ГРС разведала в 1967–1973 гг. в его лежащем боку месторождение богатых руд Заполярное (В.Н.Орлов, Г.Д.Вареня и др.), представляющее собой крутопадающую на юг апофизу Центрального рудного тела. При доразведке глубоких горизонтов этого тела ГРС разведаны также не выходящие на поверхность Быстринское месторождение на восточном фланге и Тундровое на западном (С.В.Соколов, В.Н.Орлов и др.), непосредственно соединяющиеся с рудной залежью, вскрытой Кольской сверхглубокой скважиной в 1971 г.

Осуществив передачу месторождения Пильгуярви комбинату "Печенганикель", коллектив геологоразведчиков снова возвратился в пос. Никель для проведения поисков в западной части рудного поля, главным образом, по простиранию оруденелой тектонической зоны Каула-Каммикиви, перспективы которой к тому времени уже оценивались весьма положительно [44].

В 1950–1951 гг. по левому борту ручья Котсельйоки на удалении 1000 м к востоку от месторождения Каула открыто и разведано месторождение Промежуточное, полностью отработанное в 1964–1970 гг. открытым способом. В 1952–1963 гг. разведано второе по количеству запасов медно-никелевых руд месторождение Котсельваара, расположенное на продолжении Главной рудной зоны Каулы к востоку от Промежуточного месторождения и соединяющееся далее с рудными телами месторождения Каммикиви. Следует отметить, что именно к этому никеленосному массиву относится приповерхностный выход никеленосного колчедана, открытый первым в районе [124; 44]. Проследивание рудной зоны далее на восток за пределами собственно месторождения Каммикиви, с учетом накопленного опыта разведки, позволило Печенгской ГРП уже в 60-х годах разведать группу сложно-изогнутых пластообразных рудных тел, объединенных под общим названием Семилетка.

Таким образом, на западном фланге рудного поля разведан крупный рудный узел, месторождения которого в отличие от восточного – Пильгуярвинского узла, сложены в значительной мере богатыми вкрапленными, брекчиевидными и сплошными сульфидными рудами.

Одновременно с разведкой месторождений непрерывно продолжалось составление детальной геологической карты центральной части рудного поля в масштабе 1:10000, которая в основном была выполнена в 1957 г. совместными усилиями специалистов Кольского филиала АН СССР (Г.И.Горбунов, Н.А.Корнилов) и Печенгской ГРП (К.Н.Уткин, А.У.Хуснуяров). Эта карта послужила основой для направления дальнейших поисковых работ в рудном поле. Она непрерывно пополнялась новыми сведениями по мере проведения поисков на участках Северное Соукерйоки и Пахтаярви (1958 г.); Киерджибор (М.И.Буко, 1968 г.); Соукер, Мирона и Райсоайви [А.М.Дудкин, 1969]; Семилетка (И.А.Яковлев, 1969 г.); Западно-Каульском [Ю.И.Филимонов, 1972]; а также за счет обобщения геолого-геофизических исследований [Л.И.Увадьев, 1965 г.; Д.Н.Васильев и Г.П.Дудкина, 1974 г.].

Поисковые работы в Центральной части рудного поля увенчались разведкой в 1973–1974 гг. месторождения Спутник (А.М.Дудкин, В.Г.Кухарук, М.М.Трушин). В 1979–1983 гг. разведано промышленное оруденение в ультраосновных массивах верхнего яруса участка Киерджибор (В.А.Горелов, Ю.И.Филимонов, Н.И.Цыкаль).

Ленинградское геологическое управление в 40-х годах провело комплекс-

ные геолого-поисковые работы в масштабе 1:50000 на всем протяжении восточного фланга Печенгского рудного поля от месторождения Онки – на западе – до Кучин-тундры – на юго-востоке (Г.Т.Макеенко, Л.Я.Харитонов, В.Я.Кузенков и др., 1954 г.). Помимо геологического картирования с применением геофизических и буровых работ, проведена оценка никеленосности большей части массивов ультраосновных и основных пород. Однако промышленных скоплений сульфидов никеля и меди в них не установлено.

В соответствии с выдвинутым в процессе указанных исследований представлением о периклинальном замыкании Печенгской синклинали на участке Кучин-тундры, все последующие годы основное внимание было сосредоточено на изучение ее, так называемого, южного крыла. В полосе шириной от 2 до 6 км и протяженностью до западной границы района, сложенной интенсивно метаморфизованными осадочно-вулканогенными сланцами, проведены геологопоисковые работы в масштабе 1:50000. В результате в толще слюдяных, биотит-магнетитовых, кварц-амфиболовых и глинисто-углистых сланцев и кварцитов отмечены лишь рассланцованные межпластовые тела метадиабазов, метапорфиритов и линзы амфиболизированных ультрабазитов, не несущих однако медно-никелевого оруденения. На основании этих данных Н.Д.Садковский и В.М.Чапышев (1949 г.), а также Л.С.Коссовой (1950 г.) воздержались отнести указанную толщу к печенгской серии, считая ее более древней. И тем не менее Е.М.Михайлюк (1952 г.), Л.И.Иванова (1953 г.) и Г.Т.Макеенко (1954 г.) продолжали настаивать на объединении ее с нижними частями печенгской серии. В то же время В.Г.Загородный, Д.Д.Мирская и С.Н.Сулова [67] отстаивают литолого-стратиграфическое и структурное единство Печенгского синклинория, который характеризуется лишь отличительными чертами складчатой тектоники и метаморфизма на его северном и южном крыльях вследствие разрывных дислокаций между ними.

Поисково-съёмочные работы в масштабе 1:100000, переместившиеся в южную часть Печенгского района, увенчались открытием в 1957 г. К.Д.Беляевым Аллареченского месторождения богатых медно-никелевых руд, приуроченного к массиву ультраосновных пород в толще архейских гнейсов и амфиболитов. Это открытие внесло существенные коррективы в представления о металлогении архейского гнейсового основания и оказало влияние на направления дальнейших геологоразведочных работ.

В условиях большой залесенности и заболоченности территории потребовалось применение в первую очередь различных геофизических и геохимических методов поисков с последующей проверкой выявленных аномалий бурением скважин. В 1961 г. удалось обнаружить второе месторождение в Аллареченском рудном районе – месторождение Восток (В.А.Горелов и др.) и группу рудопроявлений, связанных с многочисленными массивами ультраосновных пород: Рунийоки, Аннама, Акким, Хихнаярви, Вешьяур, Южное и др.

Высокое содержание никеля, меди и сопутствующих им металлов в руде Аллареченского месторождения и благоприятные горно-технические условия его залегания способствовали организации его полной отработки в течение 1962–1972 гг. В период с 1969 по 1994 гг. отработано подземным способом и месторождение Восток.

Опираясь на полученные в Аллареченском рудном районе результаты, в последующие годы съёмочно-поисковые работы проведены и в северо-восточном обрамлении Печенгской структуры, где в 1969–1972 гг. М.А. Сотниковой и Е.М.Бакушкиным [9, 14] обнаружено три довольно крупных интрузива ультрабазитов на участке оз. Карикъявр. В одном из них установлено вкрапленное сульфидное оруденение с содержанием никеля 0,73%. В 1978–1979 гг. проведена оценка этих рудопроявлений (В.А.Горелов, З.М.Кольцова, Б.Г.Копытько, 1980 г.).

Научные исследования

Геологическое изучение медно-никелевых месторождений началось вскоре после их открытия в 1921–1934 гг. [142, 145, 146] и было продолжено после освобождения Печенгского района одновременно с возрождением никелевого производства первоначально группой специалистов института Гипроникель под руководством В.К.Котульского, а затем геологами Печенгской ГРП, Кольского филиала АН СССР и Лаборатории геологии докембрия АН СССР под руководством Н.А.Елисеева [62, 64].

По мере углубления исследований стали появляться различные мнения относительно генезиса месторождений. Так, В.К.Котульский в 1946–1948 гг. публикует серию статей [82, 83, 84] о современном состоянии вопроса генезиса медно-никелевых месторождений вообще. Отмечая отсутствие единой точки зрения по данному вопросу и наличие двух гипотез – ликвационно-магматической и гидротермальной – он однозначно развивает первую гипотезу с обоснованием абиссальной ликвации магматического расплава (ликвационной дифференциации) с последующим внедрением обособившегося рудного расплава как вместе с основной магмой в условиях напряженной тектонической деятельности, так и самостоятельно при слабой тектонической напряженности, с образованием жил сплошных сульфидов. Несколько раньше Х.Вайринен [146] при описании петрологии никеленосных интрузивов в рудном поле Каула-Каммикиви предложил гипотезу о глубинной ликвации сульфидного расплава и внедрении его в туфогенно-осадочную толщу вслед за силикатной магмой, в период времени после ее затвердевания, одновременно с метаморфизмом и рассланцеванием пород.

Д.Ф.Мурашев [1946], поддерживая точку зрения об отделении насыщенной летучими сульфидной магмы в глубинном очаге, подразделяет медно-никелевые месторождения на четыре генетические группы: 1) ликвационные в верхнем разрезе; 2) инъекционные, отликвировавшиеся на глубине; 3) контактово-метасоматические и 4) гидротермальные.

В ходе проведения геологоразведочных работ непрерывно изучался состав интрузий ультраосновных и основных пород и связанных с ними месторождений. Первые их результаты опубликованы в сборнике [124] под редакцией Н.А.Елисеева и в монографии Г.И.Горбунова [44]. Позднее итоги исследований геологии, петрологии и минералогии никеленосных интрузивов, закономерностей их распространения в рудном поле, морфологии и состава рудопоявлений, а также генезиса сульфидной медно-никелевой минерализации опубликованы в коллективной монографии Н.А.Елисеева, Г.И.Горбунова, Э.Н.Елисеева, В.А.Масленникова и К.Н.Уткина [64]. В ней Н.А.Елисеев изложил альтернативное представление – о гидротермальном происхождении сульфидных руд, включая первичную вкрапленность в ультраосновных породах, полагая, что "никель не принимал участия в ранних продуктах кристаллизации магмы – в первичных силикатных минералах, а также не концентрировался в продуктах ликвации и не входил в состав рудной (сульфидной) магмы при высокой температуре до начала кристаллизации силикатной магмы, возникающей при ликвации. Весь никель концентрировался в остаточных продуктах кристаллизации магмы – гидротермальных растворах" [64, с. 339]. В гидротермальных же условиях происходило и переотложение первичной вкрапленности с образованием жил сплошных и брекчиевидных руд в тектонических зонах.

В 1968 г. вышла в свет монография Г.И.Горбунова "Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги" [47] с подробным описанием всех выявленных к тому времени месторождений, сопровождаемая

детальной геолого-структурной картой рудного поля, погоризонтными рудничными планами и геологическими разрезами, дающими представление о структуре месторождений и ведущем значении литолого-тектонических факторов в их формировании и размещении. На основании изучения текстур и структур руд и парагенетических ассоциаций минералов длительный процесс рудообразования разделен автором на три этапа: собственно магматический, пневматолито-гидротермальный и гидротермальный. Отчетливо выраженный метаморфизм руд рассматривается как явление, сопряженное с единым геологическим процессом образования месторождений. Автором положительно оценены геологические предпосылки для поисков новых месторождений в рудном поле, что сыграло решающую роль при выборе места заложения Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) в 1967 г. (см. ниже гл. 3).

Проходка скважины СГ-3 [76] и участие в ее исследованиях большого круга специалистов-геологов, минералогов, геохимиков и геофизиков – из различных учреждений Мингео СССР и АН СССР – позволили вскрыть полный разрез печенгской серии вулканогенно-осадочных пород с расположенными в ней интрузиями ультраосновных и основных пород и открыть в 1971 г. новое месторождение промышленных медно-никелевых руд в интервале глубине 1667,5–1676,5 м с содержанием никеля 0,9%, меди 0,3%, а также кобальта, платиноидов, золота и серебра. Обнаружение не выходящего на дневную поверхность рудного тела, а также несколько глубже – ряда более мелких жил богатых сульфидных руд значительно расширило перспективы рудного поля в целом.

Кроме того, впервые в мире на глубине более 12200 м получена уникальная информация о физико-механических свойствах и состоянии вещества континентальной земной коры, а на основе геофизических и ядерно-геофизических исследований сделаны выводы о геологической природе сейсмических границ.

В течение трех десятилетий многие авторы изучали геологию и структуру, петрологию, минералогию, геохимию и генезис руд Аллареченского месторождения (А.И.Богачев, В.А.Горелов и др. [19, 20], А.И.Богачев и В.И.Кочнев-Первухов [19], Г.И.Горбунов [47], Ю.В.Гончаров [36, 40], В.В.Проскураков и С.И.Зак [70], Ю.Н.Яковлев и А.К.Яковлева [134, 135] и другие). Всесторонне обсуждались проблемы метаморфизма руд в современном аспекте. Большинство исследователей отмечает первично магматическое происхождение сидеронитовой сульфидной вкрапленности и последующее ее переотложение, связанное с гранитоидным магматизмом.

В связи с разворотом поисково-разведочных работ в Аллареченском районе осуществлены исследования комплекса геофизических методов поисков: наземной и скважинной электроразведки – метода глубинного заряда (ММЗ) в комплексе с зондированием методом переходных процессов (ЗМПП), дальним радиоволновым просвечиванием (ДРВМ), а также акустическим методом (Ф.Н.Свияженинов и др., 1984, Н.Н.Болгурцев и др., 1990 г.).

Проблемы геологии и генезиса медно-никелевых месторождений Печенги обсуждались также на специальных всесоюзных совещаниях в 1963 и 1987 гг. в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР. Материалы совещаний, отражающие различные стороны проблемы в современном свете и задачи дальнейших исследований, опубликованы в ряде книг [90, 101].

Добыча и переработка руд

Вскрытие и отработка месторождений ведется двумя способами, в зависимости от глубины залегания рудных тел: открытым – месторождений Алларе-

ченское и Промежуточное (полностью отработанные) и комбинированным – открытым до глубины 200–300 м, глубже – подземным, с закладкой выработанного пространства – месторождений Каула, Котсельваара, Каммикиви¹, Семилетка¹, Пильгуярви. Глубокозалегающие месторождения обрабатываются подземным способом также с закладкой выработанного пространства – месторождения Заполярное, Спутник и Восток¹. Все не выходящие на поверхность рудные тела Пильгуярвинского месторождения намечено обрабатывать подземным способом.

Руда с содержанием металлов более 1,5% направляется прямо на электроплавку, а вкрапленные руды с содержанием никеля менее 1,5% подвергаются обогащению на двух обогатительных фабриках². На ОФ–I в пос. Никель обогащаются руды с Западной группы месторождений; на ОФ–II в г. Заполярном – руды восточного рудного узла. Сульфидные медно-никелевые концентраты подвергаются спеканию в агломерационном цехе в г. Заполярном. На металлургическом заводе в пос. Никель действует цех по производству серной кислоты из отходящих сернистых газов производительностью 180 тыс. т в год. Все продукты металлургического завода направляются на дальнейшую переработку в комбинат "Североникель", г. Мончегорск.

¹ Месторождения отработаны.

² Предприятие Петсамоникель было рассчитано на добычу и переработку только богатых руд с содержанием никеля более 2%.

Глава 2

Основные черты геологии и металлогении Печенгского рудного района

Печенгский рудный район занимает крайнюю северо-западную часть Кольского полуострова (рис. 1), геологическое строение которого освещено в обширной литературе [107, 108, 127, 50, 53, 54, 67, 69, 85, 95 и др.]. Наиболее полное описание геологии Мурманской области приведено в томе XXVII "Геология СССР" [31], составленном коллективом авторов под руководством Л.Я.Харитоновой.

В строении Печенгского района выделяется четыре крупных структурно-стратиграфических комплекса, характеризующих длительную геологическую историю его развития: древнейшего фундамента, кольско-беломорский амфиболито-гнейсо-кристаллосланцевый, карельский осадочно-вулканогенный и рифейский терригенный [69, 95].

Комплекс древнейшего или саамского фундамента (ранний архей)

Комплекс представлен первичнокоровыми сиалическими образованиями: тоналитами, гранодиоритами, плагиогранитами, эндербитами, чарнокитами, биотитовыми и амфиболовыми плагиогнейсами. Возраст его затушеван последующими эндогенными преобразованиями, поэтому можно лишь предполагать, что он превышает 3,5 млрд лет. Структура его купольно-блоковая. В южной части Печенгского никеленосного района породы комплекса слагают два крупных блок-антиклинория: Хихнаярвинский на западе и Аллареченско-Аннамский на востоке, разделенные Вешъяурской синклинорной структурой (рис. 2). В пределах блок-антиклинориев породы фундамента обнажены также в ряде более мелких купольно-блоковых структур. В их обрамлении устанавливаются гнейсовые толщи кольско-беломорского комплекса. В центральных частях блоков наблюдается полосчатость, падающая полого от центра к периферии. По мере приближения купольно-блоковых структур к Южнопеченгской подзоне, в которой они подверглись интенсивной карельской перестройке, нарастает степень их структурного преобразования вплоть до приобретения изометричной формы с тектоническими контактами, к которым приурочены карельские пегматоидные и аплитовидные граниты с полями мигматитов [69].

Лопийский или кольско-беломорский амфиболито-гнейсо-кристаллосланцевый комплекс (поздний архей)

Состоит из амфиболитов, гнейсов, кристаллических сланцев, представляющих собой метаморфизованные основные и кислые вулканиты и продукты

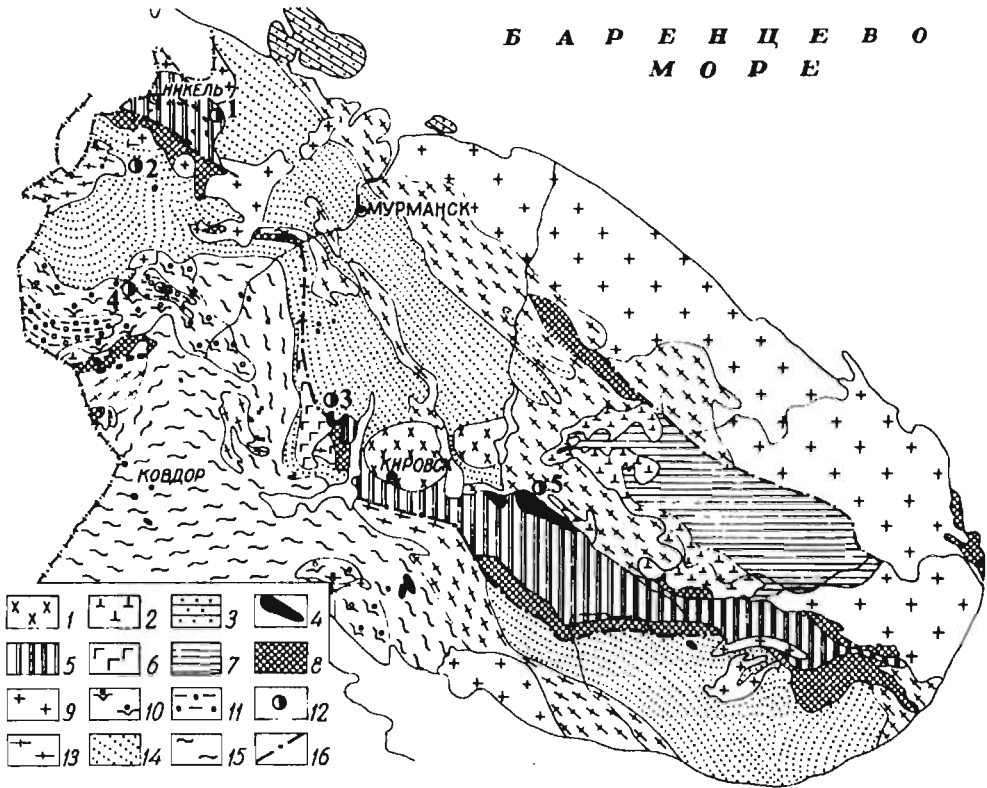


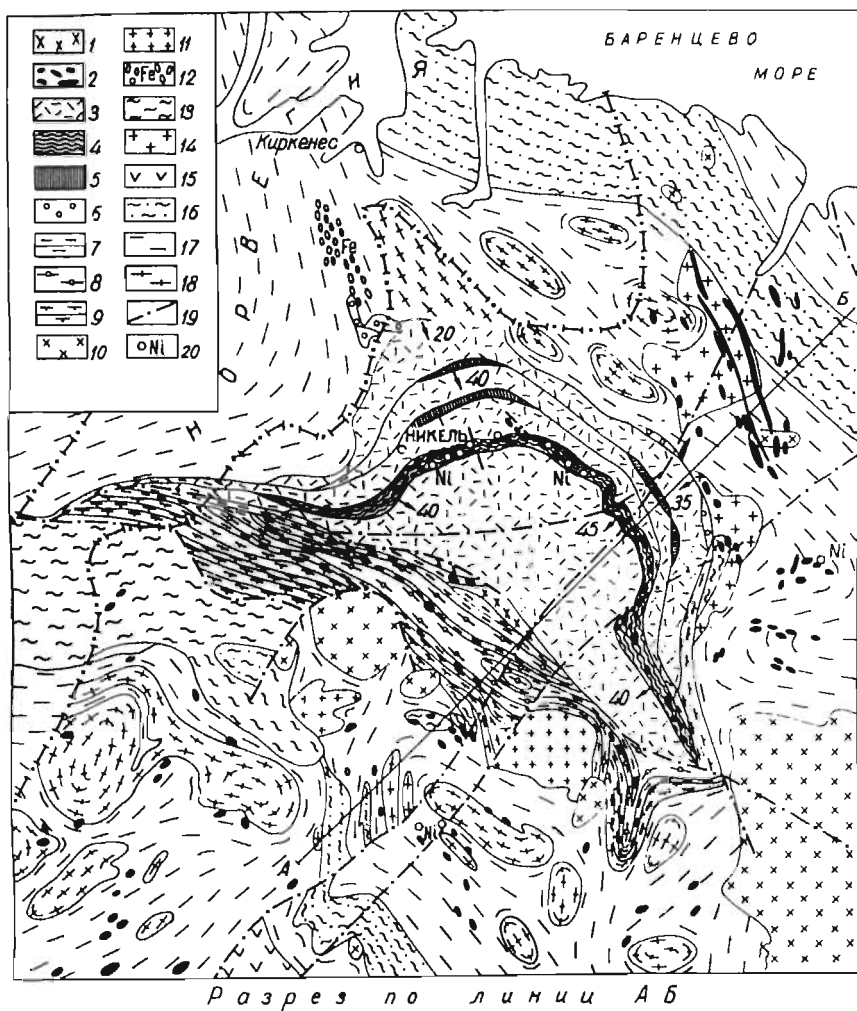
Рис. 1. Геологическая карта Кольского полуострова. По Г.И.Горбунову [47]

Палеозой и эопалеозой: 1 – нефелиновые сиениты, 2 – щелочные граниты, 3 – песчаники, конгломераты и сланцы полуострова Рыбачьего и о. Кильдина; протерозой: 4 – ультраосновные и основные интрузии, 5 – зеленокаменные породы с прослоями филлитов, песчаников, кварцитов и доломитов (серии: имандра-варзуга, печенгская), 6 – габбро, габбро-нориты и габбро-анортозиты, 7 – гнейсы, кианитовые и слюдяные сланцы свиты кейв, 8 – сланцеватые амфиболиты, гнейсы и различные сланцы тундровой серии, 9 – микроклиновые и плаггиомикроклиновые граниты и гранодиориты; архей: 10 – основные гранулиты, гнейсо-граниты и гиперстеновые гнейсо-диориты, 11 – кислые гранулиты, 12 – олигоклазовые гнейсо-граниты, 13 – гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы кольской свиты и мигматиты по ним, 14 – гнейсы беломорской свиты и мигматиты по ним, 15 – линии тектонических контактов, 16 – никеленосные районы (1 – Печенгский, 2 – Аллареченский, 3 – Мончегорский, 4 – Ловноозерский, 5 – Панских тундр)

дезинтеграции древнейших гранитоидов. Комплекс сформирован около 3,5–3,0 млрд лет назад и прорван гранитоидами возраста 2,7 млрд лет. На Кольском полуострове он включает все образования, расположенные между древнейшим плаггиогнейсовым основанием и перекрывающим карельским комплексом.

Гнейсовые формации этого комплекса слагают большую часть территории района, образуя два блока, разделенные в центре протерозойской печенгской структурно-формационной зоной карелид. Оба блока в соответствии с общей структурой Кольского п-ова вытянуты в северо-западном направлении и продолжают за пределы района.

Супракравстальные породы кольской серии многократно деформированы, метаморфизованы и прорваны многочисленными интрузиями ультраосновных и основных пород и гранитов. Они прошли полициклический путь развития. Ранний цикл деформаций выражен образованием двух систем изоклинальных



Разрез по линии АБ

ЮЗ

СВ

Рис. 2. Схематическая геологическая карта и разрез Печенгского никеленосного района. Составлены Г.И.Горбуновым по материалам К.Д.Беляева, В.Г.Загородного, Н.А.Курылевой, В.Ф.Ступницкого, А.А.Полканова, У.Хольтедаля

Протерозой: 1 – плагиопорфиры, 2 – ультраосновные и основные породы: печенгская серия: 3 – эффузивные диабазы, метадиабазы, мандельштейны и туфы, 4 – филлиты и туффиты, 5 – доломиты, кварциты и аркозы, 6 – базальные конгломераты; верхнепеченгская серия: 7 – сланцы кварц-биотитовые, кварц-биотит-амфиболовые, кварц-карбонатные и углистые, 8 – рассланцованные метадиабазы, 9 – сланцеватые амфиболиты, амфиболиты, амфиболовые и слюдястые сланцы и кварциты; 10 – микроклиновые и плагиомикроклиновые гранаты, 11 – гранодиориты. Архей: 12 – железорудная серия (конгломераты, слюдяные сланцы и железистые кварциты), 13 – двуслюдяные и гранат-амфиболовые гнейсы, 14 – олигоклазовые гнейсо-граниты, 15 – гиперстеновые гнейсограниты, 16 – гранат-биотитовые гнейсы, 17 – нерасчлененный комплекс слюдяных гнейсов, 18 – комплекс древнейших гнейсо-гранодиоритов; 19 – разрывные нарушения, 20 – медно-никелевые месторождения и рудопроявления.

складок, одновременных с метаморфизмом гранулитовой фации умеренных давлений. Во время второго цикла деформаций были сформированы главные глыбово-складчатые и линейные структуры северо-западного простирания, метаморфизованные в фации альмандиновых и куммингтонитовых амфиболитов возраста по Rb-Sr-методу 2600 ± 40 млн лет, а по U-Pb-методу – 2700 млн лет.

Среди интрузивных образований, относимых к архейским тектономагматическим циклам, выделяются: габбро-амфиболиты и амфиболиты, гиперстеновые гнейсо-диориты, олигоклазовые граниты и гнейсо-граниты (I группа), микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты (II группа).

1. Габбро-амфиболиты и амфиболиты распространены среди гнейсов в виде линзообразных и межпластовых тел мощностью от нескольких метров до 200–500 м и длиной до 500–1000 м, реже больше. Они залегают всегда согласно напластованию; границы с вмещающими породами зачастую расплывчатые. Это черные или темно-зеленые, как правило, рассланцованные и измененные породы, состоящие на 30–40% из измененного плагиоклаза олигоклаз-андезинового ряда, на 40–60% из амфибола, реликтов ромбического и моноклинного пироксена, кварца, биотита, граната и незначительной примеси микроклина, хлорита, кальцита, эпидота, цоизита, сфена. Местами сохраняется реликтовая структура (офитовая, габбровая) и остатки таких минералов, как авгит, гиперстен, шпинель, указывающие на первичное интрузивное происхождение пород.

2. Гиперстеновые гнейсо-диориты занимают значительную площадь к югу от Аллареченского месторождения. Среди них отмечаются мелкие линзообразные тела метапироксенитов, метагаббро, габбро-амфиболитов и габбро-диоритов. Сильно измененные гнейсо-диориты по существу представляют собой амфибол-биотитовые гнейсы. Их состав: плагиоклаз (№№ 32–39) – 50–70%, гиперстен и диопсид – 10–30%, роговая обманка – 10–30%, биотит – 5–15%, кварц – 5–10%, серицит, гранат, хлорит [107].

3. Олигоклазовые граниты и гнейсо-граниты (I группа) распространены главным образом в северном блоке, где впервые были описаны С.Буковецким [22] и А.Подгаецким [106]. Массивы вытянуты в северо-западном направлении и залегают согласно с гнейсами. Граниты светло-серого цвета, полосчатые и гнейсовидные, состоят из кварца, плагиоклаза (альбит-олигоклаз) и биотита с примесью микроклина, мусковита, хлорита, эпидота и аксессуарных – апатита, сфена, ортита. На побережье, в районе Печенгского залива, они вмещают жилы пегматита, кварца и диабазов.

4. Микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты (II группа) слагают два крупных массива, один из которых находится к северу от Печенгского рудного поля, а второй – в юго-западной части района и непосредственно примыкает к гнейсо-диоритовому массиву. Помимо этого, микроклиновыми и плагиомикроклиновыми гранитами сложено множество мелких пластообразных тел, различных жил и послонных инъекций в гнейсовых комплексах, гиперстеновых гнейсо-диоритах и даже в олигоклазовых гнейсо-гранитах. Особенно интенсивно мигматизированы микроклиновыми гранитами гнейсы северного блока и участка Алла-Аккаярви. Породы имеют серый, розово-серый, иногда красный цвет, массивную, реже гнейсовидную текстуру. Состав: микроклин 35–60%, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) 20–40%, кварц 25–35%, биотит 5–10%, аксессуарные – апатит, ортит, сфен, циркон. С этой группой гранитов генетически связаны керамические и слюдяные пегматиты побережья Баренцева моря (губа Долгая и др.).

В обоих блоках кольских гнейсов отмечено большое количество интрузивов основных и ультраосновных пород: перидотитов, гарцбургитов, пироксенитов, габбро-норитов, часть из которых содержит сульфидное медно-никелевое оруденение. Размещение их контролируется зонами глубинных раз-

ломов северо-западного и северо-восточного направления и определяющими их разрывными нарушениями субмеридионального и субширотного простираения.

В северной половине района никеленосные интрузивы распространены вблизи подошвы Печенгской структуры; в южной они размещены крайне неравномерно по всей территории. Подробная характеристика этих интрузий приводится в главах, посвященных соответственно Северо-Восточному и Аллареченскому рудным полям.

Тектоника архейских комплексов необычайно сложна. Гнейсовые толщи смяты в крутые складки различных размеров преимущественно северо-западного простираения. Среди крупных тектонических элементов можно выделить: 1) Хутояврско-Аккаярвинский антиклинорий; 2) Зюдварангерский синклинорий, четко выраженный в Норвегии железорудной серией (см. рис. 2), на территории района он полностью перекрыт печенгской серией и только благодаря кульминации складок вновь появляется на поверхности в виде мелких залежей железистых руд в тундре Толпъвыд; 3) синклинорий района Луостари, являющийся, по-видимому, северо-западным окончанием Шонгуйского синклинория [108]; 4) Мурманско-Титовский синклинорий, в пределах которого вблизи Печенгского залива отмечено несколько линз железистых кварцитов.

Анализ складчатых структур показывает, что движения, обусловившие складчатость, были ориентированы с ЮЗ на СВ, тогда как в Зюдварангере – наоборот, на ЮЗ. Противоположная ориентировка осевых плоскостей складок в архейских толщах и вызвавших их движений свидетельствует о наличии прерыва между их образованием, фиксируемого эпохой саамской складчатости и внедрением гранитов I группы. Позднеархейская лопийская складчатость сопровождалась синкинематической интрузией микроклиновых гранитов II группы, при этом более древние породы подверглись структурной переработке, дополнительной мигматизации и метаморфизму высших степеней.

Нижнепротерозойский карельский комплекс

На территории Кольского п-ова комплекс формировался на консолидированной континентальной земной коре, он залегает с крупным структурным несогласием на архейском складчатом основании возраста 2,8–2,7 млрд лет и представлен осадочно-вулканогенными сериями Печенга-Имандра-Варзугской структурно-фациальной зоны.

Согласно палеотектоническим реконструкциям В.Г.Загородного и А.Т.Радченко [69] Печенга-Имандра-Варзугская рифтовая зона возникла по системе глубинных разломов северо-западного простираения в центральной части удлиненного сводового поднятия параллельно направлению архейских тектонических структур Кольского п-ова.

Нижнепротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс подразделяется на две территориально разделенные части: Имандра-Варзугскую на юго-востоке и Печенгскую на северо-западе, расчлененные на ряд стратиграфических подразделений – свит и серий, коррелируемых с сумием, ятулием, людием и калевием Карелии и Финляндии [95].

Разрез комплекса начинается стрельнинской серией, включающей пурначскую, кукинскую (рижгубскую) и сейдореченскую свиты. Серия представлена вулканитами базальтового и андезито-базальтового состава и преимущественно высокодифференцированными осадками общей мощностью 6000–7000 м, в том числе осадочных пород 1000–1200 м. Значительную роль при этом играют пластовые интрузивные тела габбро-диабазов и меланократовых кома-

титовых металпорфиритов, расслоенных перидотит-пироксенит-габбро-норитов с возрастом около 2,4 млрд лет.

Выше по разрезу в унаследованных мульдообразных приразломных прогибах залегает со стратиграфическим и угловым несогласием формационный ряд терригенно-карбонатных осадков и вулканитов пикритобазальтового, трахиандезитового, толеитового и кварц-толеит-дацитового состава варзугской и печенгской серии общей мощностью не менее 8000 м.

Печенгская серия

Серия слагает широкое северо-восточное крыло одноименной мульдообразной приразломной структуры, простирающейся широкой дугой в центре района на стыке двух архейских блоков (см. рис. 2). Протяженность Печенгской структуры около 70 км при ширине в центре до 35 км, на обоих флангах резко уменьшается – вплоть до полного выклинивания на юго-востоке, в Кучин-тундре; на западе она продолжается в Норвегии при ширине 2–4 км. Общая площадь пород серии составляет 1300 км².

Печенгская серия с разрывом и резким угловым несогласием залегает на архейских гнейсах и гранито-гнейсах фундамента, имеет мощность около 8000 м и снизу вверх разделяется на четыре свиты [95]: ахмалахтинскую, куэтсьярвинскую, коласйокскую и пильгуярвинскую. В современном эрозионном срезе они образуют систему дуг, обращенных выпуклостью на северо-восток и ограниченных на юго-западе породами южнопеченгской серии и Порьиташским разломом. Падение всех свит центриклинальное, преимущественно в южных румбах, под углом 20–70°. Разрез каждой свиты начинается осадочными породами и заканчивается более мощными вулканогенными покровами¹.

Ахмалахтинская свита мощностью около 1600 м начинает разрез печенгской серии. Низы ее сложены элювиально-делювиальными брекчиями и валунниками из подстилающих гнейсо-гранитов, габброидов, гнейсов, затем гранитными конгломератами, переслаивающимися с гравелитами, песчаниками и туффитами, образующими прерывистую по простиранию (телевинскую [76]) толщу мощностью 250–300 м.

Верхняя часть свиты сложена покровами андезито-базальтовых металпорфиритов, андезитовых пузырчатых лав и метамандельштейнов общей мощностью 1100–1300 м.

Возраст вулканитов I покрова, определенный Rb-Sr-методом, по десяти пробам составляет 2338 ± 30 млн лет [115].

Куэтсьярвинская свита внизу представлена хлоритовыми алевропелитовыми сланцами, серыми песчаниками, светлыми кварцитами с линзами кварцев и конгломератов, песчанистыми и органогенными доломитами, доломитовыми автобрекчиями, сцементированными туфогенным материалом, туфосланцами и туфами общей мощностью до 250 м (кувернерий-окская толща по [76]).

Выше располагается II вулканогенный покров из пикрито-базальтов, трахиандезито-базальтов и порфиритов, альбитофиров, игнимбритов, туфолав, вулканических брекчий и туфов с признаками наземного вулканизма, общей мощностью до 800–1100 м; Rb-Sr-изохрона вулканитов куэтсьярвинской свиты отвечает возрасту 2250 ± 80 млн лет [76].

Контакт между вулканитами II покрова и подстилающими осадками тектонический со следами интенсивных движений. Например, на участке Доломи-

¹При описании разреза печенгской серии по стволу Кольской сверхглубокой скважины (см. ниже табл. 1) принято несколько иное, более дробное стратиграфическое расчленение [76].

тового мыска озера Куэтьсарви и реки Кувернерийоки контакт выражен зонной брекчированной и развальцеванной вулканитов мощностью более 10 м, позднее минерализованной кварцевыми и кальцитовыми жилами. Элементы залегания зоны: азимут падения $140^\circ \angle 50^\circ$.

Коласйокская свита залегает с размывом и угловым несогласием на вулканитах II покрова. Осадочная толща мощностью от 100 до 200–300 м представлена полимиктовыми гравелитами и песчаниками, выполняющими палеоруловые врезы; дельтовыми и прибрежными аркозовыми гравелитами и песчаниками с высоким содержанием магнетита и гематита; хорошо сортированными песчаниками, алевролитами и пестроцветными доломитами с постройками строматолитов; туфосланцами и туфами основного и пикритового состава.

Вдоль контакта с вышележащими вулканитами III покрова алевропелиты сильно рассланцованы и перетерты, а доломиты брекчированы и окварцованы. Эта, так называемая Лучломпольская тектоническая зона повсеместно выражена в рельефе в виде долин и вытянутых озер.

Вулканиты коласйокской свиты представлены однородными толеитовыми андезито-базальтовыми порфиридами и шаровыми лавами. В средней и верхней частях разреза отмечаются горизонты туфосланцев, туфов и агломератовых лав мощностью 50–100 м. Общая мощность покрова достигает 1500–1800 м в центре дуги при ширине до 4–5 км; на обоих флангах она постепенно уменьшается вплоть до полного выклинивания в районе р. Шуони на западе и р. Ламмас – на востоке. Rb-Sr-изохрона базальтоидов соответствует возрасту 2130 ± 52 млн лет [115].

Пильгуярвинская свита общей мощностью более 5500 м залегает без видимого несогласия, но с признаками перерыва, на вулканиты III покрова. Нижняя ее часть представлена толщей дислоцированных туфогенно-осадочных пород: серицитовых и хлоритовых филлитов, алевролитов, аркозовых песчаников, местами содержащих косослоистые линзы русловых гравелитов и полимиктовых конгломератов, пласты углистых с сульфидами сланцев и туфов основного и пикритового состава, потоки излившихся лав. Общая мощность осадков около 1100 м.

В пределах именно этой, так называемой продуктивной толщи, и расположены пластовые тела интрузий габбро-диабазов и габбро-верлитов с приуроченными к ним медно-никелевыми месторождениями, образующими Печенгское рудное поле. Наличие в верхах толщи полимиктового конгломерата и углового несогласия с подстилающими филлитами указывает на резкую смену условий осадконакопления и возможный длительный перерыв перед излиянием вулканитов IV покрова.

Вулканогенная толща пильгуярвинской свиты в последние годы детально изучена П.К.Скуфьиным [115], в составе которой им выделяется четыре горизонта существенно базальтового состава. Первый горизонт мощностью 1000 м состоит из переслаивающихся покровов шаровых и массивных базальтовых лав, пирокластолитов пикритового состава, эвкритов и прослоев базальтовых туфов и туффитов. Второй горизонт мощностью 1300 м представлен покровами шаровых базальтовых лав, базальтовых гиалокластитов и туфов. Третий и четвертый горизонты мощностью 1200 и 900 м сложены массивными и шаровыми базальтовыми лавами, причем в третьем горизонте установлены вулканические структуры кальдерного типа диаметром от 1,5 до 5 км. Возраст всех вулканитов U-Pb-методом определен в 1980 млн лет; Rb-Sr-изохрона показывает 1980 ± 32 млн лет.

На границе между вторым и третьим горизонтами свиты П.К.Скуфьиным установлена контрастная по составу, резко дифференцированная пачка, сложенная туфами и игнимбритами кислого и средне-кислого состава, слабо щелочными пикритами, вариолитовыми базальтовыми лавами. В грубообломоч-

ных туфах остроугольные и оплавленные обломки представлены андезитами, щелочными титанистыми ферробазальтами, железистыми лавами (кагуситами); в кислых туфах наблюдаются глобулы расплава кальцитового состава.

По мнению П.К.Скуфына породы дифференцированной пачки порождены единым процессом ликвидационной несмесимости железистых пикритовых и базальтовых расплавов мантийного происхождения под воздействием потоков глубинных щелочных флюидов в условиях краткосрочного пароксизма сжатия. С этим же периодом сжатия связывается также образование интрузивов габбро-верлитовой формации и возникновение медно-никелевых месторождений Печенги.

Южнопеченгская серия

Серия залегает с азимутальным и угловым несогласием на вулканитах пильгуярвинской свиты и протягивается в виде зоны шириной от 1 до 8 км в северо-западном направлении вдоль Порьяташского разлома. В ее составе выделяются две толщи – каплинская и брагинская. Первая мощностью около 1500 м сложена ритмичнослоистыми терригенными и туфогенными филлитовидными сланцами с углистым веществом, песчанистыми сланцами, углистыми силицитами; в верхней части развиты пласты порфиринов, шаровых лав и туфобрекчий толеит-базальтового состава. Брагинская толща мощностью 1500–2000 м представлена туфогенными и излившимися вулканитами бимодальной пикрит-порфировой ассоциации со щелочными и магниезиальными базальтами и ультракремнистыми феррориолитами. Все породы интенсивно милонитизированы вдоль систем продольных взбросо-надвигов. В пределах серии [76] выделяется пять локальных вулканических центров остаточных приразломных прогибов: Северопорьярвинский, Южнопорьярвинский, Каплинский, Порьяташский и Брагинский.

Возраст южнопеченгской серии по Rb-Sr-изохроне андезитов Южнопорьярвинского центра определяется в 1900 ± 82 млн лет, а дацитов Порьяташского центра – 1778 ± 45 млн лет, что отвечает позднекарельской кратонизации земной коры.

История развития Печенгской структуры

Формированием южнопеченгской серии закончилась длительная (более 500 млн лет) эволюция Печенгской структуры, в которой можно выделить три этапа. Первый этап – сумийский, начального развития Печенга-Варзугской рифтогенной зоны, выразившийся в неоднородном воздымании территории Кольского п-ова, заложении системы разломов и развитии приразломной впадины в условиях растяжения внутриконтинентальной земной коры. Формирование приразломной депрессии сопровождалось мощным андезито-базальтовым, коматиито-базальтовым, а на заключительных фазах этапа андезито-дацитовым вулканизмом. С коматиито-базальтовой фазой вулканизма связано формирование в Имандра-Варзугской структуре расслоенных массивов перидотит-пироксенит-габбро-норитов Панских и Федоровых тундр, Мончегорского и горы Генеральской возраста 2400–2480 млн лет.

Второй этап – ятулийский, характеризуется смещением и расширением зоны седиментации и вулканизма на северо-западный фланг – в область Печенгской мульдообразной структуры с присущей ей андезито-базальтовым, трахи-

базальто-трахиандезито-дацитовым, пикрито-толеито-базальтовым вулканизмом. Наряду с трещинными излияниями большую роль здесь играли извержения центрального типа, часто наземные. В разрезах осадочных образований хорошо выражена основная черта эволюции – ее цикличность (ритмичность). Свиты, являющиеся ее вещественным воплощением, начинаются обычно с грубозернистых пород, свидетельствующих об активных тектонических процессах, позднее активность постепенно снижается, формируются зрелые осадки в условиях мелководного компенсированного осадконакопления. Однако с появлением первых вулканогенных пород снова обнаруживаются признаки оживления движений. Таких циклов в истории Печенгской структуры, как указано выше, насчитывается четыре в период времени от 2338 до 1980 млн лет.

Третий, калевийский этап, обусловленный новым смещением бассейна седиментации, знаменует формирование южнопеченгской серии осадков и вулканитов, преимущественно андезитового и бимодального пикрит-андезитового состава. Неустойчивость фациальных обстановок этого времени подчеркивается линзовидным строением разреза в условиях нарастающего сжатия, постепенного сокращения бассейна седиментации и отмирания рифтогенной системы.

Дальнейшее развитие этих процессов обусловило изоклинальную складчатость, горизонтальные перемещения пластин земной коры, интенсивную перестройку архейских структур, их согласованность с карельским планом деформаций. С прогрессирующим сжатием земной коры также связано внедрение интрузий габброидов и габбро-верлитов, а на поздних фазах – гранитоидов и высокоградиентный метаморфизм. Этот процесс во времени от 1,9 до 1,7–1,6 млрд лет соответствует завершающему орогенному этапу развития Печенгско-Варзугского складчатого пояса вообще и Печенгской структуры – в частности.

Геологическое строение Печенгской структуры показывает, что она формировалась как типичная рифтогенная впадина по системе глубинных разломов северо-западного простирания на стыке двух архейских блоков, в геодинамической обстановке растяжения земной коры. Эти разломы, по-видимому, представляли собой сложные по строению антитетические сбросы, движения по которым и определили масштабы погружения впадины, мощность осадочно-вулканогенных толщ, а в условиях пароксизма сжатия – ориентировку складчатых и разрывных нарушений и явления интрузивного магматизма.

Наряду со складчатостью пород в обеих осадочно-вулканогенных сериях отмечается наличие крупных разрывных нарушений. Среди них особенно четко выделяются межпластовые тектонические зоны и поперечные сбросы. Межпластовые зоны отмечены вдоль границ эффузивных и осадочных свит, а также в продуктивной толще пильгуярвинской свиты. Х.Вайринен [146] на этом основании выдвинул представление о чешуйчато-надвиговом строении печенгской серии. К этой же группе нарушений можно отнести и Порьиташский разлом, простирающийся в осевой части Печенгской структуры и отделяющий южнопеченгскую серию от печенгской.

Рифейский комплекс

Распространен на северной окраине Печенгского района – полуостровах Среднем и Рыбачьем. Представлен осадочными и в меньшей мере магматическими образованиями рифея рыбачьинской серии, входящей по системе разломов в состав складчатой зоны рифейд-тиманид. В составе серии выделяется две свиты: п-ова Среднего и п-ова Рыбачьего.

Свита п-ова Среднего мощностью около 1600 м трансгрессивно налегает на олигоклазовые граниты архея; сложена алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами с прослоями строматолитовых доломитов. Породы полого падают на северо-восток под углом 12–15°.

Свита п-ова Рыбачьего, также падающая на северо-восток, граничит со свитой п-ова Среднего по крутопадающему сбросу северо-западного простирания. Сложена граувакковыми и карбонатными сланцами, граувакковыми и аркозовыми песчаниками и конгломератами общей мощностью свыше 4500 м.

На фоне общего наклона породы обеих свит дополнительно смяты в складки и разбиты серией трещин и разломов, вдоль которых нередко отмечаются дайки диабазов, полиметаллические и кальцитовые жилы.

Диабазовая формация и связанное с ней полиметаллическое оруденение распространено вдоль всего Печенгского побережья. Они подробно описаны в работе [41]. Дайки и штоки темно-зеленых, нередко черных массивных диабазов, имеют мощность от 1,5 до 40 м, иногда до 50–100 м, протягиваются в северо-восточном направлении почти перпендикулярно простиранию гнейсовых толщ на расстояние от 100–200 до 1500 м и более.

Полиметаллические жилы приурочены к той же системе крутопадающих трещин в гнейсах, в которых локализируются дайки. Часть жил залегает вдоль контактов даек, нередко полностью их пересекая. Мощность их колеблется от 1–2 до 70 см, очень редко до 2,5 м, длина – от 85 до 900–1200 м; по падению они прослежены до глубины 100–250 м. Жилы сложены кварцем, кальцитом, баритом и рудными – галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом. Эти жилы неоднократно подвергались предварительной оценке.

О возрасте полиметаллических жил высказано несколько суждений: одни авторы связывают их с каледонской тектоно-магматической активизацией [107], другие с герцинской [63] и даже с альпийской [142]. Абсолютный возраст жил определен Pb-Pb-методом в 940–1020 млн лет [26].

В структурном отношении дайковая формация и полиметаллическое оруденение приурочено к четко выраженному тектоническому поясу вдоль границы архейской платформы и баренцевоморской шельфовой зоны. При этом дайки и жилы локализируются в сопряженных боковых трещинах и разломах по обеим сторонам пояса.

Каледонско-герцинская активизация на территории Печенгского района выразилась в образовании системы разломов и грабенообразных опусканий главным образом субмеридионального направления [54].

Эпохи и структурно-формационные зоны медно-никелевого рудообразования

Анализ геологического строения Печенгского района показывает, что в длительной и разнообразной истории его развития выделяется несколько периодов интенсивного основного и ультраосновного магматизма, когда накапливались мощные вулканогенные серии и формировались интрузивы никеленосных или перспективно никеленосных формаций базит-гипер-базитов.

1. Наиболее древние перспективно-никеленосные интрузивные формации прорывают верхнеархейские амфиболито-гейсовыи толщи. К ним относятся: а) интрузии гипербазитовой (метагарцбургитовой) фации, широко распространенной в юго-западной части района – на территории Алларченского рудного поля, Аннамской, Хутоярской и других структур; б) многочисленные интрузивы гипербазит-габбро-норитовой формации в северо-восточном обрамлении Печенгской структуры. Представления об их возрасте противоречи-

вы. На основании того, что эти формации отсутствуют в карельских комплексах, ряд исследователей относит их к архею [70]. Вместе с тем они распространены только в пределах влияния карельских структур и геохимически родственны карельским базит-гипербазитам.

2. Следующая группа никеленосных интрузивов представлена крупными расслоенными массивами перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации, приуроченными к системе к системе продольных и поперечных разрывных нарушений периода заложения и начального развития Печенга-Варзугской рифтогенной системы. Это массивы Федоровой и Панских тундр, Мончегорский плутон – в восточной части зоны, массив горы Генеральской – в подошве Печенгской структуры. Их возраст оценивается около 2450 млн лет.

Не исключено, что к этой же возрастной группе может быть отнесено большое количество мелких интрузивов, нередко с вкрапленным медно-никелевым оруденением, в том числе и рассмотренные выше гипербазиты и габбро-гипербазиты обрамления Печенга-Варзугской зоны карелид. Все они могут быть результатом внедрения родственных магм в различных структурно-фациальных условиях.

3. Наиболее продуктивная эпоха медно-никелевого рудообразования связана с поздне Svecofennian карельским ультраосновным магматизмом, когда были сформированы никеленосные интрузивы габбро-верлитов и перидотитов Печенги возраста около 1900–1700 млн лет. Размещение их контролируется складчатыми и разрывными структурами карелид.

Поскольку возраст отмеченных в пункте 1 перспективно-никеленосных формаций базит-гипербазитов, условно относимых к архею, нельзя считать установленным, а их размещение также находится в зависимости от карельских структур, можно предположить, что медно-никелевое рудообразование в докембрии Кольского п-ова приурочено к единому svecofennian периоду (2600–1700 млн лет) с двумя продуктивными эпохами – ранней – сумийской и поздней – калевийской [95]. Эти представления оправданы и с геотектонических позиций. В svecofennian время на Балтийском щите существовали эндогенные режимы и условия, характерные и для других никеленосных провинций мира. Это прежде всего режимы, обеспечивающие формирование мощных внутрикратонных эпиплатформенных рифтогенных вулканотектонических систем. Тектоническая зональность контролировала как интенсивность и состав вулканизма, так и размещение интрузий гипербазитов и их металлогеническую специализацию.

Глава 3

Глубинное строение Печенгской структуры

Результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3)

В Печенгском рудном районе пройдена самая глубокая скважина в мире – Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) глубиной 12260 м¹. Комплекс геолого-петрографических, минералого-геохимических и геофизических исследований, проведенных в стволе скважины и окружающем пространстве, позволил внести существенные изменения в представления о глубинном строении докембрийской континентальной земной коры, металлогении Балтийского щита и Печенгского района – в особенности (рис. 3а).



Рис. 3а. Кольская сверхглубокая скважина

¹ Первые две сверхглубокие скважины СГ-1 – Аралсорская и СГ-2 – Биикжалская глубиной соответственно 6806 м и 6028 м пробурены в 60-х гг. в Прикаспийской низменности для поисков нефти и газа.

Выбору места заложения скважины предшествовали региональные геолого-геофизические исследования территории страны, связанные с поисками различных полезных ископаемых, а также данные глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) в главнейших рудных районах. Такие исследования были проведены в 1958–1968 гг. и в Печенгском районе [88–91]. Результаты сейсмомониторинга были интерпретированы таким образом, что верхняя граница так называемого "базальтового" слоя земной коры в Печенгском районе находится на аномально малой глубине – порядка 6,5–7,5 км и, что глубже залегают породы со скоростью распространения сейсмических волн 6,4–7,0 км/сек, относящиеся уже к базальтовому слою. На этом основании Научным советом ГКНТ СССР "Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение" было внесено в Мингео СССР предложение пробурить экспериментальную сверхглубокую скважину для изучения континентальной земной коры в Печенгском районе, на северной окраине г. Заполярного, заложив ее в гранитогнейсах архея вблизи подошвы протерозойского осадочно-вулканогенного комплекса с таким расчетом, чтобы вертикальным стволом вначале пересечь "гранитный" слой и на глубине 7,0–7,5 км войти в породы предполагаемого базальтового слоя. Печенгское медно-никелевое рудное поле при этом оставалось бы далеко в стороне от намечаемой скважины, Разумеется, указанный проект министерством был отклонен.

В результате тщательного рассмотрения имеющихся геологических и геофизических материалов по Печенгскому рудному району и Кольскому полуострову в целом специальная комиссия пришла к выводу о заложении скважины в центре Печенгского медно-никелевого рудного поля, в 10 км к юго-западу от г. Заполярного, с целью решения следующих четырех основных задач.

1. Изучить полный геологический разрез Печенгского осадочно-вулканогенного комплекса и предполагаемые сульфидные медно-никелевые рудные тела и таким образом подготовить базу для дальнейшего глубинного прогнозирования медно-никелевого оруденения.

2. Пересечь толщу архейских гнейсов под протерозойским осадочно-вулканогенным комплексом и войти в предполагаемый базальтовый слой.

3. Выяснить геологическую природу сейсмических границ и причин расчленения земной коры по физическим параметрам. Составить максимально полную информацию о вещественном составе горных пород и физическом их состоянии; вскрыть и изучить переходную зону между гранитным и базальтовым слоями земной коры. Получить данные о тепловом режиме, водных растворах и газах.

4. Усовершенствовать имеющуюся и создать новую технику и технологию сверхглубокого бурения, а также комплексных геофизических исследований пород и руд в скважинах большего диаметра и на больших глубинах.

В результате бурения Кольской сверхглубокой скважины получена уникальная информация о физико-химических, механических свойствах и состоянии вещества земной коры на глубине более 12000 м, выявлено новое месторождение сульфидных медно-никелевых руд. Однако вопреки первоначальным предположениям скважина не вскрыла ни поверхности Конрада, ни базальтового слоя.

Поскольку в коллективной монографии "Кольская сверхглубокая" [76] подробно рассмотрены все главные итоги комплексных геолого-геофизических исследований керна и околоскважинного пространства, ниже в сжатом виде освещаются только те результаты, которые имеют важнейшее значение для характеристики закономерностей распространения, условий залегания и состава медно-никелевых месторождений Печенгского рудного поля.

1. К главнейшим результатам бурения следует отнести практически полное пересечение в интервале 0–6242 м нижнепротерозойского печенгского ком-

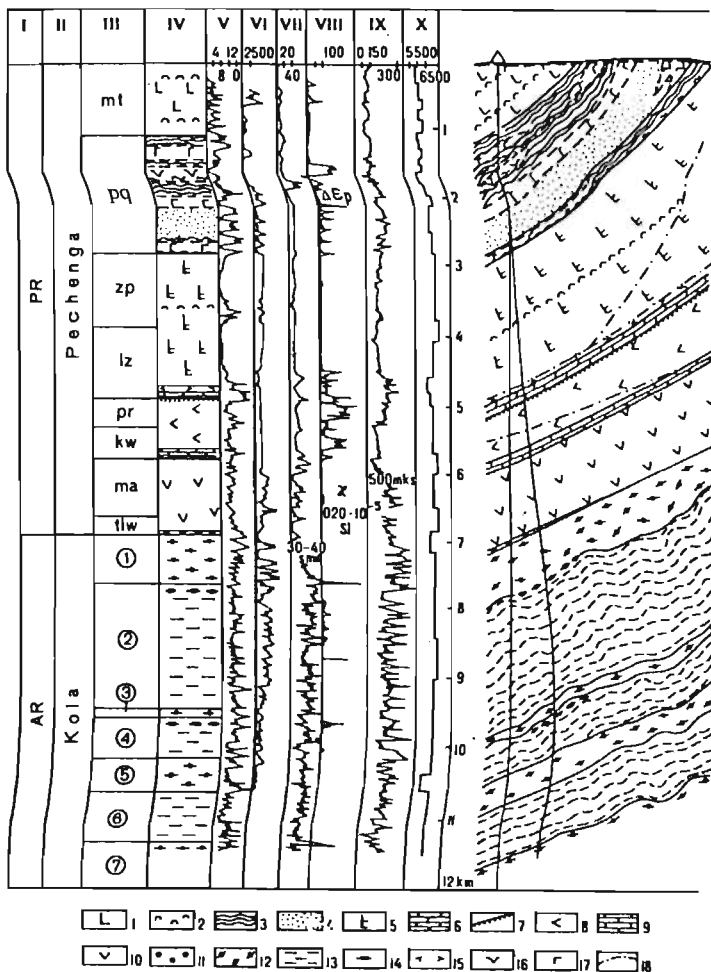


Рис. 36. Геолого-геофизический разрез Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3). По В.С.Ланеву, М.С.Русанову, Ю.П.Смирнову [76]

I – возраст, II – комплексы, III – свиты, IV – породы, V–X – геофизические параметры: V – естественная радиоактивность, А/кг; VI – кажущееся электрическое сопротивление, ом; VII – диаметр скважины по данным кавернометрии, см; VIII – магнитная восприимчивость, 10^{-3} СИ; IX – интервальное время по данным акустического каротажа, мкс/м; X – скорость продольных волн по данным вертикального сейсмического профилирования, м/с;

1 – авгитовые диабазы с прослоями пироксеновых и пикритовых порфиритов; 2 – туфы и туффиты основного состава; 3 – филлиты, алевролиты с прослоями туфов; 4 – ритмично-слоистые песчаники с подчиненными алевролитами и аргиллитами; 5 – актинолитизированные диабазы; 6 – доломиты, аркозовые песчаники; 7 – серицитовые сланцы; 8 – метадиабазы; 9 – доломиты, полимиктовые песчаники; 10 – диабазовые порфириты и сланцы по ним; 11 – полимиктовые конгломераты, гравелиты; 12 – биотит-плаггиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами; 13 – мигматизированные и гранитизированные биотит-плаггиоклазовые гнейсы; 14 – магнетит-амфиболовые сланцы; 15–17 – интрузивные образования: 15 – андезитовые порфириты, 16 – верлиты, 17 – габбро-диабазы; 18 – тектонические нарушения. Толщи 1, 3, 5, 7 – мусковит-биотит-плаггиоклазовые гнейсы с андалузитом, ставролитом, силлиманитом, гранатом и редкими телами амфиболитов; толщи 2, 4, 6 – биотит-плаггиоклазовые гнейсы, биотит-амфибол-плаггиоклазовые гнейсы и амфиболиты. Стратиграфическое деление печенгского комплекса: луостаринская серия – телевинская свита (tlw), маярвинская свита (ma), кувернерийокская свита (kw), пирттиярвинская свита (pr); никельская серия – лучломпольская свита (lz), заполярнинская свита (zp), пильгуярвинская свита (pq), матертинская свита (mt).

Таблица 1. Стратиграфическое расчленение печенгского комплекса по скважине СГ-3 [125]

Серия	Свита	Интервал бурения, м	Состав пород	Вертикальная мощность, м
Никельская	Матертинская	0–1059	Диабазы шаровых и массивных лав <u>IV покрова</u> с прослоями туфов пикритовых и пироксеновых порфиритов.	1050
	Пильгуярвинская (продуктивная)	1059–2805	Алевролиты, филлиты с прослоями туфов и песчаников.	1746
	Заполяринская	2805–4673	Актинолитизированные диабазы <u>III покрова</u> с прослоями туфогенных пород.	1868
	Лучломпольская	4673–4884	Доломиты, доломитовые песчаники, аркозовые песчаники с прослоями алевролитов.	211
Луостаринская	Пирттиярвинская	4884–5642	Метадиабазы, метаандезиты <u>II покрова</u> и сланцы по ним.	758
	Кувернерийокская	5642–5717	Тремолит-карбонатные сланцы, мраморизованные известняки, кварцитопесчаники.	75
	Маярвинская	5717–6823	Амфибол-плагиоклазовые и биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы (по диабазам <u>I покрова</u>).	1106
	Телевинская	6823–6842	Метапесчаники и метагравелиты	19

плекса осадочно-вулканогенных пород с залегающими среди них комагматичными интрузиями базит-ультрабазитов (рис. 36, табл. 1). По фациально-литологическому составу пород, магматизму и тектоническому развитию комплекс четко подразделяется на две серии: луостаринскую (внизу) и никельскую (вверху), каждая из которых соответствует определенному этапу – мегаритму развития Печенгской структуры. Серии, в свою очередь, разделяются на свиты, сложенные либо осадочными, либо вулканогенными породами. С первым – нижним ритмом связано отложение базальных конгломератов, песчаников, карбонатных пород и вулканитов трахи-андезитобазальтового ряда. Во втором мегаритме отлагались аркозовые песчаники, алевролиты, филлиты, туффиты и вулканиты толеит-базальтового ряда. Формирование мегаритмов разделено перерывом, а позднее – образованием Лучломпольской межслоевой тектонической зоны.

По результатам калий-аргоновых датировок пород возраст печенгского комплекса составляет 2200–1640 млн лет, по данным рубидий-стронциевого метода – 2338–1980 млн лет. Достаточно подробно изучен архейский структурный этаж в интервале 6842–12260 м, сложенный мусковит-биотит-плаггиоклазовыми гнейсами с высокоглиноземистыми минералами – силлиманитом, ставролитом, гранатом, андалузитом и биотит-плаггиоклазовыми гнейсами с амфиболом, эпидотом, сфеном, которые, чередуясь между собой, образуют семь ритмов кольской серии. Общей особенностью строения ритмов является значительно большая мощность нижних осадочно-вулканогенных толщ с прослоями амфиболитов и железистых кварцитов, по сравнению с глиноземистыми гнейсами верхних толщ ритмов, отнесенных к терригенной песчано-глинистой формации. Абсолютный возраст гнейсов кольской серии, определенный уран-свинцовым методом по цирконам, составляет 2800–2700 млн лет.

2. В интервале 1059–2805 м впервые в полном объеме вскрыта так называемая продуктивная туфогенно-осадочная толща (пильгуярвинская свита), в ней сосредоточены все интрузивы ультраосновных и основных пород и связанные с ними сульфидные медно-никелевые месторождения Печенгского рудного поля.

Скважиной пересечено три не выходящих на поверхность интрузива серпентинизированных перидотитов в интервалах 1541–1677, 1756–1788 и 1802–1808 м, несущих медно-никелевое оруденение. К первому и третьему из них приурочены скопления промышленных руд.

Общая вертикальная мощность продуктивной толщи составляет 1746 м, из них на долю осадочных пород приходится 930 м; суммарная мощность многочисленных пластовых интрузий габбро, габбро-диабазов и рудоносных ультрабазитов составляет 816 м (47%). Первоначальные представления об уменьшении мощности рудоносной толщи на глубину, основанные на сейсмометрических данных, не подтвердились. Учитывая выдержанную мощность, постоянство состава и насыщенность толщи никеленосными интрузиями, можно прогнозировать ее протяженность на значительное расстояние под вулканитам IV покрова.

3. Получены данные о распространении медно-никелевого оруденения на глубину. Никеленосные интрузивы серпентинизированных перидотитов сосредоточены в верхней части продуктивной туфогенно-осадочной толщи в интервале на глубине 1540–1810 м от поверхности. Толща сложена в основном переслаивающимися филлитами, углистыми филлитами, алевролитами и песчаниками. Вскрыто три массива.

Верхний самый крупный массив (1541–1677 м), к которому приурочено новое месторождение медно-никелевых руд, имеет истинную мощность более 100 м и зональное строение. Самая верхняя часть его мощностью 13 м (1541–1554) сложена оталькованными и амфиболитизированными серпентини-

тами с бедной вкрапленностью сульфидов в количестве 2–3% от общего объема пород. Центральную часть (1554–1643 м) составляют серпентинизированные перидотиты с содержанием сульфидов в пределах 1–3%.

Начиная с глубины 1643 м, густота сульфидной вкрапленности увеличивается до 10%, а содержание никеля и меди достигает соответственно 0,2–0,44 и 0,10–0,23%

Приконтактная зона массива в интервале 1667,5–1677 м сложена густовкрапленными медно-никелевыми рудами в тремолитизированных серпентинитах с содержанием сульфидов от 10–15 до 40%, никеля – 0,7–0,8%, меди – 0,35%. В нижней части зоны вкрапленных руд пересечена жила брекчиевидных и сплошных сульфидных руд мощностью более 10 см с содержанием никеля 2,7% и меди – 0,49%. Руда вблизи подошвы массива расланцована и брекчирована. Сульфидные выделения ориентированы вдоль сланцеватости, либо слагают цемент брекчий. Брекчиевидные руды с обломками метаперидотитов непосредственно примыкают к брекчиям по филлитам лежащего бока. Прожилково-вкрапленное сульфидно-никелевое оруденение прослеживается на расстояние до 11 м от массива, а глубже сменяется на пирротиновое.

Таким образом, в приподошвенной части верхнего массива в первый же год бурения скважины СГ-3 в октябре 1970 г. выявлено не выходящее на поверхность новое месторождение густовкрапленных, прожилково-вкрапленных и брекчиевидных медно-никелевых руд общей мощностью 9,2 м, аналогичное по условиям залегания и составу руд известным месторождениям восточного фланга Печенгского рудного поля. Пройденными в 1970-х годах буровыми скважинами удалось проследить рудную залежь по восстанию на расстояние более 1000 м (скв. 1885, 1886).

Ниже по разрезу, в интервале 1756–1786 м и 1802–1808 м, выявлены еще два маломощных перидотитовых массива с бедной вкрапленностью сульфидов и содержанием никеля в среднем около 0,2–0,3%. Заслуживает внимания обнаружение в филлитах лежащего бока нижнего массива в двух метрах от его подошвы на отметке 1810 м жилы сплошных сульфидов мощностью 11 см с содержанием никеля – 1,21%, меди – 1,58%. По аналогии с известными месторождениями Печенги жила, по-видимому, представляет собой ответвление от находящегося поблизости более крупного, еще неразведанного рудного тела.

Следовательно, результаты бурения скважины СГ-3 позволяют констатировать наличие в интервале 1540–1810 м мощной зоны развития ультраосновных интрузивов с медно-никелевым оруденением, а сам факт выявления нового месторождения, удовлетворяющего промышленным кондициям как по мощности, так и по содержанию рудных компонентов, существенно расширяет перспективы поисков медно-никелевых руд в центральной части рудного поля как по простиранию, так и по падению в глубину. Данные глубокого бурения полностью подтвердили сделанные ранее прогнозы о распространении медно-никелевого оруденения на большие глубины [47].

С учетом положительных результатов бурения Кольской сверхглубокой скважины Г.И.Горбуновым еще в 1977 г. было представлено в Министерство геологии СССР обоснование о проходке 2–3-х геолого-структурных скважин глубиной до 5 км с целью оценки перспектив распространения медно-никелевого оруденения в рудоносной толще, продолжающейся непрерывно к югу от известных месторождений под вулканитами IV покрова [47]. К сожалению, это и ряд других предложений в последующие годы не были реализованы.

4. Рудная минерализация отмечена по всему разрезу, вскрытому СГ-3. Наиболее насыщены сульфидами – пирротином, халькопиритом, пиритом и менее – пентландитом – туфогенно-осадочные породы продуктивной толщи. В нижележащих толщах печенгского комплекса и породах кольской серии их количество колеблется в пределах 0,1–0,5%. Оксидная минерализация, в отличие

от сульфидной распределенная более равномерно – от единичных зерен до 5–10% – представлена магнетитом, титано-магнетитом, хромшпинелидами, ильменитом, рутилом, гематитом и лейкоксеном.

Определенный интерес представляет установление в архейском комплексе проявления золотого оруденения в интервале 9,5–11,0 км. На глубине от 6,5 до 9 км отмечены многочисленные просечки и вкрапленность сульфидов меди, свинца и цинка, обычно считавшиеся близповерхностными образованиями.

5. В стволе скважины впервые экспериментально установлены современная и древняя реальная геотермическая зональность. Геотермический градиент вблизи поверхности составляет 0,8–0,9°, в протерозое – в среднем 1,6°, в архее – 2°C/100 м. Изучено распределение урана, тория и калия в земной коре, что позволило определить долю радиогенного тепла в общем глубинном тепловом потоке в размере 50%.

6. Получены уникальные данные о состоянии горных пород на глубине более 12 км, что важно для прогноза инженерно-геологических условий искусственно создаваемых подземных сооружений на больших глубинах и оценки возможностей их использования для решения задач захоронения особо токсичных промышленных отходов.

7. Комплексные геолого-геофизические исследования керна скважины СГ-3 и околоскважинного пространства позволили получить прямую информацию о глубинном строении древней континентальной земной коры. Установлено наклонное залегание слоев пород на всем интервале глубин, а упругие характеристики их связаны с составом и физическим состоянием пород. Показано, что сейсмические границы раздела в земной коре могут быть обусловлены разными причинами: изменением вещественного состава и различием структурно-текстурных особенностей пород, термодинамической обстановкой. Именно этими причинами в данном районе объясняется инверсионный разрез коры, когда в ее верхней части залегают высокоскоростные (до 6,7 км/с) основные эффузивы, а в нижней – гнейсы с меньшими скоростями (в среднем 6,1–6,2 км/с). Одной из причин понижения скоростей является наличие в породах разрывных нарушений и минерализованных трещин, обусловивших изменение их физических характеристик: пористости и водонасыщенности.

В связи с изменением представлений о природе горизонтальных сейсмических границ на смену модели о толстослоистом строении земной коры приходят тонкослоистые модели, допускающие инверсионный характер сейсмических разрезов [129].

Выполненное в 1976–1978 гг. глубинное электромагнитное зондирование с МГД-генератором, установленным на побережье Баренцева моря между материком и полуостровами Рыбачьим и Средним, показало блоковое строение земной коры Печенгского района и Кольского полуострова в целом. Блоки кристаллического фундамента, охваченные тонкой сетью электронных проводников, являются крупными (порядка 4–10 тыс. км²) проводящими участками земной коры ($P=10^2-10^3$ Ом. м). Особо высоким сопротивлением характеризуются блоки, сложенные гнейсами кольской серии ($P=10^5$ Ом. м), и наоборот, более низким – в Печенгском и Имандра-Варзугском блоках, в которых широко развиты электронно-проводящие породы ($P=10^2$ Ом. м и менее) [32, 51]. Анализ затухания электромагнитного поля с удалением от естественного токового контура вокруг полуостровов Средний и Рыбачий, созданного спаренным МГД-генератором мощностью 22 тыс. А, позволил сделать вывод об отсутствии заметного понижения сопротивления пород до глубин 30–40 км, а достигнутая дальность регистрации сигнала составила 750 км. Сгущение сети наблюдений в Печенгском районе показало возможность использования МГД-

установки для изучения внутреннего строения рудного поля в сочетании с данными ГСЗ, глубокого и сверхглубокого бурения [53].

Геолого-геофизическая модель Печенгской структуры

Одновременно с проходкой Кольской сверхглубокой скважины на всей территории Печенгского района выполнен широкий комплекс геолого-геофизических исследований, способствовавших уточнению наших представлений о его глубинном строении.

Необычайно важные данные о глубинном строении района получены прежде всего с помощью сейсмических методов [33, 34, 71, 76, 89, 93, 113, 129], разумеется, с учетом материалов каротажа СГ-3 и других глубоких скважин. На сейсмических профилях прослежены волны, связанные в основном с осадочными толщами, разделяющим вулканогенные покровы. По отражающим горизонтам установлен тип Печенгской структуры – грабен-синклиналь, определена общая мощность осадочно-вулканогенного комплекса (более 8000 м в центре структуры) и отдельных свит [91]. Архейское гнейсовое основание изучено в значительно меньшей степени.

Основным источником информации о нижних слоях земной коры региона являются профили ГСЗ Печенга-Ловно (1960–1961 гг.), Печенга-Ковдор-Костомукша (1981–1982 гг.), Никель-Умбозеро (1984 г.), Полар (1985 г.) и сейсмологические работы МОВЗ (1977–1992 гг.). В целом структура коры имеет мозаично-неоднородное строение с градиентными изменениями и инверсиями скорости, различным количеством границ раздела в блоках размером до 15–20 км. Выдержанных сейсмических границ в пределах всего района не обнаружено, за исключением границы Мохоровичича, которая отмечается на глубинах 38–45 км. Наиболее приподнятая ее часть соответствует северо-восточной территории района, а увеличенная мощность коры характерна для Печенгско-Аллареченского рудного района [129].

Для Печенгской структуры, фиксирующейся интенсивной положительной гравитационной аномалией Δg (рис. 4), характерно обрамление ее участками интенсивного отрицательного поля Δg (кроме южной части). Над продуктивной толщей прослеживается четкая гравитационная ступень с большим горизонтальным градиентом, который уменьшается с юго-запада на северо-восток. По полю Δg в виде характерных линеаментов (гравитационная ступень, линейный минимум и др.) уверенно выделяются Луотнинский, Куэтсъярвинский, Порьяташский, Ламасский, Западно-Печенгский, Кучинтундровский и другие крупные разломы.

В магнитном поле района (рис. 5) выделяется множество аномалий различных рангов с размерами от десятков километров до первых сотен метров разнообразной формы, а также с различными горизонтальными градиентами поля ΔT (Δz). Печенгская структура характеризуется разнородным по интенсивности и морфологии магнитным полем ΔT : западная часть – повышенным полем средней интенсивности; центральная часть (диабазы IV покрова) – знакопеременным, с преобладанием участков пониженного поля, а северо-восточная часть – знакопеременным полем с преобладанием участков повышенного поля.

В региональных естественных и искусственных электрических полях (МТП, МТЗ, МГД-Г) Печенгская структура [32], начиная от продуктивной толщи на севере и кончая Пороярвинской зоной смятия на юге, фиксируется как область высокой проводимости. В электрических полях постоянного и переменного тока продуктивная толща прослеживается как мощная зона проводимости, что обусловлено наличием в ней многочисленных слоев с суль-

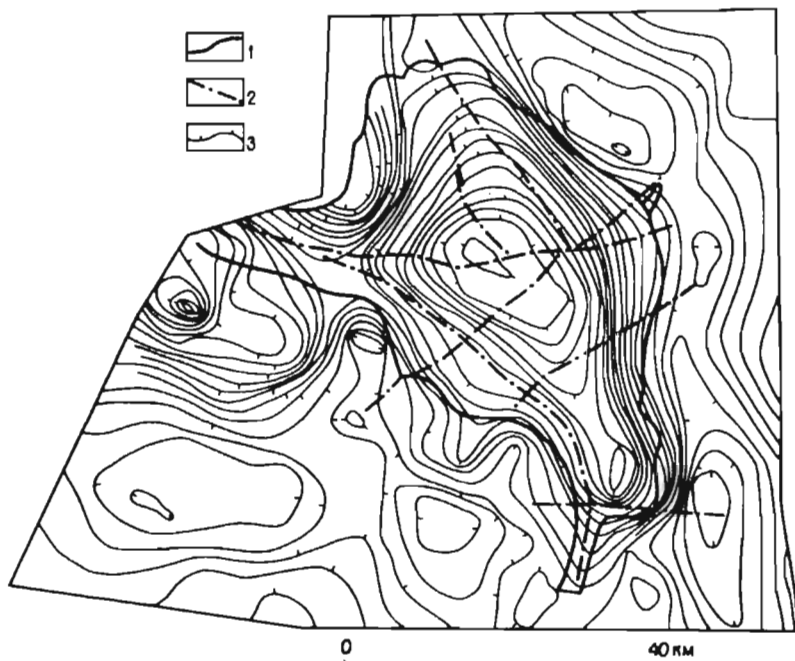


Рис. 4. Схема остаточных аномалий гравитационного поля Печенгского района (выкопировка из "Схемы районирования карты остаточных гравитационных аномалий Кольского полуострова – фильтрация $2 \leq 140$ км")

1 – контур протерозойских образований Печенгской структуры; 2 – основные разломы; 3 – изолинии остаточных аномалий гравитационного поля

фидно-углеродистой и магнетитовой минерализацией, осложненная интрузивами базит-гипербазитов с высоким сопротивлением.

Результаты интерпретации данных сейсморазведки по продольным и поперечным профилям показывают, что осадочно-вулканогенные толщи северного крыла структуры погружаются в южных румбах под углом от $30-35^\circ$ до $50-55^\circ$; с увеличением глубины происходит их постепенное выполаживание. Сейсмические данные подтверждают геологические представления о существовании в центральной части структуры крупного грабена субмеридионального направления, в пределах которого общая мощность пород комплекса небольшая. Предполагаемое постепенное выклинивание на глубине ахмалахтинской, куэтсьярвинской и коласйокской вулканогенных толщ связывается [92] с тем, что по падению каждая толща ограничивается положением в архейском ложе того разлома, который мог быть для нее подводящим каналом. При этом предполагается, что последним подводящим каналом был Порьыташский разлом, которому обязаны своим существованием вулканы IV покрова. По результатам сейсморазведки продуктивная толща прослеживается по падению более чем на 5 км.

Что касается гравиметрических методов, как средства изучения глубинного строения Печенгской структуры, то, принимая во внимание наклонное залегание слагающих ее толщ, с их помощью возможно лишь определение только общей мощности комплекса и глубины залегания подошвы структуры (около 8000 м), что хорошо коррелируется с данными сейсморазведки МОВ.

Особо следует остановиться на положении в пространстве и морфологии продуктивной толщи – собственно Печенгского рудного поля. В течение ряда

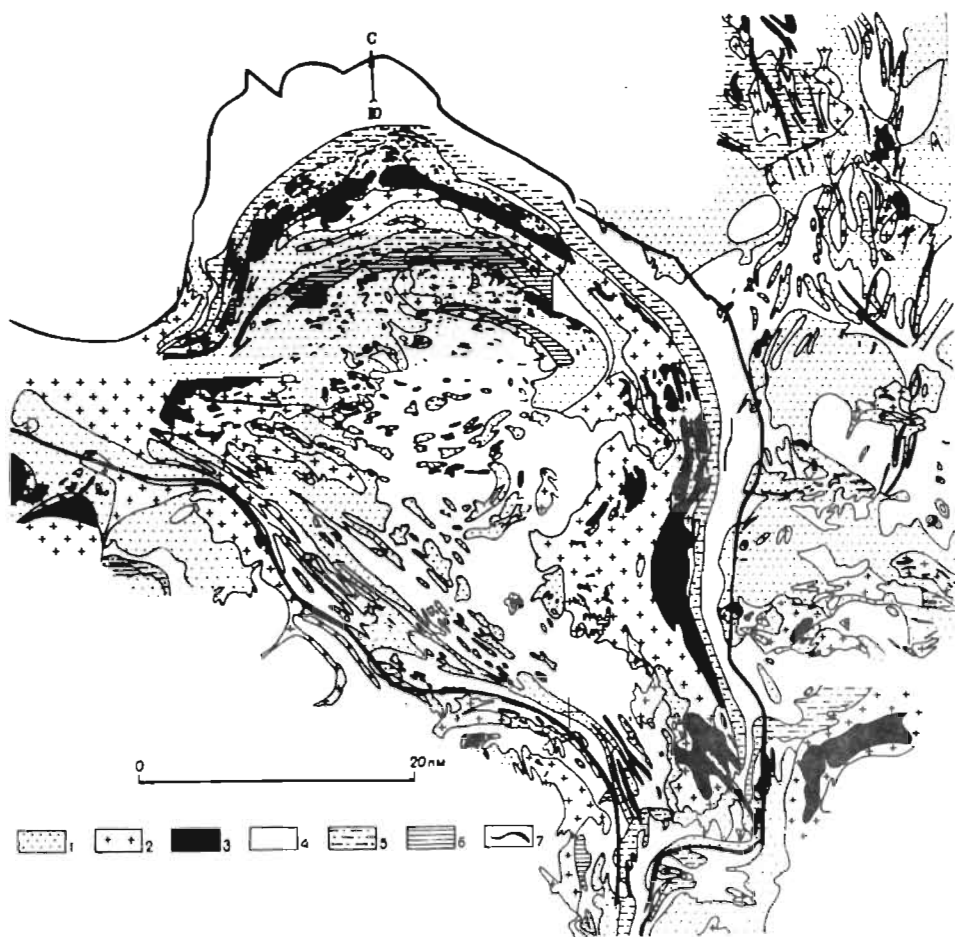


Рис. 5. Генерализованная схема характера магнитного поля Печенгского района

1 – области спокойного положительного магнитного поля (малой, слабой интенсивности); 2 – области повышенного магнитного поля (средней интенсивности); 3 – области очень интенсивного положительного магнитного поля; 4 – области спокойного отрицательного магнитного поля (малой интенсивности); 5 – области отрицательного магнитного поля (средней интенсивности); 6 – области глубокого отрицательного магнитного поля (большой интенсивности); 7 – граница Печенгской структуры.

лет ведется дискуссия о том, имеет ли место ее воздымание в области Луотнинского разлома? Исходя из предположения [115] о существовании в IV покрове двух мульд – Северной (Каула-Куорпукас) и Южной (Матерт) возможность такого подъема представлялась вполне вероятной.

Между тем все известные сегодня результаты геофизических исследований (сейсморазведка и электроразведка) позволяют предполагать лишь то, что в области восточного сопряжения этих мульд возможно только "затягивание" продуктивной толщи на запад вдоль Луотнинского разлома на расстояние до 4–4,5 км. Проведенные в зоне разлома на расстоянии 30 км специальные сейсмические исследования и глубинная электроразведка (МПТ, МТЗ, ОРЗ, АМГЗ, МГД-Г и др.) не показали какой-либо тенденции подъема здесь продуктивной толщи. Не фиксируется локальное поднятие продуктивной толщи и геоэлектрическими исследованиями с мощным источником тока [32]. В ре-

зультате пробуренная к югу от разлома глубокая (2300 м) скважина встретила среди диабазов, габбро-диабазов и туфов IV покрова лишь ряд горизонтов пирокластических пород, которые можно рассматривать как относительно аномалиеобразующие (отражающие для МОВ) зоны, являющиеся к тому же и "средними" проводниками.

Следует также отметить, что, судя по данным гравиметрии (линейный минимум $\delta\Delta g$) и сейсморазведки МОВ, собственно Луотнинский разлом "закрывается" на глубине 2–2,5 км, превращаясь из достаточно широкой эшелонированной зоны в сравнительно маломощную.

В 1992 г. выполнены международные вибросейсмические наблюдения методом ОГТ по профилю длиной 38 км, проходящему вкост простирания Печенгской структуры от Аллареченской области гнейсогранитных купольных структур через зону Порьиташского разлома до Кольской сверхглубокой скважины СГ-3. Построенный сейсмический разрез показывает, что продуктивная толща моноклинально погружается в сторону Порьиташского разлома, ограничивающего распространение печенгской серии к югу. В северной части разреза на глубине 3,5–4,5 км выявлено аномальное образование с высокой акустической контрастностью. Его приуроченность к продолжению пильгуйярвинской свиты, по привязке к разрезу скважины СГ-3, указывает на вероятность обнаружения здесь крупного тела ультрабазитов, перспективного на наличие медно-никелевого оруденения. О повышенной плотности указанного

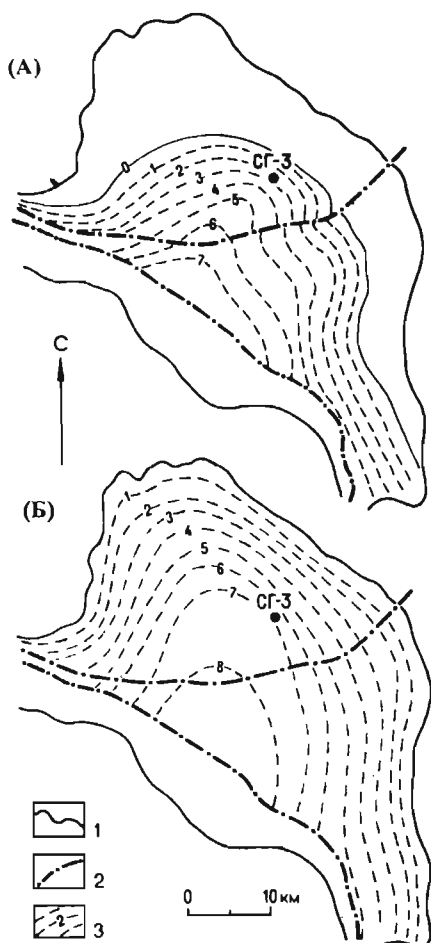


Рис. 6. Вероятностные схемы изогипс подошвы продуктивной толщи (А) и подошвы протерозойского комплекса пород Печенги (Б) (по Ф.И. Свяженнову)

1 – границы Печенгской структуры; 2 – основные разломы; 3 – изогипсы глубин залегания, км.

аномального образования свидетельствует также приуроченность к этому интервалу профиля локальной аномалии силы тяжести ($\delta\Delta g$). Результаты этих исследований существенно повышают перспективы Печенгского рудного района в плане возможного открытия здесь месторождения никелевых руд и подтверждают высказывающиеся ранее предположение [47, 52] о наличии на глубине значительных по размерам рудных объектов.

На основе обобщения всех сейсмических материалов по 20 профилям различной протяженности и ориентировки, данных каротажа СГЗ и электроразведки Ф.И.Свяжениновым составлена вероятностная интерпретационная схема изогипс подошвы продуктивной толщи (рис. 6 А), на которой положение изогипс на площади между Луотнинским и Порьгиташским разломами носит предполагаемый характер.

Ввиду далеко еще недостаточного количества информации, полученной прямыми способами изучения глубинного строения района, а также несовершенства геофизических методов исследований, приходится подчеркнуть, что сегодня все модели глубинного строения Печенгской структуры имеют виртуальный характер.

Далее, путем совместного анализа данных сейсморазведки МОВ, гравиметрии и сверхглубокого бурения построена аналогичная схема изогипс контактной поверхности протерозойского комплекса Печенги с породами архея (рис. 6 Б), а на рис. 7 и 8 изображены соответственно вероятностный геолого-геофизический и геологический разрезы Печенгской структуры через Кольскую сверхглубокую скважину. Совокупный анализ всех имеющихся данных позволяет высказываться в известной степени в поддержку точки зрения И.В.Литвиненко о постепенном уменьшении по падению мощности II, III и I вулканогенных покровов Печенги [92].

В последнее время, опираясь на данные бурения скважины СГ-3 и результаты гравиметрических и палеомагнитных исследований, выдвигается (В.И.Ка-

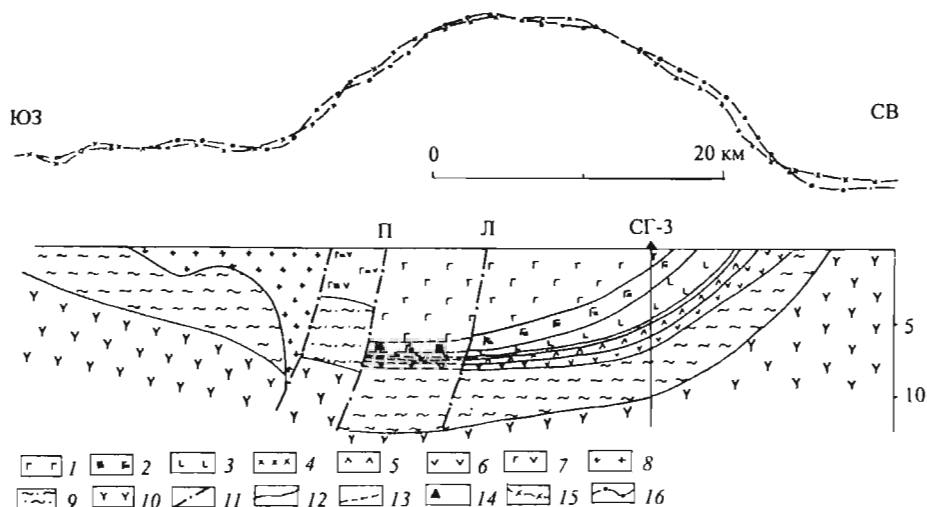


Рис. 7. Вероятностно-интерпретационный геолого-геофизический разрез Печенгской структуры (по Ф.И. Свяженинову)

1-10 – породы с объемной плотностью (t/m^3): 1 – 3,0; 2 – 2,9; 3 – 3,01; 4 – 2,66; 5 – 2,92; 6 – 2,91; 7 – 2,92; 8 – 2,67; 9 – 2,72; 10 – 2,77; 11 – основные тектонические нарушения: Л – Луотнинский разлом, П – Порьгиташский разлом; 12 – вероятное положение геологических границ; 13 – гипотетическое положение геологических границ; 14 – сверхглубокая скважина; 15 – наблюдаемая кривая Δg ; 16 – расчетная кривая Δg .

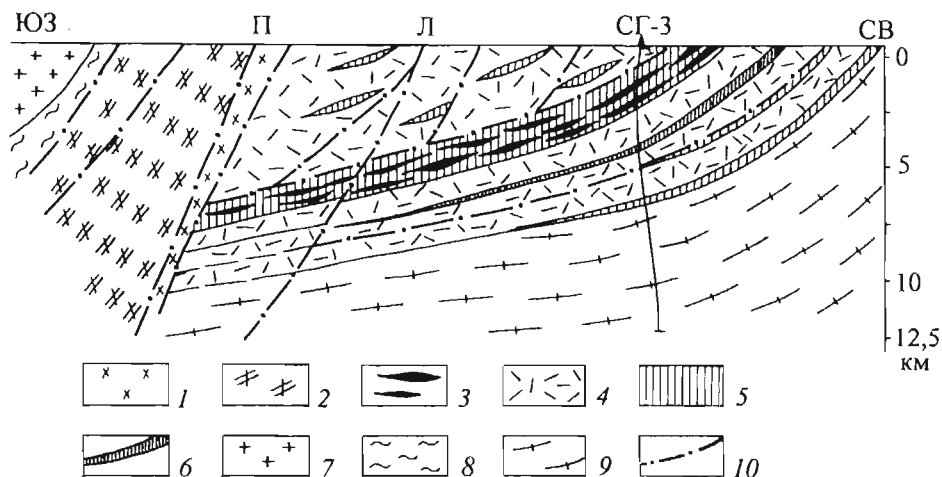


Рис. 8. Интегральная модель глубинного строения Печенгского рудного района в разрезе через Кольскую сверхглубокую скважину СГ-3

1–2 – южнопеченгская серия: 1 – плагиопорфириды, 2 – нерасчлененный комплекс вулканогенно-осадочных пород; 3 – никеленосные габбро-перидотитовые интрузивы; 4–6 – печенгская серия: 4 – покровы основных вулканитов, 5 – туфо-генно-осадочная продуктивная толща, 6 – доломиты, кварциты и аркозы; 7 – плагиомикроклиновые граниты; 8 – слюдистые сланцы и кварциты тундровой серии; 9 – архейские гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты и амфиболиты кольской серии; 10 – разломы: П – Порьиташский, Л – Луотнинский.

занский, К.В.Лобанов) представление о строении северного крыла Печенгской структуры как части вулканической кальдеры, осложненной чешуйчатыми надвигами, а юго-западного крыла – как комбинации рассланцованной моно-клинали с зоной реоморфизма пород фундамента.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Медно-никелевые рудные поля и месторождения

Медно-никелевые месторождения в Печенгском районе сосредоточены в трех рудных полях: Печенгском, Аллареченском и Северо-Восточном.

Печенгское рудное поле, в котором насчитывается более 20 месторождений и рудопроявлений, располагается в северном крыле Печенгской структуры, Аллареченское и Северо-Восточное поля находятся на участках гранито-нейсового основания, вплотную примыкающих к Печенгской структуре – соответственно с юго-запада и северо-востока. Все месторождения района по своим масштабам (с учетом ранее отработанных первоначальных запасов) по суммарным ресурсам металлов подразделяются на гигантские (более 7 млн т суммы металлов), крупные (от 250 тыс. т. до 1 млн т.), средние и небольшие (200–250 тыс. т.). К первой группе относится одно месторождение – Пильгуйрвинское, а к группе крупных – преобладающая часть остальных месторождений (кроме рудопроявлений).

Месторождения всех трех рудных полей связаны с массивами ультраосновных и основных пород, имеют одинаковый минеральный состав в части главных рудообразующих минералов, но несколько различаются по составу материнских пород и геологическим условиям залегания.

Глава 4

Печенгское рудное поле

Медно-никелевые месторождения Печенгского рудного поля расположены главным образом в пределах продуктивной пильгуйярвинской вулканогенно-осадочной толщи, залегающей между III и IV покровами вулканитов, занимая примерно срединное положение в разрезе печенгской серии (см. выше гл. 2). Лишь несколько рудопроявлений, приуроченных к трещинным интрузиям габбро-верлитов, отмечено среди вулканитов III покрова (рис. 9).

Рудное поле в плане имеет форму вытянутой в северо-западном направлении дуги общей протяженностью до 70 км и шириной от 1000 до 2000 м с центриклинальным погружением пород на значительное расстояние к юго-западу под углом 30–50° под вулканиты IV покрова. Помимо вулканогенно-осадочных пород, в рудном поле широко распространены изверженные породы вулканоплутонической ассоциации пикритов, габбро-диабазов и габбро-верлитов.

Комплекс вмещающих вулканогенно-осадочных пород

Вмещающая интрузивы основных и ультраосновных пород вулканогенно-осадочная толща протягивается непрерывно полосой через все рудное поле. Ее общая мощность изменяется в пределах 1000–2000 м – в центре поля и постепенно уменьшается до 400–200 м на обоих флангах. В составе толщи на долю осадочных пород приходится несколько более половины объема, а остальное занимают многочисленные (более 300) межпластовые тела габбро-диабазов и никеленосных базит-гипербазитов. Так, в разрезе Кольской скважины СГ-3 из общей мощности толщи 1746 м осадочные породы составляют только 930 м.

Литологический состав толщи детально изучен в стволе скважины СГ-3. В.С.Ланев и Ю.П.Смирнов [76] выделяют в ней пять пачек (в интервалах глубин от устья скважины).

1. 1059–1494 м – самая верхняя пачка, сложена туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфопелитами и туффитами (55%) с прослоями туфогенно-карбонатных пород (18%), туфов (9%) и согласно залегающих тел пироксеновых порфиритов (18%).

2. 1494–1814 м – углеродосодержащие филлиты (44%) и алевролиты (46%) с редкими прослоями карбонатных пород, туффитов, брекчий и песчаников (10%). Осадки содержат повышенные концентрации углеродистого вещества (до 10–50%) и колчеданного оруденения (до 3–15%). Именно в этой пачке скважиной пересечены никеленосные интрузивы с промышленным медно-никелевым оруденением в интервалах глубин 1541–1677 м, 1756–1788 м и 1802–1808 м.

3. 1814–2155 м – переслаивающиеся основные туфы (14%) и филлиты (15%) с прослоями туффитов, песчаников и седиментогенных брекчий (55%), чередующихся с силлами габбро-диабазов. Эта пачка характеризует резкий

перелом в осадконакоплении в условиях мелководного бассейна и является своего рода маркирующим горизонтом.

4. 2155–2619 м – песчаники олигомиктовые и полимиктовые (50%) с прослоями филлитов (30%), алевролитов (16%), конгломератов (4%) и песчаных известняков.

5. 2619–2805 м – филлиты и алевролиты (65%), песчаники с туфогенным материалом (46%).

Преобладание песчаников и конгломератов в низах пильгуярвинской свиты, частое переслаивание филлитов, алевролитов и песчаников в верхней ее части, общая зараженность осадков сингенетическими сульфидами, а также наличие в ряде мест косой слоистости и знаков ряби указывают на осадконакопление в мелководных прибрежно-морских условиях вблизи активно действующих вулканов. Источником обломочного материала являлись породы архейского кристаллического основания и вулканические аппараты.

Все породы туфогенно-осадочной толщи подверглись интенсивному смятию и претерпели прогрессивный зональный метаморфизм зеленосланцевой фации с широким развитием в их составе хлорита, серицита, альбита и микроклина [12].

Вулкано-плутоническая ассоциация ферропикритов и габброверлитов

В пределах Печенгской структуры и ее архейского фундамента широко развита сложная по своему строению вулкано-плутоническая ассоциация, объединяющая разнообразные по форме проявления, но генетически родственные продукты глубинной дифференциации ферропикритового магматического расплава [112, 120]. Ассоциация является в своем роде уникальной, так как аналоги ее, помимо западного фланга Имандра-Варзугской структуры [118], на Балтийском щите не установлены и характеризуются специфическими особенностями состава пород, например, аномально высоким содержанием железа, высоким – титана, хрома и никеля. Ассоциация включает в себя вулканы ферропикритового состава в виде массивных, шаровых и агломератовых лав, расслоенных потоков и туфов, мощные дайки перидотитов, оливиновых габбро и пироксенитов нясюкского комплекса, субвулканические и гипабиссальные массивы габброверлитов печенгского комплекса.

Ферропикриты

Первоначально ферропикриты были описаны в Печенгском районе как пикритовые порфириды или метапикриты, генетически связанные с толеитовыми metabазальтами [67]. В последующем было установлено их отличие от толеитовых базальтов по петрохимическим данным, что послужило основанием для выделения самостоятельной ассоциации метапикритов [112]. Учитывая устойчивое аномально высокое содержание суммарного железа, она была названа ферропикритовой [140]. Наиболее полное ее описание приведено в работе [120].

Вулканы ферропикритовой ассоциации слагают совместно с толеитовыми базальтами и туфогенно-осадочными сланцами верхнюю часть разреза Пе-

ченгской зоны¹. Достаточно уверенно можно выделить пять уровней их развития: в основании вулканогенной толщи колосийской серии, верхней части свиты ламмас и нижней, средней и верхней частях разреза свиты матерт пильгуярвинской серии. От уровня к уровню меняется соотношение массивных и шаровых лав и пирокластических образований с четко выраженной тенденцией уменьшения количества туфов вверх по разрезу. Широкое развитие шаровых лав и постоянная ассоциация с гиалокластитами и глубоководными хемогенно-осадочными породами типа туфосилицитов, приуроченность к верхней части потоков хлорит-монтмо-риллонитовых кор подводного выветривания (гальмиролиза), несомненно, свидетельствуют о подводном характере вулканических извержений.

Ферропикриты составляют в среднем 4,5% от общей мощности разреза матертинской свиты, в том числе 3% приходится на долю массивных лав, 1% – шаровых лав и 0,5% – туфов. Пирокластические образования представлены тальк-серпентин-хлорит-карбонатизированными псефит-псаммитовыми и агломератовыми туфами, реже лавобрекчиями, которые часто перемежаются с

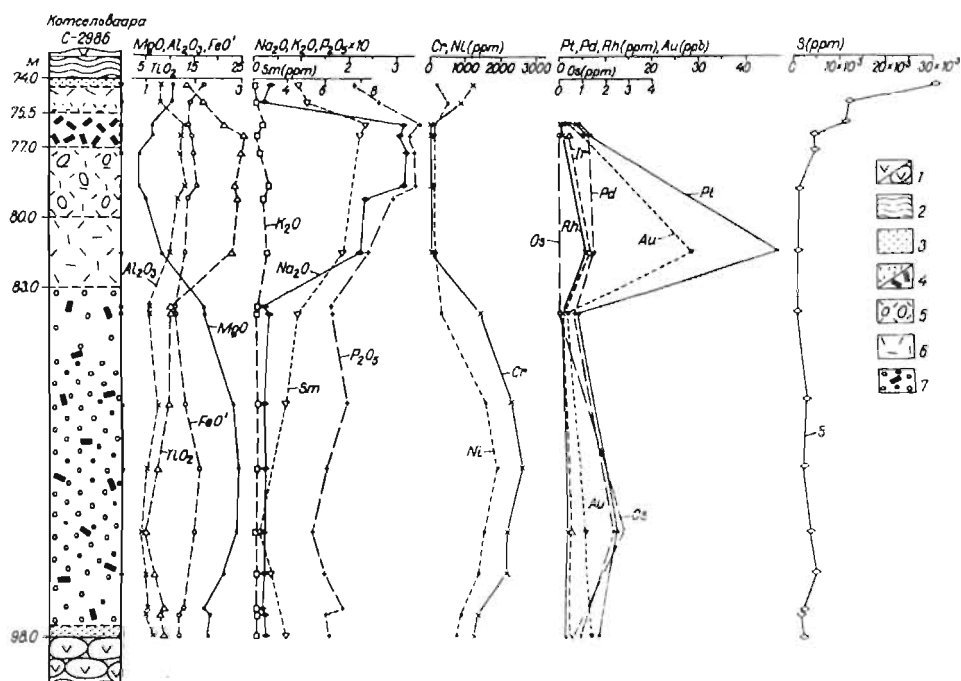


Рис. 10. Разрез расслоенного потока ферропикритов и изменение содержания в нем породообразующих, рудных и рассеянных компонентов по данным рентгенофлюоресцентного, инструментального и других анализов

1 – массивные и шаровые лавы метабазальтов; 2 – филлитовые сланцы; 3 – зоны закалок; 4 – зоны со спинифекс- и микроспинифекс-структурой пироксенового типа; 5 – зоны глобулярных пород (ферробазальт); 6 – клинопироксеновый кумулат (ферропикритобазальт); 7 – оливиновый кумулат (оливиновый ферропикрит).

¹ Согласно схеме стратиграфии, разработанной для карты масштаба 1:50000, Печенгская зона сложена породами (снизу вверх) телевинской, маярвинской, кувернерийской, пиртиярвинской, оршоайвинской, лучломпольской, заполярнинской, ждановской, ламмаской, матертинской и суппваарской свитами. Свиты ждановская, ламмаская, матертинская и суппваарская составляют пильгуярвинскую серию.

лавовыми потоками, слагая пачки мощностью от 10 до 100 м. На восточном берегу озера и ручья Ламмас и в районе горы Котсельваара известны раздувы мощностей (до 500 и 300 м соответственно). Содержание MgO в них варьирует от 10 до 16 мас.%, в среднем составляет 13,6 мас.%. Шаровые и массивные лавы перемежаются между собою и нередко имеют взаимные переходы. В поперечном разрезе шаров иногда сохраняется краевая мелкозернистая зонка с редкими миндалинами и более раскристаллизованная ядерная часть с двумя генерациями оливина: идио-морфными зернами дипирамидальной формы и пластинчатыми агрегатами, образующими спинифекс-структуру. Мощность потоков варьирует от 3–5 до 25, реже 40–50 м, протяженность – от 200–300 м до 2,5–3,0 км.

Характерной особенностью лавовых образований является их внутренняя вертикальная и латеральная расслоенность на контрастные по составу и структуре дифференциаты. В наиболее мощных расслоенных потоках можно выделить (снизу вверх): зонку закалки, зону оливиновых кумулятов (оливиновые ферропикриты, серпентинизированные), зону клинопироксеновых кумулятов (пироксеновые пикритобазальты, амфиболизированные), зоны с глобулярной, спинифекс- и микроспинифекс-структурами (ферро-базальты), и наконец, редко сохраняющуюся верхнюю зонку закалки (рис. 10). В разрезе такого потока снизу вверх уменьшается содержание MgO, Cr и Ni, но увеличивается TiO₂, Al₂O₃, Na₂O (в ряде случаев K₂O) P₂O₅, F и легкой фракции редких земель. В пределах верхних зон, наиболее обогащенных летучими компонентами, установлено также повышение содержания элементов платиновой группы (Pt, Pd) и Au. Сильно меняется по разрезу состав породообразующего клинопироксена – от высокохромистой разновидности с 0,5–1,0 мас.% Cr₂O₃ до высокотитанистой с 2,5–4,2 мас.% TiO₂ [199]. Слабо расслоенные потоки сложены оливиновыми ферропикритами внизу и пироксеновыми пикритобазальтами вверху, или только одной разновидностью – пикритобазальтами.

Помимо лав и туфов встречены маломощные силловые (10–20 м) тела на участках Каммикиви, Киердживор-Верхнее и в Западном карьере. В отличие от потоков, на верхнем их контакте наблюдаются апофизы и слабое ороговичкование вмещающих метасадков. В нижней части одного из таких силлов отмечены массивные сульфидные руды с содержанием Ni до 4,9 мас.%.

Первоначально ферропикритовые вулканиты были сложены оливином с 16–18 мол.% фаялита, титаноавгитом с сильно изменяющейся железистостью от 16 до 35–50% (табл. 2), керсутитовым амфиболом с 3–7 мас.% TiO₂, различным количеством стекловатого базиса, частью раскристаллизованного в агрегат плагиоклаза и ортоклаза, а также аксессуарными (ульвошпинель, титанхромит, ильменит, сфен) и рудными (пентландит, пирротин, халькопирит, магнетит) минералами. Наличие керсутита и ортоклаза подчеркивает субщелочной характер расплава, а ульвошпинели – восстановительные условия его кристаллизации. В процессе метаморфических изменений был сформирован серпентин-магнетит-хлорит-актинолит-альбит-эпидот-пумпеллиитовый парагенезис что отвечает зеленосланцевой фации метаморфизма.

По химическому составу среди вулканических пород выделены ферропикриты, ферропикрито-базальты, ферробазальты и, реже, субщелочные ферробазальты, которые могут присутствовать в разрезе одного расслоенного потока. Содержание MgO в них колеблется от 27,5 до 5,2 мас.%. Характерной их особенностью является высокое содержание суммарного железа (14–16 мас.%), повышенное или высокое TiO₂ (1,7–4,2, реже до 6,8 мас.%), P₂O₅ (0,2–0,4, реже до 0,9 мас.%) и легкой фракции редкоземельных элементов (20–80-кратное увеличение относительно хондрита). Ферропикриты, помимо MgO, обогащены Cr, Ni, Co, реже Cu, ферробазальты – щелочами, F, S, Sr, Ba, Zr, Ta, Th, U. Наибольшее обогащение щелочами наблюдается в зоне глобулярных пород,

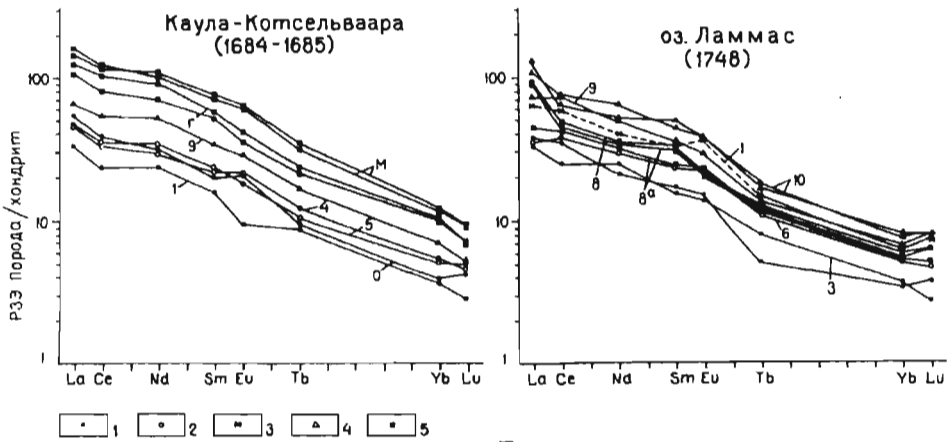
Таблица 2. Химический состав реликтов оливина из серпентинизированных ферропикритов и верлитов (мас.%)

Компоненты	<u>C - 1</u>	C - 1800				C - 1834				C - 1790
	33,0*)									
		1609,3	1595,0	1587,0	1571,0	456,8	456,9	432,0	403,5	696,5
SiO ₂	39,64	39,10	38,93	37,70	38,05	40,34	40,18	40,00	38,86	39,64
FeO	15,14	19,53	17,57	22,14	23,40	17,08	17,08	18,46	21,09	15,14
MnO	0,18	0,19	0,23	0,20	0,24	0,14	0,20	0,17	0,24	0,18
MgO	44,05	40,97	42,48	39,44	37,36	42,83	41,96	42,28	40,31	44,05
CaO	0,31	0,13	0,16		0,12	0,29	0,03	0,23	0,21	0,31
NiO	0,27	0,18	0,11	0,23	0,17	0,29	0,23	0,23	0,12	0,27
Сумма	99,59	100,11	99,48	99,71	99,34	100,74	99,68	101,38	100,82	99,59
Fe ₂ SiO ₄	16,3	20,7	18,8	24,1	25,9	18,0	18,3	19,3	22,3	16,3

Примечание. C-1 – расслоенный оруденелый вулканический поток, Каммикиви (анализ Е. Хански, микрозонд IXA-733"IEOL"); C-1800 – интрузив Пильгуярви; C-1834 – интрузив Соукер; C-1790 – интрузив Киерджибор, микрозонд MS-46 "Сатеса".

*) Интервал опробования, м (здесь и далее)

А



Б

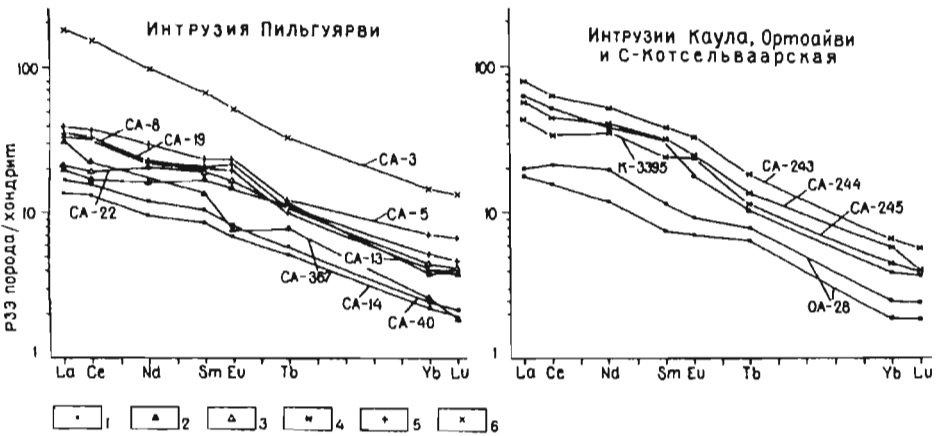


Рис. 11. Спектры редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, в расчлененных потоках ферропикритов (А) и в интрузивных массивах (Б) по данным инструментального нейтронно-активационного анализа

А – 1 – оливиновый ферропикрит; 2 – ферропикритобазальт; 3 – ферропикритобазальт зоны закалки; 4 – ферробазальт со спинифекс-структурой; 5 – ферробазальт с глобулярной текстурой. Б – 1 – метаперидотит; 2 – клинопироксенит; 3 – плагиоклинопироксенит; 4 – клинопироксенит зоны закалки; 5 – габбро; 6 – ортоклазовое габбро.

происхождение которых может быть обусловлено процессом силикатной ликвации [120]. Высокое содержание суммарного железа, а также титана резко отличает ферропикриты от других ультраосновных вулканитов-коматиитов, пикритов, меймечитов или щелочных пикритов и марианит-бонинитов.

На рис. 11 представлены спектры редкоземельных элементов, нормированных к хондриту для двух расчлененных потоков, находящихся один к югу от месторождения Котсельваара, другой в районе ручья Ламмас. Все, без исключения, породы сильно обогащены легкой фракцией редких земель; общее содержание редких земель прямо коррелируется с содержанием MgO, что предполагает фракционирование оливина. Принципиально иной характер спектров

имеют вмещающие толеитовые metabазальты, которые наиболее близки к базальтам типа MORB. Различия между ними установлены также по результатам изучения изотопного состава Sr. Так, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для ферропикритов равно $0,7033 \pm 1$, для толеитовых базальтов — $0,7021 \pm 1$. Эти и другие данные свидетельствуют о независимом характере материнских расплавов и различном составе исходного для них субстрата. Так как по результатам экспериментальных работ с увеличением давления эвтектика в системе $\text{MgO}-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ сильно смещается в сторону TiO_2 [143], то следует предположить более глубокий характер очагов генерации ферропикритовых расплавов, чем толеит-базальтовых.

Дайковый комплекс

В пределах северного обрамления Печенгской структуры, в районе озера Нясюккярви, р. Титовка и пос. Печенга эрозией вскрыта система мощных дайковых тел базит-ультрабазитового состава нясюккского комплекса, приуроченных к единой зоне глубинного разлома северо-западного простирания [196]. Общее количество дайковых тел достигает 40. Возрастное геологическое положение их определяется тем, что они секут более ранние дайки андезит-базальтов, состав которых близок к вулканитам ахмалахтинской серии. В свою очередь они коррелируются по петрохимическим особенностям с породами печенгского интрузивного комплекса (ранней фазой).

Дайковые тела образуют три пространственно обособленные субпараллельные серии, расположенные на расстоянии 1–2 км друг от друга. Западная серия включает 8 даек оливиновых габбро, протяженностью от 1 до 3,5 км, к центральной серии относится наиболее крупная дайка перидотитов длиной 26 км и мощностью от 40 до 120 м, которая сопровождается несколькими более мелкими дайками того же состава. Восточная серия включает 5 тел оливиновых габбро, длиной от 1 до 8 км и мощностью от 30 до 130 м. На ее южном продолжении находится штокообразное тело плагиооливиновых пироксенитов размером 0,4 x 0,9 км, состав которых наиболее близок к среднему составу ферропикритов. Таким образом, наблюдается четкая зональность в расположении даек разного состава, обусловленная, по-видимому, глубинной дифференциацией магматического расплава в промежуточных очагах и внедрением порций разного состава в последовательно открывающиеся трещины. По характеру дифференциации предполагается следующая последовательность внедрения: пироксениты, оливиновые габбро и, наконец, перидотиты.

По составу дайковые породы представлены плагиокерсутитовыми перидотитами, плагиооливиновыми пироксенитами и оливиновыми габбро, для которых установлен одинаковый первично-магматический парагенезис и одинаковая последовательность кристаллизации порообразующих минералов: оливин-ортопироксен-клинопироксен-керсутит-плагиоклаз [126]. По мере перехода от перидотитов к габброидам происходит постепенное увеличение железистости оливина (от 25 до 40 мол.% фаялита), клинопироксена (от 9 до 12 мол.% ферросилита), ортопироксена (от 20 до 30 мол.% ферросилита) и щелочности плагиоклаза (от 50–60 до 40–55 мол.% анортита). Характерным для них является титанистый авгит и керсутитовый амфибол, близкий по данным микрозондового анализа к аналогичным минералам ферропикритов. С последним их сближает также высокое содержание суммарного железа (13–14 мас.%), TiO_2 (1,2–5,0) и P_2O_5 (до 0,24).

В пределах Печенгского рудного поля, помимо широко развитых даек метадолеритов, местами встречаются маломощные дайки мелкозернистых метапикродолеритов, некоторые из них секут интрузивные тела [5].

Печенгский интрузивный комплекс

Интрузивы данного комплекса сконцентрированы преимущественно в пределах туфогенно-осадочной, так называемой продуктивной толщи (ждановская свита пильгуярвинской серии), реже секут нижележащие вулканиды колосйокской серии. По своему структурному положению, составу и рудоносности они отнесены к никеленосной габброверлитовой интрузивной формации, характерной для позднего этапа развития зон карелид или для этапа максимального раздвига Печенгско-Варзугского палеорифта [119].

К настоящему времени известно более 300 массивов, занимающих площадь 19,1 км² или 25 % общей площади продуктивной толщи. Возрастные геологические взаимоотношения массивов установлены достаточно определенно: они прорывают сланцы и metabазальты колосйокской серии, метаосадки продуктивной толщи, а также силловые тела офитовых габбро (габбродиабазов), которые являются комагматами metabазальтов матертинской свиты. В свою очередь они пересекаются дайками метадолеритов и пикродолеритов, а также совместно с вмещающими породами участвуют в процессах складчатости и зонального регионального метаморфизма.

Интрузивы размещаются неравномерно: основная их часть приурочена к центральной части продуктивной толщи (Каула-Онки), меньшая – к обоим ее флангам, где они имеют меньшие размеры. В последнее время в результате совместных российско-норвежских картировочных работ установлено, что продуктивная толща продолжается с перерывом на норвежскую территорию и в ее пределах располагаются также немногочисленные, маломощные тела габброверлитов, не несущих однако, промышленного оруденения.

Одним из достаточно сложных и дискуссионных вопросов для печенгского комплекса является последовательность формирования массивов. На основе данных о структурной локализации массивов, взаимоотношений их с дайками разного состава, прямых наблюдений контактов между ними и результатов геохронологических исследований [5, 80, 120] можно выделить до четырех импульсов или фаз внедрения магматического расплава.

В первую фазу произошло внедрение расплава в зону глубинного Пахтаярвинского разлома северо-западного простирания, формирование маломощных слабооруденелых крутопадающих тел, сложенных амфиболизованными оливиновыми пироксенитами, в меньшей мере серпентинитами по верлитам и габбро. Аналогичное положение занимает крутопадающий массив габброндов и плагиопироксенитов на месторождении Заполярное, фрагменты которого наблюдаются в секущем его массиве серпентинитов [80]. В дальнейшем внедрение магматического расплава происходило только в пределы продуктивной толщи.

К второй фазе отнесены маломощные, слабооруденелые, линзовидно-пластовые, часто будинированные тела серпентинитов, залегающие в нижней части продуктивной толщи, в западной и центральных частях рудного поля. Они пересечены ранними дайками метадолеритов и пикродолеритов первой фазы, которые в свою очередь пересечены рудными массивами четвертой фазы.

В третью фазу произошло формирование относительно крупных факолитобразных, часто хорошо расслоенных массивов Восточного рудного узла, преимущественно несущих промышленное оруденение вкрапленного типа. И, наконец, в четвертую, достаточно условно выделяемую фазу, могли быть сформированы промышленно-рудоносные массивы Западного рудного узла.

Таким образом, одной из характерных особенностей интрузивов печенгского комплекса является заметное нарастание общей рудоносности. В преде-

лах конкретных рудных узлов внедрение магматического расплава также, по-видимому, было многократным, но сближенным по времени, однако полную картину трудно восстановить из-за поздних, постинтрузивных тектонических деформаций, а также самостоятельного внедрения рудносиликатного расплава, как это можно предположить для месторождения Заполярное, в котором доля богатых сульфидных руд непропорционально велика по отношению к вмещающей силикатной породе.

Интрузивы второй-четвертой фаз имеют форму субсогласных факолитобразных тел, которая часто осложнена пережимами или раздувами; для них достоверно не установлены подводящие каналы. Мощность их меняется от первого десятка метров до 600 м, по падению прослеживаются до 1000–1500 м и более. На флангах некоторые тела имеют округлую форму и в этом случае можно наблюдать секущие контакты. Однако чаще встречаются клиновидные окончания тел, осложненные поперечными и продольными разрывными нарушениями. Фланги наиболее крупных интрузивов напоминают структуру "слоеного пирога", для которой характерно чередование пластов интрузивных и туфогенно-осадочных пород. Вмещающие породы на контакте превращены в разнообразные роговики, адинолы и спилзиты (или узловатые сланцы) общей мощностью от 3–5 до 15 м. Однако большей частью контакты осложнены тектоническими деформациями, что дает отдельным геологам основание для отнесения массивов к протрузиям.

На западном фланге продуктивной толщи (Каула-Ортоайви) массивы располагаются преимущественно в средней и верхней частях разрезов толщи, в их составе преобладают метAPERИДОТИТЫ; массивы центральной части и Восточного рудного узла (Соукер-Онки) приурочены к низам разрезов, здесь широко развиты габбро; на восточном фланге (Ламмас-Кучин-тундра) массивы тяготеют к низам и середине разрезов, а слагающие их метAPERИДОТИТЫ и габбро характеризуются в среднем равным соотношением.

По своему внутреннему строению массивы условно разделяются на слабо-дифференцированные, камерно-дифференцированные и глубиннодифференцированные. К первому типу можно отнести маломощные массивы, сложенные оливиновыми метапироксенитами, состав которых близок к среднему составу ферропикритов. Их мощность не превышает 25 м. Большой частью они будинированы и наблюдаются в виде отдельных фрагментов вблизи более крупных массивов.

Наиболее сложными по своему строению являются камерно-дифференцированные массивы, количество которых достигает 22% от общего количества массивов комплекса. Мощность их варьирует в широких пределах – от 25–50 до 200–600 м, максимальная площадь не превышает 3 км². В более маломощных телах установлен следующий первичный ряд пород (снизу-вверх): оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты, габбро; в более крупных телах: пироксеновые оливиниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты, габбро, ортоклазовые габбро и диориты. В последних можно наблюдать ритмичную расслоенность с двухчленным строением: оливинит-верлит и габбро-клинопироксенит. Встречаются также пегматитовые жилы, сложенные клинопироксеном или клинопироксеном и полевым шпатом. Между ультрабазитами и базитами иногда залегает горизонт титаномагнетитовых руд (рудные оливиниты). К третьему типу отнесены тела верлитов или габбро, встречающиеся раздельно. Их мощность обычно не превышает 200 м. Среднее соотношение перидотитов и габброидов для всего комплекса, судя по площади их выходов на эрозионную поверхность, составляет 7:3.

Интрузивные породы претерпели многостадийные метаморфические преобразования, изофациальные региональному метаморфизму вмещающих пород. На ранней, аутометаморфической стадии произошла ранняя серпентини-

зация (лизардитизация), амфиболизация и альбитизация, а также образование метасоматических жил гидрогранат-везувиан-диопсидового состава (или родингитов). В следующую стадию развивалась актинолитизация, хлоритизация и массовая серпентинизация (антигоритизация), которые были синхронны кульминации регионального метаморфизма вмещающих пород. И, наконец, на заключительной стадии происходили процессы оталькования и тремолитизации, одновременные с регрессивной стадией регионального метаморфизма.

В результате указанных процессов была сформирована сложная метаморфическая зональность. Наименее измененные породы сохранились в центральных частях относительно крупных массивов, где они представлены серпентинизированными оливинитами и верлитами с порфирированной и пойкилитовой структурами, содержащими до 25% реликтов оливина, или серпентинитами с петельчатой и шнуровидной текстурами. По периферии массивов, в зонах поперечных и продольных нарушений широко развиты тальк-карбонатные серпентиниты, хлорит-тальковые и тальк-карбонатные сланцы. Габбро, как правило, претерпели соскюритизацию, хлоритизацию, реже актинолитизацию, а клинопироксениты – актинолитизацию. В массивах восточного фланга развит парагенезис, отвечающий эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям.

На рис. 12 приведен обобщенный разрез относительно крупного, расслоенного интрузивного массива Пильгуярви, в пределах которого сохранились наименее измененные породы. В его разрезе можно выделить следующие зоны (снизу вверх): I – нижняя зона закалки мощностью от 2 до 5 м, представленная хлорит-амфиболизированными мелкозернистыми клинопироксенитами и оливиновыми клинопироксенитами; II – перидотитовая зона средней мощности 135 м, сложенная в центральной части серпентинизированными верлитами и пироксеновыми оливинитами, а в нижней – оруденелыми антигоритовыми серпентинитами по верлитам (оливиновые кумуляты); III – сложнопостроенный промежуточный горизонт, представленный хлорит-амфиболизированными оливиновыми клинопироксенитами (6,3 м), серпентинизированными титаномагнетитовыми оливинитами (4,7 м) и актинолитизированными титаномагнетитовыми плагиопироксенитами (3,0 м) с гнездами габбро-пегматитов и ксенолитами роговики; IV – габбро-пироксенитовая и V – габбровая зоны мощностью 141 и 86 м, соответственно, в пределах которых наблюдается чередование массивных, полосчатых, трахитоидных габбро и массивных плагиопироксенитов (пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые кумуляты), а также встречаются линзовидно-жилые обособления плагиоклазитов; VI – габбро-пегматоидная зона со средней мощностью 93 м, в нижней части представленная массивными крупнозернистыми габбро, а в верхней – пегматоидными и ортоклазовыми габбро с микроксенолитами роговики; VII – верхняя, локально развитая, пестрая по составу краевая зона, объединяющая амфиболизированные мелкозернистые клинопироксениты, альбитизированные диориты, кварцевые диориты и роговики, мощностью до 10 м.

Границы между зонами могут быть как постепенными, так и резкими, их пространственная ориентировка не всегда совпадает с ориентировкой внешних контактов массива. Полосчатые и плоскопараллельные текстуры обычно грубо повторяют на горизонтальном плане границы зон, однако их падение в поперечных разрезах более пологое, чем падение внешних контактов массива. На основании результатов микроструктурного анализа был сделан вывод о том, что первоначальное положение магматической камеры в момент внедрения расплава было полого-наклонным (около 10–15°).

Распределение содержаний элементов в интрузивном массиве (правая часть рис. 12) имеет более сложный характер, чем в маломощном вулканическом потоке. В нижней части массива наблюдается увеличение содержаний

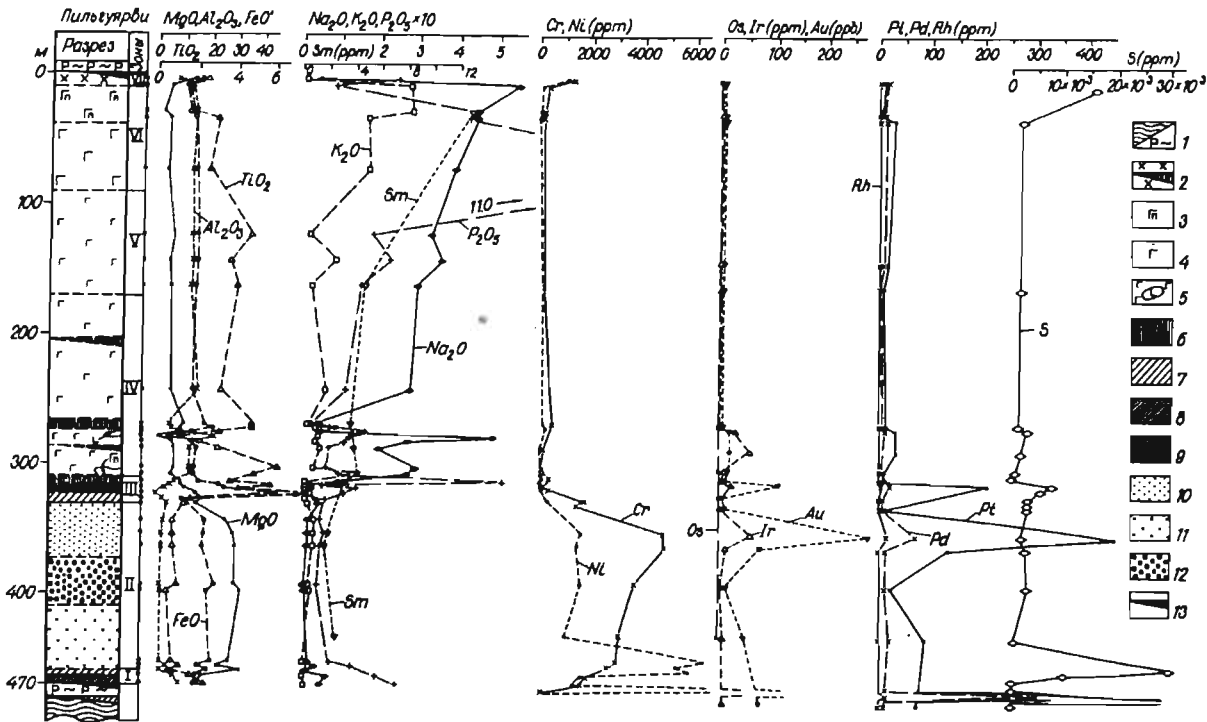


Рис. 12. Обобщенный разрез расслоенного интрузива Пильгуйярви (профиля +7 – +9) и изменение концентраций породообразующих, рудных и рассеянных элементов

1 – филлитовый сланец и роговик по нему; 2 – диорит, кварцевый диорит с инъекциями клинопироксенита; 3 – пегматоидное и ортоклазовое габбро; 4 – габбро с массивной (вверху) и трахитоидной (внизу) текстурами; 5 – меланократовое габбро с гнездами плагиоклазитов (L) и габбро-пегматитов (Γ_n); 6 – плагиокилопироксенит; 7 – оливиновый клинопироксенит; 8 – клинопироксенит нижней зоны закалки; 9 – титаномagnetитовый оливинит; 10 – серпентинизированный перидотит (верлит); 11 – оруденелый серпентинит по перидотиту; 12 – пироксенитовый оливинит; 13 – массивная сульфидная руда. I–VII – номера зон (объяснение в тексте).

MgO, Cr, Ni, частично FeO, в пределах промежуточного горизонта – TiO₂, в верхней части – CaO, Al₂O₃, TiO₂ и щелочей, что можно объяснить последовательной кристаллизацией и аккумуляцией оливина, титаномагнетита и затем клинопироксена, а также частичной флотацией плагиоклаза, которая осложнена выжиманием интеркумулосной жидкости в виде плагиоклазитов. Увеличение содержания летучих компонентов (P₂O₅, S) приурочено к нижней и верхней приконтактовым зонам, а также к горизонтам титаномагнетитовых и сульфидных (S) руд, и отражает различные процессы: взаимодействие магматического расплава с вмещающими породами, обогащенными серой (колчеданное оруденение) и фосфором (фосфоритовые конгломераты); обогащение верхней части магматической камеры летучими по мере кристаллизации оливина; высокой растворимостью летучих в рудных жидкостях титаномагнетитового или сульфидного состава. Повышение содержания элементов платиновой группы (Pt, Pd), а также Au наблюдается в верхней части перидотитовой зоны и не коррелирует с Ni или S.

Первоначально интрузивные породы были сложены оливином, клинопироксеном, керсутитовым амфиболом, плагиоклазом, реже ортоклазом, а также акцессорными шпинелидами, ильменитом и апатитом, из которых только полевые шпаты не имеют реликтов из-за полного замещения альбит-клиноцоизит-эпидотовым агрегатом.

Оливин представлен кальцийсодержащим хризотилом, близким по общему составу и содержанию элементов-примесей (Ni, Co) к оливину ферропикритов (см. табл. 2). Содержание в нем фаялита колеблется от 18,1 до 25,9% в массиве Пильгуярви, от 18,0 до 22,3% в массиве Соукер, для массива Киерджиפורи имеется единичный анализ – 16,3%. Наиболее четко выраженная тенденция – увеличение железистости оливина снизу вверх по разрезу перидотитовых зон, которая может нарушаться из-за резкого увеличения железистости оливина в оливинитах [117]. Наиболее железистый оливин (37% фаялита) приурочен к горизонту титаномагнетитовых оливинитов. Расчетная температура кристаллизации оливина, определенная на основе коэффициента распределения K^{Ni}_{D} между оливином и клинопироксеном, равна 1145°C [117].

Клинопироксен представлен, как и в ферропикритах, титанистым авгитом, содержащим от 1,0 до 1,9% TiO₂ и от 2,6 до 3,6% Al₂O₃ (табл. 3, 4). В составе его закономерно увеличивается содержание ферросилита при движении от верлитов к ортоклазовым габбро, что хорошо увязывается с увеличением щелочности расплава по мере снижения температуры его кристаллизации. Эта тенденция нарушается в нижней зоне закалки (по-видимому, из-за резкого охлаждения расплава на контакте его с вмещающими породами), а также в породах промежуточного горизонта. В последнем случае клинопироксен находился в равновесии не с оливином, а с титаномагнетитом, кристаллизуясь совместно с ним из рудно-силикатной жидкости, обогащенной железом и титаном. Температура кристаллизации клинопироксена, рассчитанная по геотермометру В.Девиса и Ф.Бойда, снижалась от 960–940°C в перидотитах до 800°C в габбро.

Характерной особенностью интрузивных пород печенгского комплекса является наличие титанистого амфибола – керсутита. Он наблюдается в виде ксеноморфных зерен, тесно срastaющихся с клинопироксеном или титаномагнетитом, реже встречается в виде агрегатов, нарастающих на внутренние стенки бывших газовойжидких включений в оливине и титаномагнетите. Судя по данным микрозондового анализа (табл. 5), керсутиты из ферропикритов, интрузивных и дайковых перидотитов близки по содержанию TiO₂ и щелочей, но несколько отличаются по содержанию Al₂O₃, что фиксирует их равновесие с различными минералами – клинопироксеном или плагиоклазом. Кристаллизация керсутита отражает, прежде всего, повышенную титанистость и щелоч-

Таблица 3. Химический состав клинопироксена (мас.%)

Компоненты	С - 2986									С - 1800
	97,9	97,0	93,5	90,8	88,0	81,5	79,2	76,0	75,0	1595,0
SiO ₂	48,60	50,79	52,24	54,19	46,55	47,42	45,35	48,73	50,46	51,11
TiO ₂	2,14	1,21	0,97	0,64	3,13	2,32	2,75	2,19	1,34	1,40
Al ₂ O ₃	4,23	2,93	2,35	1,35	7,24	5,41	5,27	4,76	3,23	2,99
Cr ₂ O ₃	0,16	0,46	0,99	0,46	0,05			0,03	0,32	0,71
V ₂ O ₃	0,16	0,09	0,05	0,05	0,14	0,17	0,06	0,13	0,10	
FeO	10,17	7,52	5,53	5,68	7,01	10,88	11,07	10,64	7,31	6,88
MnO	0,18	0,14	0,13	0,08	0,12	0,14	0,19	0,16	0,13	0,13
MgO	12,58	14,92	16,00	17,13	12,45	11,83	11,72	13,58	14,51	14,54
CaO	19,52	20,28	20,04	19,70	21,11	19,86	20,22	18,53	19,79	22,03
NiO	0,01	0,06	0,08	0,07	0,04	0,01			0,03	0,03
Na ₂ O	0,37	0,35	0,28	0,22	0,42	0,42	0,30	0,39	0,30	
Сумма	98,13	98,75	98,67	99,59	98,24	98,48	96,93	99,14	97,57	99,82
MgSiO ₃	38,9	44,3	47,8	49,7	39,5	36,7	36,2	41,3	44,2	42,5
CaSiO ₃	43,4	43,2	43,0	41,1	48,1	44,3	44,7	40,5	43,2	46,2
FeSiO ₃	17,7	12,5	9,3	9,2	12,5	19,0	19,1	18,2	12,5	11,3
f, ат.%	31,2	22,0	16,2	15,7	24,0	34,0	34,6	30,5	22,0	21,0

Примечание. С-2986 – расслоенный вулканический поток Киерджибор; С-1800 – интрузив Пильгуярви. Микронзонд MS-46 "Самеса".

Таблица 4. Химический состав (мас.%) и кристаллохимические формулы клинопироксенов из интрузивных пород

Компоненты	I		II		III			IV	VI	III	
	CA-46	CA-64	Ca-25	CA-77	CA-13	CA-16	CA-41	CA-4	CA-91,92	CA-75,76	
SiO ₂	49,15	50,10	49,96	50,47	49,97	49,86	49,68	49,94	48,26	51,23	
TiO ₂	1,88	1,52	1,35	1,05	1,38	1,42	1,18	0,96	1,36	0,95	
Al ₂ O ₃	3,60	3,02	3,53	3,09	3,42	3,30	3,34	2,60	3,73	2,77	
Cr ₂ O ₃	0,22								0,15	0,15	
Fe ₂ O ₃	1,40	1,68	1,61	2,26	2,17	2,29	2,24	2,01	3,04	2,18	
FeO	9,16	5,15	5,96	7,53	8,32	8,26	7,84	11,82	8,56	7,03	
MnO	0,31	0,13	0,13	0,18	0,17	0,20	0,21	0,34	0,18	0,17	
MgO	12,49	15,83	15,44	14,19	13,53	13,59	13,53	12,11	13,39	13,96	
CaO	19,41	20,60	20,41	19,57	19,81	20,02	20,26	19,11	19,94	20,26	
Na ₂ O	0,46	0,64	0,36	0,35	0,89	0,86	0,54	0,39		0,42	
K ₂ O	0,20	0,05	0,07	0,07	0,02	<0/01	0,06	0,17		0,07	
H ₂ O ⁻	0,51	0,53	0,34	0,19	0,27	0,29	0,20	0,21	0,40	0,20	
H ₂ O ⁺	0,61	0,64	-	0,61	0,21	0,36	0,63	-	0,60	0,40	
CO ₂	<0,01	0,14	0,16	-	0,02	0,02	-	0,08	0,10	-	
Сумма	99,42	100,08	99,37	99,56	100,18	100,48	99,71	99,74	99,77	99,99	

Количество ионов в пересчете на 6 (O)

Ca	0,794	0,825	0,818	0,789	0,797	0,805	0,821	0,782	0,815	0,812
Na	0,034	0,046	0,026	0,026	0,065	0,063	0,040	0,029		0,030
K	0,010	0,002	0,003	0,003	0,001	0,001	0,003	0,008		0,003
Mg	0,711	0,882	0,861	0,796	0,757	0,760	0,762	0,689	0,761	0,778
Fe ²⁺	0,292	0,161	0,186	0,237	0,261	0,259	0,248	0,377	0,273	0,220
Fe ³⁺	0,040	0,047	0,045	0,064	0,061	0,065	0,064	0,058	0,087	0,061
Al ^{VI}	0,042	0,008	0,026	0,038	0,030	0,019	0,029	0,025	0,010	0,039
Ti	0,054	0,043	0,038	0,030	0,039	0,040	0,034	0,028	0,039	0,027
Mn	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Si	1,978	2,015	2,004	1,984	2,012	2,013	2,001	2,000	1,986	1,971
Al ^{IV}	1,878	1,874	1,869	1,900	1,877	1,872	1,879	1,907	1,841	1,916
	0,122	0,126	0,131	0,100	0,123	0,128	0,121	0,093	0,159	0,084

Соотношение миналов

FeSiO ₃	18,2	11,0	12,3	15,4	17,3	17,2	16,4	23,1	18,6	15,0
CaSiO ₃	43,1	43,0	42,7	42,1	42,4	42,6	43,4	40,9	42,1	43,4
MgSiO ₃	38,7	46,0	45,0	42,5	40,3	40,2	40,2	36,0	39,3	41,6
f, ат. %	32,0	19,3	21,2	27,4	29,9	29,8	29,0	38,5	32,1	26,5

Примечание. I – нижняя зона закалки, амфиболлизированный клинопироксенит; II – перидотитовая зона, серпентинизированный оливинит и верлит; III – промежуточный горизонт, клинопироксенит; IV – габбро-пироксенитовая зона, плагиофироксенит; VI – габбро-пегматоидная зона, ортоклазовое габбро. CA-46–CA-4 – интрузив Пильгуйarvi; CA-91,92 и CA-75,76 – интрузив Киерджиפורи. Микрохимический анализ [117].

Таблица 5. Химический состав (мас.%) и кристаллохимические формулы керсутита из вулканических и интрузивных пород

Компоненты	C-2986	106a	106б	132	Компоненты	C-2986	106a	106б	132
	90,8					90,8			
SiO ₂	40,35	40,76	40,63	43,37	Na	0,777	0,574	0,558	0,448
TiO ₂	5,49	5,28	5,64	4,52	K	0,056	0,070	0,069	0,144
Al ₂ O ₃	14,39	13,67	13,53	9,91	Ca	0,721	1,890	1,893	1,795
Cr ₂ O ₃	0,01	0,46	0,54	0,40		2,554	2,534	2,520	2,887
FeO	10,78	11,54	11,24	8,87	Fe ²⁺	1,317	1,400	1,363	1,068
MnO	0,12	0,11	0,11	0,15	Mg	2,754	2,759	2,773	3,507
MgO	12,63	12,75	12,81	16,33	Al ^{VI}	0,414	0,284	0,245	-
CaO	10,98	12,15	12,16	11,64	Cr	0,001	0,053	0,062	0,045
NiO	0,05	0,08	0,08	-	Ti	0,604	0,577	0,616	0,490
Na ₂ O	2,74	2,04	1,98	3,40	Mn	0,001	0,001	0,001	0,019
K ₂ O	0,30	0,38	0,37	0,79	Ni	0,006	0,009	0,009	-
Сумма	97,83	99,22	99,08	99,38		5,097	5,083	5,069	5,0129
f, ат. %	32,4	33,6	32,9	23,3	Si	5,907	5,921	5,905	6,246
					Al ^{IV}	2,093	2,079	2,095	1,682

Примечание. С-2986 – оливиновый ферропикрит из расслоенного потока; 106 – серпентинизированный перидотит из интрузива Пильгуярви (а – в сростании с клинопироксеном, б – в сростании с титаномagnetитом); 132 – керсутитовый перидотит из дайки, оз. Нясюккаярви. Микросонд MS-46 "Самеса".

ность расплава, и повышение парциального давления H_2O и F на конечных этапах его кристаллизации.

В интрузивных породах, как и в ферропикритовых вулканитах, обнаружены специфические по составу акцессорные шпинелиды, которые образуют две изоморфные серии: хромит-ульвошпинель и ульвошпинель-магнетит [118]. В перидотитах были обнаружены три их генерации: дооливиновая в виде микровключений в оливине (Ti -хромит с высоким содержанием Al_2O_3 , MgO), постоливиновая, представленная идиоморфными, сложнзональными зернами, часто включенными в клинопироксен (в ядре Ti -хромит, во внешних зонах феррохромит или Ti - Cr -магнетит), и син- или постпироксеновая в виде интерстиционных зерен (Ti - Cr -магнетит).

Состав шпинелидов приведен в табл. 6. Для всех генераций характерно повышенное, а в ряде случаев аномально высокое содержание элементов-примесей (Mn , V , Zn , Ni). В пределах промежуточного горизонта и в зонах габброидов развит титаномагнетит или двухфазные образования магнетит-ильменит, которые иногда образуют рудные скопления (массивы Пильгуярви и Киерджиори). Максимальное содержание TiO_2 в нем достигает 12 мас.%. В верхней части расслоенных массивов, в пегматоидных габбро развит главным образом Mn -содержащий ильменит. Необходимо отметить также, что при метаморфических преобразованиях образуется вторичный ильменит, особенно широко развитый в безрудных и оруденелых серпентинитах.

При совместном анализе состава акцессорных шпинелидов из интрузивных и вулканических пород обнаруживается как их значительное сходство, так и различие. Сходство заключается в том, что в обоих типах пород типоморфные шпинелиды представлены членами двух, уже названных изоморфных серий, однако набор фаз и их химический состав несколько различаются. Так, шпинелид дооливиновой генерации в вулканитах, в отличие от перидотитов, содержит больше Cr_2O_3 , V_2O_5 , MgO , но меньше TiO_2 , FeO , MnO (см. табл. 6). Шпинелид второй генерации содержит больше Cr_2O_3 , V_2O_5 , ZnO и меньше TiO_2 , но наряду с этим для него характерно низкое содержание MgO . Шпинелид третьей генерации, представленный Cr -ульвошпинелью, отличается высоким содержанием TiO_2 , но пониженным – Cr_2O_3 .

Подобные различия могут быть связаны с непрерывной кристаллизацией шпинелидов в интрузивной камере в равновесии с силикатами (оливином, клинопироксеном, керсутитом), тогда как в вулканических потоках имела место более быстрая кристаллизация фаз с неполным достижением равновесия между шпинелидами и силикатами. Во-вторых, условия кристаллизации расплава были более восстановительными для вулканических потоков, о чем свидетельствует кристаллизация ульвошпинели вместо титаномагнетита. В процессах метаморфизма хромшпинелиды достаточно устойчивы; титаномагнетиты, как правило, замещаются лейкоксеном.

На диаграмме $Al-Cr-Fe^{3+}$ (рис. 13), на которой нанесены составы акцессорных шпинелидов из рассматриваемых интрузивных и вулканических пород Печенги, а также метеоритов, кимберлитов, коматиитов, базальтов и других образований, можно видеть два тренда эволюции состава шпинелидов. Тренд $Cr-Al$, судя по типу материнских пород (метеориты, кимберлиты, коматииты, пикритобазальты, океанические базальты, альпинотипные и абиссальные перидотиты) характеризует шпинелиды мантийного парагенезиса или продукты разной глубины и степени плавления мантийного субстрата. Тренд $Cr-Fe^{3+}$ (ферропикриты, меймечиты, пикриты Камчатки, пикродолериты Норильска и платобазальты) связан уже со шпинелидами сильнодифференцированных расплавов, обогащенных Fe , а в ряде случаев и Ti . На этой же диаграмме можно видеть непрерывное изменение состава для шпинелидов интрузивных пород

Таблица 6. Пределы содержаний компонентов в аксессуарных шпинелидах из серпентинизированных перидотитов и ферропикритов (по данным микрозондового анализа, мас.%)

Компоненты	I - генерация			II - генерация			III - генерация		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
TiO ₂	<u>5,17</u>	<u>6,06</u>	<u>4,39</u>	<u>9,24</u>	<u>9,62</u>	<u>5,72</u>	<u>11,82</u>	<u>11,98</u>	<u>30,15</u>
	3,74	2,60	2,12	7,30	7,94	2,97	4,28	9,22	13,47
Al ₂ O ₃	<u>9,55</u>	<u>11,36</u>	<u>9,92</u>	<u>8,90</u>	<u>9,26</u>	<u>8,59</u>	<u>8,84</u>	<u>2,19</u>	<u>5,73</u>
	8,26	8,08	5,15	3,38	5,32	6,33	1,70	1,81	0,01
Cr ₂ O ₃	<u>36,48</u>	<u>37,35</u>	<u>45,24</u>	<u>26,00</u>	<u>23,65</u>	<u>39,50</u>	<u>22,31</u>	<u>25,25</u>	<u>10,73</u>
	26,57	30,61	36,51	21,53	18,50	26,57	12,29	18,58	1,25
V ₂ O ₃	<u>0,43</u>	<u>0,35</u>	<u>1,89</u>	<u>0,57</u>	<u>0,43</u>	<u>1,70</u>	<u>0,92</u>	<u>0,78</u>	<u>0,70</u>
	0,27	0,26	0,23	0,28	0,32	0,26	0,46	0,23	0,10
FeO	<u>52,76</u>	<u>51,17</u>	<u>44,81</u>	<u>53,42</u>	<u>55,15</u>	<u>54,92</u>	<u>64,35</u>	<u>59,06</u>	<u>67,89</u>
	41,08	38,84	29,83	46,39	47,52	41,75	52,85	53,84	62,75
MnO	<u>1,98</u>	<u>0,44</u>	<u>1,42</u>	<u>2,33</u>	<u>2,07</u>	<u>1,92</u>	<u>4,00</u>	<u>3,08</u>	<u>1,80</u>
	0,39	0,30	0,15	0,39	1,19	1,26	1,39	2,25	0,53
MgO	<u>5,73</u>	<u>8,56</u>	<u>9,60</u>	<u>7,65</u>	<u>7,12</u>	<u>0,80</u>	<u>1,51</u>	<u>1,45</u>	<u>0,27</u>
	3,21	5,09	4,03	2,54	2,38	0,10	0,23	0,44	0,08
NiO	<u>0,23</u>	<u>0,44</u>	<u>0,28</u>	<u>0,26</u>	<u>0,38</u>	<u>0,16</u>	<u>0,23</u>	<u>0,18</u>	<u>0,11</u>
	0,17	0,17	0,02	0,17	0,26	0,10	0,06	0,08	0,01
ZnO	<u>0,46</u>	<u>0,20</u>	<u>1,41</u>	<u>0,57</u>	<u>0,50</u>	<u>3,87</u>	<u>0,86</u>	<u>0,57</u>	<u>1,10</u>
	0,18	0,07	0,02	0,05	0,17	0,35	0,32	0,23	0,06

Примечание. I генерация – дооливиновая; II генерация – постоливиновая, допироксеновая; III генерация – син- и постпироксеновая. 1 – интрузия Пильгуйярви, 2 – интрузия Соукер, 3 – расслоенные потоки ферропикритов. В числителе – максимальное содержание компонентов, в знаменателе – минимальное.

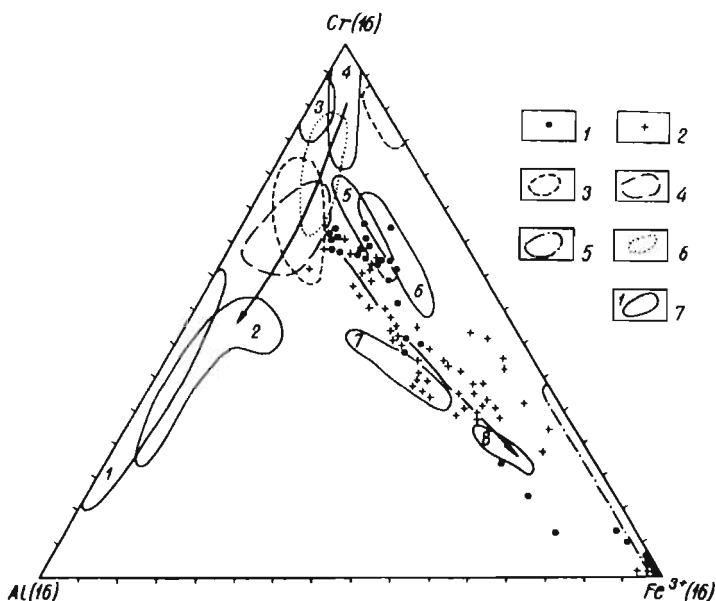


Рис. 13. Эволюция состава акцессорных шпинелидов в ферропикритах, габбро-верлитах печенгского комплекса и в других образованиях мантийного генезиса [120]

1 – ферропикрит; 2 – верлит печенгского комплекса; 3 – архейские коматииты Карелии (Койкары, Костомукши) и Западной Австралии; 4 – нижнепротерозойские пикритобазальты полисарской свиты Имандро-Варзугской структуры и свит Ветреного пояса Восточной Карелии; 5 – пикритобазальт умбинской свиты Имандро-Варзугской структуры; 6 – маринит-бониниты Филиппинского моря; 7 – поля составов шпинелидов из альпинотипных и абиссальных перидотитов (1), океанических базальтов (2), включений в алмазах из кимберлитов (3), метеоритов (4); пикритов Камчатки (5), меймечитов (6), пикродолеритов Норильска (7) и платобазальтов Снейк-Ривер (8)

Печенги и дискретное для шпинелидов ферропикритовых вулканитов, что еще раз подчеркивает некоторые различия условий их кристаллизации.

В табл. 7 приведены средние химические составы интрузивных пород, в том числе промышленно-рудноносных и безрудных массивов. Для оливиновых кумулятов (пироксеновые оливиниты и верлиты), помимо высокого содержания MgO и Cr характерно аномально высокое содержание суммарного FeO, повышенное TiO₂, Ni и S. Металперидотиты первой фазы (Пахта-ярвинская группа массивов) отличаются пониженным содержанием MgO, но повышенным TiO₂ и более высоким значением коэффициента железистости (f). С уменьшением количества оливина и хромита, но при увеличении содержаний клинопироксена, плагиоклаза и титаномагнетита (при движении от перидотитов к габбро), закономерно возрастает роль TiO₂, Al₂O₃, CaO, щелочей, летучих, а также значение коэффициента железистости (f).

Металперидотиты промышленно-рудноносных и безрудных массивов трудно отличимы по содержанию породообразующих компонентов, но хорошо различаются по отношению рудогенных элементов: Ni/Cr, Ni/Cu, Ni/Co-f (рис. 14). Пограничной линией является содержание Ni=2500–2800 ppm или отношение Ni/Co=25–28, ниже которых существует прямая корреляционная зависимость между Ni и Cr, характерная для безрудных массивов, а выше – между Ni и Cu, типичная для промышленно-рудноносных. Подобное изменение кор-

Таблица 7 (окончание)

Компоненты	Серпентинизированные верлиты			Печенгский никеленосный комплекс						
	5(6)*	6(9)*	7(5)	8(51)	9(42)	10(19)	11(25)	12(12)	13(21)	14(12)
SiO ₂	38,00	37,09	38,54	36,40	37,13	39,53	46,25	40,31	44,56	49,65
TiO ₂	0,99	1,04	1,57	0,72	0,95	1,35	1,49	4,45	3,66	2,58
Al ₂ O ₃	3,70	3,32	5,20	2,46	3,16	4,58	4,59	6,52	11,90	13,49
Fe ₂ O ₃	7,00	7,89	6,69	9,16	8,42	6,66	2,60	5,91	4,20	3,01
FeO	8,49	8,40	11,64	7,41	8,58	10,74	10,31	14,61	11,65	10,68
MnO	0,20	0,22	0,22	0,20	0,20	0,19	0,17	0,19	0,18	0,19
MgO	28,31	27,97	21,88	32,09	28,20	23,02	15,73	10,18	6,66	3,30
CaO	2,72	2,61	3,64	1,22	2,65	5,13	14,90	13,44	9,93	6,85
Na ₂ O	0,16	0,06	0,17	0,77	0,10	0,13	0,46	0,63	2,37	4,05
K ₂ O	0,14	0,07	0,07	0,11	0,11	0,09	0,24	0,50	0,60	1,90
H ₂ O ⁺	9,04	9,37	7,80	8,00	9,00	6,24	2,40	2,50	3,37	2,94
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,18	0,04	0,07	0,11	0,10	0,11	0,15	0,43
CO ₂	0,13	0,43	0,31		0,29	0,65	0,27	0,11	0,22	0,31
S _{общ.}	0,19	0,24	1,09		0,33	0,40	0,27	0,48	0,40	0,13
Cr, ppm	3280	3280	2940	3490	3420	2670	1370	410	70	70
V	270	60	230	120	170	170	170	810	230	60
Ni	1900	2400	2500	2820	2200	2800	500	800	200	200
Co	100	140	190	190	200	200	100	70	90	50
Cu	100	200	1700	320	200	1200	200	80	100	40
f, ат. %	22,7	23,7	31,2	22,0	24,4	28,9	31,0	26,7	56,5	65,5
Ni/Co	19,0	17,1	13,2	14,8	11,0	14,0	5,0	11,4	2,2	4,0

Примечание. 1-7 – ультраосновные породы массивов Пильгуярви (1), Кнерджипори (2), Соукер (3), Южный Райсоайви (4), Западное Ортойави (5), Котсельваара (6) и Пахтаярви (7); Печенгский никеленосный комплекс: *8 – серпентинизированные пироксеновые оливиниты; 9 – серпентинизированные верлиты; 10 – карбонат-тальк-хлоритовые серпентиниты и сланцы; 11 – амфиболитизированные оливиновые пироксениты; 12 – амфиболитизированные плагиофироксениты; 13 – габбро; 14 – ортоклазовые габбро. В скобках указано количество анализов, звездочкой отмечены промышленно-рудноносные массивы.

Таблица 7. Средние составы интрузивных пород промышленно-рудноносных и безрудных интрузивных массивов (мас.%, ppm)

Компоненты	Серпентинизированные оливиниты						Серпентинизированные верлиты			
	1(15)*	2(20)*	3(4)	4(2)	5(3)*	6(9)*	1(14)*	2(9)*	3(4)	4(2)
SiO ₂	35,49	36,38	36,40	36,95	36,98	36,23	36,58	37,39	36,68	37,06
TiO ₂	0,96	0,72	0,68	0,72	0,59	0,67	1,01	0,90	0,88	0,86
Al ₂ O ₃	2,43	2,27	2,36	2,31	2,46	2,93	3,11	3,18	3,01	2,66
Fe ₂ O ₃	8,35	11,16	7,88	9,53	8,98	9,06	9,20	8,97	9,86	7,60
FeO	10,50	5,89	9,25	6,11	5,95	6,77	9,72	7,61	8,58	8,71
MnO	0,20	0,18	0,29	0,18	0,18	0,17	0,22	0,19	0,21	0,19
MgO	31,54	31,60	33,34	33,05	31,90	31,10	27,22	28,59	28,22	28,36
CaO	1,95	1,82	1,80	1,82	1,88	1,66	2,87	2,41	2,44	2,88
Na ₂ O	0,12	0,06	0,05	0,06	0,07	0,08	0,21	0,06	0,06	0,03
K ₂ O	0,21	0,08	0,11	0,07	0,10	0,11	0,23	0,09	0,10	0,03
H ₂ O ⁺	6,72	8,62	6,44	7,91	9,37	8,81	7,67	8,76	8,28	10,74
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,06	0,02	0,03	0,06	0,06	0,07	0,03	
CO ₂	0,23	0,16	0,11	0,13	0,23	0,48	0,20	0,54	0,13	
S _{общ.}	0,75	0,13	0,12	0,03	0,01	0,24	0,62	0,33	0,38	0,21
Cr, ppm	3420	3760		2190	3900	3690	3280	3700		
V	170	120		120	120	120	170	120		
Ni	4350	2500	2240	2100	2720	3010	3000	3000	1300	1700
Co	160	200	140	300	200	130	200	200	200	200
Cu	200	100	130	300	200	960	200	400	300	300
f, ат. %	24,3	22,0	21,5	19,8	19,7	21,2	26,8	23,5	25,8	23,6
Ni/Co	27,2	12,5	16,0	7,0	13,6	23,2	15,0	15,0	6,5	8,5

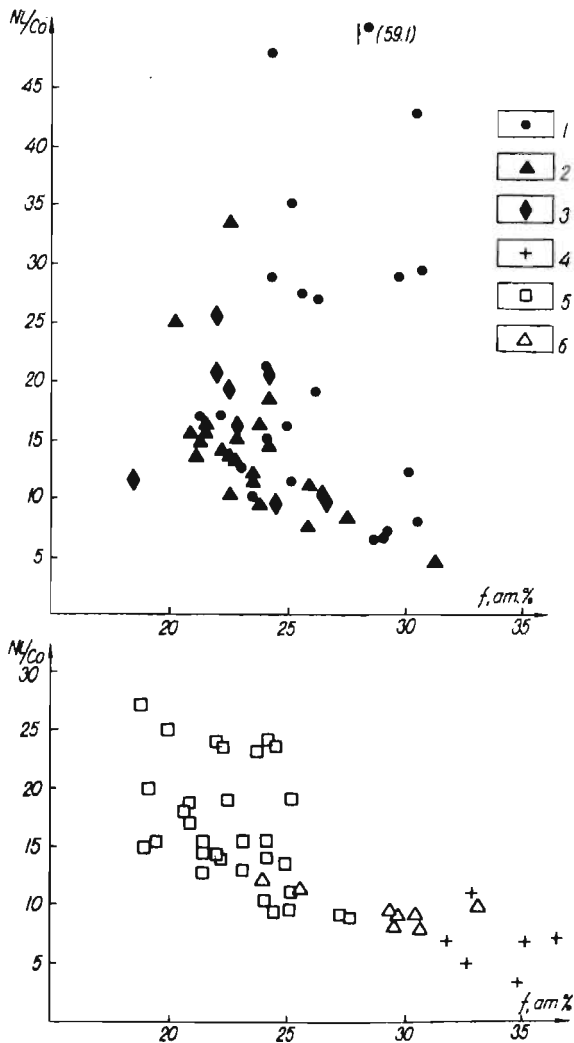


Рис. 14. Соотношение $Ni/Co - f$ в промышленно-рудноносных (а) слабрудноносных (б) интрузивных массивах печенгского комплекса по данным атомно-абсорбционного анализа

1 – Пильгуярви; 2 – Киерджипори (Спутник); 3 – Ортоайви (Семилетка); 4 – массивы западного фланга (западнее Каулы); 5 – массивы центральной части (Соукер, Райсойяви, Мирона); 6 – массивы восточного фланга (оз. Ламмас, оз. Гусиного).

реляционной зависимости является следствием увеличения сульфидного вещества по отношению к силикатной матрице и может быть использовано при поисковых работах на никель.

Спектры редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, для пород различных интрузивов, с одной стороны, близки между собой, а с другой близки к вулканическим породам (см. рис. 11). Полное совпадение спектров обнаружено для закалочных пород. Минимальное содержание редкоземельных элементов отмечается для метаперидотитов, максимальное – для ортоклазовых габбро. Судя по спектрам, главным фактором изменения содержания редких земель в породах является фракционирование твердой оливниновой фазы, которая не содержит редких земель. В сильно измененных, карбонат-

оталькованных перидотитах с прожилково-вкрапленным оруденением, пересеченных скважиной СГ-3, спектры сильно осложняются из-за появления аномалий Ce и Eu.

О первичном составе материнского магматического расплава можно судить на основании состава нижних закалочных зон интрузивных массивов и вулканических потоков, или их средневзвешенных составов. Приведенные в табл. 8 данные достаточно близки между собою и отвечают ферропикриту или ферропикриобазальту с повышенным или высоким содержанием TiO_2 , суммарного FeO, Cr, P_2O_5 и S. В то же время наблюдаются различия в содержании рудогенных элементов, главным образом Ni, по-видимому, из-за различного содержания сульфидного вещества в разных порциях расплава или из-за существенного изменения содержания Ni в результате метаморфических преобразований пород.

Состав закалочных пород печенгского комплекса является весьма специфичным для докембрийских образований и сильно отличается как от состава архейских коматиитов, так и протерозойских базальтов, что следует связать с плавлением аномального мантийного субстрата, обогащенного рядом некогерентных компонентов (TiO_2 , Zr, P_2O_5 , F, редкие земли), а также суммарный FeO. Подтверждением этого является пониженное значение $(+1,5 \pm 0,4)$ коэффициента E_{Nd}^1 (для возраста 1980 млн лет), которое оказалось ниже, чем для близких по возрасту коматиитов пояса Карасйок Северной Норвегии $(+4,0)$ или габбро офиолитового комплекса Йормуа Центральной Финляндии $(+3,2)$ [243].

Ферропикритовый расплав, исходный для никеленосных интрузий и ферропикритовых вулканитов, претерпел, судя по изотопному составу S и отношению Th/U [57, 114], селективную контаминацию летучих соединений и, частично, силикатического материала при своем подъеме в верхние структурные этажи. На гистограмме (рис. 15) приведены в обобщенном виде данные по изотопному составу серы в ферропикритах, интрузивных породах, а также супракрустальных породах Печенгской зоны и архейского фундамента. Для промышленно-рудоносных интрузивов Западного рудного узла (Котсельваара) характерен изотопный состав S, близкий к метеоритному стандарту, тогда как для интрузивов Восточного рудного узла (Пильгужрви) отмечается сильное обогащение тяжелым изотопом. Это может быть связано с потенциально различными дополнительными источниками серы – породами архейского или протерозойского комплексов, содержащих колчеданное оруденение. Дополнительным источником серы могли быть также вмещающие туфогенно-осадочные породы, сильно обогащенные сульфидно-углеродистым веществом. Об этом свидетельствует резкое и сильное обогащение интрузивных пород тяжелым изотопом S в зоне контакта их с вмещающими породами [57, 114]. Для промышленно-рудоносных интрузивов, в отличие от безрудных массивов и вулканических потоков, установлена значительная степень гомогенизации изотопов S, что предполагает существование длительно живущих промежуточных очагов.

Возраст

К настоящему времени проведены детальные геохронологические исследования пород рассматриваемой вулканоплутонической ассоциации различными методами – Pb-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, Re-Os [114, 141, 120].

¹ Параметр E отражает измеренное отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в породе и однородном хондритовом резервуаре по модели Де Паоло.

Таблица 8. Химический состав хлорит-амфиболитизированных клинопироксенитов и ферропикритов из зон закалок; средневзвешенные составы печенгского никеленосного комплекса и вулканических потоков (мас.%)

Компоненты	C-1589 7,60	C-1288 983,0	CA-49	CA-244	CA-349	1(4)	2(11)	3(5)	4(163)	5(16)
SiO ₂	41,72	41,04	42,75	41,10	44,02	43,72	44,60	45,81	42,70	44,70
TiO ₂	1,60	2,13	1,99	2,25	2,09	2,19	2,00	2,56	2,05	2,30
Al ₂ O ₃	5,26	8,26	7,11	7,88	5,54	8,02	9,46	7,65	6,32	6,36
Fe ₂ O ₃	4,53	1,78	2,11	4,78	3,15	2,80	3,51	1,85	7,50/3,85	3,10
FeO	12,18	12,32	13,91	10,56	11,75	13,98	11,98	13,28	10,56/14,25*	12,85
MnO	0,12	0,21	0,20	0,22	0,25	0,21	0,21	0,21	0,20	0,20
MgO	19,90	18,47	16,84	17,74	16,96	18,90	18,35	17,32	22,44	19,80
CaO	7,41	7,89	8,66	8,11	9,43	8,67	8,95	10,47	5,94	9,42
Na ₂ O	0,40	0,90	0,67	0,16	0,58	0,66	0,19	0,17	0,89	0,40
K ₂ O	0,12	0,10	0,06	0,02	0,06	0,10	0,07	0,07	0,34	0,07
H ₂ O ⁺	4,27	6,90	4,77	5,94	2,82					
P ₂ O ₅		0,08	0,19	0,22	0,21	0,22	0,20	0,25	0,11	0,22
CO ₂	1,89		0,04	0,06	1,86					
S _{общ.}	0,91			0,49	0,29				0,37	0,25
Cr, ppm		820	1710	1710	1370	1780	1850	1300	2460	1710
Ni	2300	1000	1600	960	880	1700	1100	800	1650	880
Co	100	120	100	30	100	100	100	100	190	80
Cu	200		400	220	180	300	300	200	190	160
f, ат. %	31,3	29,8	34,4	32,7	32,5	30,8	31,7	32,7	30,2	30,7
Ni/Co	23,0	8,3	16,0	12,0	8,8	17,0	11,0	8,0	8,7	11,0

Примечание. Интрузивы: C-1589 – Котсельваара, C-1288 – Западное Ортоайви, CA-49 – Пильгуярви, CA-244 – Северная Котсельваара, CA-349 – Ламмас. 1–3 – средние составы клинопироксенитов промышленно-рудоносных (1) и безрудных (2) интрузивов, ферропикритов (3) в пересчете на безводный остаток; 4–5 – средневзвешенные составы печенгского никеленосного комплекса (4) и одного из расщепленных потоков (5) с изменяющейся мощностью от 25 до 50 м, район руч. Ламмас. В скобках указано количество анализов. *) – исправлено на основании состава реликтов первично-магматических минералов.

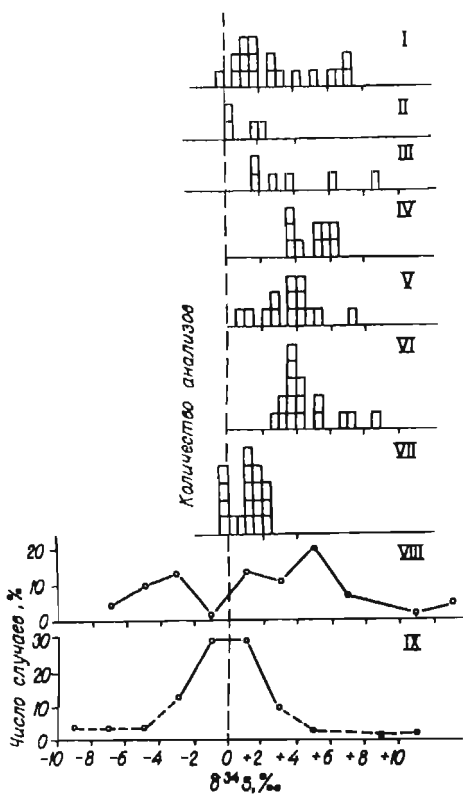


Рис. 15. Гистограммы изотопного состава серы в ферропикритовых потоках (I), пикритовом оруденелом силле (II), интрузиях Северная Котсельваара (III), Мирона (IV), Кнерджипори (V), Пильгуйарви (VI), Котсельваара (VII), в супракрасталльных породах протерозойского (VIII) и архейского (IX) комплексов. Из работ [5, 120]

По результатам изучения Pb-Pb – системы в ферропикритах в лабораториях Геологического института КНЦ РАН и Геологической службы Финляндии получены близкие данные – 1990 млн лет (рис. 16). Возраст интрузивных пород в целом для всего комплекса равен 1970 ± 70 млн лет (валовые пробы, по апатиту). Однако раздельное изучение интрузивных пород различных массивов показало, что они могут быть разновозрастными: Пильгуйарви – 1980 ± 150 , Кнерджипори – 1960 ± 66 , Каула-Котсельваара – 1900 ± 55 млн лет. Для массива Пильгуйарви полученные цифры подтверждены Rb-Sr-методом – 1960 ± 120 млн лет (валовые пробы, по клинопироксену и апатиту) при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7029 \pm 0,0004$ [199]. Для расслоенных потоков ферропикритов по данным Sm-Nd-метода, широко применяемого в настоящее время для изучения базит-ультрабазитов, получены данные 1980 ± 40 млн лет (валовые пробы, по клинопироксену) при первичном отношении $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,510148 \pm 0,000041$ (табл. 9; см. рис. 16). Дубликаты проб были исследованы Р.Уокером Re-Os-методом и получен возраст 1970 ± 45 млн лет [148]. Первичное отношение $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os} = 0,935 \pm 0,031$ оказалось несколько выше, чем в хондрите, что согласуется с представлением об аномальном составе мантийного источника. Так как точки изотопного состава первичномагматических минералов (апатит, клинопироксен) из интрузий Пильгуйарви расположились на одной с ферропикритовыми вулканитами изохронной прямой, то можно сделать вывод об их разновозрастности и едином мантийном источнике. Вышеприведенные данные достаточно близки к данным возраста циркона (1970 ± 5 млн лет) из туфосилицитов, перемежающихся с потоками ферропикритов материнской свиты, и поэтому отражают реальное время ферропикритового вулканизма и внедрение одной из главных фаз интрузивного магматизма.

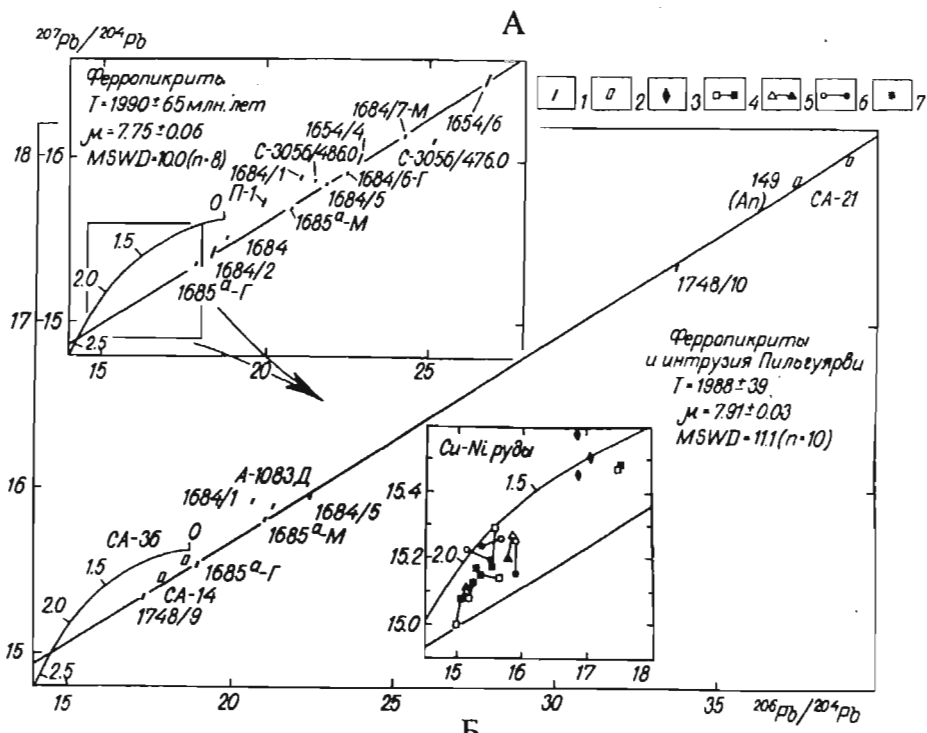


Рис. 16. Изохронные диаграммы для валовых проб клинопироксена (Кпи) и апатита (Ап) из расслоенных потоков ферропикритов и интрузии Пильгуярви

А – Rb–Pb система: 1 – ферропикрит, ферробазальт; 2 – габбро, клинопироксенит и перидотит; 3 – сплошная сульфидная руда из ферропикритового силла; 4 – 7 – сульфидные руды из месторождений Западного и Восточного рудных узлов (4 – сплошная, 5 – брекчиевидная, 6 – гнездово-вкрапленная, 7 – галенит). Средняя кривая роста отношений Rb/Pb по Стейси-Краммеру.

Б – Sm–Nd система: 1 – ферропикрит, ферробазальт; 2 – интрузивные породы; 3 – толентовый базальт; 4 – туфосиллит. Аналитические данные из работ [114, 120, 141]

Таблица 9. Изотопный состав Sm, Nd и их концентрации в валовых пробах (Wr), монофракциях клинопироксена (Cpx) и фтор-апатита (FAP)

№ проб	Характер фракции	Содержание, мас. %		Изотопные отношения	
		Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^*$
1684	Wr	3,81	18,67	0,1234	$0,511746 \pm 26$
1684/1	Wr	3,09	13,72	0,1362	$0,511896 \pm 52$
1684/4	Cpx	3,12	9,58	0,1968	$0,512713 \pm 26$
1684/4	Wr	4,83	20,28	0,1443	$0,512024 \pm 10$
1684/5	Wr	4,50	19,81	0,1373	$0,511950 \pm 21$
1684/5	Cpx	2,99	9,23	0,1962	$0,512715 \pm 30$
1748/9	Wr	6,89	31,84	0,1309	$0,511862 \pm 25$
1784/6	Wr	4,65	18,73	0,1502	$0,512124 \pm 21$
SA-41	Cpx	4,65	14,06	0,2001	$0,512787 \pm 40$
149	FAP	296,00	1322,00	0,1353	$0,511947 \pm 24$

На основе полученных изотопных данных рассчитано время изменения мантийного источника (деплетированной мантии) в результате метасоматических, глубинномантийных процессов, которое оказалось равным 2,2 млрд лет [141]. Это время совпало с началом активных процессов заложения Печенгско-Варзугской палеорифтогенной системы [120].

Ранние метаморфические преобразования интрузивных пород (родингитизация) датируются цифрой 1810 ± 80 млн лет (Pb-Pb, метод кислотных вытяжек), тогда как основные события регионального метаморфизма пород Печенгской структуры (включая ферропикриты, интрузивные породы и сульфидные руды) произошли по данным изучения Pb-Pb, Rb-Sr и Re-Os систем в период 1,8–1,7 млрд лет [97, 148].

* * *

На основании результатов совместных комплексных исследований ферропикритовых вулканитов, дайковых тел и никеленосных габброверлитовых интрузий мы приходим к выводу о существовании 2,0–1,9 млрд лет назад в пределах Печенгско-Варзугской палеорифтогенной системы глубинных очагов генерации ферропикритового расплава, независимых от очагов толеит-базальтового расплава, которые были заложены на позднем этапе развития системы, в период ее максимального расширения [119]. Очаги располагались вдоль относительно узкой, шовной зоны, протяженностью более 250 км (Пасьвик-Печенга-Миттриярви), однако основная их часть была приурочена к центральной части Печенгской структуры.

Источником ферропикритового расплава явилась деплетированная мантия, которая, по-видимому, подверглась процессу глубинного метасоматического преобразования, механизм процесса остается до настоящего времени слабо разработанным. Во всяком случае, это привело к аномальному обогащению мантийного субстрата титаном, фосфором, редкими землями и другими некогерентными компонентами, и к снижению температуры плавления исходного вещества – гранатовых перидотитов – и более эффективному переходу железа в расплав. Последовательное внедрение ферропикритового расплава, дифференциация его в промежуточных очагах, каналах подъема, магматических камерах или вулканических потоках привели к появлению широкого спектра вулканических, дайковых и интрузивных образований, которые следует объединить в единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Внедрение интрузивных масс началось, по всей вероятности, еще до окончания ферропикритового вулканизма (1990–1970 млн лет), а завершилось, как минимум, на 60–80 млн лет позднее. Основная причина возникновения интрузивных камер – это уменьшение содержания летучих компонентов в расплаве в результате его дегазации. Массивы формировались в течение нескольких, относительно сближенных во времени, импульсов, отделенных периодами внедрения дайковых тел. В результате сложных процессов дифференциации материнской магмы в глубинных и промежуточных очагах, селективной контаминации пород нижней и верхней коры, и глубинной ликвации сульфидного вещества произошло общее возрастание рудоносности массивов по мере развития интрузивного магматизма. Представляется, что основные массы сульфидных медно-никелевых руд связаны с поздними фазами внедрения магмы ферропикритового состава.

Структура Печенгского рудного поля и закономерности размещения месторождений

Структура Печенгского рудного поля, как было отмечено в предыдущей главе, теснейшим образом связана с формированием Печенгского грабен-синклинория, к северному крылу которого оно и приурочено. Вследствие резкой гетерогенности и различия физико-механических свойств горных пород, слагающих продуктивную толщу, тектонические движения в ходе формирования грабен-синклинория обусловили развитие в нем сложных структурных форм, совокупность которых определила размещение и локализацию никеленосных ультраосновных и основных интрузий и медно-никелевых месторождений. Среди них выделяются две группы структур – складчатые и разрывные.

Складчатые структуры подробно изучались при геологической съемке и в действующих рудниках. При этом прежде всего, повсеместно установлена поперечная складчатость в туфогенно-осадочной толще с закономерно выдержанной ориентировкой осей складок в направлении общего падения пород. Размеры складок колеблются от 1–2 см (плочатость) до 1000–1500 м. Никеленосные массивы, как правило, приурочены к замковым частям крупных синклинальных складок и залегают согласно с вмещающими породами.

Особенностью всех складок является закономерно выдержанная ориентировка их осей, совпадающая примерно с направлением общего падения пород толщи. Осевые поверхности складок на всем протяжении рудного поля падают на восток – юго-востоки под углом 65–88°.

Наряду с поперечной складчатостью установлено наличие продольных волнообразных изгибов пластов, оси которых ориентированы горизонтально по простиранию туфогенно-осадочной свиты.

Пластовая форма интрузивных тел ультраосновных и основных пород, а также в общем согласное залегание их с вмещающими породами, нередко служат аргументом для заключения о внедрении никеленосной магмы еще до складчатости в виде силлов в горизонтально залегающие породы [72, 142]. Между тем детальные наблюдения в процессе геологической съемки [44, 49] и в действующих рудниках показали, что, несмотря на грубо-согласное залегание, интрузивы, как правило, срезают мелкую складчатость в филлитах, имеют утолщения в замках складок и утонения на крыльях, включают ксенолиты плоччатых филлитов и повсеместно представлены в основном гранитовыми структурными фациями горных пород. Эти данные позволили сделать заключение о том, что интрузия никеленосной магмы имела место одновременно со складчатостью, и заполняла все наиболее значительные межпласто-

вые зоны скольжения и полости отложений, возникшие при образовании складок.

Наибольшее смятие претерпели породы в центральной части рудного поля, в области максимального прогиба синклинория, где наблюдается наибольшая мощность осадков и где сосредоточено наибольшее количество никеленосных интрузивов и практически все месторождения.

Разрывные тектонические нарушения развиты как во вмещающих породах, так и в интрузивах. В совокупности со складчатыми структурами они играли большую роль в размещении и локализации никеленосных интрузивов и в строении рудных тел. Ориентировка их меняется от участка к участку в соответствии с изменением простираания продуктивной толщи. Часть трещин и разрывных нарушений минерализована, по многим отмечаются многократные подвижки, что осложняет выяснение их первоначальной природы и возрастных взаимоотношений. Среди них четко выделяются две группы крупных разрывных нарушений: поперечные взбросы и межпластовые сдвиго-надвиговые тектонические зоны.

Поперечные взбросы отмечены главным образом на участках медно-никелевых месторождений, имеют близкое к меридиональному простираанию и очень крутое падение (см. рис. 9). Так, на месторождении Каула оруденелый взброс прослежен на всех горизонтах рудника, приурочен к западному крылу флексуобразной складки, азимут его падения $280^\circ \angle 72^\circ$, западное крыло поднято от 20 до 30 м. В блоке между Главной оруденелой тектонической зоной и ее Южной ветвью взброс выполнен богатой сплошной сульфидной рудой мощностью от 1 до 5 м. На участке месторождения Промежуточное закартирован также местами оруденелый так называемый взброс Котсельйоки, с азимутом падения $240-250^\circ \angle 85-90^\circ$, с приподнятым западным крылом на 25–30 м.

Взброс на месторождении Каммикиви, ярко выраженный двумя параллельными зонами дробления, проходит по западному крылу флексуобразной складки, отделяя это месторождение от группы рудных тел расположенного далее на восток месторождения Семилетка.

Поперечные дизъюнктивные нарушения также отмечены на участках Ортоайви, Соукер, Киердживор, Восточного рудного узла и ручья Луотнийоки. Все они приурочены к локальным флексурным перегибам в туфогенно-осадочной толще; по ним, как правило, смещены вниз породы восточного крыла от 20 до 240 м.

Наиболее крупные межпластовые тектонические нарушения детально изучены на участках рудных месторождений. Именно этими структурными элементами в сочетании со складчатостью контролируется размещение и локализация как самих материнских интрузивов, так и локализация эпигенетических сплошных и брекчиевидных сульфидных руд. Следует отметить, что название "межпластовые нарушения" до некоторой степени условно, поскольку они в ряде мест срезают мелкую складчатость в филлитах и разветвляются.

Среди нарушений этого типа важное место в структуре рудного поля занимает Главная межпластовая оруденелая тектоническая зона, контролирующая на западном фланге локализацию месторождений Каула-Промежуточное-Котсельваара-Каммикиви-Семилетка. В центре поля она продолжается через месторождения Райсоайви-Мирона-Киердживор-Спутник, где многократно разветвляется и продолжается далее на восток – юго-восток, контролируя многоярусное размещение рудных тел Восточного рудного узла – Спутник-Верхнее-скважина СГ-3-Тундровое-Пильгуярвин-ское-Заполярье-Онки.

Изучение Главной оруденелой тектонической зоны и ее ответвлений в процессе отработки месторождений, показало, что тектонические движения типа сдвигов, реже сдвиго-надвигов происходили вдоль них преимущественно в

горизонтальном направлении, о чем еще будет сказано ниже при описании месторождений. В центральной части поля отмечены довольно значительные диагональные нарушения северо-западного направления с крутым падением на юго-запад. Некоторые из них выходят за пределы продуктивной толщи в вулканиты III покрова. К одному из таких нарушений приурочены плитообразные тела никеленосных габброверлитов с известными рудопроявлениями Пахтаярви и Колосйоки. В юго-восточном направлении эти разломы постепенно выглаживаются, меняют простирание на близширотное и, расщепляясь на многочисленные ветви, переходят в послойные срывы, нередко соединяясь с оруденелыми тектоническими нарушениями Восточного рудного узла. Именно к этой группе нарушений относится Киерджиборский взбросо-сдвиг с приподнятым западным крылом.

Таким образом, намечаются следующие закономерности размещения месторождений:

1. На западном фланге рудного поля, в районе месторождений Каула-Промежуточное-Котсельваара-Каммикиви-Западное Ортоайви-Семилетка материнские массивы и месторождения располагаются в виде пояса в верхах продуктивной толщи и приурочены по существу к одной межпластовой оруденелой тектонической зоне, образуя линейно вытянутый *Западный рудный узел*.

2. На восточном фланге на участках месторождений Спутник-Пильгуярвинское-Заполярное-Онки рудоносные массивы и рудные тела находятся в нижних частях продуктивной толщи, образуя *Восточный рудный узел*, приуроченный к сложно разветвленной межпластовой тектонической зоне.

3. В центральной части поля никеленосные массивы и месторождения размещаются двумя линейно вытянутыми поясами – точнее ярусами. Нижний ярус представлен рудопроявлениями Восточное Ортоайви и Северное Соукерйоки, месторождениями Мирона и Киерджибор, а верхний – рудопроявлением Каменистое и месторождениями Соукер и Райсоайви, залегающими в середине и верхах продуктивной толщи. На восточном продолжении верхнего яруса находятся месторождения Верхнее и Рудная залежь, вскрытая скважиной СГ-3, соединяющаяся далее с месторождением Тундровое Восточного рудного узла.

4. Рудопроявления Пахтаярви и Колосйоки залегают в подошве продуктивной толщи среди вулканитов III покрова.

5. На крайних флангах Печенгской структуры в вулканогенно-осадочной толще также отмечены многочисленные мелкие дифференцированные массивы габброверлитов, однако, промышленных концентраций медно-никелевых руд не установлено. Основными причинами слабой никеленосности обоих флангов Печенгской структуры является, во-первых, гораздо меньшая мощность и постепенное выклинивание вулканогенно-осадочных пород, а во-вторых – совершенно отличное от центра рудного поля субмеридиональное простирание структур, контролирующих размещение и локализацию интрузивов [47].

Глава 5

Описание отдельных месторождений Печенгского рудного поля

В этой главе кроме месторождений Западного и Восточного рудного узлов будут кратко описаны месторождения Центральной части рудного поля – Соукер, Северное Соукерйоки, Райсоайви, Мирона, Пахтаярви и ряд рудопроявлений.

Западный рудный узел

Месторождение Каула

Общие сведения

Месторождение Каула, занимая самое западное положение в Печенгском рудном поле, находится в 4 км к юго-востоку от пос. Никель, в 9–10 км от государственной границы с Норвегией. Оно открыто в 1925 г., разведывалось буровыми скважинами в 1929–1934 гг. финской компанией, а с 1934 по 1936 г. – канадской концессией (ИНКО). В 1937–1940 гг. на базе месторождения построены подземный рудник и металлургический завод в пос. Никель, связанные между собой капитальной штольной длиной 2800 м. В годы второй мировой войны месторождение интенсивно разрабатывалось под контролем немецких оккупантов, при этом было добыто 373 тыс. т богатых сульфидных руд с содержанием никеля от 3 до 5% и меди – около 2%.

После освобождения Печенгского района на месторождении проведены сначала ревизионно-опробовательские работы институтом Гипроникель под руководством В.К.Котульского, затем – дополнительные геологоразведочные работы на флангах и глубоких горизонтах месторождения – Печенгской ГРП под руководством Л.А.Потемкина, А.К.Полякова, Г.И.Горбунова и К.Н.Уткина (1945–1948 гг.), значительно расширившие размеры месторождения [44, 46].

Месторождение вскрыто до горизонта капитальной штольной (абс. отм. +130 м) двумя шахтами: 1) вертикальной – на западном фланге, предназначенной для подъема и спуска людей, оборудования и материалов, и 2) наклонной под углом 38° к югу, пройденной в центре месторождения в породах лежачего бока, – для водоотлива и подачи лесоматериалов и оборудования. На начальном этапе разрабатывалось как подземным, так и открытым способами с доставкой руды на завод по штольне. Подземная отбойка руды на каждом горизонте велась системой очистных камер шириной 9 м, нарезаемых вкрест простираня рудного тела на всю его мощность с межкамерными целиками в 7,2 м. Камеры разрабатывались потолкоуступно, горизонтальными слоями, с закладкой выработанного пространства.

При нарезке очередного горизонта и проходке горно-подготовительных выработок по осям камер геологической службой рудника проводилось ал-

мазное бурение горизонтальных скважин с целью опробования руды и планирования добычи. Послойная отбойка руды в камерах давала возможность помимо опробования изучать и документировать детали строения рудного тела по всей поверхности забоев и потолка выработки.

По просьбе комбината Печенганикель в 1949–1951 гг. Г.И.Горбуновым [43, 44] в тесном сотрудничестве с рудничной геологической службой было проведено детальное геолого-структурное картирование всего подземного рудника. В результате впервые составлены погоризонтные планы верхних шести горизонтов (рис. 17), серия геологических разрезов по отработанным очистным камерам и блок-диаграмма рудника (рис. 18), дающие достаточно полное представление о морфологии, составе и структуре месторождения. В последующие 60–80-е годы систематические исследования структуры и состава рудных тел на глубоких горизонтах рудника продолжал Ю.А.Астафьев [3, 7] в тесном сотрудничестве с рудничными геологами А.В.Борисовым, К.С.Дмитровым, В.Р.Орловым, М.Ф.Паком, Г.Е.Павловым и другими.

В итоге за полувековой период эксплуатации месторождения при тщательной геологической документации горных выработок в процессе отработки рудных тел накоплен большой фактический материал о геологических условиях залегания, морфологии и структуре месторождения, составе, текстурах и структурах руд, зональности оруденения. Этот материал теперь уже является единственным свидетельством о необычайно сложном и интересном в научном и практическом значении месторождении. Он, безусловно, и в будущем еще не раз будет всесторонне анализироваться как при проведении дальнейших поисково-разведочных, так и научно-исследовательских работ в Печенгском и других медно-никелевых рудных полях и районах, а также при усовершенствовании теории сульфидно-никелевого рудообразования.

Морфология и условия залегания рудных тел

Месторождение Каула представлено двумя рудными телами – Основным и Отдельным, приуроченными к нижним частям дифференцированного массива, который по падению в глубину постепенно уменьшается в мощности от 160 до 40 м, а затем разветвляется и выклинивается. В лежачем боку рудного массива проходит Главная оруденелая тектоническая зона, выполненная брекчиевидными и сплошными рудами, погружающаяся на юг под углом 35–40° и рассекающая под острым углом дислоцированную толщу вмещающих туфогенно-осадочных пород. На восточном продолжении этой зоны находится третье небольшое рудное тело – так называемая Восточная линза.

Основное рудное тело имеет форму неправильной пластообразной залежи, вытянутой в широтном направлении и падающей на юг под углом в среднем 38–40°. Максимальная протяженность ее по простиранию – до 600–650 м – отмечалась на верхних горизонтах (см. рис. 17), по падению в глубину постепенно уменьшается, и на XII горизонте (абс. отм. – 80 м) составляет менее 200 м. В плоскости падения длина залежи превышает 800 м (см. рис. 18), что в 1,3 раза больше, чем по простиранию, а учитывая, что месторождение было значительно эродировано, то это соотношение будет еще большим.

Мощность рудного тела вблизи поверхности составляла в среднем 20–25 м, достигая на западном фланге 70 м (рис. 19), на глубине и при выклинивании на флангах она уменьшается до 3–5 м и менее (см. рис. 18). Уменьшение мощности на верхних горизонтах происходит исключительно за счет выклинивания вкрапленных руд и самого рудоносного массива при более или менее постоянном объеме сплошных и брекчиевых руд. При выходе оруденелой тек-

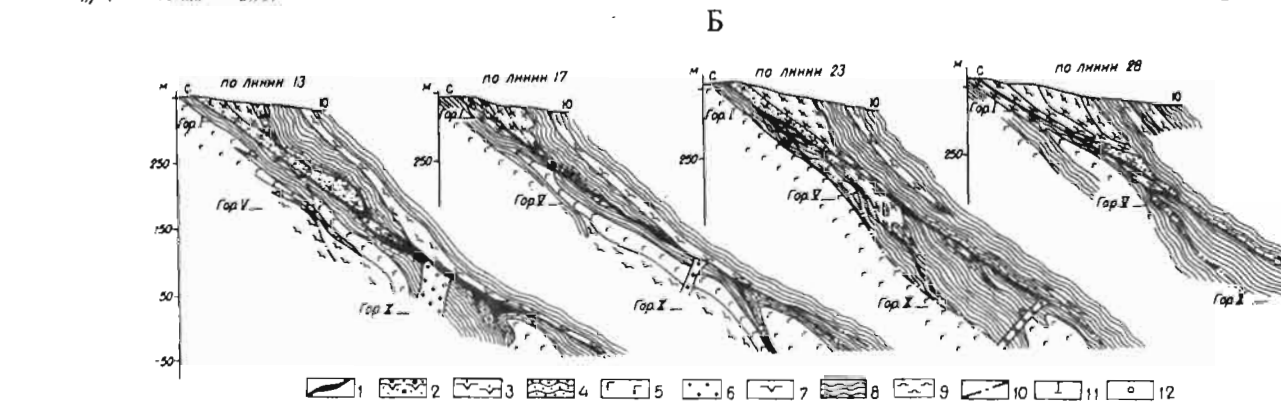
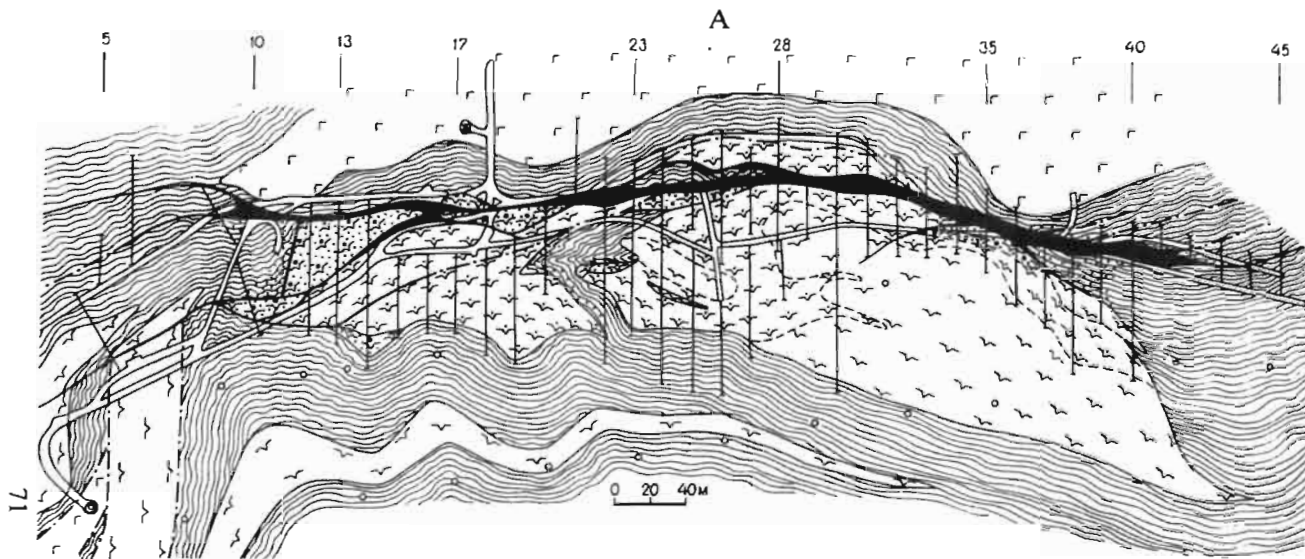


Рис. 17. Месторождение Каула

А – геолого-структурный план I горизонта рудника (с учетом материалов комбината "Печенганикель").

Б – геологические разрезы (с учетом материалов комбината "Печенганикель").

1 – сплошные и брекчиевидные сульфидные руды; 2 – густовкрапленные руды в серпентинитах; 3 – рассеяновкрапленные руды в серпентинитах; 4 – оруденелые туфогенно-осадочные породы; 5 – габбро; 6 – дайки диабазов; 7 – серпентиниты; 8 – туфогенно-осадочные породы; 9 – пироксениты; 10 – разрывные нарушения; 11 – скважины эксплуатационной разведки; 12 – скважины, пробуренные с поверхности.

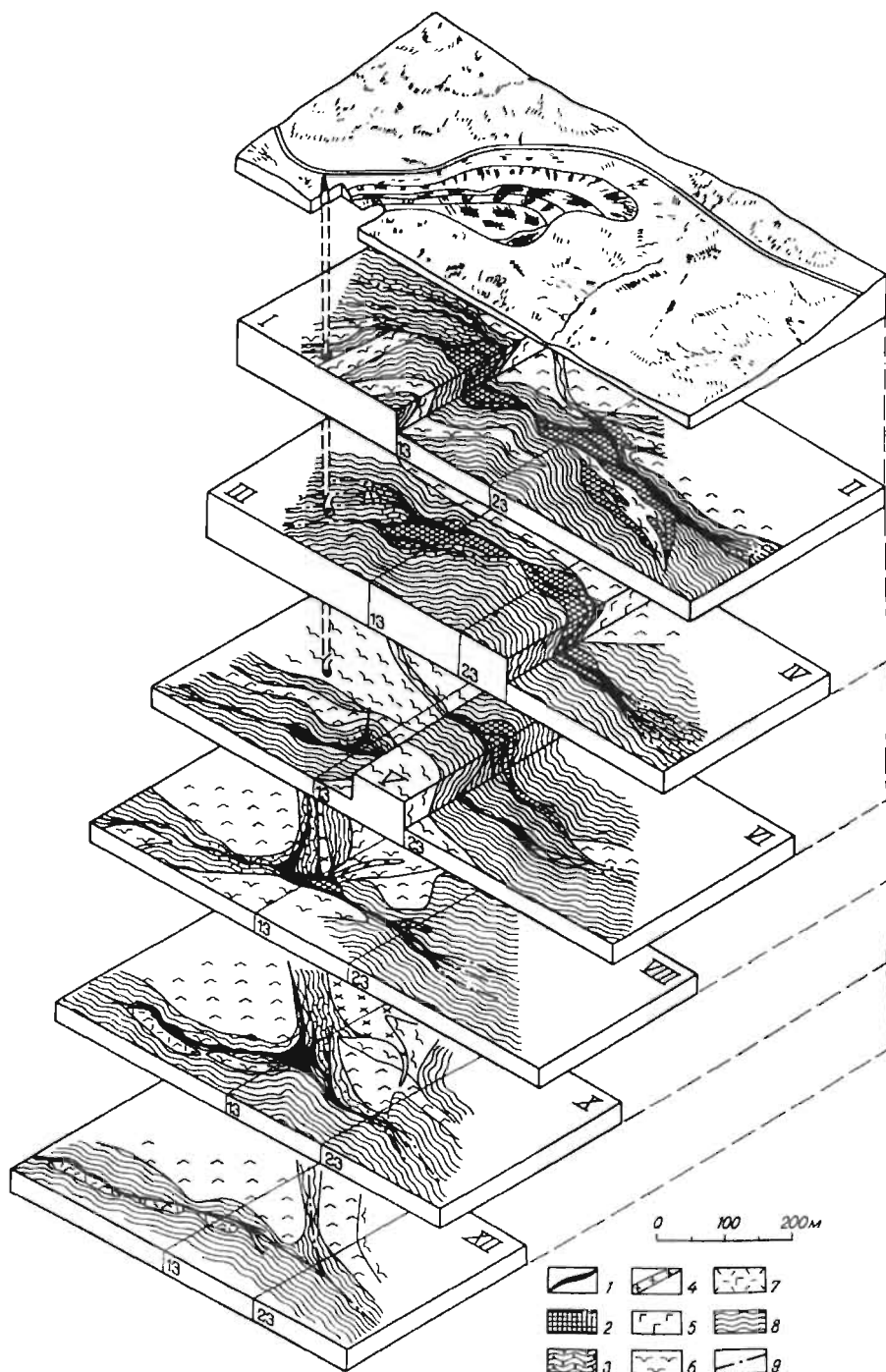


Рис. 18. Блок-диаграмма месторождения Каула (с учетом материалов комбината "Печенганикель")

1 – сплошные и брекчиевидные сульфидные руды; 2 – вкрапленные руды в серпентинитах; 3 – оруденелые туфогенно-осадочные породы; 4 – дайки диабазов; 5 – габбро; 6 – серпентиниты; 7 – габбро-диабазы; 8 – туфогенно-осадочные породы; 9 – разрывные нарушения.

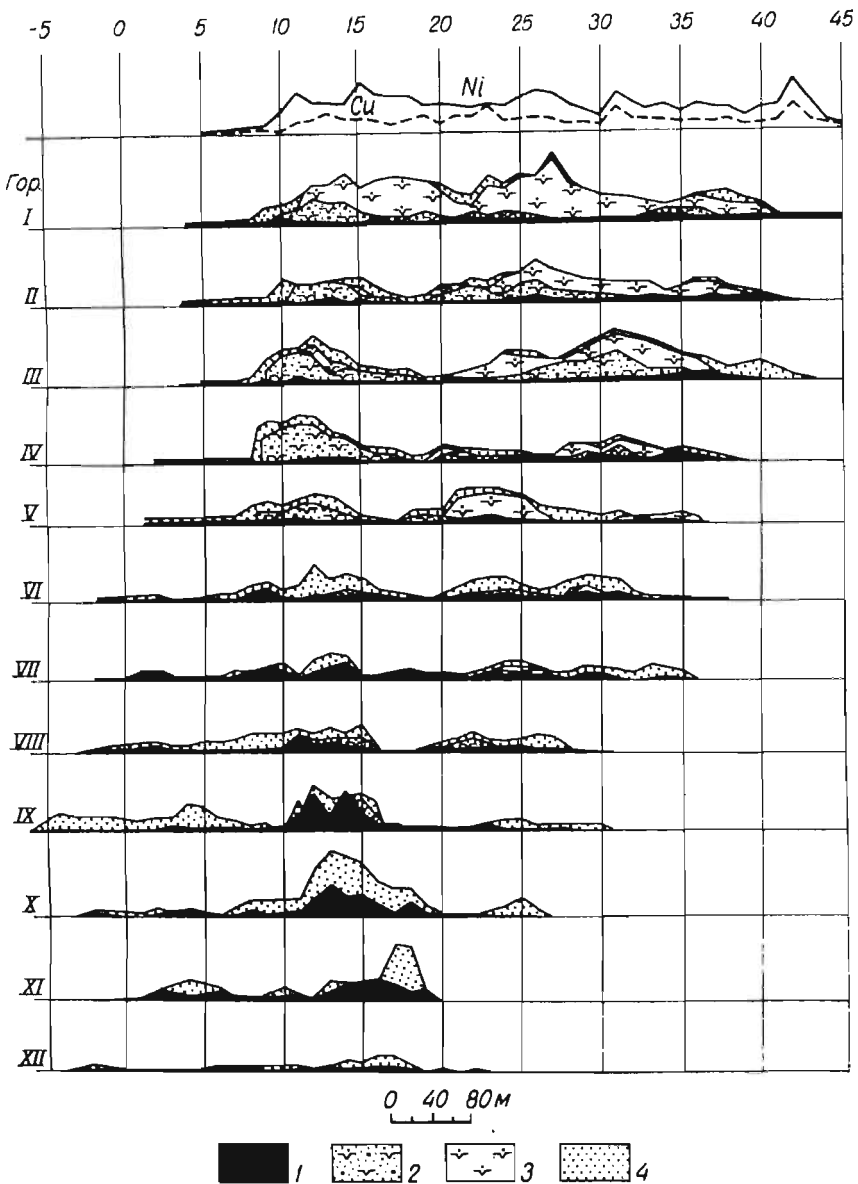


Рис. 19. Месторождение Каула. Графики изменения мощности руд различных типов и содержания никеля по простиранию и падению рудного тела

1 – сплошные и брекчиевидные сульфидные руды; 2 – густовкрапленные руды в серпентинитах; 3 – рассеяновкрапленные руды в серпентинитах; 4 – оруденелые туфогенно-осадочные породы. Римские цифры – номера горизонтов, арабские – номера профилей

тонической зоны в филлиты в ней постепенно происходит уменьшение количества брекчиевидных и сплошных сульфидных руд и сопровождающих их оруденелых вмещающих пород, а также понижение содержаний никеля и меди вплоть до полной смены обычных медно-никелевых руд чисто пирротиновыми. Зона пирротинового оруденения прослежена до глубины 800 м от поверхности.

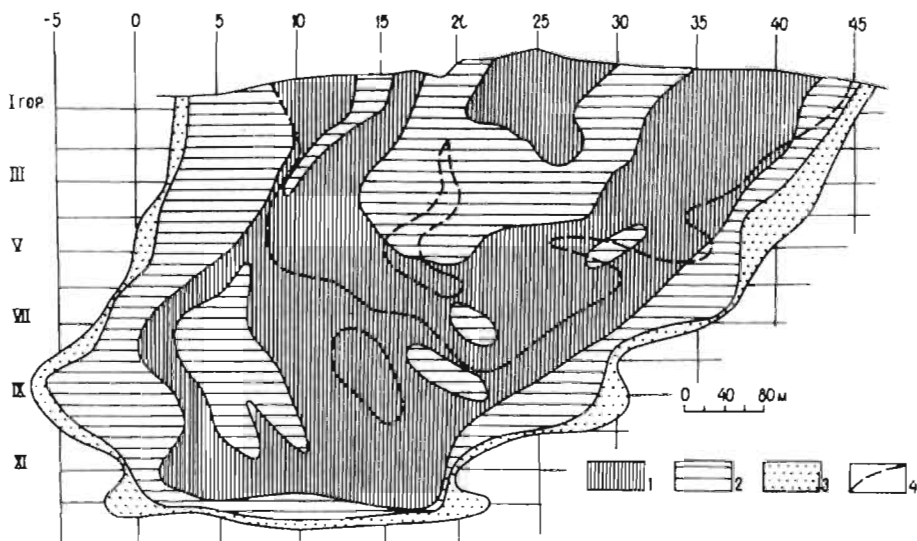


Рис. 20. Месторождение Каула. Проекция рудного тела на вертикальную плоскость

1 – сплошные и брекчиевидные руды мощностью более 5 м; 2 – сплошные и брекчиевидные руды мощностью менее 5 м; 3 – оруденелые туфогенно-осадочные породы; 4 – контур никеленосного интрузива. Римские цифры – номера горизонтов; арабские – номера профилей

Почти на всех горизонтах отмечены пережимы рудного тела и несколько раздувов, придающих ему столбообразное строение. Столбообразность подчеркивается также проекцией его на вертикальную плоскость (рис. 20), на которой видно, что богатые руды распространены преимущественно в контуре материнского массива, и лишь на глубоких горизонтах полностью выходят за его пределы, обуславливая общее западное склонение месторождения, угол которого равен $70-75^\circ$. Следует отметить при этом, что рудные столбы в целом имеют субмеридиональную ориентировку, а общее западное склонение месторождения обусловлено исключительно локализацией сплошных и брекчиевидных руд вдоль Главной тектонической зоны.

На фоне общего широтного простирания рудной залежи отмечено наличие волнообразных изгибов, сопровождающихся местами изменением ее мощности. Наиболее значительные изгибы явились отражением складчатой структуры вмещающих пород, тогда как более мелкие изгибы наблюдались только в зоне оруденелой тектонической брекчии и на общую форму ее не оказывали какого-либо значительного влияния.

Необычайно сложны окончания рудной залежи в горизонтальном направлении: на обоих флангах она при выклинивании расщепляется на ряд постепенно уменьшающихся в мощности сульфидных жил, сопровождающихся вкрапленным оруденением в боковых породах. При этом на востоке веер тонких жил обращен к северу от Главной зоны, а на западе, наоборот, – к югу.

По падению в глубину рудная залежь более выдержанная, но при общем устойчивом падении к югу и в этом направлении отмечаются плавные волнообразные изгибы и локальные изменения угла падения от 25 до 45° . Выдержанность элементов залегания хорошо подчеркивается на приведенных разрезах (см. рис. 17) положением Главной оруденелой тектонической зоны сплошных и брекчиевидных сульфидных руд. Лишь отдельные участки рудного те-

ла, сопровождающиеся апофизами, несколько нарушают эту прямолинейность. Апофизы сплошных руд протяженностью до 50–100 м получили значительное распространение на самых глубоких горизонтах рудника, главным образом по плоскостям отслоения в песчаниках и филлитах и вдоль перистых расколов.

Отдельное рудное тело представляет собой крутопадающую апофизу Основного рудного тела, залегающую в его лежачем боку в восточной части месторождения, Протяженность его на V горизонте 160 м, средняя мощность между IV и VI горизонтами порядка 35 м, на уровне VII горизонта оно выклинилось совсем (см. рис. 17). Рудное тело сложено богатыми вкрапленными рудами в серпентинитах и в незначительном количестве – сплошными сульфидными рудами, которые в отличие от Основного рудного тела залегают главным образом в висячем боку. Отличительной особенностью его строения является наличие разобщенных глыб измененных габбро-диабазов. Отдельное рудное тело было обнаружено и разведано рудничной геологической службой в 1951–1952 гг. под руководством Т.А. Александрова; оно полностью отработано в 50–60-е годы.

Восточная линза очень богатых сплошных сульфидных руд, открытая автором в 1945 г. [43], находится в 180–200 м к востоку от Основного рудного тела на продолжении Главной оруденелой тектонической зоны. Она полностью залегаёт в филлитах, ее протяженность более 15 м, мощность в центральной части 1 м, на флангах около 0,1 м. На глубину в интервале 20 м медно-никелевое оруденение сменяется кварц-пирротиновой брекчией.

Далее на восток на продолжении той же тектонической зоны находится группа рудных тел Промежуточного месторождения.

Структура месторождения

Систематическое изучение месторождения Каула и анализ геологической документации, полученной при его отработке, показали, что основными структурными элементами, определившими форму рудных тел и их локализацию, явились: во-первых, материнский дифференцированный интрузив Каула и, во-вторых, Главная межпластовая тектоническая зона, непрерывное развитие которой, начавшееся при складкообразовании туфогенно-осадочной толщи, затем в значительной степени повлияло на локализацию месторождения, становление и процессы рудоотложения – вплоть до послерудных деформаций.

Рудоносный массив, имевший на выходе на поверхность серпообразную форму, обусловленную приуроченностью к синклинальной складке в туфогенно-осадочной толще, сложен в основном серпентинитами; лишь вблизи поверхности в висячем боку отмечалось габбро. Массив простирается в широтном направлении на 1000 м при мощности на выходе (абс. отм. +360 м) – 160 м, падает к югу под углом 40–50°, прослежен в глубину на 400 м, причем ниже V горизонта рудника (абс. отм. +176 м) представлен несколькими разрозненными межпластовыми линзовидными телами. На западном фланге после резкого раздува массив тупо обрывается, на восточном он имеет пластообразную форму с постепенным выклиниваем, Полное выклинивание массива установлено несколько ниже X горизонта (абс. отм. –6 м), где протяженность его не превышала 30 м при мощности менее 10 м. Массив по объему содержал вкрапленное сульфидное оруденение различной интенсивности.

Обращает на себя внимание глубокий эрозионный срез массива. Рассматривая геологические планы и разрезы, нельзя не видеть, что от него в сушно-

сти, остались лишь корни; верхняя, возможно большая часть массива уничтожена.

В перекрывающий массив туфогенно-осадочной толще отмечены параллельные ему мелкие пластообразные тела измененных безрудных гипербазитов мощностью от 10 до 50 м и протяженностью в несколько сотен метров. Исследование их взаимных соотношений с рудоносным массивом свидетельствует о более раннем формировании тел гипербазитов.

На территории участка месторождения отмечены также дорудные дайки диабазов мощностью до 30–50 м. Растащенные вдоль Главной оруденелой тектонической зоны фрагменты диабазов размером от 0,5 до 30–40 м в длину встречены на всех горизонтах, в том числе и среди оруденелых серпентинитов. Пересечение даек диабазов жилами сплошных сульфидных руд свидетельствует о том, что их формирование происходило до внедрения и становления рудоносного массива. Таким образом, последовательность интрузивно-магматизма здесь была такова: межпластовые безрудные тела гипербазитов → дайки диабазов → никеленосный массив.

Материнский интрузив Каула разбит многочисленными дизъюнктивными нарушениями, которые контролируют локализацию богатых брекчиевидных и сплошных сульфидных руд и прожилково-вкрапленное оруденение в боковых породах. Среди них особо выделяется Главная широтная тектоническая зона, меридиональные нарушения и поверхности тектонических контактов.

Главная оруденелая тектоническая зона – второй важнейший структурный элемент месторождения. Она простирается в широтном направлении вдоль нижнего контакта рудоносного массива. В центре месторождения на верхних горизонтах рудника (см. рис. 17) она пересекает нижнюю часть массива и смещает ее северную часть к востоку на расстояние до 80–90 м по горизонтали. За пределами массива, сохраняя свое широтное направление, зона постепенно удаляется от него и продолжается в туфогенно-осадочных породах, как по простиранию, так и по падению. На восточном фланге она веерообразно разветвляется на пять расходящихся к северо-востоку более мелких тектонических нарушений, сопровождаемых брекчированием пород и колчеданным оруденением. На одном из ее продолжений и находится *Восточная линза* и месторождение *Промежуточное*.

На западном фланге Главная зона также веерообразно распадается на девять мелких оруденелых зон, но в отличие от восточного фланга здесь они расходятся к юго-западу.

В центре месторождения от Главной зоны также отходит несколько ответвлений, которые разбивают рудный массив на отдельные блоки. Наиболее значительной из них является так называемая *Южная зона*, выполненная богатой брекчиевидной рудой мощностью 0,8–1,0 м, имеющая более крутое падение к юго-востоку – от 39 до 55° (см. рис. 17). Вдоль нее произошло смещение пород всяческого бока к западу на 50–55 м.

С противоположной стороны – в лежачем боку Главной зоны – также отмечен ряд более крутопадающих ответвлений, располагающихся симметрично нарушениям всяческого бока, Одно из этих нарушений проходит по лежачему боку *Отдельного рудного тела*.

На погоризонтных геологических планах и разрезах видно, что ответвления от Главной сдвиговой зоны представляют собой перистые трещины, отходящие от нее под острыми углами в сторону смещения пород – в лежачем боку – на восток, а в всячем – на запад. Движения по зоне в процессе рудоотложения сопровождались раскрытием оперяющих трещин и выполнением их жилами сплошных сульфидных руд клинообразной формы. С другой стороны, эти же перистые трещины, выполненные рудой, отчетливо документировались и по восстанию рудного тела, в его всячем боку, что свидетельствует о нали-

чий вертикальной составляющей смещения пород по Главной зоне снизу-вверх, типа надвига. На такое же направление смещений пород указывает положение блоков рудоносного массива – в лежачем боку – на уровне II горизонта (абс. отм. +40 м), висячем – на V горизонте (отм. +180 м). Следовательно, по характеру смещений пород Главную зону следует считать сдвига-надвигом.

Меридиональный взброс, расположенный в западной части месторождения на участке флексуобразного изгиба вмещающих пород, падает к западу под углом 72–80°, амплитуда смещения западного крыла вверх – 20–30 м. Он пересекается Главной оруденелой зоной и ее южной ветвью; шов его выполнен сплошной полосчатой сульфидной рудой. В лежачем боку месторождения ниже III горизонта взброс смещен к востоку и также выполнен очень богатой сплошной рудой.

Благодаря сочетанию на западном фланге месторождения складчатых и разрывных тектонических элементов возникла своеобразная структура сужающейся с глубиной трехгранной призмы, обусловившая наибольшую мощность рудного тела и концентрацию богатых вкрапленных сульфидных руд в серпентинитах, а также брекчиевидных и сплошных руд.

Определенное место в структуре месторождения занимают пликвативные дислокации, среди которых первое место принадлежит крупной синклинальной складке, к ядерной части которой приурочено как месторождение Каула, так и серия безрудных межпластовых тел гипербазитов к югу от него. Вмещающие рудоносный массив филлиты, песчаники и туффиты собраны в дополнительные поперечные складки самых различных размеров – вплоть до мелкой плейчатости. Проходка в 70–80-х гг. глубоких поисковых скважин подтвердила продолжение Каульской синклинали на глубину более 700 м с частичным изменением ориентировки ее оси с меридионального на юго-восточное. Однако рудоносных интрузивов не встречено [10].

Строение рудных тел

Рудные тела месторождения Каула сложены преимущественно оруденелыми серпентинитами, менее брекчиевидными и сплошными сульфидными рудами, а также прожилковыми и вкрапленными рудами во вмещающих сланцах. Несмотря на разветвление Главной зоны оруденелой тектонической брекчии и дислокацию глубоких частей материнского массива, рудные тела имеют в целом асимметричное строение, выраженное уменьшением интенсивности сульфидного оруденения вкост их простираения или снизу-вверх – от лежачего к висячему боку. Маркирующим нижним слоем повсеместно является оруденелая тектоническая зона, выполненная богатыми брекчиевидными и сплошными сульфидными рудами, местами сопровождаемая в подошве прожилково-вкрапленным оруденением вмещающих туфогенно-осадочных пород (рис. 21). Вся верхняя – большая – часть рудного тела сложена оруденелыми серпентинитами.

По степени насыщенности сульфидами и содержанию металлов вкрапленные руды в серпентинитах разделяются на густо-вкрапленные, так называемые серые руды, рядовые вкрапленные и рассеянно-вкрапленные бедные руды, расположенные в виде висячих горизонтов в верхних частях материнского массива.

Богатые и рядовые вкрапленные руды слагают приподошвенные части массива по всей его длине и от поверхности до корневых частей. Ими же сложены смещенные блоки серпентинитов на глубоких горизонтах месторождения. Отличительной особенностью богатых серых руд является наличие густой сети переплетающихся секущих сульфидных, преимущественно халько-

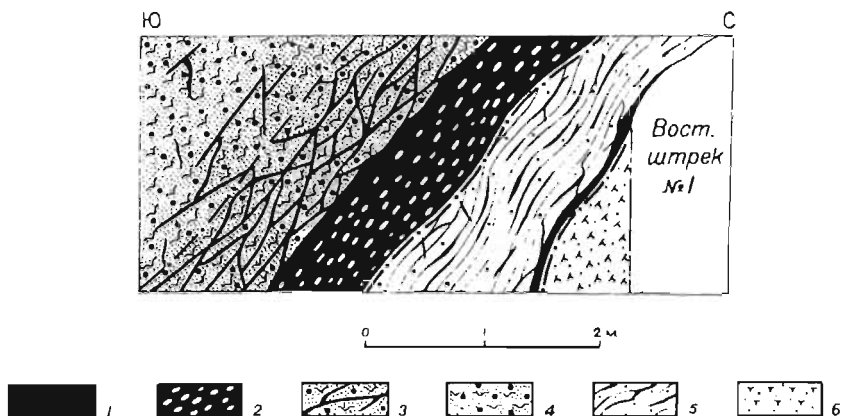


Рис. 21. Месторождение Каула. Строение оруденелой тектонической зоны
 1 – сплошные сульфидные руды; 2 – брекчиевидные руды; 3 – брекчированные, густовкрапленные руды в серпентините; 4 – густовкрапленные руды в серпентините; 5 – оруденелые филлиты; 6 – оруденелые туффи

пиритовых, жил, выполняющих трещины скалывания и разрыва (рис. 22). К числу жильных образований относятся также прожилки серпентина с поперечно-волокнистым строением, пропитанные по волокнистости сульфидами, а также жилы талька, серпофита и магнетита. Количество сульфидных жилок заметно увеличивается при приближении к тектонической зоне, а в непосредственной близости к ней оруденелые серпентиниты настолько часто разбиты пересекающимися прожилками, что нередко возникает типичная петельчатая текстура руды.

Вкрапленные руды одновременно с материнскими породами в эпимагматическую стадию претерпели глубокие автометаморфические и гидротермальные изменения с полным переотложением и частичным перераспределением вещества, но, несмотря на это, выявленные закономерности размещения вкрапленных руд в пределах массива с несомненностью указывают на их первоначальное образование еще в магматическую стадию.

Брекчиевидные руды (рис. 23) по распространенности занимают второе место, выполняя Главную тектоническую зону и ее ответвления. Мощность их контролируется морфологией зоны: на верхних горизонтах она колеблется от 4 до 10 м, ниже VIII – постепенно уменьшается до 6 м, и на XII – составляет всего 2 м. Количество сульфидного цемента в руде достигает максимума – 60–75% вблизи материнского интрузива, а при удалении от него постепенно снижается до 10–30%, вплоть до появления безрудной брекчии с кварцем. Контакты брекчиевидных руд с боковыми породами повсеместно тектонические, сглаженные, с зеркалами скольжения. Послерудные подвижки нередко фиксируются не только вдоль контактов, но и внутри залежи, вызывая интенсивный динамометаморфизм и перекристаллизацию руд (рис. 24).

Сплошные сульфидные руды (рис. 25), пространственно тесно связанные с брекчиевидными, тем не менее не образуют непрерывной полосы. Они встречались в виде удлиненных линз на контакте брекчиевидных руд с богатыми вкрапленными рудами, занимая самое нижнее положение в оруденелой тектонической зоне, или заходя в сланцы в виде клиноподобных жил-апофиз от основной рудной залежи вдоль сколовых трещин и полостей отслоения в подстилающих сланцах, где не фиксировалось сколько-либо существенных подвижек. Они залегают как бы в тени от сравнительно прямолинейной зоны



Рис. 22. Густовкрапленная руда. Халькопиритовые прожилки (белое) пересекают сульфидно-серпентиновый прожилок (темно-серое). Месторождение Каула
Полированный штуф. 4/5 нат. вел.



Рис. 23. Брекчиевидная руда. Обломки серпентинита и туфогенно-осадочных пород (черное) сцементированы сульфидами (светло-серое). Месторождение Каула
Полированный штуф. 3/5 нат. вел.



Рис. 24. Сильно деформированная сплошная сульфидная руда с двойниками давления (вверху) и признаками течения (внизу). Месторождение Каула
Полированный шлиф

брекчиевидных руд и отделены от нее повсеместно тектонической глиной трения с зеркалами скольжения (рис. 26).

Оруденелые туфогенно-осадочные породы распространены в обоих боках рудных тел, особенно на участках интенсивной мелкой складчатости и рассланцевания и дробления. Они составляли около 37% от общего объема руд, в том числе выше VI горизонта – 26%, а ниже – 50% [72]. Суммарная мощность их в центре колебалась в пределах 25–30 м, на флангах – 5–10 м.

На верхних горизонтах они залежали преимущественно в всячем боку месторождения, а ниже V горизонта сопровождали оруденелую зону в ее лежащем боку. Обычная форма сульфидного оруденения – мелкие линзы, просечки, гнезда и вкрапленность, ориентированные по слоистости или вдоль трещин. Весьма эффективны на вид плейчатые оруденелые филлиты (рис. 27) и полосчатые песчаники с петельчатой и сетчатой текстурами (рис. 28).

В противоположность туфогенно-осадочным породам пластообразные изогнутые тела сильно измененных серпентинитов в всячем боку месторождения практически оказались невосприимчивыми к локализации наложенного медно-никелевого оруденения даже там, где они пересекаются оруденелой тектонической зоной. В лучшем случае отмечалось лишь выполнение сплошной рудой перистых трещин, отходящих от Главной зоны, например на VII горизонте в всячем ее боку. Эти наблюдения лишней раз свидетельствуют о одновременном формировании рудоносного и безрудных интрузивных тел.



Рис. 25. Сплошная сульфидная руда полосчатой текстуры. Месторождение Каула

а) – чередование полос халькопиритового (светлое) и пентландит-пирротинового (темно-серое) состава. Полированный штуф, 1/2 нат. вел.; б) – цепочки и полоски пентландита (белое) в мелкозернистой халькопирит-пирротиновой массе; черное – нерудные. Полированный штуф. 3/5 нат. вел.



Месторождение Промежуточное

Общие сведения

Месторождение находится в 1 км восточнее месторождения Каула на продолжении Главной тектонической зоны. Оно открыто по нашей рекомендации в 1950 г. [43, 44], разведывалось с перерывами Печенгской ГРП с 1953 по 1960 г.

Благодаря достаточно высокому качеству руд и благоприятным горнотехническим условиям залегания рудных тел в пределах горного отвода комбинатом Печенганикель месторождение полностью обработано открытым спосо-

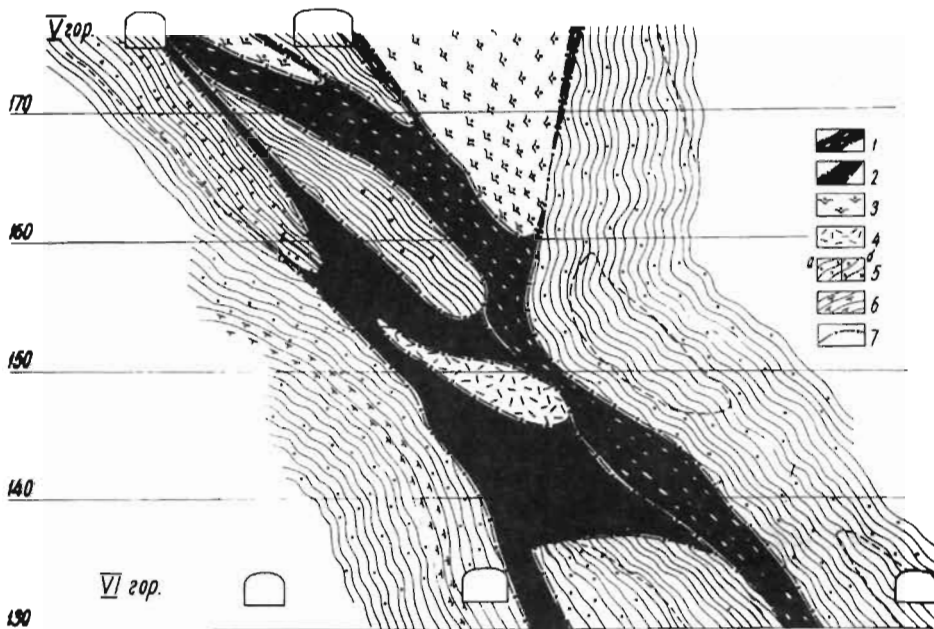


Рис. 26. Месторождение Каула. Геологический разрез по оси очистной камеры № 12 между V и VI горизонтами

1 – брекчиевидные руды; 2 – сплошные сульфидные руды; 3 – вкрапленные руды в серпентинитах; 4 – диабазы; 5 – оруденелые филлиты; 6 – туффиты; 7 – разрывные нарушения



Рис. 27. Оруденелая туфогенно-осадочная порода плочисто-полосчатой текстуры. Светло-серое – сульфиды, темно-серое и черное – прослои сланца. Месторождение Каула

Полированный штаф. Натуральная величина



Рис. 28. Оруденелый филлит сетчатой текстуры. Сульфиды (белое) выполнили трещины отслаивания (горизонтальные) и вторичной сланцеватости. Месторождение Каула.

Полированный штупф 1/2 натуральной величины

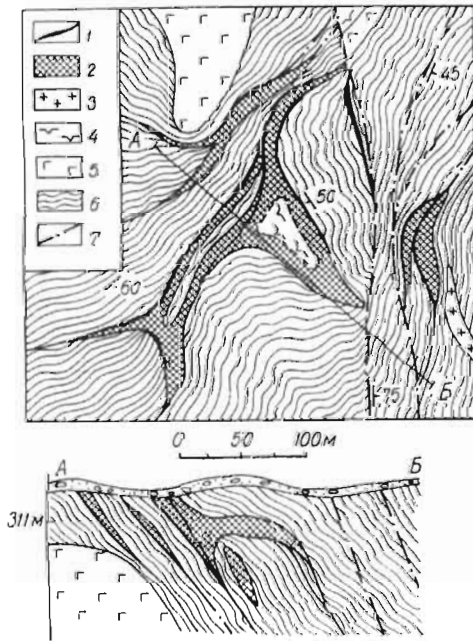


Рис. 29. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Промежуточное. По материалам комбината "Печенга-никель" и КНЦ РАН

1 – сплошные и брекчиевидные сульфидные руды; 2 – вкрапленные руды в серпентинитах; 3 – дайковый диабаз; 4 – серпентиниты; 5 – габбро; 6 – туфогенно-осадочные породы; 7 – разрывные нарушения.

бом в течение 1964–1970 гг. без предварительного государственного утверждения запасов руд.

Геологические условия залегания и морфология рудных тел

Участок месторождения сложен туфогенно-осадочными породами, которые собраны в складки, нарушены сдвиго-надвигами и сбросами и прорваны четырьмя небольшими телами рудоносных оталькованных серпентинитов (рис. 29). Интрузивные тела в соответствии со складчатой структурой имеют сложно изогнутую линзовидно-удлиненную форму. Наиболее крупное тело было расположено в центральной части месторождения. Оно простирается в северо-восточном направлении с изменяющимся падением на В-Ю-В ($30-45^\circ$) в центре и на В ($70-80^\circ$) – на северо-восточном фланге. Мощность его колеблется от нескольких метров до 35–40 м, в глубину прослежено до 80–100 м. Остальные интрузивные тела имеют меньшие размеры.

Структурную основу участка составляет сложно построенная флексуорооб-разная складка вмещающих пород с относительно пологим западным крылом и крутым восточным, вдоль которого проходит система параллельных меридиональных сбросов, образующих мощную зону дробления и расщепления по руч. Котсельйоки. По наблюдениям в отвесной скале на границе туфогенно-осадочной толщи с перекрывающими диабазами IV покрова амплитуда сброса восточного крыла вниз составляет 30 м, азимут простираения – $330-340^\circ$ [44]. При разработке месторождения на глубине отмечено изменение угла падения сброса в направлении с юга на север: с восточного ($80-90^\circ$) на западное ($70-80^\circ$).

По середине участка с запада на северо-восток простирается Главная меж-пластовая тектоническая зона, представленная здесь несколькими ветвями, которые в сочетании с меридиональным сбросом контролируют локализацию и размещение никеленосных интрузивов и рудных тел. Все никеленосные интрузивы расположены в области разворота Главной тектонической зоны на северо-восток и сочленения ее с меридиональной зоной разлома. Этим обусловлена изогнутая форма интрузивов и вытянутость их в субмеридиональном направлении.

Морфология рудных тел полностью определяется размерами и элементами залегания материнских интрузивов. Вблизи поверхности максимальная мощность наиболее крупного рудного тела составляла 20–25 м, с глубиной она постепенно уменьшалась и на отметке +200 м оно выклинилось совсем. Длина его по простираению – около 300 м, в глубину – от 80 до 100 м. Размеры трех других рудных тел находятся в пределах 100–180 м по длине и 5–15 м по мощности.

Строение рудных тел

В составе рудных тел отмечены те же типы руд, что и на месторождении Каула. Основу их составляют рядовые вкрапленные руды в оталькованных серпентинитах с содержанием никеля от 1 до 2%, меди – около 1%. Богатые вкрапленные руды залегают в виде узких полос мощностью 3–4 м вблизи нижних контактов массивов, примыкая к сплошным и брекчиевидным рудам вдоль тектонических зон. Мощность жил сплошных и брекчиевидных руд – 0,4–1,6 м, редко увеличивается до 4,5 м. Сплошными рудами выполнены также все окончания рудных тел за пределами материнских интрузивов на расстоянии от 10 до 35 м и полости отслоений в филлитах. На горизонте +311 м, примерно в 20 м от поверхности, в непосредственной близости к зоне меридионального сброса, среди расщепленных филлитов встречена жила сплошных руд мощностью около 2–2,5 м и протяженностью более 25 м. По-

слерудными подвижками сульфиды в ней претерпели интенсивный динамометаморфизм и перекристаллизацию. Аналогичные жилы меньших размеров отмечались и на других горизонтах.

Весьма незначительно распространены оруденелые плейчатые филлиты. Они отмечены во всех рудных телах в виде узких полос шириной от 5 до 3–4 м, сопровождающих оруденелые тектонические зоны.

Особенностью минерального состава руд месторождения Промежуточное является повышенное содержание в них вторичного магнетита, развивающегося за счет замещения сульфидов в процессе регионального метаморфизма.

Месторождения Котсельваара

Общие сведения

Месторождение Котсельваара расположено на северном склоне одноименной горной гряды и находится в 200 м к востоку от месторождения Промежуточное, на продолжении Главной оруденелой тектонической зоны Каулы (см. рис. 9). Оно обнаружено в 1921 г. экспедицией Геологической службы Финляндии. Разведывалось вначале финнами, позднее – канадцами, но из-за отсутствия вблизи от поверхности богатых руд было признано неперспективным. На основе детального геолого-структурного исследования в 1945–1950 гг. Г.И.Горбуновым [43] был сделан прогноз о возможном нахождении на глубине богатого сульфидного оруденения, который подтвердился в результате разведочных работ Печенгской ГРП в 1951–1963 гг.

С 1960 г. месторождение разрабатывается открытым и подземным способами, оно вскрыто до горизонта – 110 м. На горизонте +140 м подземный рудник соединен капитальным штреком с рудником Каула (VI горизонт) и далее – с металлургическим заводом. Западная его часть отработана карьером до отметки +270 м, восточная часть – рудником Каммикиви до горизонта +300 м. Ниже отметки +300 м рудные тела участка Каммикиви разрабатываются подземным рудником Котсельваара.

Геолого-структурное изучение месторождения от поверхности до горизонта +110 м выполнено Г.И.Горбуновым и Ю.А.Астафевым [6, 10], а нижних горизонтов – А.У.Корчагиным и А.И.Медниковым [80, 81].

Геология месторождения

Геологическое строение месторождения в основном повторяет характерные черты строения месторождения Каула. Никеленосный интрузив, к которому приурочено месторождение, расположен в самых верхах продуктивной туфогенно-осадочной толщи в непосредственной близости от перекрывающих эффузивных диабазов четвертого покрова (рис. 30). В составе туфогенно-осадочной толщи преобладают филлиты и песчаники, количество которых значительно уменьшается по разрезу снизу-вверх, при этом постоянно увеличивается количество прослоев туффигов и туфов. Туфогенно-осадочные породы собраны в мелкие складки с падением осей на Ю-ЮВ под углом 30–60°, нарушены сбросо-сдвигами и многочисленными трещинами. Среди них отмечены дайки и линзовидные тела среднезернистых диабазов.

В группе разрывных нарушений особо выделяется продолжение через все месторождение Главной оруденелой межпластовой тектонической зоны от месторождения Промежуточное на юго-западе до Каммикиви – на северо-

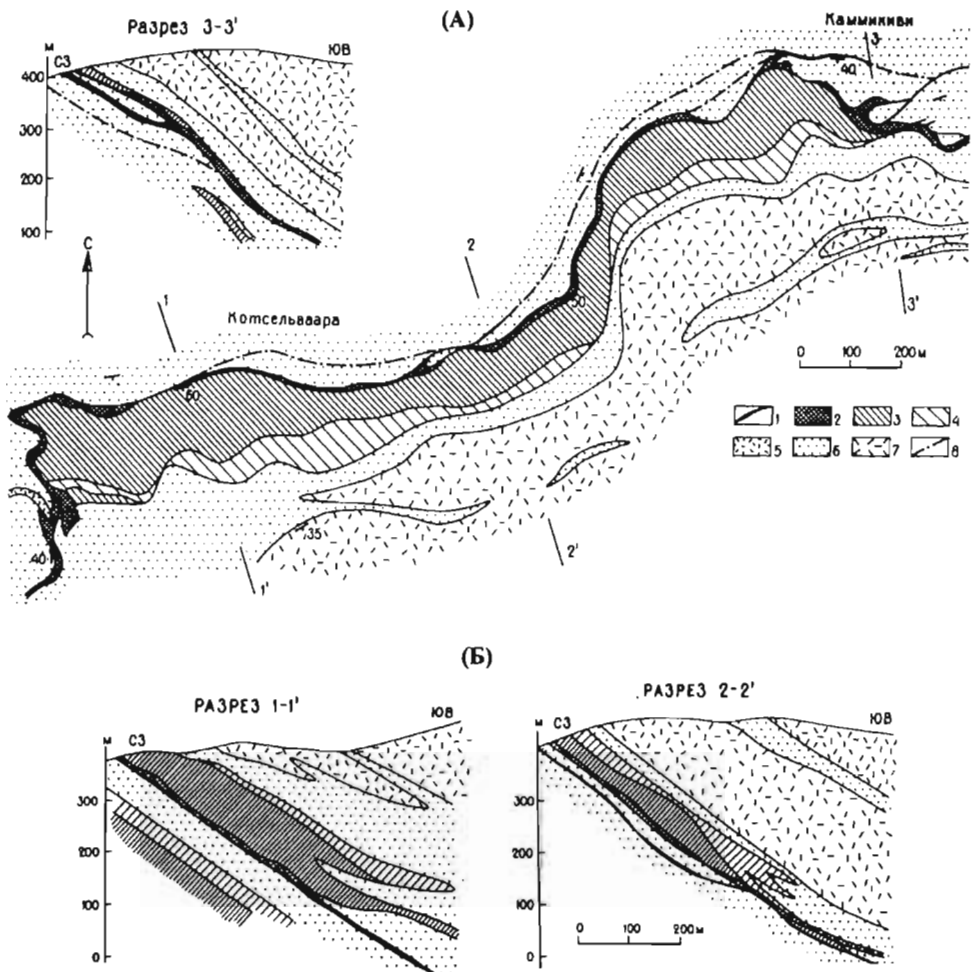


Рис. 30. Схематическая геологическая карта (А) и разрезы (Б) месторождений Котсельваара и Каммикииви (с учетом материалов "Печенганикель" и Печенгской ГРП)

1 – сплошные и брекчиевидные медно-никелевые руды; 2 – вкрапленные руды в серпентинитах; 3 – серпентиниты; 4 – габбро; 5 – дайковый диабаз; 6 – туфоогенно-осадочные породы; 7 – вулканогенные породы покрова; 8 – разрывные нарушения

востоке. Она отчетливо прослеживается вдоль подошвы никеленосного интрузива. При сопряжении этой зоны с крутопадающим сбросом в долине руч. Котсельйоки отмечается ее крутой поворот к югу и весьма интенсивное расланцевание пород параллельно плоскости сброса.

Никеленосный массив представляет собой изогнутое межпластовое интрузивное тело, протягивающееся в восток-северо-восточном направлении более чем на 2000 м и падающее на Ю-ЮВ под углом 30–40° в среднем под углом около 35° (см. рис. 30). Прослежено в плоскости падения на 1000–1200 м. Мощность его изменяется от 80 до 100–150 м в западной части, на восточном фланге и глубоких горизонтах уменьшается до 40–20 м. На западе массив резко выклинивается и расщепляется на несколько удлиненных тел.

Интрузив отчетливо дифференцирован на три части (снизу вверх): серпентиниты (измененные перидотиты) – около 70% объема, пироксениты – 5–6% и

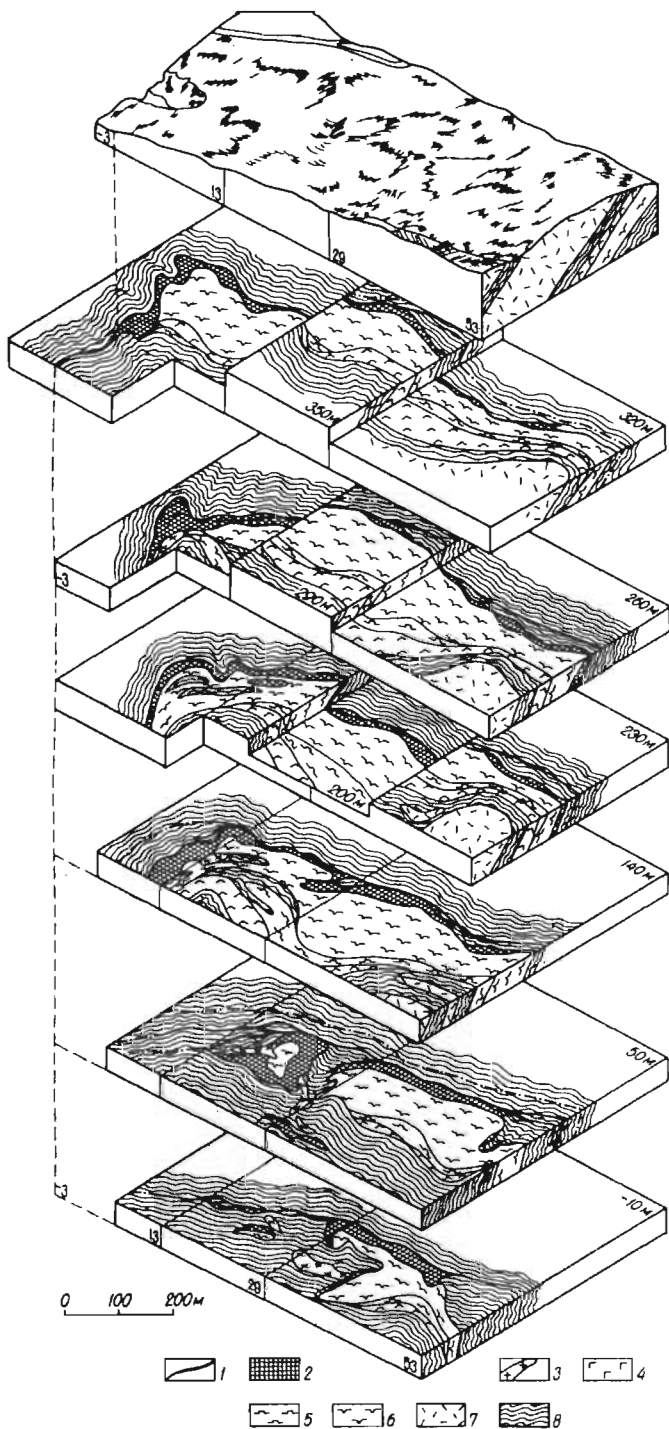


Рис. 31. Блок-диаграмма месторождения Котсельваара (с учетом материалов ГМК "Печенганикель")

1 – сплошные и брекчиевидные сульфидные руды; 2 – вкрапленные руды в серпентинитах; 3 – дайковый диабаз; 4 – габбро; 5 – пироксениты; 6 – серпентиниты; 7 – вулканогенные породы IV покрова; 8 – туфогенно-осадочные породы

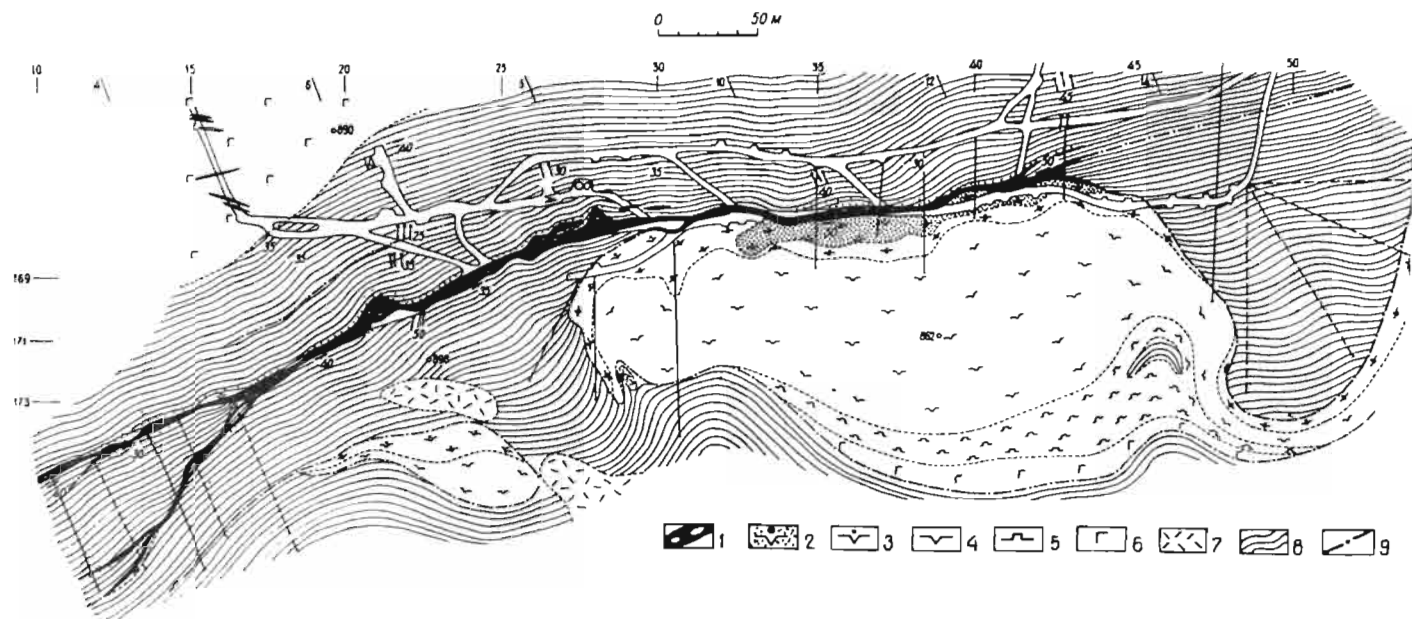


Рис. 32. Месторождение Котсельваара. Геологический план горизонта 20 м (с учетом материалов ГМК "Печенганиекль")
 1 – сплошные и брекчиевидные сульфидные руды; 2 – густовкрапленные руды в серпентинитах; 3 – рассеянно-вкрапленные руды в серпентинитах; 4 – серпентиниты; 5 – пироксениты; 6 – габбро; 7 – диабазы; 8 – туфогенно-осадочные породы; 9 – разрывные нарушения.

габбро – 24–25%. Наиболее полно расслоение массива проявлено в западной, более мощной, его части; на глубоких горизонтах и в восточной части количество пироксенитов и габбро в его составе уменьшается (рис. 31).

Сульфидное медно-никелевое оруденение почти полностью сконцентрировано в придонной части массива – в перидотитах и менее – в пироксенитах. Содержание никеля и меди в габбро определяется сотыми и тысячными долями процента. Массив в значительной степени эродирован, но по сравнению с месторождением Каула степень его сохранности гораздо выше благодаря тому, что богатые руды, сконцентрированные в нижних прикорневых частях массива, оказались в основном ниже современного уровня эрозионного среза.

Морфология и структура рудных тел

Месторождение Котсельваара представлено по существу одним рудным телом, залегающим в нижней придонной части дифференцированного массива. Оно сопровождается несколькими жилами и линзами так называемых отщепленных брекчиевых руд, незначительных по размерам и запасам (рис. 32).

По форме месторождение в целом представляет собой изогнутую в соответствии со складчатостью вмещающих пород пластообразную залежь, простирающуюся вместе с материнским интрузивом в В-СВ направлении на 2000 м – вплоть до месторождения Каммикиви. Мощность ее изменяется в западной части от 1–2 до 25 м, в среднем составляет около 10 м, в восточной – от 1 до 10 м, в среднем – около 4 м. Месторождение разведано на глубину более 500 м по вертикали, на отметке – 100 м оно полностью выклинивается. По простиранию и падению отмечаются локальные раздувы мощности в местах резкого изменения элементов залегания, особенно в синклинальных углублениях подошвы массива, где, с одной стороны, увеличивается мощность вкрапленных и брекчиевидных руд, а, с другой, – сами руды более насыщены сульфидами. Наблюдаемые пережимы, наоборот, приурочены чаще всего к антиклинальным складкам (рис. 33). Влияние складчатой структуры проявилось также и в характере выклинивания рудоносного интрузива на западном фланге месторождения, где произошло расщепление его на три языка и затем постепенное выклинивание в пределах антиклинальной складки (см. рис. 31).

Дифференцированный ультраосновной массив, в пределах которого сосредоточена подавляющая масса сульфидных руд, представляет собой структурную основу месторождения. Однако большое значение в локализации сульфидных руд имеют и разрывные тектонические нарушения, приуроченные преимущественно к подошве массива.

Главная оруденелая тектоническая зона, выполненная повсеместно брекчиевыми рудами, вблизи поверхности и на верхних горизонтах месторождения проходит почти строго вдоль поверхности нижнего контакта массива, не внося каких-либо существенных изменений в морфологию рудного тела. На нижних горизонтах она местами значительно отклоняется от контакта в сторону филлитов лежащего бока.

Ответвления отщепленных брекчиевидных руд во вмещающие сланцы вдоль разрывных нарушений отмечены на обоих флангах месторождения. Так, на западном фланге оруденелая зона отходит от рудоносного массива в области максимального прогиба синклинальной складки и, несколько изгибаясь, разделяется на ряд оруденелых ответвлений согласно слоистости филлитов.

Наиболее протяженная жилообразная залежь брекчиевидных руд, названная для удобства подсчета запасов северным отщепленным рудным телом, имеет протяженность по простиранию 800 м и по падению – 600 м, в том числе полностью за пределами массива до 100 м – на верхних горизонтах и 200 м

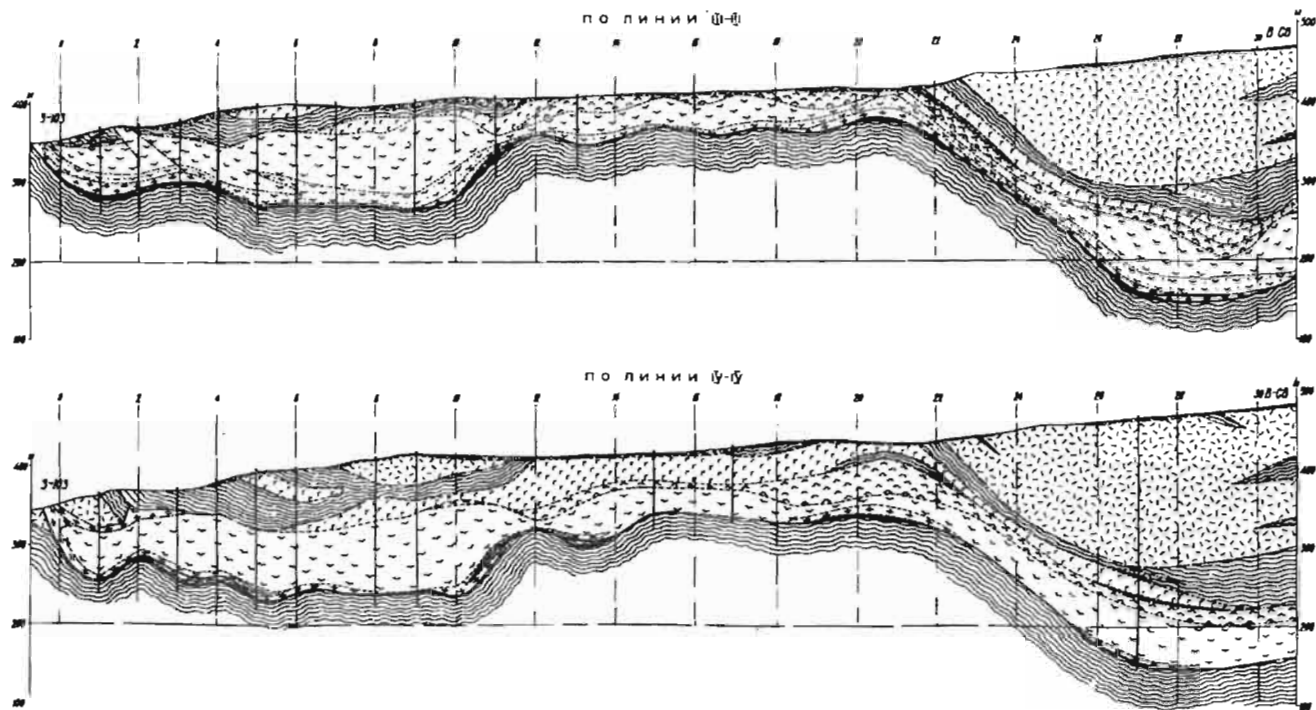


Рис. 33. Месторождение Котсельваара. Продольные геологические разрезы (по материалам Печенгской ГРП)
Условные обозначения см. на рис. 32.

– на нижних. Мощность ее изменяется от 0,1 м на флангах до 4–8 м и более – в центре (см. рис. 31).

В центре месторождения от Главной зоны также отходит ряд значительных ответвлений, падающих к ЮВ под углом 50–60°, часть которых выполнена брекчиевидными и даже сплошными рудами, а другая часть – тальк-стеатитовыми и кальцитовыми жилами. На восточном фланге, где месторождение непосредственно соединяется с рудными телами месторождения Каммикиви, снова наблюдается явление сложного разветвления Главной тектонической зоны, но уже в обратном – северо-восточном – направлении.

Ориентировка перистых сколовых ответвлений от Главной зоны (см. рис. 32) указывает на смещение вдоль нее пород всячего бока к западу относительно филлитов лежащего бока. С другой стороны, на поперечных разрезах наблюдается надвигание пород всячего бока по зоне. На такое направление движений указывает ориентировка сланцеватости и обломков в брекчиевидной руде. Следовательно, Главная тектоническая зона представляет собой сдвиг-надвиг. Маломощные блоки оруденелых серпентинитов вероятнее всего являются оторванными частями единого рудного массива и указывают на наличие повторных тектонических движений в процессе становления массива и рудообразования.

Рудное тело месторождения Котсельваара складывается в основном двумя типами руд: сульфидными брекчиевидными (около 16%) и вкрапленными рудами в серпентинитах (около 78%); сплошные сульфидные руды и оруденелые филлиты имеют незначительное распространение, брекчиевидные руды полностью приурочены к Главной тектонической зоне и ее ответвлениям, повсеместно рассланцованы и динамометаморфизованы. Цементированные сульфидными обломки в основном являются филлитами, но вблизи рудоносного массива и на некотором удалении от него они представлены также рассланцованными серпентинитами. Границы брекчиевидных руд с оруденелыми серпентинитами всегда резкие, с зеркалами скольжения. Состав цемента в руде зависит от состава боковых пород. Там, где жила брекчиевидной руды залегает в контакте с оруденелыми серпентинитами, он сложен пирротином, пентландитом и халькопиритом и характеризуется высоким содержанием никеля (до 5%) и меди (до 2,5%). Но при удалении от массива в руде постепенно уменьшается содержание сульфидов никеля и меди – вплоть до полной смены их пирит-пирротиновым составом с примесью сфалерита и арсенидов, в сопровождении кварца, кальцита и альбита.

Вкрапленные сульфидные руды в измененных перидотитах распространены в самой придонной части массива, причем количество сульфидов в них постепенно уменьшается снизу вверх, вследствие чего верхняя граница рудного тела устанавливается только опробованием. Весьма незначительное распространение имеют богатые прожилково-вкрапленные руды, которые приурочены к местам максимального прогиба дна массива. Особенностью минерального состава вкрапленных руд является повышенное содержание в них талька, карбоната и магнетита как следствие позднейшего гидротермального метаморфизма.

Месторождение Каммикиви

Общие сведения

Месторождение Каммикиви, открытое в 1925 г., находится на северо-восточном окончании месторождения Котсельваара (см. рис. 9, 30). В течение

двух последующих лет разведывалось финнами, до открытия месторождения Каула считалось самым перспективным. В 1941–1944 гг. оно разрабатывалось открытым способом под контролем оккупационных войск.

В послевоенные годы Печенгской ГРП проведена детальная геологическая съемка и доразведка глубоких горизонтов месторождения [44]. В 1951 г. комбинат Печенганикель приступил к строительству здесь подземного рудника и добыче руды карьером. Подходной штольной Главное рудное тело вскрыто на горизонте +300 м, затем проходкой восстающих и горизонтальных горно-подготовительных выработок оно вскрыто по всей длине на трех этажах: +300, +320 и +340 м. Отбитая руда доставлялась автотранспортом на рудник Каула. Оработка глубоких частей рудного тела Каммикиви ниже отметки +300 м позднее осуществлена уже подземным рудником Котсельваара.

Геология и генезис медно-никелевого месторождения Каммикиви освещены в работах Х.Вайрина [146], М.В.Денисовой [43], Э.Н.Елисеева [64], Б.И.Папушис [64], Ю.А.Астафьева [3, 6] и многих других исследователей. Наиболее полное его описание после завершения обработки дано Г.И.Горбуновым [47].

Геологические условия залегания и морфология рудных тел

Участок месторождения сложен сильно дислоцированными породами продуктивной толщи, среди которых залегают межпластовые интрузивные тела ультраосновных и основных пород (рис. 34). С юга и юго-востока толща перекрыта диабазом IV покрова.

В центре участка залегает восточное окончание никеленосного дифференцированного массива Котсельваара-Каммикиви, который имеет здесь следующее строение (снизу-вверх): серпентиниты – 70–90 м, пироксениты – 4–5 м, габбро – 20 м. В приподошвенной части массива находится Главное рудное

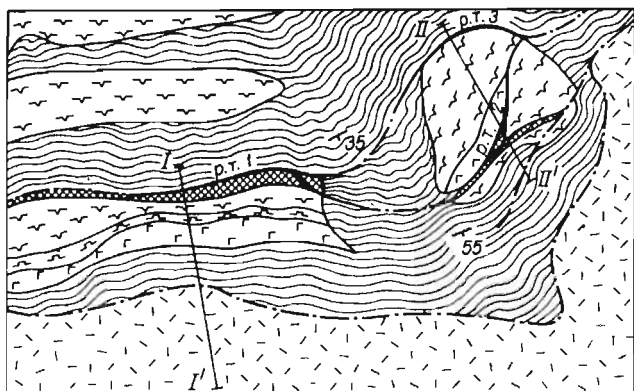
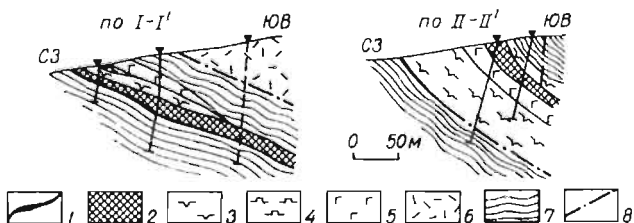


Рис. 34. Схема структуры месторождения Каммикиви (по Г.И.Горбунову)

1 – брекчиевидные и сплошные сульфидные руды; 2 – вкрапленные руды в серпентинитах; 3 – серпентиниты; 4 – пироксениты; 5 – габбро; 6 – диабазы; 7 – туфогенно-осадочные породы; 8 – разрывные нарушения. Р.т. – рудное тело.



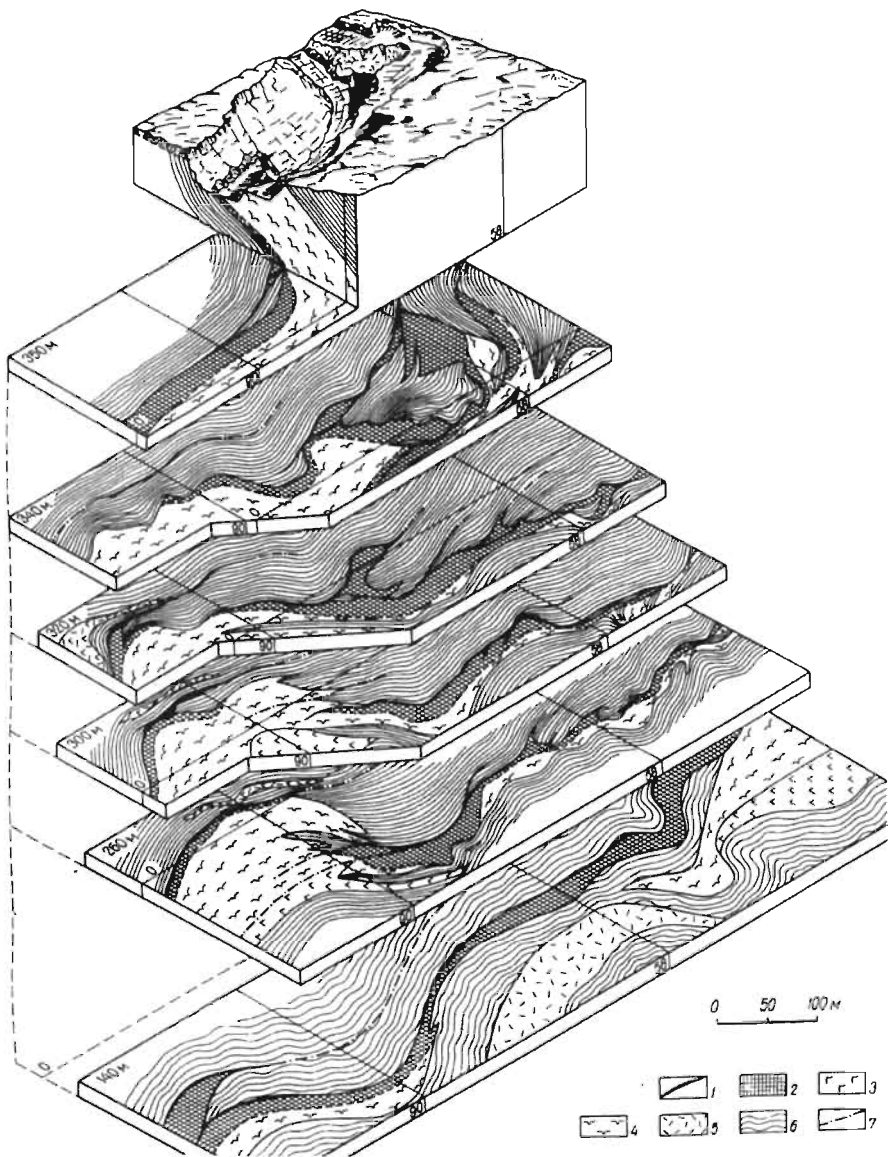


Рис. 35. Блок-диаграмма месторождения Камкииви (с учетом материалов ГМК "Печенганикель")

1 – сплошные и брекчиевидные сульфидные руды; 2 – вкрапленные руды в серпентинитах; 3 – габбро; 4 – серпентиниты; 5 – диабазы; 6 – туфогенно-осадочные породы; 7 – разрывные нарушения

тело месторождения Камкииви – рудное тело 1. Разведанные позднее глубокие части рудоносного массива геологической службой комбината включены в состав месторождения Котсельваара. В северо-восточной части участка залегают второй рудоносный массив, имевший на выходе округлую форму и сложенный в основном серпентинитами и габбро. Массив разбит сбросами на ряд

блоков. Вдоль северного – нижнего – контакта массива разведано рудное тело 3, а в юго-восточной – верхней части – рудное тело 2.

Рудное тело 1 на выходе на поверхность имело форму изогнутой пластообразной залежи протяженностью 300 м и мощностью от 2 до 20 м, погружающейся на юг под углом 30°. Максимальная мощность отмечалась в центре синклинального прогиба, где и был заложен очистной карьер. Рудное тело залегает в приподошвенной части рудоносного массива и сложено сверху прожилково-вкрапленными и вкрапленными рудами в серпентинитах, а внизу – полосчатыми сплошными сульфидными рудами, локализовавшимися вдоль контакта массива с подстилающими филлитами. Вдоль обоих боков зоны сплошных руд залегают тонкие полоски брекчиевидных руд. В отличие от месторождения Каула здесь крайне незначительна мощность оруденелых филлитов – всего 20–60 см.

На обоих флангах постепенно уменьшается количество богатых руд и общая мощность залежи. На вскрытых подземным рудником глубоких горизонтах обнаружались значительные изменения ее формы, обусловленные складчатой структурой вмещающих пород, наряду с уменьшением количества сплошных руд наблюдается выполаживание и разветвление залежи на ряд жиллообразных тел, отходящих на северо-восток, в сторону лежачего бока массива (рис. 35). Рудоносный массив разбит дизъюнктивными нарушениями со смещением отдельных блоков, и, что характерно, эти нарушения выполнены богатыми брекчиевидными рудами. На самом нижнем горизонте рудная залежь снова приобретает довольно простую, слегка изогнутую форму. Все апофизы, отходящие в сторону лежачего бока, выклиниваются, заметно возрастает мощность брекчиевидных руд, в то же время почти полностью исчезают сплошные руды.

Рудное тело 2 расположено в восточной части участка, в верхах округлого дифференцированного массива. На выходе имеет У-образную форму из-за разветвления оруденелой тектонической зоны (см. рис. 34). Основная северо-восточная ветвь падает на юго-восток под углом 40–50°, меридиональное ответвление – к востоку под тем же углом. Рудное тело приурочено к приподошвенной части или самостоятельного массива, что мало вероятно, или к оторванному и сдвинутому блоку того же массива, который находится в его лежачем боку.

В любом случае, данное рудное тело отделено от подстилающих габбро основного массива тектонической зоной, вдоль которой залегают пачки филлитов. Рудное тело сложено вкрапленными рудами в серпентинитах и сплошными сульфидными рудами, мощность которых достигает 2 м.

Рудное тело 3, расположенное вблизи нижнего контакта того же округлого массива, имеет в плане серповидную форму, падает к юго-востоку под углом 40–50°. Длина его на выходе – около 120 м, мощность – 4,2 м. Сложено главным образом сплошными и брекчиевидными рудами, причем брекчиевидные руды мощностью около 1 м слагают верхнюю часть залежи. При удалении от материнского массива они постепенно сменяются безрудной кварцевой брекчией.

Структура месторождения

Размещение и локализация рудных тел месторождения Каммикиви, как видно из изложенного, контролируется прежде всего никеленосными массивами, их морфологией и внутренним строением. В свою очередь локализация самих массивов определяется складчатой структурой вмещающих пород. Анализируя положение обоих рудоносных массивов в общей геологической структуре участка (см. рис. 34), можно видеть, что они приурочены примерно

к одной и той же структурной линии, но на выходе разобщены крутым флексуорообразным перегибом, осложненным меридиональными сбросами.

Существенное влияние на локализацию эпигенетических сплошных и брекчиевидных руд оказали разрывные тектонические нарушения, сеть которых по существу является единой, сложно разветвленной тектонической зоной, имеющей в плане S-образные очертания и представляющую собой продолжение Главной тектонической зоны месторождений Каула-Промежуточное-Котсельваара. На участке Каммикиви Главная зона, входя в область меридионального флексуорообразного перегиба, многократно разветвляется, образуя веер расходящихся на северо-восток тектонических зон, которые затем за пределами второго рудоносного массива вновь сближаются и продолжают далее на северо-восток, до участка Западное Ортоайви. Некоторые из этих ответвлений так же, как и Главная зона, несомненно были заложены еще в начальный период складчатости. Поэтому последовавшая затем интрузия никеленосной магмы частично использовала и эти мелкие тектонически ослабленные полости, что обусловило образование рудных апофиз.

Позднее, в период рудоотложения и после него, по этим тектоническим зонам произошло еще одно смещение пород, затронувшее сами интрузивы, вследствие чего возникла та сложная форма рудных тел, которая наблюдалась в подземном руднике Каммикиви (см. рис. 35), а также при доразведке глубоких горизонтов месторождения Каммикиви и Западное Ортоайви, объединенных под названием Семилетка.

Строение рудных тел

Рудные тела месторождения Каммикиви слагаются в основном вкрапленными рудами в серпентинитах и сплошными сульфидными рудами. Гораздо меньшее распространение имеют брекчиевидные руды и оруденелые филлиты.

Размещение отдельных типов руд вполне закономерно. Так, в Главном рудном теле его нижняя часть сложена прожилково-вкрапленной рудой в филлитах, мощность которой не превышает 0,5–0,6 м. Выше залегают брекчиевидные и сплошные сульфидные руды, выполняющие полость тектонической зоны. Локализация сплошных руд в тектонической зоне приурочена обычно к нижнему или верхнему контактам и, как правило, сплошные руды отделяются от брекчиевых тектоническим швом, нередко с послерудными зеркалами скольжения и перекристаллизацией сульфидов (рис. 36). В брекчиевидных рудах, залегающих среди филлитов, в составе обломков присутствует жильный кварц (рис. 37), тогда как в руде с обломками оруденелых серпентинитов среди жильных минералов отмечаются выделения карбонатов (доломита, кальцита и др.) (рис. 38).

Особенностью строения оруденелой тектонической зоны является наличие на ее флангах фациальных изменений в минеральном составе руд, обусловленных вначале появлением более поздней парагенетической ассоциации минералов: виолярит + магнетит + пирит + сидерит, развивающихся за счет пентландита, пирротина и халькопирита, а затем, по мере удаления от материнского массива, – постепенной сменой медно-никелевых руд пирит-пирротиновыми с кварцем.

Верхние части рудных залежей слагаются во всех случаях оруденелыми серпентинитами, которые составляют 60–65% общего объема руд. Несмотря на высокое содержание сульфидов (нередко до 50%), в руде сохраняется реликтовая пойкилитовая структура перидотита, подчеркиваемая отблесками сульфидов, заместивших зерна моноклинного пироксена в процессе автотоморфизма.



Рис. 36. Контакт брекчиевидных и сплошных полосчатых сульфидных руд. Черное – обломки боковых пород, серое – сульфиды, темно-серые полосы на контакте – деформированный пирротин. Месторождение Каммикиви
Полированный штуф. Нат. вел.

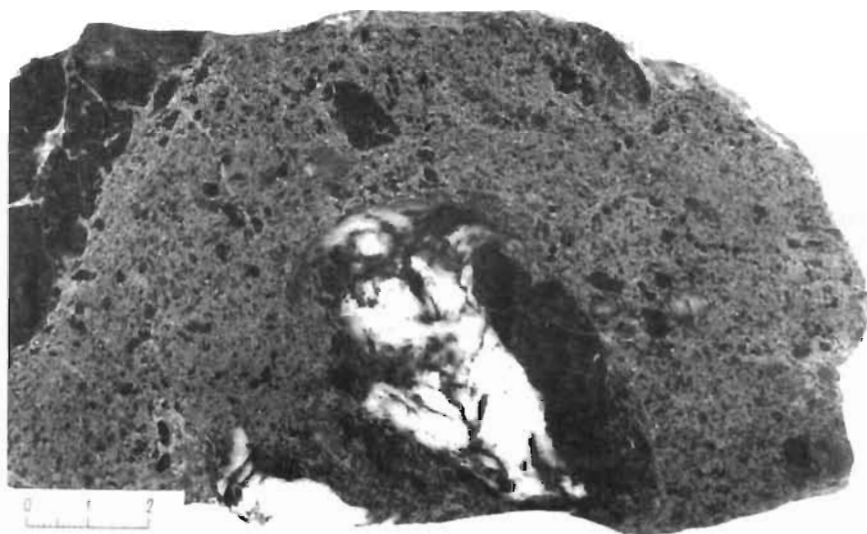


Рис. 37. Брекчиевидная руда с округлыми обломками филлитов (черное). Некоторые обломки филлитов содержат кварц (белое), а также вкрапленность сульфидов. Месторождение Каммикиви
Полированный штуф.



Рис. 38. Брекчиевидная руда с обломками оталькованного серпентинита. Вверху выделяется более крупный обломок рассеянно-вкрапленных приконтактовых руд с прожилками сульфидов и кальцита (белое). Вокруг обломка – тальковая оболочка. Месторождение Каммикиви.

Полированный штуф. 3/5 нат. вел.

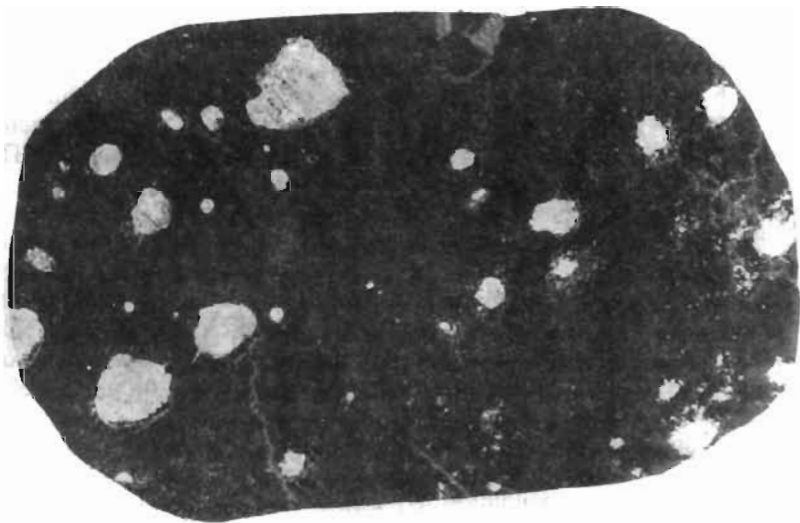


Рис. 39. Контактная рассеянно-вкрапленная руда гнездовой текстуры. Округлые выделения сульфидов (белое) в амфибол-хлоритовой породе. Месторождение Каммикиви.

Полированный штуф. 3/5 нат. вел.

В Главном рудном теле отмечено снижение содержания сульфидов и металлов в непосредственной близости от нижнего контакта массива и появле-

ние так называемых пятнистых руд, в которых на фоне мелкой рассеянной рудной вкрапленности резко выделяются округлые расслоенные выделения сульфидов размером от 2–4 до 15 мм (рис. 39). Эти руды отмечаются только в узкой полосе (до 80 см) при отсутствии вдоль контакта брекчиевидных руд. Весьма часто по периферии сульфидных выделений наблюдается черный аморфный серпофит. Как показали микроскопические исследования, такие выделения сульфидов в зоне эндоконтакта возникли путем выполнения "пустот" или пузырьков, первоначально заполненных газом, и, что, следовательно, в морфологическом отношении они представляют собой сульфидные миндалины [47].

Снижение общего содержания сульфидов в эндоконтактовой зоне массива, очевидно, можно объяснить условиями быстрого застывания и кристаллизации рудоносной магмы на границе с вмещающими породами, когда основная масса сульфидов еще не успела отликвироваться и переместиться вниз.

При пересечении оруденелых серпентинитов жилами сплошных или брекчиевидных руд нередко наблюдается расслаивание их и образование по изогнутым трещинам вторичной сланцеватости густой сети параллельных прожилков позднего халькопирита (рис. 40). Следовательно, брекчиевидные и сплошные руды отложились гораздо позднее формирования основной массы вкрапленных руд в серпентинитах.

Месторождение Семилетка

Общие сведения

Месторождение Семилетка является непосредственным продолжением в глубину восточных рудных тел месторождения Каммикиви и находящегося в 900 м далее на северо-восток месторождения Западное Ортоайви, открытого и разведанного в 20-х гг. финнами, но из-за малых масштабов признанного бесперспективным [146]. В 1945 г. оно подверглось канавной разведке экспедицией Ленинградского геологического управления под руководством В.А.Перевозчиковой и также не получило положительной оценки.

Позднее, в 1954–1956 гг., Г.И.Горбунов, опираясь на опыт изучения месторождений Каула, Котсельваара и Каммикиви, провел детальное геологоструктурное изучение месторождения и, с учетом результатов предыдущих разведок, пришел к заключению о возможном продолжении рудных тел на глубину. В работе [45] им приведена подробная характеристика месторождения Западное Ортоайви, расположенного в придонной части самого верхнего дифференцированного интрузива и отдаленного от перекрывающих диабазов IV покрова только узкой пачкой туфогенно-осадочных пород.

Рудное тело представляет собой пластообразную залежь видимой протяженностью около 400 м и мощностью от 2 до 5,5 м, падающую на юг под углом 40–50°. Оно сложено в основном вкрапленными рудами в серпентинитах с маломощным прослоем сплошных сульфидных руд вдоль тектонического контакта. В западной части рудное тело разбито поперечным крутопадающим сбросом со смещением восточного блока вниз на 60 м. Канавами и скважинами это нарушение не вскрыто, но продолжение его в висячем боку месторождения отчетливо прослежено по обнажениям. Это обстоятельство не было принято во внимание при первоначальной пессимистической оценке месторождения, что отложило его изучение на 10 лет.

Начатая в 1961 г. Котсельваарской ГРП буровая разведка под руководством И.А.Яковлева участка к югу от рудной зоны Каммикиви-Западное Ор-



Рис. 40. Контакт сплошной полосчатой руды с рассланцованными и оруденелыми серпентинитами. От сплошной руды в серпентиниты по изогнутым перистым трещинам отходят прожилки позднего халькопирита. Белое на контакте – кальцит, светло-серые зерна в сплошной руде – пентландит. Месторождение Каммикиви
Полированный штупф.

тоайви в течение 5 лет привела к открытию на глубине целой серии пластинообразных тел богатых медно-никелевых руд, в большинстве своем не выходящих на дневную поверхность. Разведанному новому месторождению было присвоено наименование "Семилетка".

С 1968 г. месторождение находится в эксплуатации рудником Каула-Котсельваара; до горизонта 1260 м оно уже отработано. Ниже вскрыто горными выработками на горизонтах 230, 210, 180 и 140 м.

Структура месторождения

Месторождение Семилетка находится на участке резкого изменения простираения рудоконтролирующих структур от северо-восточного к широтному, обусловленного четко выраженным флексурным перегибом пород со смещен-

ным к северу восточным крылом (рис. 41). Смыкающее крыло флексуры короткое и крутое, осложнено пликативными и разрывными нарушениями. Ширина флексуры – 350–400 м, амплитуда смещения крыльев – порядка 250–300 м. Дислоцированные породы смыкающего крыла флексуры имеют северо-восточное простирание и падение на юго-восток под углом 30–60°, породы восточного крыла простираются в широтном направлении с более пологим падением на юг под углом 25–40°. Поэтому в структуре месторождения выделяются два участка: западный, включающий в себя комплекс сложнодислоцированных пород смыкающего крыла флексуры, и восточный, имеющий простое строение.

В западной части размещение никеленосных интрузивов и рудных тел контролируется двумя структурными элементами: субмеридиональной зоной смятия и межпластовыми нарушениями.

Зона смятия шириной от 20 до 40 м, прослеженная в горных выработках в субмеридиональном направлении более чем на 300 м, представлена интенсивно смятыми туфогенно-осадочными породами с отдельными тектоническими швами мощностью от 0,2 до 2 м. Падение ее крутое в восточном направлении под углом 60–80°. В зоне отмечаются дайки диабазов и рассланцованные оруденелые тела серпентинитов, жилы брекчиевидных и линзы густовкрапленных медно-никелевых руд, имеющие также крутое восточное падение. Залегание вмещающих пород в зоне смятия преимущественно субмеридиональное и резко отличается от соседних участков, где они имеют широтное простирание и пологое (30–40°) юго-восточное падение.

В 50 и 170 м к востоку от зоны смятия и параллельно ей залегают еще два оруденелых крутопадающих интрузивных тела и секущие дайки диабазов.

От зоны смятия в восточном направлении веерообразно отходят межпластовые тектонические зоны, к которым приурочены оруденелые маломощные интрузивные тела серпентинитов. В смыкающем крыле флексуры они расположены на разных уровнях разреза верхней части продуктивной толщи, имеют северо-восточное простирание и юго-восточное падение под углом 30–50°. Рудоносные интрузивы на сопряжении межпластовых и субмеридиональных зон образуют коленообразные изгибы, и структурный мотив этот повторяется неоднократно. Отмеченная зона смятия в своем южном конце пересекается под острым углом региональным сбросом Каммикиви, отчетливо выраженным здесь двумя крутопадающими параллельными тектоническими зонами дробления и рассланцевания пород мощностью до 3 м с тектонической глиной трения; расстояние между зонами – 60 м. Сбросовые нарушения пересекают никеленосные интрузивы и рудные тела, разбивая их на блоки со смещением относительно друг друга. Зафиксировано смещение пород и руд по западному нарушению на 35–40 м, по восточному – порядка 5 м; в обоих случаях опущен восточный блок. При пересечении и смещении рудоносных интрузивов и рудных тел наблюдается рассланцевание материнских оруденелых пород и отложение сплошных и брекчиевидных руд, которые обычно не распространяются вдоль нарушения дальше, чем на 10 м от интрузивов.

Восточная часть месторождения протяженностью около 1000 м характеризуется относительно спокойным залеганием пород. Никеленосные слегка изогнутые интрузивы залегают согласно с туфогенно-осадочными породами. Оруденелая межпластовая тектоническая зона обычно проходит вдоль нижнего контакта рудоносного интрузива и нередко пересекает его.

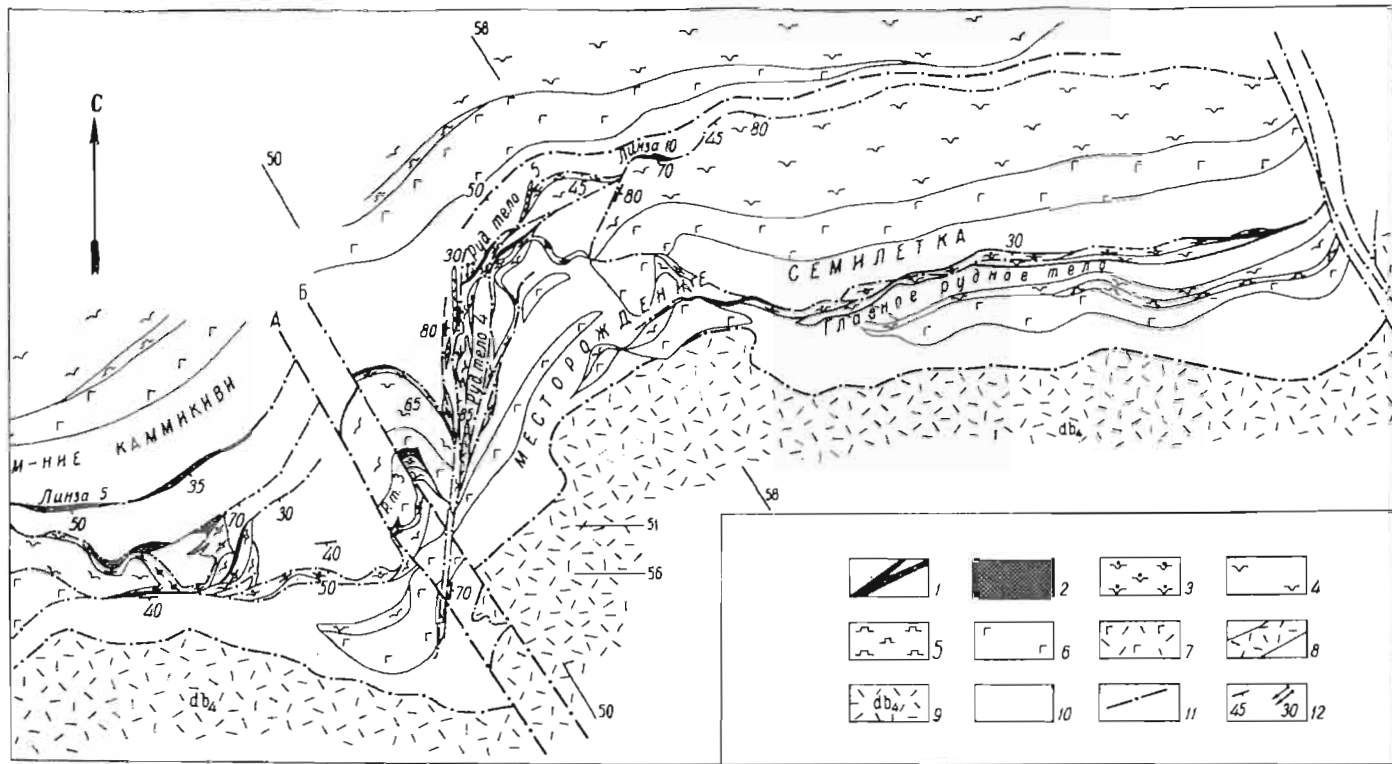


Рис. 41. Месторождение Семилетка. Геологический план горизонта 340 м. По материалам ГМК "Печенганикель" и КНЦ РАН

1 – сплошные и брекчиевидные сульфидные руды; 2 – густовкрапленные руды в серпентинитах; 3 – рассеянно-вкрапленные руды в серпентинитах; 4 – серпентиниты; 5 – пироксениты; 6 – габбро; 7 – габбро-диабазы; 8 – дайки диабазов; 9 – вулканогенные породы IV покрова; 10 – туфогенно-осадочные породы; 11 – разрывные нарушения; 12 – элементы залегания и погружения шарниров поперечных складок (стрелки).

Морфология и строение рудных тел

В состав месторождения Семилетка входит 10 рудных тел самых различных размеров. Все рудные тела, за исключением Главного, залегают кулисообразно в западной части месторождения в пределах смыкающего крыла флексуры и характеризуются небольшими размерами и сложным строением.

Первые три рудных тела в своих верхних частях относились к месторождению Каммикиви, но в подсчете запасов по нему не были учтены. Поэтому при доразведке они включены в состав месторождения Семилетка. Эти тела кратко описаны выше и к настоящему времени полностью отработаны. Отметим лишь, что второе рудное тело на глубине после небольшого перерыва разведано как рудное тело 4.

Рудное тело 3 на глубине оказалось смещенной частью рудоносного массива месторождения Котсельваара-Каммикиви, сброшенной по системе поперечных нарушений разлома Каммикиви. С запада оно ограничено разрывным нарушением; на востоке, склоняясь в юго-западном направлении, выклинивается одновременно с окончанием интрузива. В плане рудное тело образует залежь с выпуклостью, обращено к северо-западу, с падением на юго-восток под углом 60° . По простирацию оно прослежено на 150 м, по падению – на 100 м, по склонению вытянуто в южном направлении на 300 м. Системой крутопадающих тектонических нарушений разлома Каммикиви оно разбито на ряд блоков, перемещенных относительно друг друга на первые метры. Рудное тело сложено сплошными, брекчиевидными, вкрапленными и густовкрапленными рудами в серпентинитах. Богатые руды мощностью 2–5 м локализуются в шарнирной части синклинального изгиба.

Рудное тело 4 расположено ниже тела 3 и представляет собой прерывистую залежь, простирающуюся в северо-восточном направлении на 300 м с падением на юго-восток под углом $30\text{--}40^\circ$. Оно приурочено к маломощному интенсивно рассланцованному интрузиву серпентинитов, растащенному на отдельные линзы. На западном фланге рудное тело, изменяя свое простираение, примыкает к зоне смятия, по которой прослежено в южном направлении на 150 м, с крутым падением на восток под углом $70\text{--}80^\circ$. Эта часть залежи при детальной разведке относилась к рудному телу 2. Рудное тело 4 на флангах ветвится, сопровождается большим количеством линз оруденелых ультраосновных пород, залегающих согласно с вмещающими сланцами. Средняя мощность рудного тела около 10 м. Оно сложено преимущественно вкрапленными рудами в серпентинитах, в лежащем боку залегают брекчиевидные руды мощностью 0,2–0,5 м. Богатое оруденение сосредоточено на сопряжении рудного тела с зоной смятия. Мощность сплошных, брекчиевидных и густовкрапленных руд достигает здесь нескольких метров.

Рудное тело 5 расположено в северо-восточной части смыкающего крыла флексуры и приурочено к подошве небольшого интрузива серпентинитов. Рудоносный интрузив прослежен в северо-восточном направлении на 300–350 м. Мощность его резко увеличивается на восточном фланге от 5–10 до 30–40 м.

Морфология рудного тела определяется строением приподошвенной части массива и оруденелой межпластовой тектонической зоной, приуроченной к лежащему боку интрузива. Рудное тело представляет собой пластообразную залежь, склоняющуюся в южном направлении. На восточном фланге она опирается в мощный дифференцированный интрузив, на западном – резко изменяет свое простираение с юго-западного на юго-восточное и залегает несогласно с вмещающими породами, примыкая к рудному телу 4. Соответственно угол падения залежи изменяется от $30\text{--}45^\circ$ в юго-восточном направлении, до

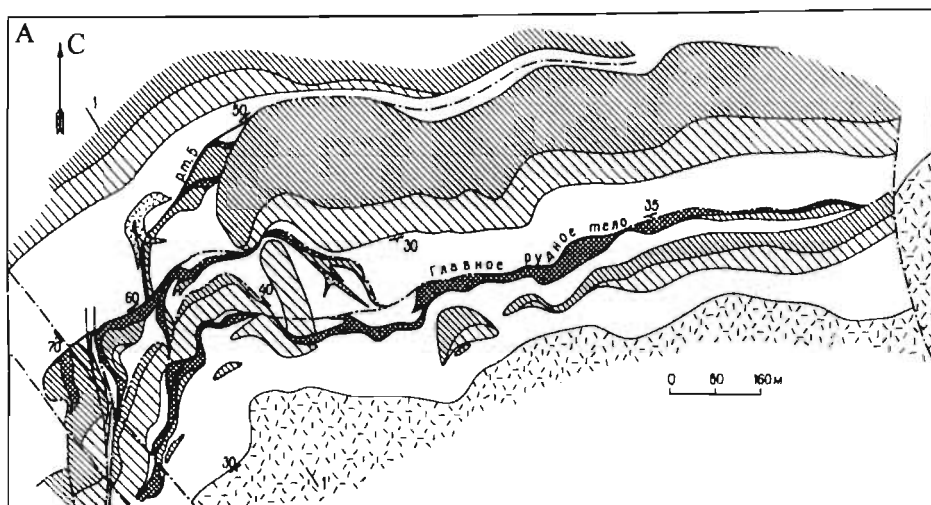


Рис. 42. Схематический геолого-структурный план горизонта 210 м месторождения Семилетка (А) и геологический разрез (Б) (по материалам комбината "Печенганикель" и КНЦ РАН). Р.т. – рудное тело

1 – сплошные и брекчиевидные медно-никелевые руды; 2 – вкрапленные руды в серпентинитах; 3 – серпентиниты; 4 – габбро; 5 – дайки диабазов; 6 – туфогенно-осадочные породы; 7 – вулканогенные породы IV покрова; 8 – разрывные тектонические нарушения.

70–85° – в северо-восточном. В этой части рудное тело пересечено дайками диабазов (рис. 42).

На верхних горизонтах рудное тело сложено вкрапленными рудами в серпентинитах, в меньшей степени – брекчиевидными. С глубиной роль богатого оруденения резко возрастает, в лежащем боку появляются сплошные и густовкрапленные руды в серпентинитах.

Рудные тела и линзы, залегающие в пределах смыкающего крыла флексуры, характеризуются небольшими размерами и весьма сложным строением. При юго-восточном падении, согласно с общим падением вмещающих пород, все они вытянуты по склонению в южном направлении в виде лентообразных залежей.

Главное рудное тело приурочено к маломощному (10–30 м) выдержанному массиву серпентинитов, залегающему в восточном крыле флексуры. В отличие от вышеописанных рудных тел оно имеет довольно простое пластообразное строение, прослежено по простиранию в широтном направлении на 1000 м с падением на юг под углом 30–45°. Мощность рудного тела изменяется от 5

до 30 м. На восточном фланге оно срезается безрудным дифференцированным интрузивом вблизи Ортоайвинского сброса; на западном – расщепляется на ветви и выклинивается. В смыкающем крыле флексуры на продолжении Главного рудного тела на верхних горизонтах отмечаются отдельные оруденелые линзы серпентинитов, которые на глубине объединяются в единую протяженную залежь (см. рис. 42).

Рудное тело сложено главным образом рядовыми вкрапленными рудами в серпентинитах. Нижний контакт массива интрузивный, не сорванный, представлен тонкозернистой пироксен-амфиболовой породой мощностью 1–2 м, содержащей редкую вкрапленность сульфидов. Выше располагаются серпентиниты, обогащенные сульфидами, количество которых уменьшается в сторону висячего бока интрузива. Богатое оруденение имеет незначительное распространение и развито на флангах рудного тела. Сплошные, брекчиевидные и густовкрапленные руды в серпентинитах встречаются в продольной тектонической зоне, проходящей внутри массива.

Богатые руды сосредоточены главным образом в области флексурного изгиба. Они представлены сплошными, брекчиевидными и густовкрапленными рудами в серпентинитах, локализуются как в лежачем боку рудоносных интрузивов, так и образуют небольшие самостоятельные рудные тела, жилы и линзы в межпластовых нарушениях и в зоне смятия. Контакт богатых густовкрапленных руд с рядовыми вкрапленными рудами и безрудными серпентинитами обычно резкий, часто тектонический, ограничен трещинами, выполненными сульфидами с карбонатом и тальком. Редко удается наблюдать несогранный переход от густовкрапленных к рядовым вкрапленным рудам, когда количество сульфидной вкрапленности резко изменяется на расстоянии 5–10 см от 30–50% до 5–10%. Густовкрапленные руды в серпентинитах вместе с брекчиевыми иногда занимают секущее положение по отношению к материнскому интрузиву, удаляются от его подошвы в подстилающие сланцы по оруденелой межпластовой тектонической зоне. В отдельных случаях, как это было установлено в лежачем боку рудного тела 5, густовкрапленные руды содержат блоки серпентинитов размером 0,5x0,2 м, сульфиды в которых практически отсутствуют.

Сплошные сульфидные медно-никелевые руды слагают линзы, выполняя полости отслоения, приуроченные к границам пород различной компетентности, встречаются на сопряжении межпластовых тектонических зон с зоной смятия. Они обычно залегают в нижней части рудного тела и имеют резкий контакт с густовкрапленными рудами в серпентинитах и с вмещающими туфогенно-осадочными породами.

Брекчиевидные руды выполняют межпластовые зоны и их перистые ответвления, проходящие вдоль лежачего бока рудоносных массивов, а также встречаются в зоне смятия в виде крутопадающих жил и линз. Брекчиевидные руды по тектоническим зонам могут удаляться от интрузивного тела на десятки метров. Иногда они не образуют единой сплошной залежи, а залегают в виде ряда субпараллельных сложноветвящихся жил, которые соединяют отдельные интенсивно расланцованные оруденелые линзы серпентинитов, растащенные по зоне. Это особенно характерно для рудного тела 4.

Центральная часть Печенгского рудного поля

В размещении месторождений и рудопроявлений в Центральной части рудного поля подмечены следующие закономерности:

1. В пределах продуктивной туфогенно-осадочной толщи месторождения располагаются двумя рядами или этажами. Один ряд находится в низах толщи (с запада на восток): рудопроявления Восточное Ортоайви, Северное Соукерйоки, месторождения Мирона и Киердживор, а второй – в середине и верхах толщи – месторождения Соукер и Райсоайви и рудопроявления Каменистое.

2. Рудопроявления Пахтаярви и Колосйоки залегают в породах III вулканогенного покрова.

Рудопроявление Восточное Ортоайви

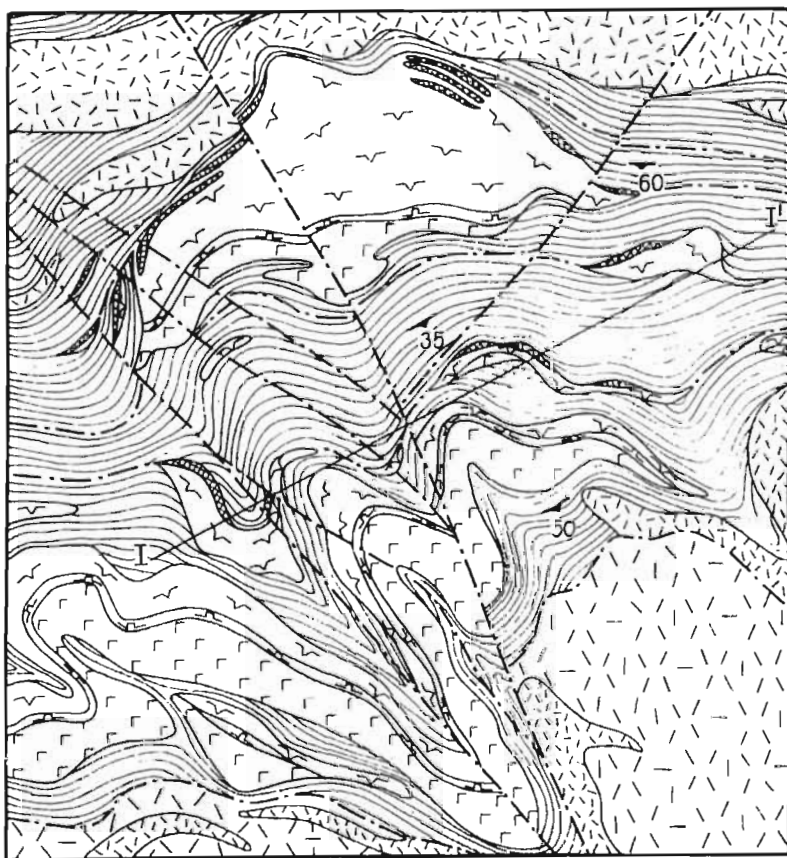
Расположено у подножья одноименной высоты в 1200 м к северо-востоку от месторождения Семилетка, за пределами регионального поперечного разлома Ортоайви. Приурочено к самому нижнему ультраосновному массиву [47]. На выходе рудная залежь мощностью до 5 м частично прослежена геофизическими и горно-буровыми работами на расстояние свыше 100 м. Руда представляет собой сильно раздробленный оталькованный серпентинит с мелкой вкрапленностью сульфидов. Количество сульфидной вкрапленности возрастает к верхнему тектоническому контакту и к подошве интрузива. Контурные рудной залежи не разведаны.

Месторождение Соукер

Месторождение Соукер находится в 3 км к восток-северо-востоку от месторождения Семилетка. Оно приурочено к одному из крупнейших дифференцированных массивов ультраосновных и основных пород, залегающему в средней части разреза продуктивной толщи (см. рис. 9). Поисковые работы на участке Соукерского массива ведутся с 1950 г. (А.М.Дудкин, Ю.И.Филимонов и др.), и к настоящему времени он изучен до глубины 500–900 м.

Соукерский массив вытянут в близширотном направлении на 1500 м и залегает согласно с вмещающими породами, повторяя очертания замковой части крупной синклиальной складки (рис. 43). Мощность его в центре достигает 400 м, к флангам она постепенно уменьшается. Западный фланг массива вблизи проходящего здесь Соукерского разлома от поверхности до глубины 200–250 м круто изогнут, имеет почти меридиональное простирание и падает в восточном направлении под углом 60–75° с постепенным выполаживанием на глубине до 35–40°. По данным буровых работ массив резко выклинивается на глубине около 500 м. На его продолжении в глубину залегает другой рудоносный интрузив, значительно меньший по мощности. Массив Соукер сложен измененными перидотитами (около 80% объема), пироксенитами и габбро. Характерной особенностью строения является резкая неконформность границ раздела дифференциатов контактам массива.

Сульфидное медно-никелевое оруденение сконцентрировано главным образом в приподошвенной части массива в серпентинизированных перидотитах. Выделяются два пластообразных рудных тела, залегающих согласно. Наиболее крупное из них протягивается с небольшими пережимами вдоль всего лежачего бока массива. Мощность его изменяется от 1 до 40 м, нарастая к средней части, а также в прогибах подошвы. По падению оно прослеживается до выклинивания массива. Второе рудное тело, расположенное выше первого на расстоянии 10–30 м, несколько меньше его по размерам. В 30–50 м выше второго рудного тела в центральной части массива залегают небольшие линзы



Разрез по I-I'

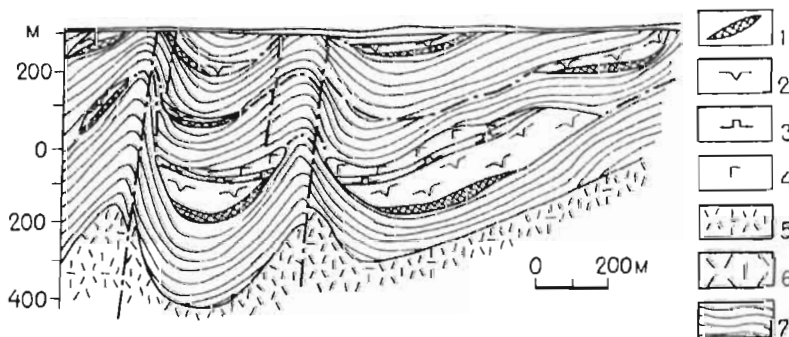


Рис. 43. Месторождение Соукер. Геологическая карта и разрез. По материалам Печенгской ГРП и КНЦ РАН

1 – вкрапленные руды в серпентинитах; 2 – серпентиниты и серпентинизированные перидотиты; 3 – пироксениты; 4 – габбро; 5 – габбро-диабазы; 6 – диабазы IV вулканогенного покрова; 7 – туфогенно-осадочные породы продуктивной толщи.

аналогичных медно-никелевых руд. Протяженность их достигает 130 м, мощность – до 20 м.

Основная масса руд в обоих телах и линзах относится к бедным рассеянно-вкрапленным и содержит 0,4–0,6% никеля. На флангах и на глубине местами подсечены скважинами только маломощные, богатые густовкрапленные и прожилково-вкрапленные руды.

На юго-западном фланге участка, несколько ниже рудоносного массива, вскрыты небольшие линзообразные интрузивы, сложенные оруденелыми хлорито-талковыми породами. Они приурочены к ответвлениям тектонической зоны, контролирующей размещение Соукерского массива, и локализованы на участке резкого их изгиба под влиянием северо-западной антиклинальной структуры (см. рис. 43). Медно-никелевые руды, связанные с этими маломощными интрузивами, как правило, богатые густовкрапленные и брекчиевидные. Такие же небольшие интрузивы, но менее минерализованные, известны и на северо-восточном фланге.

Кроме сульфидных медно-никелевых руд в серпентинитах массива Соукер интенсивно развита хризотил-асбестовая минерализация. Две зоны повышенной асбестоносности мощностью 15 и 40 м согласно протягиваются в пределах всего массива и прослеживаются по падению на 200 и 500 м.

На участке месторождения Соукер выделяются, по крайней мере, три никеленосных яруса. Самый нижний из них включает Соукерский массив и связанное с ним оруденение. Во втором ярусе, расположенном в 20–100 м выше Соукерского массива, залегает интрузив, не выходящий даже под морену (см. рис. 43, разрез). Судя по скважинам, его длина по падению превышает 1500 м, а протяженность по простиранию достигает 800 м. Наибольшую мощность (до 130 м) он имеет на глубине около 600 м от поверхности. Ярус сложен хлоритизированными серпентинитами; в небольших количествах встречены габбро и пироксениты. Тела бедных вкрапленных медно-никелевых руд оконтурены в массиве на глубине от 150 до 800 м от поверхности. Единичными скважинами вскрыты богатые вкрапленные руды мощностью до 5 м. Оба яруса приурочены к средней части разреза продуктивной толщи. Следующий никеленосный ярус расположен в верхней ее части и фиксируется двумя небольшими дифференцированными массивами на обоих флангах. Рудные тела в них сложены также преимущественно бедными вкрапленными рудами, среди которых местами отмечаются богатые вкрапленные и сплошные руды мощностью до 3 м.

Структура месторождения определяется на западе узкой поперечной антиклинальной складкой, переходящей к востоку в широкую асимметричную синклиналиную складку. Обе складки погружаются на юго-восток по азимуту около 160°. Вдоль крутого юго-западного борта синклиналиной складки проходит региональный разлом, сопровождаемый серией зон межпластовых разрывных нарушений. Замковая часть синклиналиной складки и крылья (особенно северо-восточное) осложнены дополнительными узкими складками той же ориентировки. Рудоносные ультраосновные интрузивы приурочены к наиболее прогнутым частям основной синклиналиной складки и расположены в них несколькими этажами вдоль межпластовых тектонических зон.

Месторождение Райсоайви

Месторождение Райсоайви находится в 6 км восточнее месторождения Семилетка. Оно приурочено к крупному дифференцированному массиву основных и ультраосновных пород, залегающему в верхах средней части разреза продуктивной толщи (рис. 44). Месторождение открыто в 1955 г., оно детально изучалось Г.И.Горбуновым [47], А.М.Дудкиным и др.

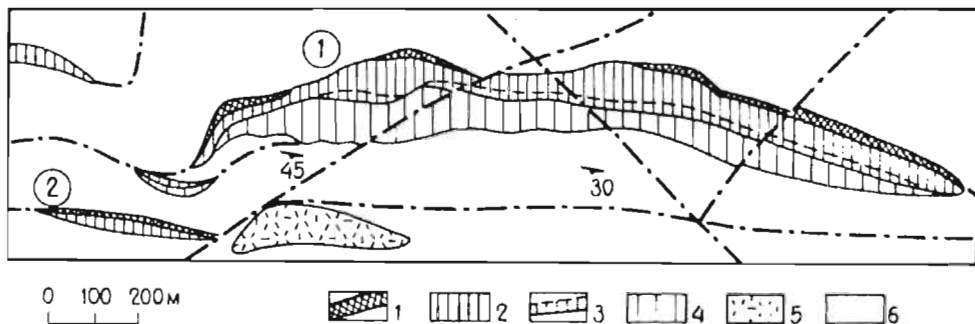


Рис. 44. Геологическая карта участка месторождения Рейсовый (1) и рудопроявления Каменистое (2). По материалам Печенгской ГРП и КНЦ РАН

1 – вкрапленные руды в серпентинитах; 2 – серпентинизированные руды в серпентинитах; 3 – пироксениты; 4 – габбро; 5 – габбро-диабазы; 6 – туфогенно-осадочные породы

Рудоносный массив пластообразной формы вытянут в близширотном направлении на 1800 м по простиранию и прослежен почти на 1000 м по падению. Мощность его 180–200 м, она увеличивается в местах прогиба подошвы. Массив залегает согласно с вмещающими породами, падает к югу под углом от 45° в западной части, до 60° – в восточной. Массив дифференцирован на всем протяжении, при этом в западной части в нем существенно преобладают габбро, в восточной – серпентиниты. Вдоль нижнего контакта протягивается зона дробления и расланцевания пород. Массив расчленен разрывными нарушениями на ряд блоков со смещениями.

В нижней части массива выделены три рудных тела. Два из них – в западной части, в углублениях дна, протяженность каждого – 200–250 м. Западное рудное тело имеет мощность в среднем около 7 м, оно прослежено на 400 м по падению; восточное, мощностью около 3 м, прослежено по падению на 250 м. Оба рудных тела сложены бедными вкрапленными рудами с содержанием никеля 0,5–0,6%. Третье рудное тело расположено в восточной части массива, имеет протяженность около 750 м по простиранию и 350 м по падению. Руды тоже вкрапленные, но содержание полезных компонентов более высокое, чем в западной части месторождения. Отдельные сгущения сульфидной вкрапленности отмечаются и выше рудных тел в виде "висячих" линз. На западном фланге месторождения, на контакте оруденелых серпентинитов с туфогенно-осадочными породами в небольшом количестве встречены сплошные медно-никелевые руды.

В структурном отношении участок месторождения представляет собой широкую открытую к юго-востоку асимметричную синклиналию складку, ось которой проходит на западном фланге рудоносного массива и ориентирована под углом 150–155° в юго-восточном направлении. Складка имеет короткое юго-западное и длинное северо-восточное крыло. К ней и к межпластовой тектонической зоне приурочен Райсовый рудоносный массив. Выше этого массива в продуктивной толще выявлены мелкие тела ультраосновных пород с неравномерной сульфидной вкрапленностью, протягивающиеся цепочкой и фиксирующие еще одну рудоконтролирующую межпластовую тектоническую зону. С одним из таких интрузивов связано рудопроявление Каменистое.

Рудопроявление Каменистое выявлено в 1966 г. А.М.Дудкиным. Рудоносный дифференцированный интрузив залегает в верхней части разреза продуктивной толщи в 200 м юго-западнее массива Рейсовый. Длина его по прости-

ранию – около 700 м, мощность – 30 м, по падению прослежен на 1000–1200 м, имеет юго-восточное склонение. Сложен главным образом интенсивно оталькованными серпентинитами, в небольших количествах присутствуют пироксениты и габбро. В придонной части интрузива почти на всем протяжении выделяется пластообразное рудное тело мощностью от 1 до 20 м, несколько выше его – еще три коротких прерывистых тела. Медно-никелевое оруденение в основном бедное и рядовое вкрапленное, лишь на флангах отмечаются линзообразные обособления густовкрапленных и брекчиевидных руд.

Месторождение Мирона

Месторождение Мирона расположено в 1,5 км к северо-востоку от месторождения Райсойви в самых низах продуктивной толщи. Участок характеризуется крутым залеганием туфогенно-осадочных пород с падением на юг-юго-восток под углом 60–80°, плотно насыщенных межпластовыми массивами габбро-диабазов и никеленосных ультраосновных и основных пород. Геологическая структура осложнена серией крутопадающих межпластовых и поперечных субмеридиональных нарушений.

Выделяются два дифференцированных рудоносных массива (рис. 45). Северный массив открыт и разведывался финнами, позднее – изучался Г.И.Горбуновым [47]. Он имеет пластообразную форму, на западном фланге сложно ветвится на ряд клиновидных внедрений вдоль межпластовых тектонических нарушений восток-юго-восточного простирания с падением на юг-юго-восток под углом 50–80°, принадлежащих к одной сложной тектонической зоне, вероятно продолжающейся далеко на запад – вплоть до месторождения

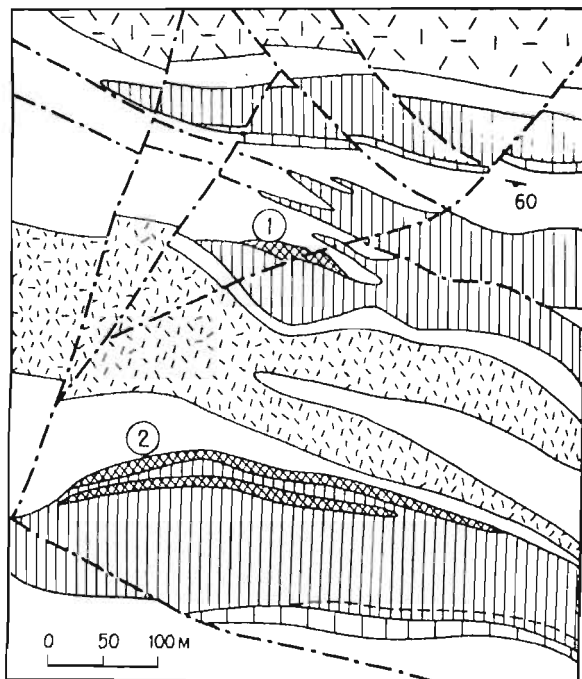
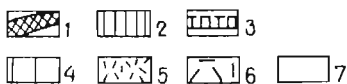


Рис. 45. Геологическая карта участка месторождения Мирона. По материалам Печенгской ГРП

1 – вкрапленные руды в серпентинитах; 2 – серпентинизированные перидотиты; 3 – пироксениты; 4 – габбро; 5 – габбро-диабазы; 6 – туфогенно-осадочные породы продуктивной толщи; 7 – диабазы III вулканогенного покрова. Цифры в кружках: 1 – Северная Мирона, 2 – Южная Мирона



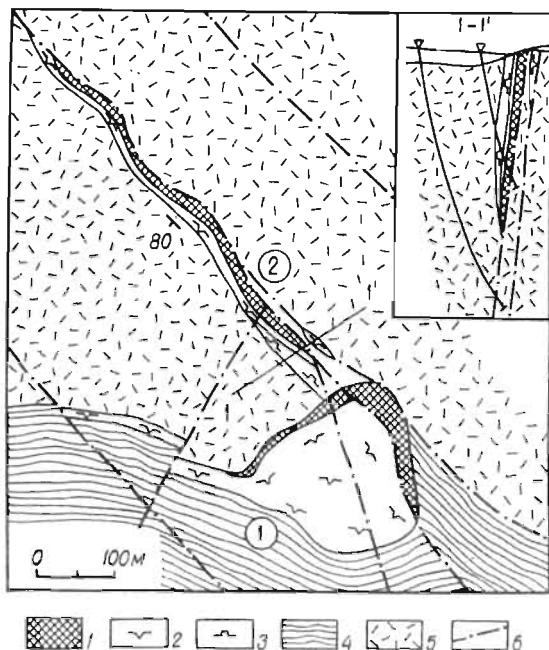


Рис. 46. Рудопроявления Северное Соукерйоки (1) и Пахтаярви (2). Геологическая карта и разрез. По материалам Печенгской ГРП

1 – вкрапленные руды в серпентинитах; 2 – серпентинизированные перидотиты; 3 – пироксениты; 4 – туфогенно-осадочные породы продуктивной толщи; 5 – диабазы III вулканогенного покрова; 6 – разрывные нарушения.

дения Северное Соукерйоки и далее, а также в восточном направлении до участка Киерджипор.

Рудное тело представляет собой узкую зону интенсивно оруденелых оталькованных серпентинитов мощностью 3–6 м в нижней приконтактной части массива. На самом контакте залегает жила брекчиевидных руд мощностью 0,2–0,5 м. Протяженность рудного тела 200 м, оно прослежено на глубину на 100 м, затем выклинивается.

Южная группа рудных тел связана с дифференцированным массивом, не выходящим на поверхность, она выявлена Печенгской ГРП в 1965 г. Массив протягивается почти на 1000 м по простиранию и 350–400 м по падению, мощность его колеблется от 70 до 150 м. Он сложен преимущественно серпентинитами, лишь в центральной части в небольшом количестве присутствуют пироксениты и габбро. Оруденение установлено на западном фланге массива, на участке наибольшего прогиба дна. Выделены три рудных тела, залегающих друг над другом. Самое нижнее из них, находящееся в основании массива, наиболее протяженное и мощное (до 10–12 м), сложено густовкрапленными рудами. Два других рудных тела немного короче, значительно сближены между собой, имеют мощность 2–4 м и сложены бедными вкрапленными рудами. На глубину они протягиваются на 400 м. Разделяющие их серпентиниты содержат рассеянную сульфидную вкрапленность.

Особенностью минерального состава руд месторождения Мирона является отсутствие в них пирита и высокое содержание позднего метасоматического магнетита, образовавшегося за счет замещения пирротина и пентландита. Нередко его количество достигает количества сульфидов и составляет 10% объема руды.

Рудопроявление Северное Соукерйоки

Рудопроявление Северное Соукерйоки расположено в 1 км к северу от месторождения Райсоайви, в самом низу продуктивной толщи, на контакте с

вулканитами III покрова (рис. 46). Оно приурочено к нижней части серпентинитового массива, локализовавшегося в ядре синклинальной складки. Протяженность его по простиранию – 450 м, по падению – около 400 м, мощность не превышает 50 м. В лежачем боку массива проходит тектоническая зона широтного простирания, падающая параллельно контакту к югу под углом 60°, на глубине выполаживающаяся до 30°. Морфология рудного тела в соответствии с морфологией массива имеет форму корытообразной залежи мощностью 10–15 м. Оно сложено бедными вкрапленными рудами, среди которых местами отмечаются линзы богатых вкрапленных руд. Вблизи тектонической зоны руды интенсивно рассланцованы и оталькованы. В восточной части рудного тела встречена линза сплошных сульфидных руд с высоким содержанием пентландита и никеля (до 6%).

Рудопроявления Пахтаярви и Колосйоки

Рудопоявление Пахтаярви, открытое Печенгской ГРП в 1958 г., приурочено к падающему на юго-запад под углом 75–80° плитообразному интрузивному телу, локализовавшемуся в толще метадиабазов и шаровых лав III вулканогенного покрова вдоль Пахтаярвинского разлома, который своим юго-восточным концом примыкает к подошве рудопоявления Северное Соукерйоки (см. рис. 46). На глубине 300 м от поверхности интрузив выклинивается. Мощность его в средней части достигает 25 м. Интрузив слагают измененные верлиты и оливиновые пироксениты, в эндоконтактных частях (с обоих боков) – амфиболизированные пироксениты. Медно-никелевое оруденение распространено практически во всем интрузиве, за исключением приконтактных пироксенитов. Руды – бедные вкрапленные и лишь местами – богатые густовкрапленные, с характерной для печенгских руд минеральной ассоциации.

Пространственное положение рудоносного интрузива контролируется Пахтаярвинским разломом, представляющим собой систему крутопадающих трещин северо-западного простирания. На продолжении разлома к северо-западу от описанного интрузива выявлено еще несколько небольших рудоносных интрузивных тел (рис. 47). По данным поисково-разведочных работ (Н.И. Захарова, Г.П. Дудкина и др., 1988 г.), все эти тела имеют дайко- и линзообразную форму, протягиваются на 250–1200 м. В глубину большинство из них прослежено на 600–700 м, отдельные тела выклиниваются через 300–400 м. В их строении принимают участие измененные верлиты, пироксениты, реже – габбро. Оруденение также в основном бедное вкрапленное.

Цепочка интрузивов протягивается на северо-запад почти на 5 км. Предполагается, что далее эта рудоносная зона дугообразно переходит в субширотную, к которой приурочено рудопоявление Колосйоки (см. рис. 9).

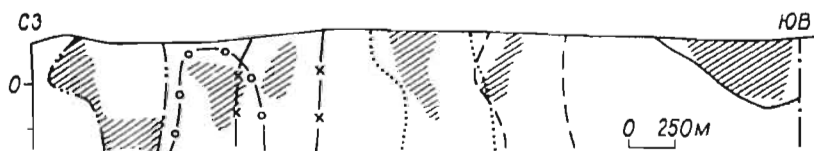


Рис. 47. Рудоносные интрузивы в Пахтаярвинской тектонической зоне. Проекция на вертикальную плоскость. По Н.И. Захаровой и Г.П. Дудкиной (1988 г.)
Контурные отдельные интрузивов показаны различными знаками. Заштрихованы рудные тела

Рудопроявление Колосйюки, открытое в 1964 г., находится также за пределами продуктивной туфогенно-осадочной толщи в вулканитах III покрова и приурочено к кососекающей тектонической зоне субширотного простирания. Рудоносный интрузив имеет четковидную форму, с раздувами и пережимками, длина его по простиранию – около 700 м, мощность – от 3 до 25 м. Интрузив дифференцирован от габбро до верлитов. Медно-никелевое оруденение неравномерное, локализовано в измененных верлитах (амфиболовых серпентинитах, хлорит-амфиболовых породах) в центральной части интрузива. Руды – вкрапленные и прожилково-вкрапленные, изредка встречаются сплошные; по составу и соотношению минералов не отличаются от пахтаярвинских руд.

Рудопроявление Хангаслахденваара

Расположено на фланге рудного поля к западу от месторождения Каула и приурочено к маломощному дифференцированному массиву основных и ультраосновных пород силлообразной формы, залегающему в верхах продуктивной туфогенно-осадочной толщи. Массив прослежен по простиранию на 300 м, по падению – в отдельных сечениях – до 100 м и более, мощность его достигает 100 м. Верхняя часть массива сложена пироксенитами и габбро незначительной мощности, в низах разреза расположены оталькованные серпентиниты и апосерпентиниты с редко встречающимися реликтами магматических структур пироксеновых оливинитов. Для отдельных участков характерны хлорит-тальковые и тремолит-тальковые ассоциации. Рудопроявление представлено несколькими линзообразными телами вкрапленных руд, суммарная протяженность которых по простиранию достигает 100 м, максимальная мощность – 5 м. Оруденение характеризуется типичной для печенгских месторождений пирротин-пентландит-халькопиритовой ассоциацией, отличаясь высокой степенью перекристаллизации. Содержание никеля в отдельных пробах составляет 1,3%, меди – 0,98%, в среднем, соответственно, 0,55 и 0,31%.

Северо-Каульское рудопроявление

Находится в 800 м севернее месторождения Каула, в центральной части разреза продуктивной толщи, приурочено к нижним частям нескольких дифференцированных интрузивов основных-ультраосновных пород, протягивающихся по падению и простиранию на несколько тысяч метров при мощности до 250 м. Интрузивы в основном сложены оталькованными и хлоритизированными серпентинитами. Приподошвенные части их представлены тальковыми сланцами, иногда переходящими в характерную для приконтактных участков амфибол-хлоритовую породу.

Горизонты рассеянно-вкрапленного оруденения включают несколько пласто- и линзообразных тел, вытянутых по простиранию от первых сотен метров до 800 м при мощности до 25–30 м и прослеженных по падению до 1000 м. Максимальное содержание никеля – 1,25%, меди – 0,60%. Сульфиды представлены пирротинном, пентландитом и халькопиритом; нередко присутствуют магнетит и ильменит. Размер вкрапленников – от мельчайших до 1–2 мм. Повсеместно отмечаются структуры замещения сульфидов магнетитом и силикатами. В количественном отношении содержание сульфидов увеличивается от поверхности к более глубинным участкам интрузивов.

Северо-Котсельваарское рудопроявление

Расположено к северу от месторождения Котсельваара, приурочено к низам габбро-перидотитового дифференцированного интрузива, залегающего в средней части разреза продуктивной толщи на одном уровне с Северо-Каульским рудопроявлением. Интрузив вытянут по простиранию на 5 км, имеет мощность до 160 м и прослежен по падению более, чем на 100 м. В количественном отношении его гипербазитовая часть значительно преобладает над габбровой и представлена главным образом серпентинитами. По сравнению с другими интрузивными телами данного участка породы интрузива менее метаморфизованы. Нередко сохраняется первичная магматическая структура породы, в центральной части интрузива встречаются реликты незамещенного оливина.

Оруденение находится на некотором удалении от подошвы интрузива в виде висячих горизонтов протяженностью по падению и простиранию до 400–500 м. В гипербазитовой части оно представлено преимущественно сидеронитовой сульфидной вкрапленностью обычного состава, подвергшейся замещению вторичным магнетитом. Содержание никеля незначительное и колеблется в пределах 0,3–0,5%. Кроме вкрапленного оруденения, в лежащем боку интрузива отмечаются сульфидные прожилки мощностью в несколько сантиметров.

Восточный рудный узел

Общие сведения

Восточный рудный узел состоит из шести взаимосвязанных месторождений (с запада на восток): Спутник, Верхнее, Тундровое, Пильгуярвинское, Заполярное и Онки. Все они разведаны в послевоенные годы [30, 47, 64, 95, 124].

Месторождения располагаются двумя субпараллельными ярусами (см. рис. 9), вытянутыми в восток-юго-восточном направлении на расстояние около 9 км в пределах продуктивной пильгуярвинской свиты туфогенно-осадочных пород, детально изученной при проходке Кольской сверхглубокой скважины [76].

Рудоносные дифференцированные интрузивы и приуроченные к ним медно-никелевые месторождения размещаются в равной мере как в нижней, так и в верхней частях разреза свиты, сопровождаются сравнительно небольшими межпластовыми телами измененных перидотитов и габбро, а также силлами габбро-диабазов. На западном фланге рудного узла в самых низах свиты залегают дифференцированный массив Киерджипори и связанное с ним месторождение Спутник. К югу от него в верхней части свиты расположены рудоносные интрузивы месторождения Верхнее, соединяющиеся на востоке с месторождением Тундровое, которое в свою очередь является западным окончанием Пильгуярвинского месторождения. В лежащем боку главного никеленосного интрузива Пильгуярви вдоль контакта с диабазами III покрова расположено месторождение Заполярное. Крайний юго-восточный фланг Восточного узла составляет месторождение Онки.

Месторождение Спутник

Месторождение Спутник, находящееся в 2,5 км западнее месторождения Пильгуярви, первоначально разведывалось и описано как месторождение Киерджипор [47]. При дополнительной разведке в 1973–1974 гг. (А.М.Дудкин,

В.Г.Кухарук, М.М.Трушик) выявлено новое "слепое" рудное тело, приуроченное к межпластовому маломощному интрузиву в лежащем боку никеленосного массива Киерджипори, названное впоследствии Главным. С тех пор объединенная группа рудных тел получила общее название "месторождение Спутник" (рис. 48).

Месторождение приурочено к двум пластообразным дифференцированным массивам, залегающим вблизи поверхности параллельно друг другу. В середине участка глубже горизонта +20 м оба массива по крутопадающей надвиговой тектонической зоне приведены в соприкосновение между собой (рис. 49). Основная ветвь оруденелой тектонической зоны проходит вдоль подошвы нижнего массива. Обе зоны на востоке соединяются с оруденелыми тектоническими зонами месторождения Пильгюярви, а на западе – с рудопроявлениями Мирона и Райсоайви.

Сульфидное медно-никелевое оруденение сконцентрировано главным образом в приподошвенных частях обоих массивов и частично вдоль отмеченных тектонических нарушений. К нижнему – северному массиву Киерджипори приурочены рудные тела 1 и 2, к верхнему – южному – 3 – на западном фланге, 4 – на восточном и 5 – на глубоких горизонтах (см. рис. 49).

Рудные тела пластообразной, слегка изогнутой формы, вытянуты в восточно-восточном направлении с падением на юг-юго-запад под углом 40–60°. Мощность их изменяется от 1 до 45 м. На долю рудных тел 1, 2, 3, 4, 5 приходится около 80% запасов руд месторождения. Они сложены полностью вкрапленными рудами в серпентинитах. Среди них преобладают рядовые руды – около 80%; богатые вкрапленные руды – в сумме около 20% – сосредоточены в нижних частях рудных тел 1 и 5, менее в телах 3 и 4. Брекчиевидные руды, расположенные вдоль тектонических зон, содержат, как правило, незначительное количество сульфидного цемента, чаще всего они представлены сильно смятыми и рассланцованными боковыми породами с примазками и прожилками сульфидов вдоль поверхностей скольжения. Содержание в рудных телах изменяется (%): никеля – от 0,82 до 1,00; меди – от 0,46 до 0,77; кобальта – от 0,02 до 0,023.

Главное рудное тело имеет плитообразную форму, прослежено по простиранию в субширотном направлении на 700 м при южном падении под углом 50–60°; тело выклинивается примерно в 120 м от поверхности. По падению оно прослежено более чем на 1500 м. Рудное тело приурочено к маломощному интрузиву интенсивно оруденелых ультраосновных пород, залегающему вдоль межпластовой тектонической зоны в 50–60 м от подошвы массива Киерджипори. Мощность его изменяется от 0,5 до 25 м, некоторые раздувы, прослеженные на значительное расстояние по падению, образуют рудные столбы на изгибах зоны и участках ее разветвления, что подчеркивает его юго-западное склонение. В отличие от других рудных тел оно сложено богатыми брекчиевидными, реже – сплошными рудами (почти на 60%), богатыми густовкрапленными и рядовыми вкрапленными рудами в серпентинитах примерно в равных соотношениях. Оруденелые вмещающие породы имеют ограниченное распространение. Оруденение в серпентинитах преобладает в центральной части рудного тела, где материнский интрузив растащен вдоль межпластовой зоны на блоки. Оруденелая тектоническая зона повсеместно выполнена брекчиевидными рудами, слагающими нижнюю часть рудного тела и его фланги. В средней части роль их значительно снижается, здесь наблюдается чередование брекчиевидных руд с густовкрапленными в серпентинитах. Причем брекчиевидные руды залегают не только по обоим бокам оруденелого интрузива, но и внутри него. Главное рудное тело единственное на месторождении, в котором вкрапленные руды в серпентинитах имеют второстепенное значение. Они распространены преимущественно в верхней части залежи, где образуют

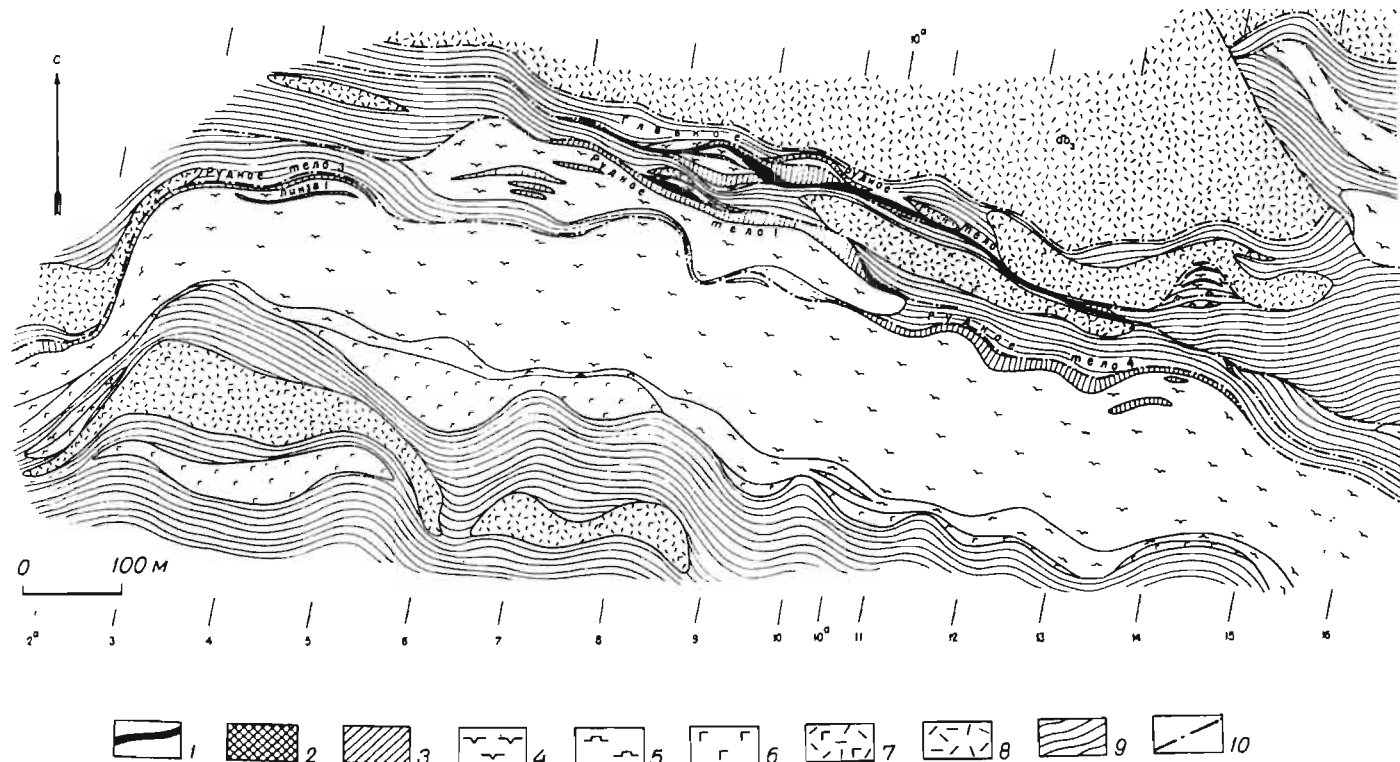


Рис. 48. Месторождение Спутник. Геологический план горизонта +20 м (с учетом материалов Печенгской ГРП)

1 – брекчиевидные руды; 2 – густокрапленные руды в серпентинитах; 3 – рядовые рассеянно-вкрапленные руды в серпентинитах; 4 – серпентиниты; 5 – метапироксениты; 6 – метагаббро; 7 – габбро-диабазы; 8 – эффузивные диабазы III покрова; 9 – туфогенно-осадочные породы; 10 – тектонические нарушения

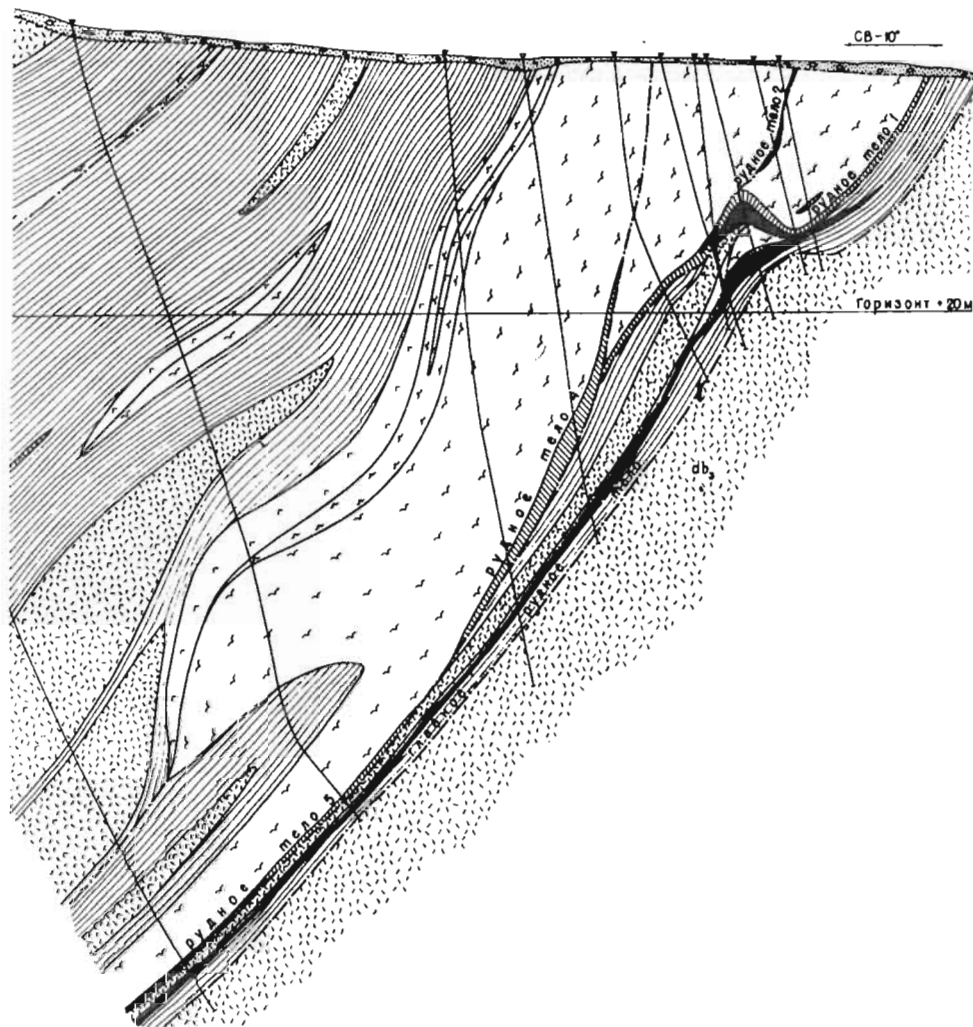


Рис. 49. Месторождение Спутник. Геологический разрез по линии 10а
Условные обозначения см. на рис. 48.

линзы среди брекчиевидных руд. Содержание главных полезных компонентов в рудном теле (%): никеля от 1,0 до 4,5; меди от 0,5 до 2,0; кобальта от 0,020 до 0,080.

При микроскопическом изучении вкрапленных руд в серпентинитах впервые в рудном поле встречена разновидность оруденелых серпентинитов с иной парагенетической ассоциацией рудообразующих минералов, в которых отсутствует пирротин и присутствуют халькопирит, пентландит, борнит, магнетит и ильменит [47]. Такие беспирротиновые медно-никелевые руды отмечены в северном (нижнем) рудном теле 1. Это новый минералогический тип сульфидных медно-никелевых руд. Макроскопически руда представляет черный полосчатый серпентинит с равномерной вкрапленностью халькопирита и пентландита размером от эмульсионной до 0,5 мм и волокнистыми просечками халькопирита. Полосчатость подчеркивается также серпентиновыми жилками, параллельными напластованию вмещающих пород. Под микроскопом в отраженном свете устанавливается три вида вкрапленников:

1) идиоморфные и неправильные зерна и агрегаты зерен магнетита и ильменита размером от 0,03 до 0,2 мм, среди них преобладают неправильной формы зерна сильно анизотропного ильменита;

2) тончайшие прожилки магнетита, нередко переходящие в эмульсионную сыпь в виде цепочек мельчайших зерен, размером 0,001 мм; такая вкрапленность приурочена к псевдоморфозам серпентина по оливину, но отмечается также и по пироксену;

3) сульфидно-магнетитовые вкрапленники неправильной формы, содержащие пластинчатый хлорит, располагаются преимущественно в промежутках между псевдоморфозами серпентина по оливину.

Сульфидно-магнетитовые вкрапленники обычно состоят на 30–50% из магнетита, на 30–40% из халькопирита с включениями борнита и на 15–20% из пентландита, при этом сульфиды всегда располагаются в центре вкрапленника, а магнетит – по периферии. Борнит явно гипогенного происхождения, в такой ассоциации встречен впервые.

Беспирротиновые сульфидные медно-никелевые руды резко отличаются от обычных медно-никелевых руд Печенги по соотношению содержания никеля и меди. Если в обычных рудах отношение содержаний никеля и меди равно 2, то в беспирротиновых рудах это отношение меньше 1, снижаясь нередко до 0,5. Следует отметить, что за пределами рудного тела в вышележащей массе серпентинитов минеральный состав сульфидной вкрапленности и отношение никеля к меди вновь становятся нормальными. Обращает на себя внимание также резкое снижение количества сульфидной вкрапленности в приконтактовой разновидности серпентинитов вблизи оруденелой тектонической зоны.

Геологическое положение беспирротиновых медно-никелевых руд пока не вполне ясно, но сам факт их значительного распространения – свыше 200 м по простиранию и 10 м по мощности – говорит об их большом значении.

В никеленосных массивах месторождения Киерджипори наблюдается обилие гидротермальных жил, в залегании которых отмечается вполне определенная зональность (от висячего бока к подошве массива): 1) хризотил-асбестовые, серпофитовые, кальцитовые, кальцит-серпентиновые; 2) кальцитовые, тальк-карбонатные, тальковые; 3) магнетитовые, серпофитовые, хризотил-асбестовые и магнетит-хризотил-асбестовые жилы и 4) сульфидные прожилки и вкрапленность. Все гидротермальные жилы, в том числе и тальк-карбонатные, пространственно не связаны с промышленным сульфидным медно-никелевым оруденением. С практической точки зрения несомненный интерес представляет только хризотил-асбестовая минерализация.

Месторождение Верхнее

Месторождение Верхнее находится в самых верхах продуктивной толщи, в 700–800 м выше по разрезу над месторождением Спутник. Рудные тела месторождения впервые были вскрыты в 1970 г. Кольской сверхглубокой скважиной СГ-3 и прослежены Печенгской ГРП по восстанию двумя буровыми скважинами №№ 1885 и 1886 на расстоянии до 1000 м от ствола скважины СГ-3 (см. рис. 9 разрез 3–3'), однако учитывая большую глубину залегания, дальнейшая разведка их в то время была приостановлена.

В 1980–1990 гг. не выходящие на поверхность те же рудные тела, объединенные уже под названием месторождение Верхнее, были разведаны одновременно с разведкой глубоких горизонтов месторождения Спутник (рис. 50). В связи с этим приходится сожалеть о том, что в процессе детальной разведки и особенно при подсчете запасов месторождения специалистами Печенгской ГРП своевременно не были приняты во внимание сведения о геологических

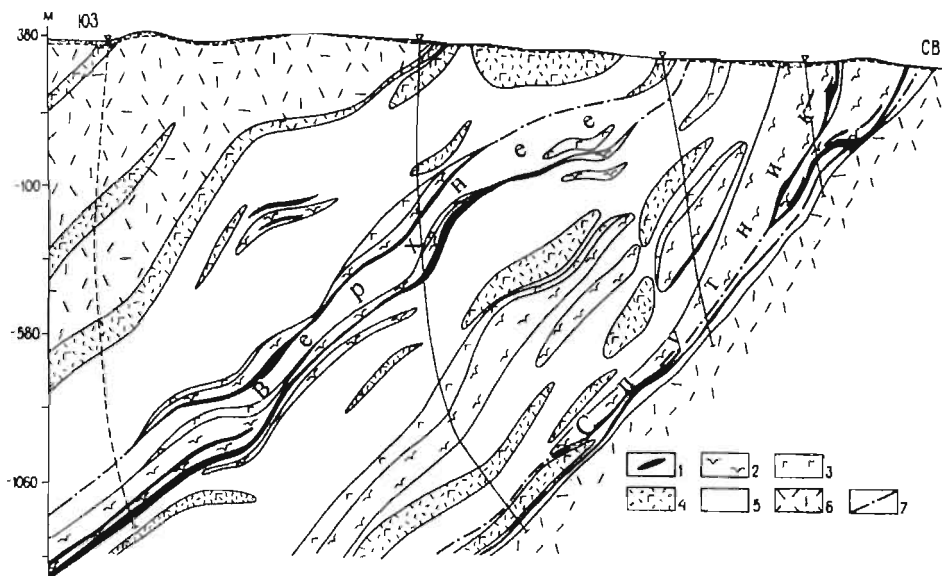


Рис. 50. Месторождение Спутник и Верхнее. Геологический разрез

1 – брекчиевидные руды; 2 – серпентиниты; 3 – метагаббро; 4 – габбро-диабазы; 5 – туфогенно-осадочные породы; 6 – эффузивные диабазы III покрова; 7 – тектонические нарушения

условиях залегания и данные о составе сульфидных медно-никелевых руд, полученных при проходке Кольской сверхглубокой скважины [76].

Месторождение Верхнее состоит из трех рудных тел, приуроченных к приподошвенным частям двух сближенных и слегка изогнутых межпластовых интрузивов измененных габбро-перидотитов мощностью от 20 до 130 м и протяженностью от 600 до 200 м, прослеженных в глубину более чем на 1700–1800 м. Никеленосные интрузивы и рудные тела залегают согласно напластованию вмещающих туфогенно-осадочных пород, имеют юго-восточное простирание и падение на юго-запад под углом в среднем около 40°. В верхнем интрузиве разведаны две пластообразные залежи рядовых вкрапленных руд в измененных перидотитах – Западная и Восточная. К нижнему наиболее протяженному интрузиву приурочено так называемое Основное рудное тело, также сложенное преимущественно вкрапленными рудами в оталькованных серпентинитах. Протяженность рудных тел по простиранию: Основного – 200 м, Западного – 1000 м, Восточного – 400–600 м. Мощность их невыдержанная и колеблется от 0,8 до 60 м (в раздувах). По падению в глубину Основное рудное тело полностью не оконтурено и продолжается даже глубже уровня его пересечения Кольской сверхглубокой скважины – абс. отметки – 1315–1325 м.

В составе всех рудных тел преобладают рядовые вкрапленные руды в оталькованных серпентинитах и лишь около 2% занимают богатые вкрапленные, брекчиевидные и сплошные сульфидные руды. Минеральный состав их аналогичен таковому других месторождений рудного поля.

Месторождение Пильгуярвинское

Общие сведения

Месторождение Пильгуярвинское занимает центральное положение в Восточном рудном узле. Оно изучалось финскими геологами в 1929–1934 гг., но из-за низкого содержания металлов в руде признано неперспективным. В 1945–1946 гг. экспедицией Ленинградского геологического управления ему дана первая положительная оценка. В период с 1947 по 1959 гг. месторождение детально разведано Печенгской ГРП до глубины 600–800 м. Выделено шесть взаимосвязанных рудных тел: Центральное, Восточное, Юго-Восточное, Южное, Западное и Юго-Западное [124]. В 1959 г. месторождение передано в эксплуатацию комбинату "Печенга-никель" и в том же году начата его разработка открытым способом.

В процессе разведки Заполярного месторождения в 1967–1979 гг. теми же буровыми скважинами осуществлена доразведка нижних горизонтов и флангов Центрального, Юго-Восточного и Южного рудных тел Пильгуярвинского месторождения. При этом выявлено новое глубокозалегающее Быстринское рудное тело. В те же годы на Западном крыле доразведаны Западное, Юго-Западное и Седьмое рудные тела, а с 1986 г. под руководством С.В. Соколова и В.Н. Орлова разведывается Тундровое месторождение.

В процессе разведки и горно-добычных работ непрерывно выполнялся комплекс исследований геологических условий залегания, структуры и состава рудных тел. В них принимали участие на первом этапе Г.И. Горбунов, Н.А. Елисеев, Э.Н. Елисеев, В.А. Маслеников, Б.И. Папушис, К.Н. Уткин [64], позднее И.А. Яковлев [131], Ю.А. Астафьев, Ю.В. Гончаров [49], В.Ф. Смолькин [116], С.В. Соколов, В.Н. Орлов и др. Итоги исследований первого периода подведены в работе [47]. В последующие 30 лет накоплено большое количество дополнительных данных, существенно расширивших представления о структуре месторождения.

Структура месторождения

Формирование и локализация рудных тел Пильгуярвинского месторождения теснейшим образом связана прежде всего с внутренним строением и тектоникой Главного дифференцированного габбро-перидотитового массива, хотя на площади месторождения распространено еще более десяти других никеленосных интрузивных тел аналогичного состава, но меньших размеров.

Главный массив имеет форму изогнутой межпластовой интрузии общей протяженностью до 6 км, падающей на юго-запад под углом 45–60°. Наибольшая мощность его (до 600 м) приурочена к мульдообразному прогибу в центре месторождения (рис. 51). Массив со всех сторон окаймлен интенсивно смятыми туфогенно-осадочными породами, залегают в общих чертах согласно с ними и в своей морфологии отражает складчатую структуру участка. Сравнительно пологие открытые поперечные складки, ориентированные осями на юго-запад, в направлении общего падения пород, по существу контролируют форму и внутреннюю структуру массива в целом и всех рудных тел в особенности. Наиболее интенсивно проявилась поперечная складчатость на западном крыле месторождения, где к шарнирам синклинальных складок приурочены Западное, Седьмое и ряд еще недостаточно изученных рудных линз и небольших массивов.

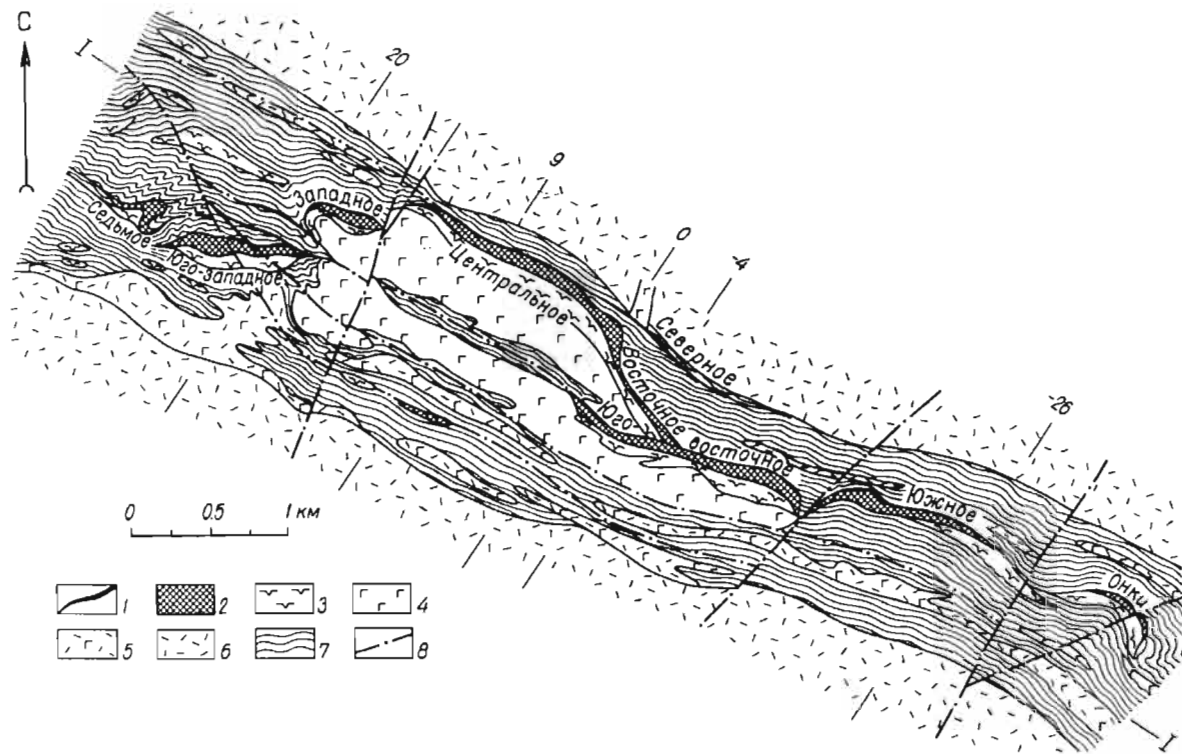


Рис. 51. Месторождение Пильгуйярвинское. План размещения рудных тел

1 – оруденелая тектоническая брекчия – брекчиевидные и сплошные сульфидные руды; 2 – вкрапленные руды в серпентинитах; 3 – серпентиниты; 4 – габбро; 5 – габбро-диабазы; 6 – эффузивные диабазы; 7 – туфогенно-осадочные породы продуктивной толщи; 8 – тектонические нарушения.

Внутренняя структура массива характеризуется первично-полосчатым расположением слагающих его пород и руд (от подошвы к кровле): 1) оруденелые серпентинизированные оливиниты и перидотиты – вкрапленные сингенетические сульфидные руды, 2) безрудные серпентинизированные перидотиты, 3) пироксениты, 4) габбро, составляющие около 65% объема массива, тогда как на долю серпентинизированных перидотитов приходится около 30% и на пироксениты – 5%.

Форма и условия залегания слоя оруденелых серпентинизированных оливинитов и перидотитов в целом согласны с нижней многократно изогнутой контактовой поверхностью массива. Поэтому рудные тела Пильгуярвинского месторождения представляют собой не что иное, как оруденелые приподошвенные слои первичнорасслоенного интрузива. Мощность залежей сингенетических вкрапленных руд с промышленными концентрациями сульфидов никеля и меди достигает максимальных значений в области Центрального прогиба массива. К нему приурочено *Центральное рудное тело*. На обоих его флангах, на участках антиклинальных перегибов, интенсивность оруденения уменьшается – вплоть до полного его отсутствия. Затем эти же рудные слои продолжают на северо-запад и юго-восток в новых синклинальных прогибах, но гипсометрически уже несколько выше дна центральной мульды, составляя соответственно *Западное, Восточное, Юго-Восточное и Южное рудные тела*. В отличие от них *Юго-Западное и Седьмое рудные тела*, а также *Тундровое месторождение*, слагающие западное крыло месторождения, вероятнее всего связаны с тектонически обособленными частями Главного массива, о чем будет сказано ниже.

Таким образом, главнейшие особенности структуры месторождения обусловлены пространственным расположением и условиями залегания перидотитового слоя в дифференцированном массиве, в приподошвенных частях которого сосредоточены все рудные тела.

На первично-магматические особенности строения месторождения наложили существенный отпечаток тектонические нарушения, возникшие в эпигенетическую стадию. Среди них важную роль в формировании структуры месторождения занимают крутопадающие межпластовые тектонические зоны.

Первая (Главная) зона проходит вдоль нижнего контакта материнского интрузива и контролирует размещение богатых брекчиевидных и сплошных сульфидных руд в Центральном, Западном и Восточном рудных телах. На западном фланге месторождения, не меняя своего простирания, она продолжается далеко за пределы – вплоть до месторождений Спутник-Киерджипор-Мирона и Райсоайви. В восточном направлении от нее под острым углом отходит прямолинейное тектоническое нарушение, контролирующее размещение сплошных сульфидных руд месторождения Заполярное. Морфологически Главная зона выражена брекчированием и рассланцеванием оруденелых серпентинизированных перидотитов, местами оруденелой тектонической брекчией и сплошными сульфидными рудами. Сульфидное оруденение в ней отмечается только вдоль контакта с рудоносными перидотитами и полностью исчезает по мере удаления от них во вмещающих туфогенно-осадочных породах.

Вторая – Верхняя межпластовая тектоническая зона простирается параллельно Главной в 200–500 м выше по разрезу, падает на юго-запад под углом 70–80°. Она разбивает материнский массив Пильгуярви на два крупных блока: Главный, в низах которого расположены Западное, Центральное и Восточное рудные тела, и Верхний, где с ней непосредственно связаны богатые руды и пространственное положение Юго-Восточного и Южного рудных тел.

Верхняя зона сопрягается с Главной на участках Восточного и Западного рудных тел, отчленяя от них при этом соответственно Юго-Восточное и Юго-Западное рудные тела (см. рис. 51). Ранее [47] на серии геологических разре-

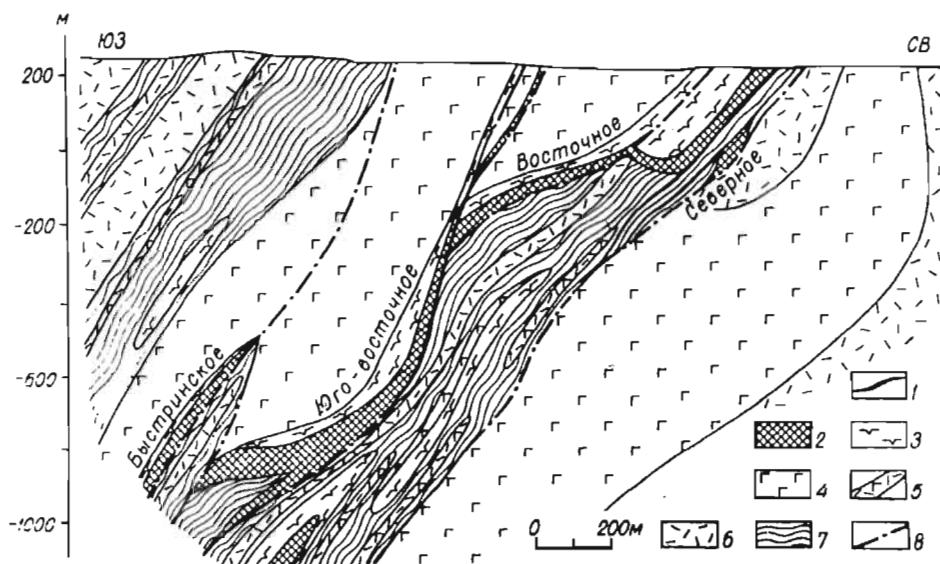


Рис. 52. Месторождение Пильгуйярвинское. Геологический разрез по линии 0-0' (по материалам Печенгской ГРП)
 Условные обозначения см. на рис. 51.

зов было показано, что по характеру движений Верхняя зона представляет собой сдвига-надвиг, по которому породы и рудные тела верхнего блока надвинуты на нижний блок, в результате чего произошло сдавливание разреза рудоносного интрузива, а также тектоническое выклинивание зажатых между ними пачек филлитов.

В пределах Юго-Восточного и Южного рудных тел зона выражена оруденелой тектонической брекчией, реже богатыми брекчиевидными и сплошными сульфидными рудами. На значительном интервале в центре месторождения она целиком залегает в габбро или в филлитах, где представлена только зоной рассланцевания и милонитизации пород мощностью до 10 м. После пересечения с Главной Верхняя зона продолжается далее за пределы месторождения: на северо-западе она примыкает к Киерджипорскому разлому и следует далее в направлении на Спутник, на юго-востоке прослеживается вплоть до месторождения Онки.

Третья тектоническая надвиговая зона проходит параллельно двум первым в 300–400 м южнее и выше по разрезу над Юго-Восточным и Южным рудными телами и контролирует локализацию Третьего Быстринского яруса "слепых" рудных залежей (рис. 52).

Четвертая межпластовая тектоническая зона пересечена в самых верхах пильгуйярвинской свиты, в 300–400 м от перекрывающих диабазов IV покрова. В пределах ее отмечаются только маломощные линзовидные и пластовые тела ультраосновных пород с локально проявленным оруденением.

Амплитуда перемещений блоков по вертикали в отдельных участках различная. Максимальная величина (300–500 м) фиксируется в центре рудного узла и несколько уменьшается на обоих флангах.

Особое место в структуре Пильгуйярвинского месторождения и Восточного узла в целом занимает диагональный кососекущий продуктивную толщу Киерджипорский разлом (см. рис. 9, разлом VII), простирающийся в северо-западном направлении параллельно Соукерскому (V) и Пахтаярвинскому (VI)

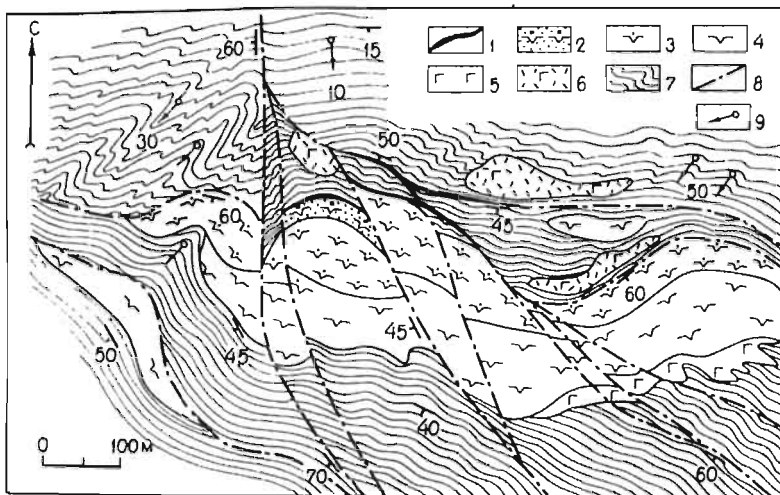


Рис. 53. Геолого-структурная схема западного фланга Юго-Западного рудного тела в зоне Киерджиפורского разлома

1 – брекчиевидные и сплошные сульфидные руды; 2 – богатые вкрапленные руды в серпентинитах; 3 – рядовые вкрапленные руды в серпентинитах; 4 – серпентиниты; 5 – габбро; 6 – габбро-диабазы; 7 – филлиты; 8 – тектонические нарушения; 9 – элементы залегания складок в филлитах

разломам. Падение его юго-западное под углом $60\text{--}70^\circ$. Разлом выражен на участке Седьмого и Юго-Западного рудных тел широкой (от 80 до 150 м) многошовой зоной интенсивно рассланцованных и раздробленных пород с развитием между отдельными швами приразломных складок, а во внешних частях – флексур и блокированных складок. Серией сближенных более мелких зон Юго-Западное рудное тело разбито на блоки (рис. 53).

По характеру смещений разлом представляет собой взбросо-сдвиг с приподнятым юго-западным крылом по вертикали на расстояние 200–250 м. Предполагается, что диагональный разлом возник еще до внедрения никеленосного интрузива; последующие деформации расчленили его на мелкие блоки и способствовали тем самым локализации богатых эпигенетических руд на пересечении с межпластовыми тектоническими зонами.

Поперечные разрывные нарушения северо-восточного простирания распространены на участке в меньшей степени. Среди них можно отметить крутопадающие взбросы, отделяющие рудные тела Западное от Центрального и Южное от Юго-Восточного. Они прослеживаются далеко за пределами продуктивной толщи в вулканитах III и IV покровов.

Сопоставление данных по геолого-структурным условиям залегания и размещения рудных тел свидетельствует о надвиго-блоковом строении Пильгярвинского месторождения, при котором на нижний основной блок с находившимися в нем Западным, Центральным и Восточным рудными телами, надвинут второй блок с Юго-Западным и Юго-Восточным рудными телами, а на него, в свою очередь, надвинут третий блок, в лежачем боку которого залегает Быстринское рудное тело (см. рис. 52). Не исключена возможность надвиговых перемещений и по четвертой тектонической зоне. Все надвиги падают согласно напластованию вмещающих пород на юго-запад под углом $50\text{--}60^\circ$, в верхних частях – до 70° . Амплитуды перемещений по каждому над-

вигу оценивается от 300 до 600 м, а суммарная амплитуда Быстринского блока относительно подошвы интрузива составляет около 1000 м.

На западном фланге на участке Юго-Западного и Седьмого рудных тел образование надвиговых структур происходило также и под влиянием Киерджи-порского и серии диагональных нарушений более мелкого масштаба с амплитудой перемещения верхних блоков в направлении с юго-запада на северо-восток-восток от первых десятков метров до 200–300 м по основному разлому, с неоднократным сдвиганием разреза.

Морфология и строение рудных тел

Общие очертания и взаимные расположения рудных тел Пильгуярвинского и других месторождений Восточного рудного узла можно видеть на рис. 51. Формы их большей частью пластообразные, плитообразные и линзообразные, в равной мере вытянутые по простиранию и по падению. В горизонтальных и вертикальных сечениях отмечаются плавные изгибы, являющиеся отражением складчатой структуры вмещающих пород.

Седьмое рудное тело находится в западной части Восточного рудного узла на продолжении месторождения *Верхнее* (см. выше), а на востоке кулисообразно подходит к Юго-Западному рудному телу Пильгуярвинского месторождения, располагаясь несколько ниже его. Оно связано с межпластовым интрузивом измененных перидотитов в шарнирной части асимметричной синклинальной складки с пологим северо-западным и крутым юго-восточным крылом. Протяженность интрузива 200–250 м, мощность около 50 м, он прослежен в глубину по падению на 600 м.

Рудное тело серповидной формы мощностью в среднем 7,7 м слагает приподшенную часть интрузива, оно погружается на юго-запад под углом от 30° в центре и до 70–80° – на флангах. В его пределах выделены три залежи: линза 1, Верхняя и Нижняя залежи, расположенные параллельно друг другу и разделенные забалансовыми рудами и прослоями туфогенно-осадочных пород. Линза 1 отмечена только вблизи поверхности, она имеет незначительную протяженность по падению и простиранию, приурочена к участку максимального прогиба интрузива. Верхняя и Нижняя залежи прослежены в виде мало-мощных пластообразных тел на протяжении всего интрузива. Общая мощность рудного тела колеблется от первых метров до 40–50 м, достигая максимальных значений на участке прогиба интрузива в шарнирной части складки. На восточном фланге рудное тело резко выклинивается при переходе к крупной антиклинальной структуре. Западный фланг его, приуроченный к пологому крылу складки, прослеживается в сланцах с постепенным выклиниванием.

Рудное тело сложено преимущественно рядовыми вкрапленными рудами в оталькованных серпентинитах, реже встречаются густовкрапленные руды. По лежащему боку интрузива повсеместно прослеживается зона тектонических нарушений, частично выполненная богатыми брекчиевидными рудами.

Юго-Западное рудное тело расположено в западной части верхнего блока никеленосного интрузива, в его придонной части. Находясь в зоне схождения крутопадающих сдвига-надвиговых тектонических нарушений оно расчленено ими на несколько субпараллельных блоков, последовательно надвинутых один на другой (см. рис. 53), результатом чего явилось местами сдвигание разреза (рис. 54). Деформированный материнский массив простирается в широтном направлении на расстояние до 1000 м с падением на запад-юго-запад под углом 40° – в средней части и 60–80° – на флангах. Мощность его колеблется от 100 до 200 м. На глубоких горизонтах бурением выявлены новые интрузивные тела измененных перидотитов с промышленным содержанием

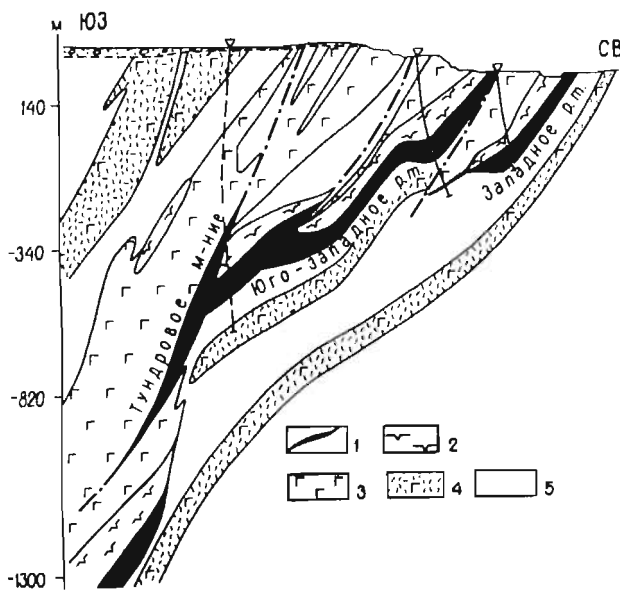


Рис. 54. Месторождение Пильгуярвинское. Геологический разрез по линии 17
 1 – рудные тела; 2 – серпентиниты; 3 – габбро; 4 – габбро-диабазы; 5 – туфогенно-осадочные породы.

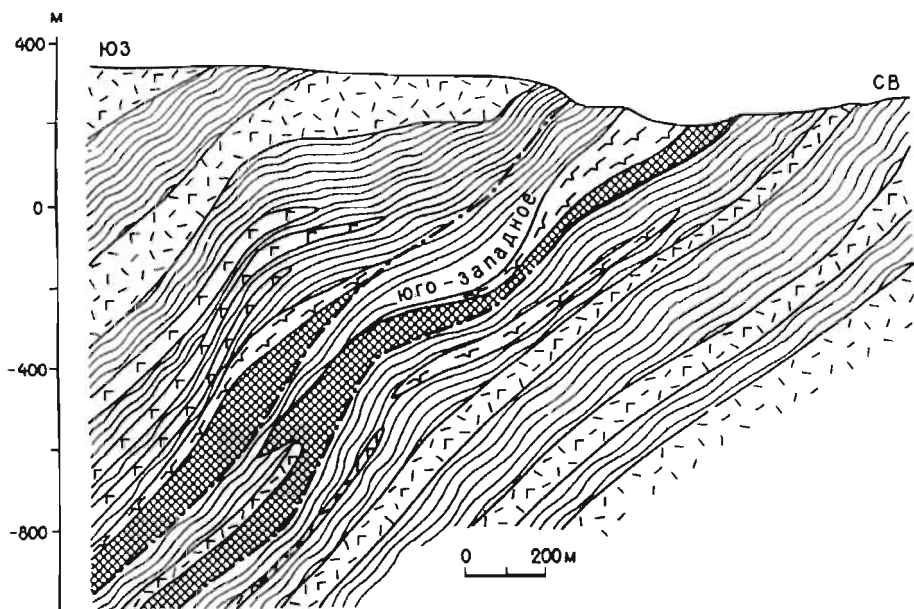


Рис. 55. Месторождение Пильгуярвинское. Геологический разрез по линии 20–20'
 Условные обозначения и линию разреза см. на рис. 51.

сульфидов никеля и меди значительной протяженности по падению и простиранию, расположенные выше и ниже по разрезу относительно интрузива, с которым связано Юго-Западное рудное тело.

Рудное тело приурочено к приподошвенным частям лежащего бока. В целом оно имеет форму изогнутой пластообразной залежи, простирающейся в

широтном направлении на 1000 м и падающей на юг на расстояние более 1000 м под углом в среднем 50–60° при максимальной мощности до 60 м (рис. 55). Оно сложено преимущественно рядовыми рассеяннo-вкрапленными рудами в измененных перидотитах. На отдельных участках в подошве интрузива отмечаются линзообразные и жилеобразные скопления густовкрапленных, сплошных и брекчиевых руд. На таких участках жилы сплошных сульфидов, выполняющая полости отслоения, повторяют складчатую структуру подстилающих сланцев.

Как и интрузив, рудное тело дополнительно разбито Киерджиборским разломом на отдельные блоки. Каждый такой блок характеризуется определенными особенностями строения рудной залежи и локализацией богатого оруденения. На участке одного из блоков, сложенном густовкрапленными медно-никелевыми рудами, рудное тело мощностью 15 м представляет собой "гигантскую" брекчию, в которой обломки размером до нескольких метров в поперечнике сцементированы сульфидно-силикатными прожилками и жилами сплошной руды со следами послерудных движений.

Для Юго-Западного рудного тела характерно наличие целого ряда ответвлений богатых брекчиевидных руд, отходящих во вмещающие туфогенно-осадочные породы на значительное расстояние от рудоносного массива и приуроченных к тектоническим швам отдельных ветвей Киерджиборского разлома. Наибольший интерес из них представляют линзы 6а и 6б. Линза 6а отходит от лежащего бока интрузива в центральной части рудного тела, она прослежена по простиранию в субширотном направлении на несколько сот метров и по падению более чем на 100 м, имеет мощность около 3 м, погружается на юго-запад под углом 40–50°. Линза 6б залегает между линзой 6а и основным рудным телом, имеет протяженность по падению и простиранию около 200 м, мощность до 3 м, падение к юго-западу под углом 50–60°. Она приурочена к крупному перегибу подошвы рудоносного интрузива, сложена рассеяннo-вкрапленными рудами в серпентинитах и брекчиевидной рудой. Вблизи Киерджиборского разлома обе линзы сближаются и далее продолжают в виде мелких жилеобразных тел (до 6) мощностью 2–3 м на расстоянии нескольких метров вдоль межслоевых отложений в сланцах.

Западное рудное тело находится к северо-востоку от Юго-Западного рудного тела, располагаясь кулисообразно в его лежащем боку. Оно отделено от него Верхней тектонической зоной. Это расчлененные разломом вдоль крутого флексуобразного перегиба две части одной и той же рудной залежи, приуроченной к Главному массиву. При этом Западное рудное тело находится на верхнем, а Центральное – на нижнем крыле флексуры. Общее их простирание близко к широтному, падение южное в среднем около 60°, местами до 20°. Протяженность рудного тела по падению и простиранию около 800 м, максимальная мощность 55 м, средняя 31,5 м.

Центральное рудное тело – самое крупное на месторождении – приурочено к области максимального прогиба дна Главного массива. Обращает внимание увеличение мощности рудной залежи во всех наиболее значительных прогибах дна массива, и наоборот – уменьшение ее в области антиклинальных поднятий (см. рис. 51). Резкое сокращение мощности, вплоть до полного выклинивания, происходит на обоих крутых бортах мульды – в областях соединительных крыльев флексур. Простирание рудного тела юго-восточное 126°, падение на юго-запад под углом 45–79°. По простиранию оно разведано на 1800 м, по падению – более чем на 2100 м при мощности от 15 до 100 м, в среднем 53 м.

Рудное тело на 95% сложено рядовыми вкрапленными рудами и лишь около 5% составляют богатые вкрапленные брекчиевидные и сплошные сульфид-

ные руды в оруденелой тектонической зоне и ее ответвлениях вдоль нижнего контакта интрузива.

Восточное рудное тело является юго-восточным продолжением Центрального за пределами флексуриобразного перегиба. Простирается на юг-юго-восток, падает на запад-юго-запад под углом $45-60^\circ$ – вблизи поверхности, затем постепенно выполаживается и на глубине имеет уже обратное падение на север-северо-восток под углом около 40° (см. рис. 52). Протяженность рудного тела около 800 м, мощность изменяется от 10 до 80 м, средняя около 39 м. На глубине около 300 м его восточная часть срезается крутопадающим надвигом и перекрывается Юго-Восточным рудным телом (см. рис. 52).

Юго-Восточное рудное тело простирается в восток-юго-восточном направлении на расстоянии более 1200 м с падением на юг-юго-запад под углом около 75° в западной части (см. рис. 52) и более полого – в восточной. Пространственно оно находится в низах надвинутого на Центральное и Восточное рудные тела верхнего блока Главного интрузива (см. рис. 51). Пластообразное рудное тело мощностью от 25 до 100 м, в среднем 27 м прослежено в глубину более чем на 1500 м. На глубине 950–1250 м от поверхности (абс. отм. – 700 ÷ – 1000 м), подобно Восточному рудному телу, круто срезается третьей надвиговой тектонической зоной, по которой на него надвинуто Быстринское рудное тело (см. рис. 52).

Юго-Восточное рудное тело сложено преимущественно вкрапленными рудами. Брекчиевидные и сплошные сульфидные руды распространены в виде линз вдоль тектонического нижнего контакта интрузива. На восточном фланге отмечается разветвление рудного тела на две параллельные залежи, здесь имеются ответвления богатых брекчиевидных и сплошных сульфидных руд по зонам дробления и полостям отслоения в филлитах лежащего бока.

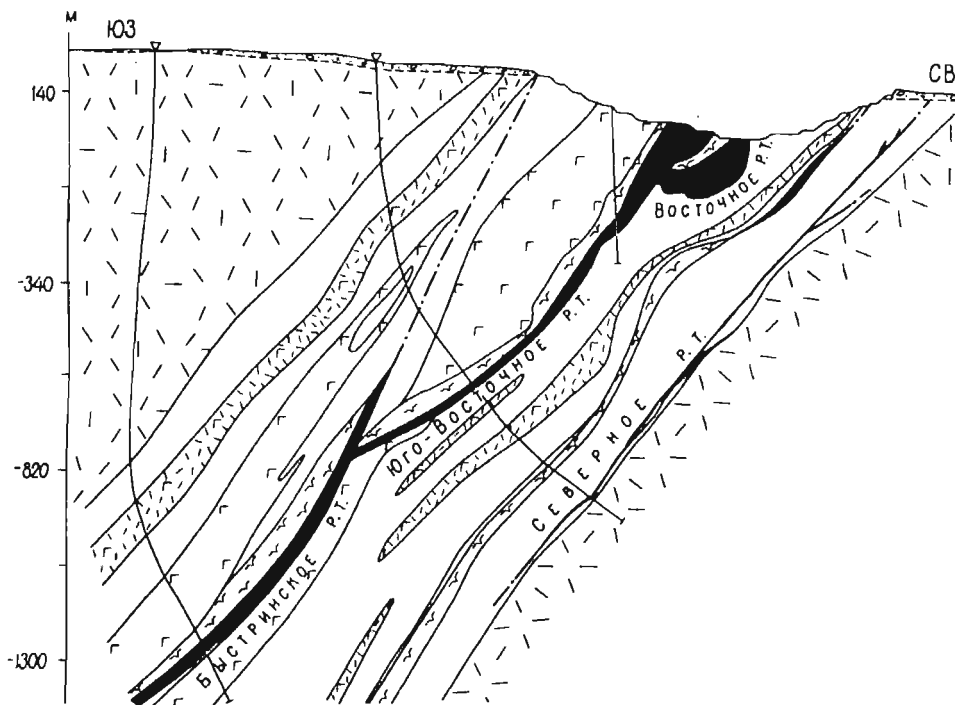


Рис. 56. Месторождение Пильгуйярвинское. Геологический разрез по линии 4–4' Условные обозначения см. на рис. 51.

Быстринское рудное тело расположено стратиграфически выше по разрезу Юго-Восточного и является надвинутой глубинной частью последнего (см. рис. 52, рис. 56). Так же как и другие рудные тела месторождения, оно приурочено к глубинным приподошвенным частям Главного массива. Рудное тело не выходит на дневную поверхность и полностью залегает в интервале абсолютных глубин $-400 - -1400$ м и ниже. Пластообразная залежь прослежена по простиранию в юго-восточном направлении более чем на 1000 м, имеет мощность в среднем 16 м, падает на юго-запад $50-60^\circ$. Верхняя ее часть залегает полностью в филлитах, зажатых между двумя блоками габбро, которые по восстанию постепенно смыкаются, а оруденелые серпентиниты и вмещающие их сланцы выклиниваются. Лишь отдельные мелкие линзы измененных перидотитов трассируют тектоническую надвиговую зону в габбро.

Южное рудное тело является естественным продолжением Юго-Восточного, от которого отделено поперечным тектоническим нарушением в шарнирной части крутого антиклинального перегиба. Оно приурочено к сравнительно маломощному интрузиву измененных перидотитов, вытянутому в юго-восточном направлении на 2000 м и падающему на юго-запад под углом $50-55^\circ$ на глубину более 700 м.

На западном фланге интрузив и рудное тело выклиниваются в шарнирной части крутой антиклинальной складки. При этом серией параллельных осевой поверхности складки многочисленных нарушений северо-восточного простирания рудное тело разбито со смещением на ряд мелких блоков. В восточном направлении оно с небольшими изгибами продолжается до месторождения Онки со средней мощностью 23 м.

Месторождение Заполярное

Общие сведения

Месторождение Заполярное обнаружено в 1967 г. в северном лежачем боку Центрального рудного тела Пильгуярвинского месторождения в процессе его отработки. В течение 1968–1973 г. геологоразведочной службой комбината "Печенганикель" проведена детальная разведка верхних горизонтов месторождения (В.Асатнин, Г.Вареня, Н.Мишарин, Ш.Незаметдинов). В 1974–1981 гг. при его доразведке попутно было разведано Быстринское рудное тело (В.Орлов, Н.Мишарин, А.Корчагин, С.Соколов, В.Котов). Месторождение подробно изучалось А.Корчагиным, С.Соколовым и другими геологами [80].

С 1973 г. месторождение разрабатывается подземным рудником Северный.

Геологические условия залегания

Месторождение Заполярное приурочено к прямолинейной Северной тектонической зоне, отходящей под острым углом к юго-востоку от подошвы Центрального рудного тела на участке максимального прогиба дна Главного массива Пильгуярви. На участке сопряжения Северной зоны с Центральным рудным телом первоначально была вскрыта только линза сплошных сульфидных руд мощностью около 1 м. Именно это открытие и явилось началом разведки Заполярного месторождения, сначала горными выработками из карьера, затем с применением геофизических и буровых работ.

Детальные геолого-структурные исследования месторождения в забоях Северного рудника и данные глубокого бурения показали, что оно связано с выходящим на поверхность маломощным интрузивом серпентинизированных

перидотитов, аналогичных по составу массиву Пильгуярви. Форма рудоносного интрузива плитообразная, контролируется оруденелой тектонической зоной, простирающейся вдоль контакта с подстилающими эффузивными диабазами III покрова и падающей на юго-запад под углом от 45 до 65° (рис. 57). Мощность его изменяется от 2–3 м на флангах до 40 м – в середине. При выклинивании интрузив разбивается на мелкие блоки, которые растащены вдоль тектонической зоны. Массив практически полностью сложен оруденелыми серпентинитами, из которых 43% приходится на долю богатых вкрапленных руд, 40% – на рядовые руды и 17% на слабо оруденелые серпентиниты и приконтактные амфибол-хлорито-талльковые породы.

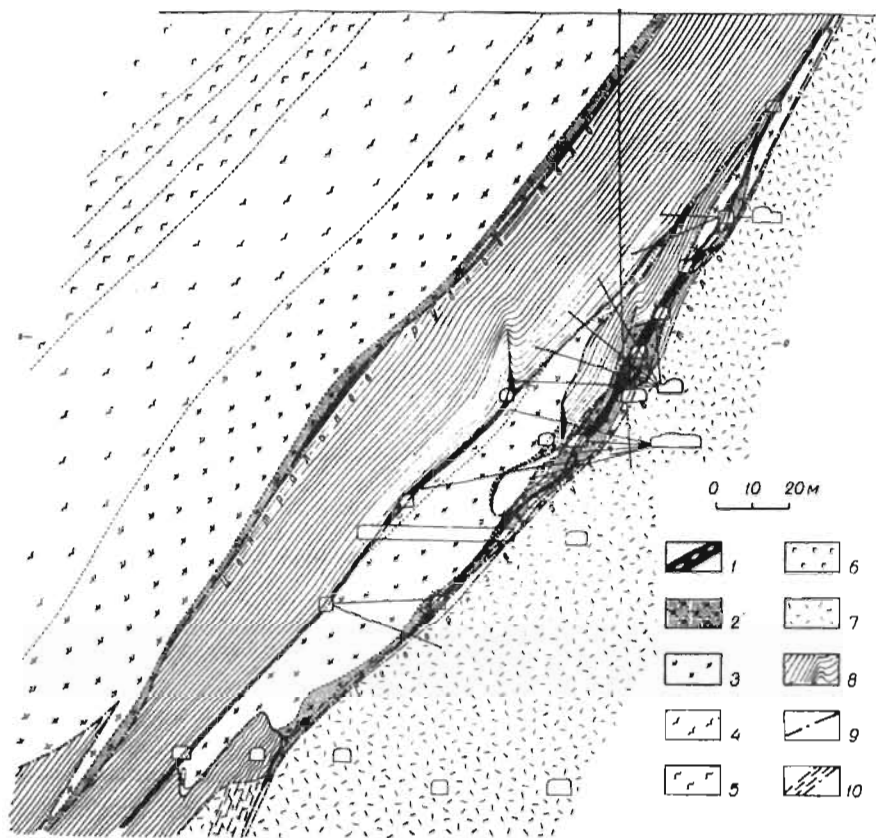


Рис. 57. Месторождение Заполярное. Детали строения раздува рудного тела

1 – брекчиевидные руды; 2 – густовкрапленные руды в серпентинитах; 3 – рядовые массивно-вкрапленные руды в серпентинитах; 4 – серпентиниты; 5 – металипроксениты; 6 – мегааббро; 7 – эффузивные диабазы III покрова; 8 – туфогенно-осадочные породы; 9 – тектонические нарушения; 10 – зоны расщепления

Оруденелая тектоническая зона и ее разветвления повсеместно выполнены богатыми брекчиевидными рудами. Основная ветвь зоны проходит вдоль контакта с эффузивными диабазами и лишь на самом юго-восточном фланге на участке его крупного изгиба, заходя полностью в филлиты, многократно ветвится, образуя расходящийся к югу веер крутопадающих сульфидных жил по плоскостям отслоений в сланцах (рис. 58). Наиболее протяженные жилы выделены как рудные линзы.

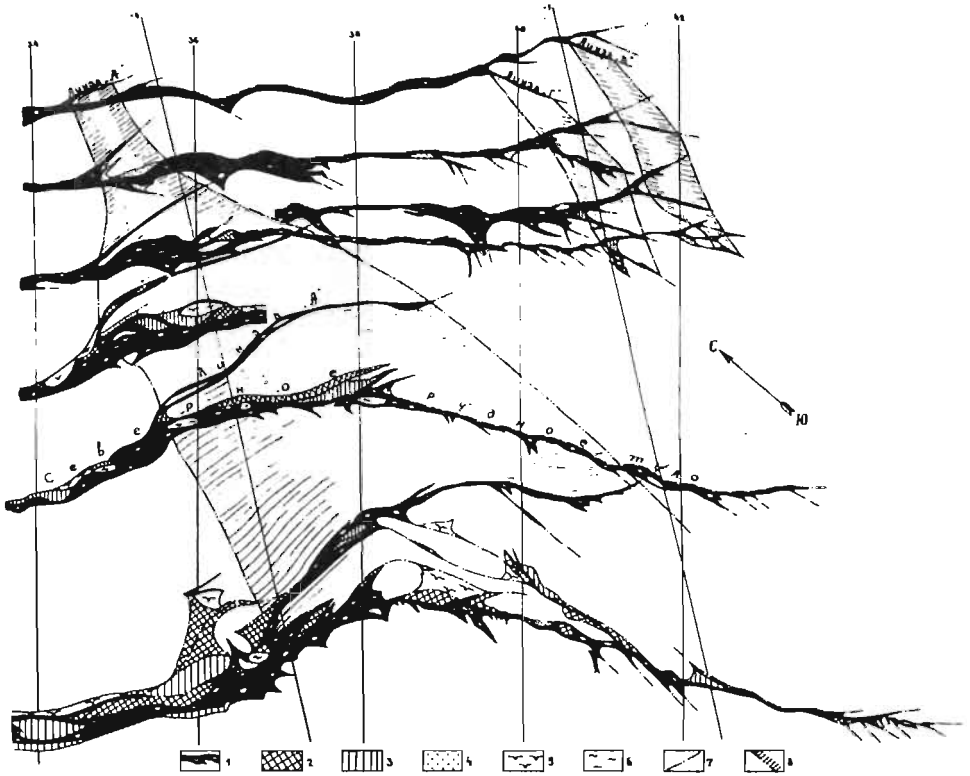


Рис. 58. Месторождение Заполярное. Совмещенный план горизонтов восточного фланга месторождения

1 – брекчиевидные и сплошные руды; 2 – густовкрапленные руды в серпентинитах; 3 – вкрапленные руды в серпентинитах; 4 – оруденелые туфогенно-осадочные породы; 5 – серпентиниты; 6 – линзы туфогенно-осадочных пород в брекчиевидной руде; 7 – тектонические швы; 8 – контур линзы "А"

Морфология и строение рудных тел

В составе месторождения выделено Северное рудное тело и несколько более мелких рудных линз А, Б, В, Г и Е на его флангах.

Северное рудное тело представляет собой плитообразную залежь протяженностью по простиранию вблизи поверхности более 1200 м, прослеженную по падению на глубину более чем на 2000 м. Рудное тело вскрыто подземным рудником до горизонта 340 м. Мощность рудного тела определяется размерами рудоносного интрузива, а за его пределами – мощностью зон брекчиевидных и сплошных сульфидных руд. На рис. 59 изображена продольная проекция мощности рудного тела на вертикальную плоскость, подчеркивающая его столбообразное строение и юго-восточное склонение под углом 70° . Наибольшая мощность рудного тела – до 30–35 м – отмечается в его нижней половине в серпентинитах, а также сложенной вкрапленными сульфидными рудами в серпентинитах, а также брекчиевидными и менее сплошными сульфидными рудами (см. рис. 57); минимальные мощности – в западной части.

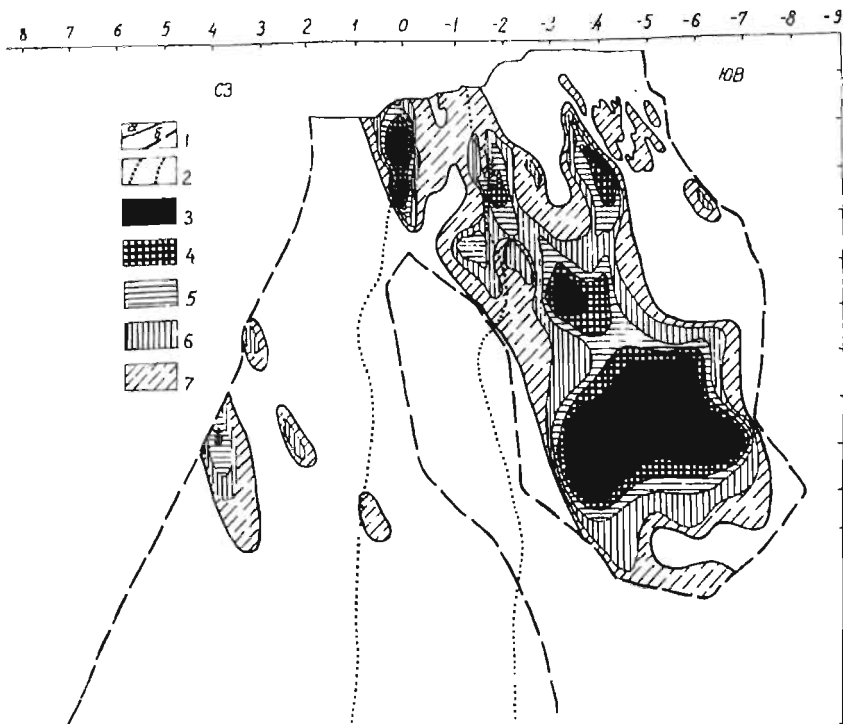


Рис. 59. Месторождение Заполярное. Проекция Северного рудного тела на вертикальную плоскость

1 – контуры оруденелых ультраосновных пород (а) и рудного тела (б); 2 – место сочленения массива габбро с рудным телом; 3–7 – мощности рудного тела (от больших к меньшим).

Линза А представляет собой наиболее крупную апофизу Северного рудного поля, залегающую в его лежачем боку в восточной части месторождения согласно с вмещающими метаосадочными породами. Она прослежена по простиранию на десятки и по падению – на сотни метров, имеет юго-восточное склонение, угол падения ее изменяется от 45 до 50°. Линза сложена богатыми брекчиевидными, реже вкрапленными сульфидными рудами в серпентинитах и в незначительном количестве сплошными сульфидными рудами, которые залегают главным образом в висячем боку. Линза является северной ветвью основной оруденелой тектонической зоны. На восточном окончании она сложно расщепляется в сторону висячего бока на ряд более мелких сульфидных жил.

Линза Б расположена в метаосадочных породах в западной части месторождения, в 50–60 м выше по разрезу Северного рудного тела, и приурочена к межпластовому нарушению, проходящему параллельно основной оруденелой тектонической зоне. Мощность ее незначительна, протяженность – первые сотни метров, падение – в южном направлении под углом 45°. Она сложена брекчиевидными и вкрапленными рудами в серпентинитах. Рудное тело линзы Б не выходит на поверхность и не вскрыто горными выработками.

Линзы В, Г, Е располагаются на крайнем восточном фланге Северного рудного тела, в его висячем боку и приурочены к субмеридиональной зоне расланцевания. В основании они сложены богатыми брекчиевидными и сплошными рудами. Подчиненное значение имеют вкрапленные руды в сер-

пентинитах, которые, как правило, локализуются на участках сопряжения их с основным рудным телом. По простиранию линзы прослежены на первые десятки метров, по падению – на первые сотни метров и имеют юго-восточное склонение.

Строение рудных тел и закономерности размещения основных типов руд

Рудные тела месторождения сложены в основном густовкрапленными, вкрапленными и брекчиевидными рудами, которые составляют соответственно 34, 32 и 34% объема этих тел. Прожилково-вкрапленное оруденение во вмещающих породах и сплошные сульфидные руды имеют незначительное распространение. Количество брекчиевидных и вкрапленных руд в серпентинитах на верхних горизонтах примерно одинаковое, но с глубиной оно постепенно изменяется в пользу последних. По простиранию также наблюдается изменение в соотношении этих типов руд; для флангов месторождения характерно преобладание брекчиевидных руд. Содержание полезных компонентов в рудах также неодинаково: западная часть Северного рудного тела сложена главным образом маломощными брекчиевидными и вкрапленными рудами с содержанием никеля около 1%, в восточном направлении содержание полезных компонентов в брекчиевидной руде возрастает за счет увеличения объема сульфидного цемента.

Изучение распределения основных типов руд по данным эксплуатации и детальной разведки свидетельствует о том, что брекчиевидные руды имеют наиболее широкое площадное распространение, а локализация их контролируется межпластовой тектонической зоной. Максимальные мощности характерны для северо-восточной части, где отчетливо выделяются рудные столбы, приуроченные к разветвлениям тектонической зоны, минимальные мощности – для западной части рудного тела.

Богатые вкрапленные руды в верхней части месторождения образуют три разрозненных рудных столба, склоняющихся согласно общей структуре месторождения и подчиненных желобообразным синклинальным формам подошвы рудного тела. На глубину по склонению западный рудный столб выклинивается, а центральный и восточный объединяются в мощную, выдержанную по простиранию и падению структуру. В северо-восточной части крупные рудные столбы густовкрапленных руд имеют линзовидно-чешуйчатое строение и сопровождаются серией более мелких линз.

Рассеянно-вкрапленные руды развиты в основном в средней части месторождения. Максимальный по мощности участок таких руд расположен в верхней северо-западной части (см. рис. 57).

Прожилково-вкрапленные руды в метаосадочных породах, как правило, медистые, имеют подчиненное распространение и развиты в виде узких лент или полос вдоль брекчиевидных руд.

Сплошные сульфидные руды приурочены главным образом к перистым ответвлениям основной тектонической зоны и характеризуются ограниченным распространением. Они встречаются на восточном фланге месторождения в висячем боку Северного рудного тела и в линзах В, А, Г.

Месторождение Онки

Месторождение Онки располагается в крайней восточной части рудного тела, в низах продуктивной толщи, кулисообразно относительно восточного

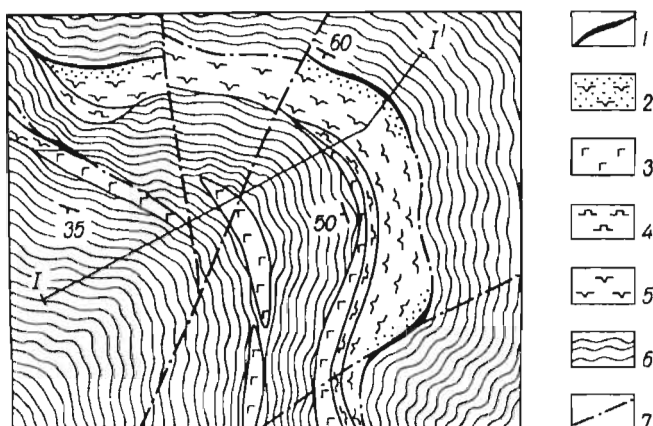


Рис. 60. Геологическая карта и разрез месторождения Онки. По Г.Т. Макаренко, В.Я. Кузнецову и В.Г. Загородному

1 – брекчиевидные руды; 2 – вкрапленные руды в серпентинитах; 3 – габбро; 4 – пироксениты; 5 – серпентиниты; 6 – филлиты; 7 – тектонические нарушения

фланга Южного рудного тела Пильгуйярвинского месторождения (см. рис. 51). Оно приурочено к дифференцированному габбро-перидотитовому интрузиву, размещающемуся в ядре поперечной синклинальной складки, шарнир которой погружается на юго-запад под углом 50° . Интрузив прослежен по простиранию на 1500 м, по падению более, чем на 1000 м, мощность его составляет около 100 м (рис. 60).

Месторождение представлено четырьмя линзообразными рудными телами, расположенными в приподошвенной части серповидного массива.

Рудное тело "А" – наиболее крупное из всей группы рудных тел, находится в центре участка, в области наибольшего прогиба дна массива. Нижняя – слепая его часть – выделена как самостоятельное *рудное тело "Г"*. Обе залежи падают на юго-запад под углом $50-20^\circ$.

Рудное тело "Б" находится на крутом изгибе массива в южной части участка, простирание его юго-западное 240° , падение северо-западное под углом $55-65^\circ$.

Рудное тело "В" располагается на северо-западной оконечности массива и падает на юг под углом 55° .

По составу и строению все рудные тела совершенно одинаковы: нижние их части сложены богатыми брекчиевидными и сплошными рудами, а верхние – вкрапленной рудой в амфиболлизированном и оталькованном серпентините; сульфидное оруденение во вмещающих сланцах очень незначительно. Протяженность рудных тел по простиранию около 200 м, по падению – на сотни метров при мощности от 2 до 10 м. Максимальное содержание никеля в отдельных сечениях достигает 3%, меди – 1,16%.

В структурном отношении рудные тела объединяются приуроченностью к одному и тому же массиву, в подошве которого непрерывно прослеживается тектоническая зона смятия и брекчирования. Вкрапленное сульфидное оруденение отмечается по всей приконтактовой части серпентинитов, однако, суще-

ственных концентраций оно достигает только в местах наибольшего прогиба дна массива; здесь же происходит накопление сплошных сульфидных руд вдоль поверхности контакта с подстилающими филлитами, или же по пластовым трещинам внутри массива (рудное тело "А"). Характерно, что по падению в глубину пережим в оруденении приходится на участки более крутого падения контакта, весьма напоминающие флексуорообразные перегибы, а раздувы мощности рудных тел – на участки пологого залегания. Обращает на себя внимание наличие на месторождении большого числа послерудных нарушений: поперечных взбросов и межпластовых сдвигов-надвигов.

Выводы

1. Пространственное размещение месторождений в Печенгском рудном поле, морфология, структура и состав рудных тел свидетельствуют о полном геолого-структурном и морфогенетическом единстве всех находящихся на его территории рудных тел.

2. Формирование месторождений происходило в весьма напряженной геодинамической обстановке, обусловленной активизацией тектономагматических процессов в период излияния и накопления вулканитов IV покрова, перекрывающих продуктивную толщу. Тектонические движения в условиях интенсивного сжатия [115] и гетерогенности туфогенно-осадочных пород продуктивной толщи способствовали развитию в ней складчатых и разрывных структур, внедрению межпластовых никеленосных интрузий и в конечном счете возникновению медно-никелевых месторождений. Глубина формирования месторождений находилась в пределах 4–5 км (мощность перекрывающих вулканитов).

3. Размещение никеленосных интрузивов контролировалось сочетанием складчатых и разрывных нарушений, простирающихся несколькими ярусами (от 2 до 5 и более), параллельно напластованию пород свиты. При этом синклинальные складки и прогибы местами полностью контролируют локализацию небольших массивов и рудных тел (Седьмое и Южное рудные тела Пильгуярвинского месторождения, месторождение Онки и др.), или же определяют форму придонных частей и рудных столбов в крупных рудных телах.

4. Концентрация сульфидного оруденения в пределах материнских интрузивов контролируется, во-первых, первично-магматическими элементами их внутренней структуры в сочетании с ликвацией и кристаллизационной дифференциацией (сингенетические ликвационно-вкрапленные руды), во-вторых, – наложенными структурными элементами в позднемагматическую стадию становления интрузивов (эпигенетические сплошные сульфидные руды), и, наконец, наложенными на собственно магматические образования гидротермальными процессами, аутометаморфизмом и рудным метасоматозом [47].

5. На первично-магматические особенности локализации сульфидного оруденения существенный отпечаток наложили послерудные тектонические движения по подновленным межпластовым тектоническим зонам, которые, например, обусловили чешуйчато-блоковое строение Восточного рудного узла и многоярусность в расположении дислоцированных рудных тел четырьмя рядами (ярусами): нижний ярус – месторождение Заполярное; средний главный ряд – месторождения Спутник, Западное, Центральное и Восточное рудные тела Пильгуярвинского месторождения; верхний надвинутый ряд – месторождения Верхнее-Тундровое, Седьмое, Юго-Западное, Юго-Восточное и Южное рудные тела Пильгуярвинского месторождения и месторождение Онки; южный надвинутый ряд – Быстринский рудный горизонт.

6. Размеры рудных тел определяются размерами материнских массивов, протяженностью и мощностью рудоносного перидотитового слоя, морфологией и выдержанностью оруденелых тектонических зон, а также глубиной эрозионного среза. Общая глубина распространения оруденения в Западном рудном узле составляет 1200 м, в Восточном – определяется в 2200–2500 м. Отдельными скважинами под Юго-Западным и Тундровым телами Пильгуярвинского месторождения вскрыты новые, более глубокие "слепые" рудоносные интрузивы. В плоскости падения под вулканитами IV покрова граница распространения оруденения в продуктивной толще не оконтурена, что открывает перспективы дальнейших поисков медно-никелевых месторождений – вплоть до Порьеташского разлома.

7. Значительная часть руд претерпела интенсивный метаморфизм под воздействием ориентированного давления, выразившийся в гидротермальном изменении пород, перекристаллизации и частичной перегруппировке руд, однако без существенного изменения их минерального состава.

Глава 6

Аллареченское рудное поле

Основные черты геологии и структуры рудного поля

Аллареченское рудное поле, включающее два медно-никелевых месторождения – Аллареченское и Восток и несколько рудопроявлений, расположено в 45 км к югу от Печенгского рудного поля. Оно занимает центральную часть обширного никеленосного района на западном окончании Терско-Нотозерской антиклинорной зоны.

Район сложен породами архейского кристаллического основания: гранито-гнейсами и интенсивно мигматизированными биотитовыми, гранат- и амфибол-биотитовыми гнейсами и полевошпатовыми амфиболитами (рис. 61). Наиболее гранитизированные породы слагают центральные части куполовидных структур, где имеют пологое залегание. В краевых частях куполов и в промежутках между ними преобладают гнейсы и амфиболиты, собранные в крупные складки. Куполовидные структуры рассматриваются [66, 69] как выступы раннеархейского гранитоидного фундамента, облекаемые позднеархейскими породами амфиболито-гнейсового (кольско-беломорского) комплекса. В структуре района выделяются два крупных блок-антиклинория: Аллареченский (в восточной части) и Хихнаярвинский (в западной), разделенные Вешьяурской зоной смятия.

Геолого-геофизическими исследованиями и дешифрированием аэрофотоснимков выявлено несколько крупных региональных разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Первые совпадают с простиранием гнейсовых толщ, преимущественно вдоль их границ, вторые располагаются вкрест простирания основных геологических структур. Выделяются крупные нарушения вдоль границ блок-антиклинориев, выходящие за пределы района, а более мелкие – отмечены в краевых частях куполов.

В районе выявлено около 300 гипербазитовых интрузивов, залегающих группами, местами в несколько ярусов. Форма их линзовидная и изогнуто-пластообразная, протяженность от 30–50 до 1000–2000 м, мощность от 5–10 до 150–200 м. В подавляющей части интрузивов содержание никеля и меди ничтожно мало. Промышленное оруденение установлено лишь в некоторых из них. Размещение никеленосных интрузивов контролируется региональными разломами северо-восточного простирания и краевыми зонами куполовидных структур, нередко они локализованы во флексуобразных изгибах и складках.

Определенное значение в размещении интрузивов имеет литолого-стратиграфический фактор, проявляющийся в приуроченности их к существенно амфиболитовой части разреза и зонам контактов амфиболитов с гнейсами и гранито-гнейсами по периферии куполов. По представлению [24, 70] гипербазиты образуют пояса, приуроченные к крыльям Аллареченского и Хихнаярвинского блок-антиклинориев, являющихся частями некогда единой протоантиклинали. В пределах поясов интрузивы деформированы более поздней мелкой складчатостью, а сами пояса трассируют глубинные зоны повышенной проницаемости земной коры, совпадающие с региональными северо-

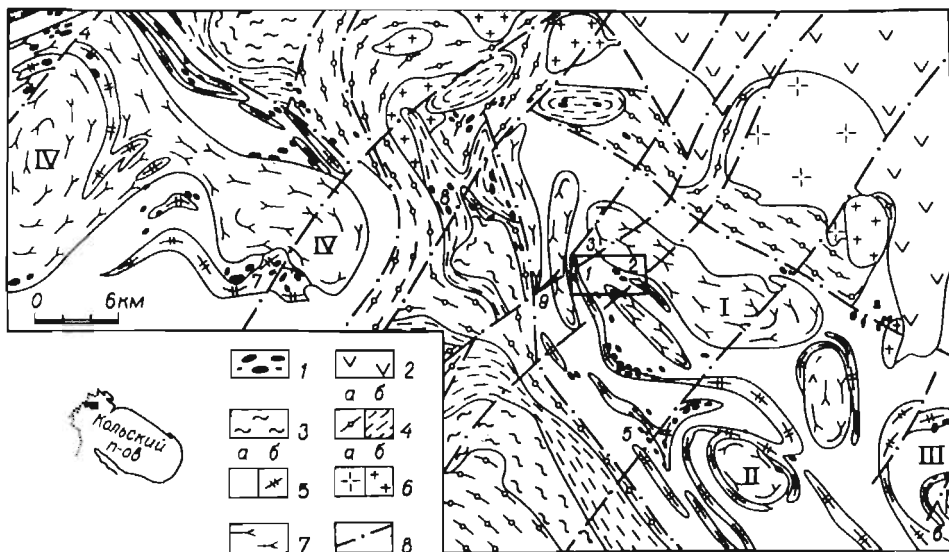


Рис. 61. Схематическая геологическая карта Аллареченского никеленосного района (по В.Г.Загородному)

1 – интрузивы ультраосновных пород; карельский комплекс: 2 – печенгская серия (филлиты, песчаники, туфосланцы, метадиабазы); кольско-беломорский комплекс: 3 – вирнимская серия (гранат-биотитовые гнейсы); 4 – каскамская серия (а – биотит-гранат-амфиболовые гнейсы, б – сланцевые амфиболиты); 5 – аннамская серия (а – биотитовые гнейсы, б – полевошпатовые амфиболиты); 6 – диориты, гранодиориты (а), плагиомикроклиновые граниты (б); 7 – гранито-гнейсы древнейшего фундамента; 8 – тектонические нарушения. Куполовидные структуры: I – Аллареченская, II – Копосовская, III – Аннамская, IV – Хихнаярвинско-Руннийокская. Сульфидные медно-никелевые месторождения: 1 – Аллареченское, 2 – Восток. Рудопроявления: 3 – Северная залежь, 4 – Руннийоки, 5 – Аким, 6 – Аннама, 7 – Хихнаярви, 8 – Вешъяур, 9 – Южное. Прямоугольником показано местоположение Аллареченского рудного поля

западными геологическими структурами Кольского полуострова. Вместе с тем изучение месторождений и рудопроявлений свидетельствует, что размещение рудоносных интрузивов в пределах региональных структур контролируется поперечными (северо-восточными) разрывными и складчатыми структурами, наложенными на северо-западные.

Аллареченское рудное поле расположено в юго-западной краевой части одноименной куполовидной структуры и имеет площадь около 18 км² (рис. 62). На его западном фланге преобладают гнейсы с прослоями амфиболитов и гранито-гнейсов, на восточном – гранито-гнейсы и в меньшей мере амфиболиты, центр поля сложен преимущественно плагиоклазовыми гранито-гнейсами. Ограниченно развиты жильные пегматоидные граниты. Такое строение рудного поля напоминает общую картину строения района в целом с его куполовидными структурами, в ядерных частях которых преобладают породы гранитного состава, а в краевых – развиты в основном гнейсы и амфиболиты.

Простираение пород в рудном поле соответствует очертаниям Аллареченской куполовидной структуры, общее падение их – юго-западное. В связи с трудностями выделения и прослеживания отдельных пластов из-за частого и неравномерного чередования и быстрого выклинивания, неоднократно предпринимались попытки расчленить толщу на отдельные пачки [61, 134]. Лишь на восточном фланге рудного поля в районе месторождения Восток удалось достаточно уверенно сопоставлять разрезы, так как здесь развита пачка пироксен-содержащих амфиболитов мощностью 100–150 м, являющаяся надеж-

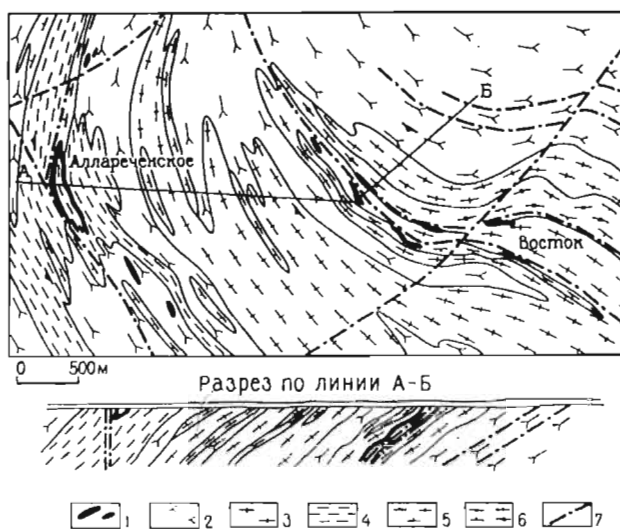


Рис. 62. Геологическая карта Аллареченского рудного поля. По материалам Аллареченской ГРП, с дополнениями

1 – интрузивы ультраосновных пород; 2 – плагиомикроклиновые гранито-гнейсы; 3 – плагиоклазовые гранито-гнейсы; 4 – биотитовые гнейсы; 5 – полевошпатовые амфиболиты; 6 – пироксен-полевошпатовые амфиболиты; 7 – разрывные тектонические нарушения

ным маркирующим горизонтом. На западном фланге в районе Аллареченского месторождения реперных пачек не выявлено, поэтому вопрос о стратиграфических уровнях пород западного и восточного флангов рудного поля остается открытым. Наиболее вероятно предполагать, что месторождение Восток занимает в разрезе положение примерно на 800–900 м ниже Аллареченского.

В северо-западной части рудного поля проходит мощный Алла-Аккаярвинский разлом северо-восточного простирания, отдельные ветви которого подсечены буровыми скважинами в юго-восточной – по геофизическим и геоморфологическим данным – параллельно ему проходит Восточный разлом. Значительно менее четко выражены северо-западные разрывные нарушения, являющиеся в основном межпластовыми.

Интрузивы ультраосновных пород располагаются по краям рудного поля. На западном фланге они образуют субмеридиональную зону длиной 1,5–2 км в пределах которой вблизи Алла-Аккаярвинского разлома залегают рудоносные интрузивы Аллареченского месторождения и Северного участка. На восточном фланге интрузивы образуют ряд примерно параллельных зон северо-западной ориентировки. До последнего времени были известны две таких зоны: Верхняя и Нижняя, протягивающиеся на расстояние более 2 км. В их юго-восточной части вблизи Восточного разлома находится месторождение Восток. В последние годы при изучении бурением и геофизическими методами глубоких горизонтов и флангов этого месторождения были выявлены и прослежены еще две зоны развития рудоносных интрузивов, расположенные ниже первых двух [87].

Интрузивы сложены преимущественно метаперидотитами (метагарц-бургитами), в меньшей степени – метаоливинитами, в резко подчиненном количестве встречаются метапироксениты. В подавляющем большинстве породы слабо серпентинизированы. Наиболее интенсивно и повсеместно проявилась

их амфиболитизация. В краевых частях интрузивов и в зонах рассланцевания отмечаются хлорито-гальковые и биотито-карбонатные породы.

Месторождение Аллареченское

Аллареченское месторождение открыто К.Д.Беляевым в 1957 г., в процессе геологической съемки. В 1958–1961 гг. проведена его детальная разведка, а в течении 1962–1972 гг. оно полностью отработано открытым способом. Месторождение оказалось уникальным по необычайно высокому содержанию в рудах никеля.

Участок месторождения (рис. 63) сложен биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами и полевошпатовыми амфиболитами, распределенными по площади неравномерно: в нижней и центральной частях наиболее развиты гнейсы и гранито-гнейсы, в северной – амфиболиты. Породы имеют меридиональное простирание, постепенно изменяющееся на флангах на юго-восточное и северо-восточное. Углы падения в основном пологие – 25–40°, лишь на западном крыле месторождения выделяется флексуобразный перегиб с крутым падением пород – до 80–90°.

В породах гнейсового комплекса широко проявились мелкие складки преимущественно трех направлений относительно простирания пород: продольные, диагональные и поперечные. На участках интенсивного их развития они образуют зоны сильно перемятых пород.

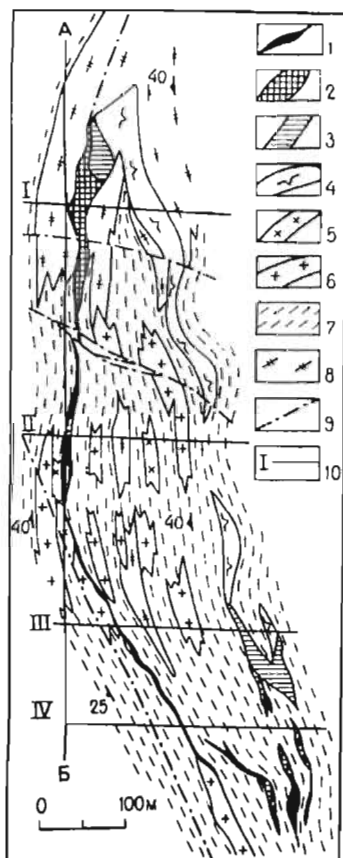


Рис. 63. Аллареченское месторождение. Геологический план горизонта +130 м

1 – сплошные сульфидные руды; 2 – богатые густовкрапленные руды (интенсивно оруденелые ультраосновные породы); 3 – рядовые вкрапленные руды; 4 – ультраосновные породы (метагаецбургиты); 5 – плагиомикроклиновые гранито-гнейсы; 6 – плагиоклазовые гранито-гнейсы; 7 – биотитовые гнейсы; 8 – полевошпатовые амфиболиты; 9 – разрывные нарушения; 10 – линии поперечных разрезов (см. рис. 64)

Важным структурным элементом участка является оруденелая тектоническая зона, осложняющая флексуорообразный перегиб и примыкающая на севере к региональному Алла-Аккаярвинскому разлому [47, 49]. К этому нарушению приурочена основная масса богатых руд месторождения. Кроме него на участке выделяются еще северо-западный сброс в южной части участка и ряд субширотных пострудных нарушений.

Морфология и условия залегания месторождения

Месторождение приурочено к небольшому сложноизогнутому интрузиву гипербазитов, вытянутому в меридиональном направлении на 1100 м и состоящему из двух ветвей: западной – крутопадающей и восточной – более пологой, падающей на запад (см. рис. 61). Обе ветви имеют пластообразно-изогнутую форму с частыми ответвлениями и пережимами. Наибольшее расхождение их (до 200 м) и максимальная глубина залегания (80 м) отмечались в центре. Мощность непостоянная и колеблется от 1–2 до 20–25 м. В северном и южном направлениях ветви постепенно сближаются, при этом на северном фланге они замыкаются, а на южном неоднократно расщепляются, уменьшаются в мощности и выклиниваются. На глубине ветви соединяются, образуя единое корытообразное тело. При этом форма его от разреза к разрезу претерпевает существенные изменения (рис. 64).

По простирацию и падению в рудоносном интрузиве отмечаются пережимы и раздувы. Поперечными нарушениями он расчленен на блоки размером от 5–10 до 100–200 м, смещенные относительно друг друга. На северном фланге

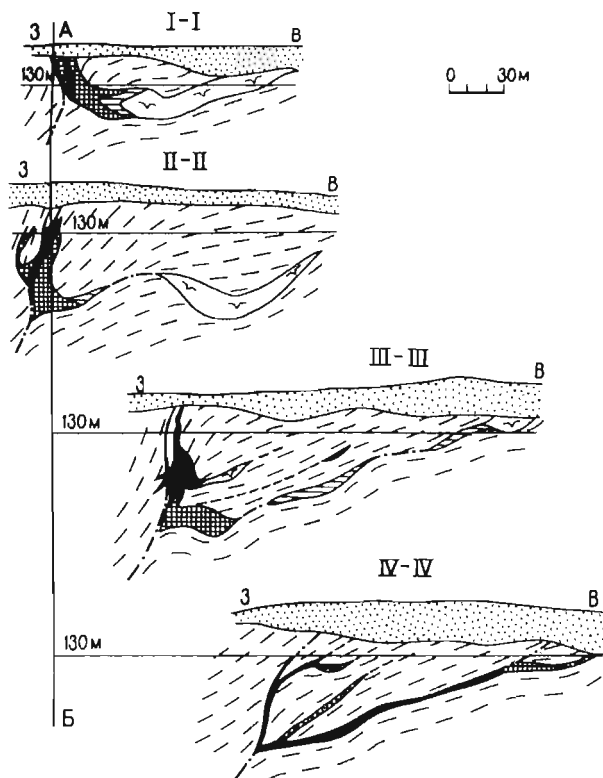


Рис. 64. Строение Алла-реченского месторождения в поперечных разрезах

Условные обозначения и линии разрезов см. на рис. 63

смещения небольшие и не нарушают сплошности тела, в центральной и южной частях – достигают 10–15 м, в результате чего отдельные блоки оказались разделенными. При этом, на севере южные блоки опущены, на юге – наоборот, подняты и даже с большей амплитудой. В связи с блокировкой западная ветвь интрузива местами напоминает гигантскую брекчию, в которой блоки оруденелых ультраосновных пород сцементированы сульфидами.

Интрузив практически всюду содержит вкрапленность сульфидов, но распределена она крайне неравномерно. Интенсивность ее возрастает в западном и южном направлениях. Промышленное оруденение на северном фланге интрузива отмечается только в западной ветви, в центре оруденелыми являются западная ветвь и нижняя часть восточной, а на южном окончании – весь интрузив.

Форма рудного тела в значительной степени определяется условиями залегания оруденелой части интрузива, в состав которой входят целиком оруденелая западная ветвь и часть восточной. Сплошные сульфидные руды сосредоточены в самой западной части рудного тела, где выполняют меридиональную тектоническую зону, проходящую вдоль контакта интрузива и ее ответвления во вмещающих гнейсах. Наибольшее удаление многочисленных сульфидных жил от интрузива не превышает 150 м. Максимальная мощность рудного тела – до 15–20 м – наблюдалась в северной и центральной частях месторождения, на южном фланге она не превышает 4–5 м.

Контакты оруденелых метаперидотитов и сульфидных жил с вмещающими породами повсеместно тектонические. При кажущемся в плане общем согласном залегании интрузива и рудного тела с вмещающими породами, в поперечных сечениях отмечаются явно секущие контакты. Согласное облежание гнейсами сохраняется только на расстоянии 2–3 м, а иногда всего нескольких сантиметров от контакта. В масштабе всего месторождения несогласие еще отчетливее. Так, в западной части месторождения амфиболиты, гнейсы и гранито-гнейсы характеризуются западным падением под углами от 25–30 до 40°; рудное тело имеет более крутое и вертикальное падение, а на северном фланге – даже встречное; восточное падение. Кроме того, в направлении с севера на юг интрузив и рудное тело залегают сначала в амфиболитах, затем – в гранито-гнейсах и гнейсах.

Никеленосный интрузив занимает секущее положение и по отношению к продольным и диагональным складкам, которые обусловили лишь дополнительные его изгибы и разветвления. По отношению к поперечным складкам он залегает согласно. Следовательно, внедрение интрузива произошло значительно позднее, в период резкой смены общего плана деформаций с продольных (и диагональных) на поперечные, когда заложены ранее разрывные нарушения оказались в условиях растяжения.

Очертания сложной по форме западной ветви никеленосного интрузива обусловлены флексурообразным перегибом вмещающих пород и субмеридиональной тектонической зоной, проходящей в этом месте. Восточная ветвь и апофизы большей частью используют отслоения, возникшие в результате межпластового скольжения. Общая корытообразная форма интрузива и рудного тела определяется сочетанием секущей меридиональной тектонической зоны и примыкающих к ней межпластовых отслоений в гнейсовой толще.

Строение рудного тела изучалось систематически в период его отработки. В северной части оно целиком сложено оруденелыми метаперидотитами, ближе к центру и далее к югу количество сплошных руд постепенно нарастает, а на южном фланге они преобладают. В том же направлении изменяется не только соотношение между рудами двух основных типов, но и их местоположение в рудном теле. Если на севере вкрапленные руды сконцентрированы полностью в западной ветви, то на южном окончании в основном концентри-

руются уже в восточной ветви рудной залежи. Интенсивность сульфидной вкрапленности в ультраосновных породах при удалении от тектонической зоны в восточном направлении постепенно ослабевает, руды сменяются рядовыми, затем бедными вкрапленными. Подавляющая масса сплошных руд сконцентрирована в самой западной части месторождения. Границы между сплошными и вкрапленными рудами всегда резкие, без постепенных переходов.

На северном фланге в рудном теле оба типа руд имеют обычный халькопирит-пентландит-пирротиновый состав. В центре – на отдельных участках – сплошные руды почти нацело (до 80%) сложены пентландитом, размером до 7 см, нередко с четкими кристаллографическими очертаниями зерен в поперечнике. На южном фланге в сплошных и вкрапленных рудах резко возрастает содержание халькопирита, здесь медистые разновидности становятся преобладающими. Сульфидные отжилки при выклинивании почти полностью сложены халькопиритом. В составе руд постоянно присутствует магнетит (6–10%) в виде идиоморфных кристаллов размером 2–4 мм в поперечнике. На отдельных участках руды интенсивно пиритизированы.

Нередко в рудном теле, особенно в оруденелых метаперидотитах, встречаются сульфидные прожилки с крупнозернистыми апатитом, оливином, амфиболом (актинолитом) и биотитом, а также сульфидно-карбонатные, карбонатно-тальковые и серпофитовые жилы, завершающие процесс формирования рудного тела.

Месторождение Восток

Месторождение Восток, расположенное в 4 км к востоку от Аллареченского (см. рис. 62), открыто Печенгской ГРП в 1961 г. при поисково-съёмочных работах. С 1969 г. находится в эксплуатации.

Участок месторождения сложен главным образом гранито-гнейсами и амфиболитами, в небольшом количестве присутствуют биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, в еще меньшем – гранитные пегматиты (рис. 65). Амфиболиты и гнейсы интенсивно мигматизированы. Породы имеют преимущественное северо-западное простирание, изменяющееся в центре до широтного и северо-восточного, и пологое (от 15 до 50, чаще 20–30°) падения в южных румбах. В отличие от участка Аллареченского месторождения, здесь в нижней части разреза отчетливо выделяется маркирующая пачка пироксен-содержащих амфиболитов мощностью от 50 до 160 м. Выше залегает близкая по мощности "пестрая" пачка часто и неравномерно перемежающихся между собой пород всех разновидностей, которая постепенно переходит в верхнюю "светлую" пачку мощностью 200–250 м, сложенную в основном гранито-гнейсами и гнейсами [134].

В центре участка гнейсы смяты в широкую открытую синклинальную складку, занимающую поперечное положение относительно общего северо-западного простирания пород [39]. Складка асимметричная: северо-западное крыло короткое и крутое, породы падают к юго-востоку под углом 30–50°; породы другого крыла падают на юго-запад под углом 25–30°.

Медно-никелевое оруденение связано с межпластовыми телами ультраосновных пород, локализованными вдоль разрывных нарушений в пределах главной синклинальной складки (рис. 66). Вначале были выявлены и детально изучены две рудоносные зоны: верхняя, приуроченная к пропласткам амфиболитов в пачке пород "пестрого" состава и нижняя – залегающая над пачкой пироксен-содержащих амфиболитов на 140–180 м ниже первой. Обе зоны на западном фланге под острым углом пересекаются региональным северо-восточным разломом. Они продолжают и далее в северо-западном направ-

лении почти на 2 км, постепенно сближаясь (см. рис. 65). По падению зоны прослеживаются более чем на 1 км. Глубина залегания от поверхности достигает 500–600 м. В последнее время выявлены две новые зоны развития никеленосных интрузивов, расположенные еще ниже по разрезу.

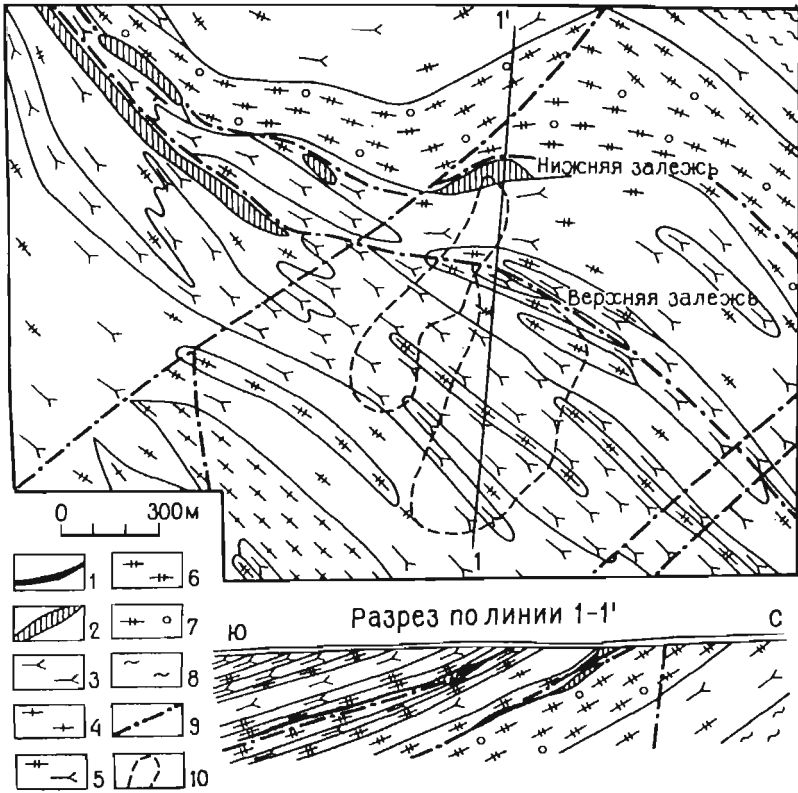


Рис. 65. Геологическая карта месторождения Восток [49]

1 – брекчиевидные руды; 2 – ультраосновные породы; 3 – плагиомикроклиновые гранито-гнейсы; 4 – плагиоклазовые гранито-гнейсы; 5 – мигматиты плагиомикроклиновых гранитов по амфиболитам; 6 – полевошпатовые амфиболиты; 7 – пироксен-полевошпатовые амфиболиты; 8 – биотит-амфиболовые гнейсы; 9 – разрывные нарушения; 10 – контуры рудных залежей по падению

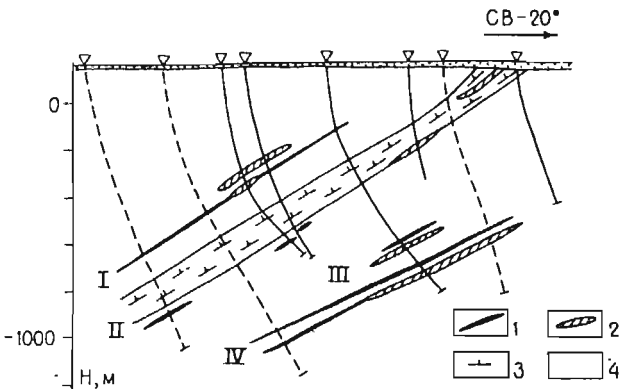


Рис. 66. Многоярусное расположение рудоносных зон на участке месторождения Восток [87]

1 – медно-никелевые руды (преимущественно брекчиевидные); 2 – измененные ультраосновные породы; 3 – маркирующая пачка пироксенсодержащих амфиболитов; 4 – породы гранито-гнейсового комплекса

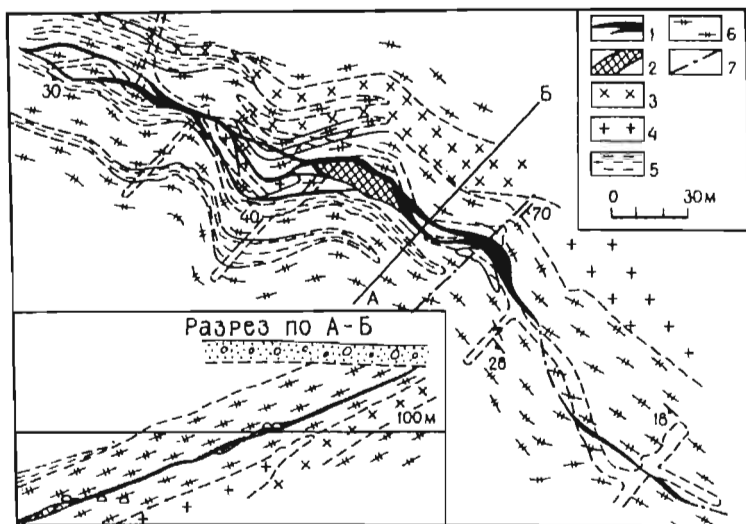


Рис. 67. Месторождение Восток. Верхняя рудная залежь. Геологический план горизонта +100 м и разрез

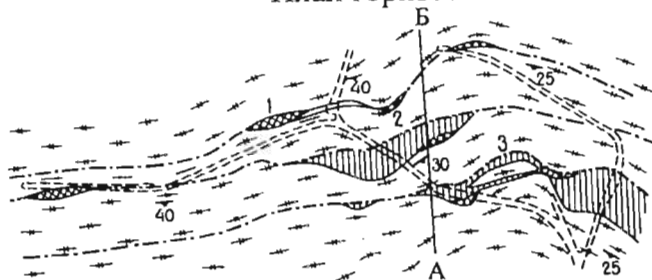
1 – брекчированные руды; 2 – интенсивно оруденелые метаперидотиты; 3 – плагионоклиновые гранито-гнейсы; 4 – плагиоклазовые гранито-гнейсы; 5 – биотитовые гнейсы; 6 – полевошпатовые амфиболиты; 7 – разрывные нарушения

Интрузивы сложены главным образом измененными перидотитами (гарцбургитами). Краевые части более крупных тел и многие мелкие тела целиком представляют собой рассланцованные куммингтонито-актинолитовые амфиболиты. Вмещающие породы на контакте с интрузивами также подверглись изменениям: по полевошпатовым амфиболитам развиты биотито-роговообманковые породы, а по гранито-гнейсам и гнейсам – слюдиты и иногда гранато-кварцевые породы. Мощность зон измененных пород экзоконтакта составляет обычно около 1 м.

Медно-никелевые руды сконцентрированы в ультраосновных телах и соединяющих их зонах дробления, проходящих вдоль лежачего бока. Соответственно двум первым зонам выделяются на месторождении Верхняя и Нижняя рудные залежи. Они залегают не только на разных уровнях разреза, но и в разных крыльях главной поперечной складки. Верхняя рудная залежь расположена в юго-восточном крыле (рис. 67), Нижняя – в северо-западном крыле и замковой части складки (рис. 68, 69).

Характерной особенностью месторождения Восток является наличие пегматитов кварц-плагио-микроклинового состава, рассекающих интенсивно оруденелые и измененные ультраосновные породы. Жилы в основном сконцентрированы в замковой области главной складчатой структуры участка [40], имеют в целом северо-западную ориентировку; падение их преимущественно крутое (70–75°) и почти всегда к северо-востоку, навстречу породам и интрузивам. Мощность пегматитовых жил колеблется от 5–8 см до 10–12 м, протяженность в большинстве случаев и по простиранию и по падению – всего несколько десятков метров. С обоих боков жил в рудных телах проявлены реакционные амфиболо-хлоритовые оторочки, но интенсивность сульфидной

План горизонта -50 м



Разрез по А - Б

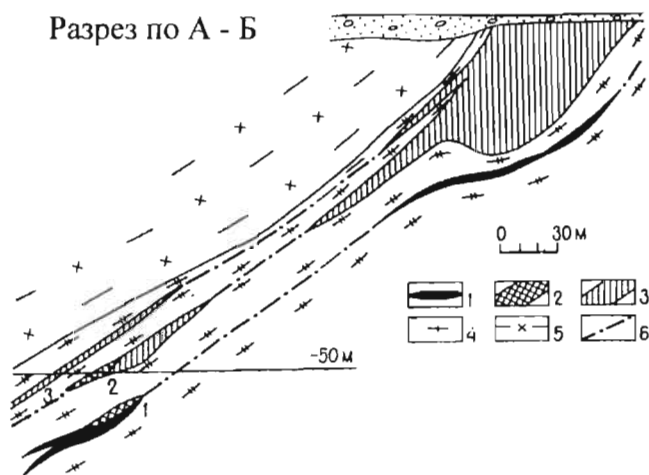


Рис. 68. Месторождение Восток. Нижняя рудная залежь. Геологический план горизонта -50 м и разрез

1 – брекчиевидные руды; 2 – интенсивно оруденелые метапериidotиты; 3 – метапериidotиты с редкой вкрапленностью сульфидов; 4 – пироксенсодержащие амфиболиты маркирующей пачки; 5 – породы гранито-гнейсового комплекса; 6 – разрывные нарушения. Цифрами обозначены рудные тела

вкрапленности с приближением к жилам не меняется, более того вкрапленность сульфидов наблюдается и в самих пегматитах.

Зоны оруденелых тектонических брекчий в лежачем боку никеленосных интрузивов пересекают и смещают пегматитовые жилы; обломки пегматитов содержатся и в брекчиевидной руде. Следовательно, пегматиты по времени внедрения относятся к внутрирудным образованиям, с ними нельзя связывать преобразование сингенетической вкрапленности материнских пород в эпигенетические сплошные и брекчиевидные руды [19]. Пегматитовые жилы, рассекая в различной степени оруденелые ультраосновные породы, не оказывают заметного влияния на интенсивность оруденения и сами пересекаются зонами брекчиевидных руд. Кроме того, пегматитовые жилы, секущие ультраосновные тела, известны в достаточном количестве и на тех участках Аллареченского района, где не выявлено эпигенетических руд, хотя пересекаемые жилами тела содержат сингенетическое оруденение.

Морфология и условия залегания рудных залежей

Верхняя рудная залежь (см. рис. 67), содержащая основную массу руд месторождения, имеет протяженность около 300 м по простиранию и более 1000 м по падению. Простирание ее северо-западное, падение – юго-западное, под углом 25–30°. На глубине около 400 м от поверхности она выклинивается. Залежь состоит из трех тел метагипербазитов, расположенных вдоль орудене-

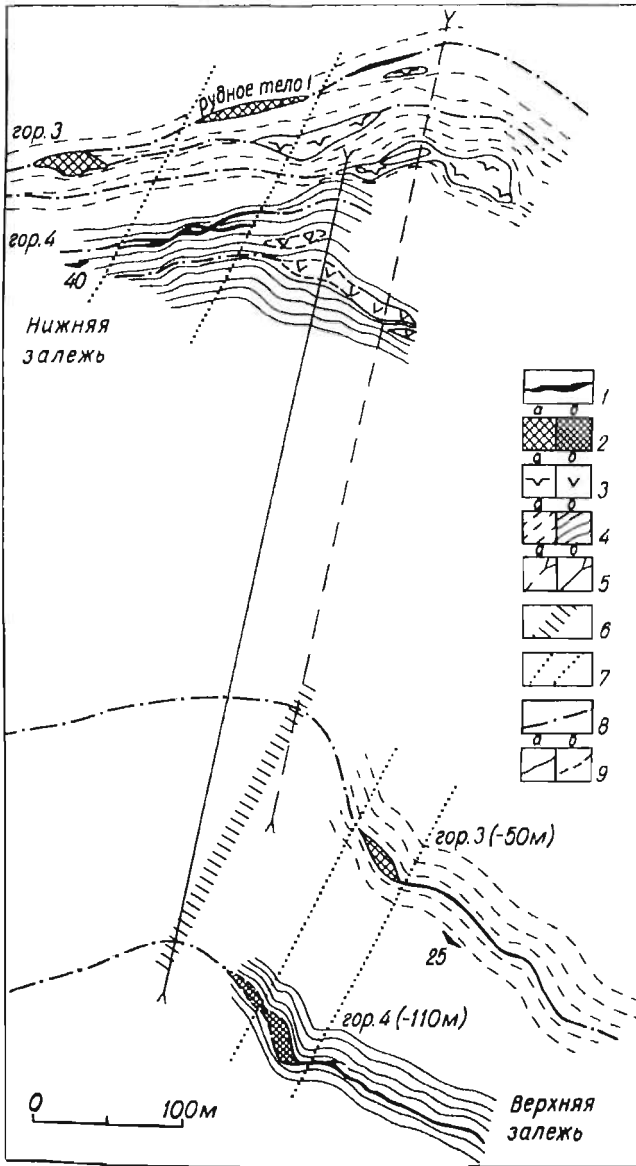


Рис. 69. Схема размещения рудных залежей месторождения Восток в синклинальной структуре участка. Совмещенный план двух горизонтов рудника

1 – брекчиевидные руды; 2 – вкрапленные руды в ультраосновных породах на третьем (а) и четвертом (б) горизонтах; 3 – ультраосновные породы на третьем (а) и четвертом (б) горизонтах; 4 – вмещающие породы амфиболитов-гранитоидного комплекса на третьем (а) и четвертом (б) горизонтах; 5 – положение оси главной локализирующей синклинальной складки на третьем (а) и четвертом (б) горизонтах; 6 – горизонтальная проекция шарнира главной синклинальной складки; 7 – горизонтальная проекция склонений рудоносных интрузивов; 8 – контролируемые разрывные нарушения; 9 – границы интрузивных тел: установленные (а) и предполагаемые (б)

лой тектонической зоны. Одно из них (самое западное) имеет форму узкой ленты с неровными краями шириной 80–100 м, уходящей на значительную глубину. Мощность тела изменяется от нескольких сантиметров до 25 м. Ору-

денение бедное вкрапленное; интенсивность его немного увеличивается в восточном направлении. В промышленную обработку не вовлекалось. Второй интрузив, имеющий близкие с первым параметры, целиком сложен богатыми вкрапленными рудами (средняя часть рудной залежи). Третье интрузивное тело с рядовыми вкрапленными рудами маломощное (около 1 м), разобщено по падению на несколько блоков. Интрузивы залегают в небольших поперечных синклинальных складках в пространстве между узкими антиклинальными зонами мелких складок, вытянутыми параллельно шарниру главной локализирующей складчатой структуры. Этими структурными элементами определяют контуры и юго-восточное склонение интрузивов и всей Верхней залежи.

Оруденелая тектоническая зона протягивается по простиранию согласно с вмещающими породами, а на участках поперечных изгибов, как правило, ветвится. Одна ветвь повторяет очертания складок, другая, немного изгибаясь, пересекает резкие изгибы и вследствие этого нередко проходит внутри интрузивов или в стороне от них. Мощность зоны изменяется от нескольких сантиметров до 3–8 м и достигает наибольших значений на участке второго интрузива. Руды в зоне главным образом брекчиевидные с обломками ультраосновных и вмещающих пород. Количество сульфидов возрастает в восточном направлении; максимум их отмечается также в районе второго интрузива. Далее брекчиевидные руды сменяются прожилковыми, затем – редковкрапленными, более медистыми.

Нижняя рудная залежь отличается более сложным строением (см. рис. 68). Простирание ее изменяется от северо-восточного на западе до юго-восточного на востоке, а падение – соответственно от юго-восточного 30–50° до юго-западного 20–30°. Залежь включает три рудных тела, залегающих кулисообразно и разделенных прослоями амфиболитов мощностью по 20–30 м.

Самое нижнее *рудное тело 1* включает несколько сближенных линз оруденелых метагипербазитов, приуроченных к одной оруденелой тектонической зоне, протяженность их 40–50 м, мощность – до 10 м. Оруденелая тектоническая зона имеет мощность от нескольких сантиметров до 0,5 м, она выполнена богатыми брекчиевидными рудами в основном на тех участках, где проходит вдоль интрузивных тел. *Рудное тело 2* состоит из двух небольших линз метагипербазитов, соединенных разрывным нарушением. Одна из них протягивается на 100 м и содержит редкую вкрапленность сульфидов, другая (западная) менее мощная, протягивается на расстояние до 50 м с богатой сульфидной вкрапленностью главным образом халькопирита и сопровождается оруденелой тектонической брекчией вдоль лежащего бока. *Рудное тело 3*, залегающее еще выше и восточнее, представляет собой интрузив длиной более 100 м с бедным вкрапленным оруденением. По падению рудные тела протягиваются на расстояние до 800 м, испытывая частые раздувы, пережимы и перерывы. Однако оруденение на больших глубинах более бедное и маломощное.

Интрузивы Нижней залежи, как и Верхней локализованы в небольших синклинальных складках между антиклинальными перегибами. В то же время отличительной особенностью интрузивов (и рудных тел в целом) является довольно крутое падение (40–50°) и резко выраженное юго-западное склонение. Такие элементы залегания Нижней залежи, существенно отличающие ее от Верхней при одном и том же структурном контроле, обусловлены приуроченностью залежей к различным крыльям асимметричной главной складки участка (см. рис. 69).

Таким образом структура месторождения Восток определяется главным образом крупной северо-восточной синклинальной складкой, осложняющей общее северо-восточное простирание амфиболито-гранито-гнейсовой толщи, и многоярусной системой межпластовых тектонических зон, примыкающих в западной части к региональному северо-восточному разлому. Они являются

главными структурными элементами, контролирующими размещение никеленосных интрузивов.

Существенное влияние на морфологию интрузивов и структуру месторождения в целом оказали дополнительные сильно сжатые мелкие складки той же ориентировки, что и главная складка. На участках пересечения их с рудоконтролирующими тектоническими зонами происходит резкое уменьшение мощности интрузивов и рудных тел вплоть до разрыва сплошности. Именно этим объясняются вытянутость интрузивов и рудных тел по падению в виде лент или столбов и их общее юго-западное погружение, параллельное шарнирам складчатых структур.

Во всех без исключения рудных телах месторождения наиболее богатые вкрапленные медно-никелевые руды в ультраосновных породах локализованы вблизи оруденелой тектонической зоны. Брекчиевидные руды развиты в основном на участках, где тектоническая зона сопровождается интрузив, и на некотором расстоянии от него. При этом с удалением от интрузива в составе сульфидного цемента резко возрастает роль халькопирита.

Рудные тела почти всегда сопровождаются небольшим (до 1 м) ореолом вкрапленного оруденения в породах экзоконтактной зоны и в слабо измененных вмещающих породах, Оруденение существенно халькопиритовое, иногда с пирротинном, пентландитом, борнитом, миллеритом.

Рудопроявления

Среди известных в Аллареченском районе медно-никелевых рудопроявлений наибольший интерес представляют Северная залежь и Руннийоки.

Северная залежь, расположенная в 350 м к северо-востоку от Аллареченского месторождения, представлена небольшим пластообразным телом оруденелых метагарцбургитов, вытянутым на 300 м в северо-восточном направлении, согласно простиранию амфиболито-гнейсовой толщи. Его форма, условия залегания, особенности распределения оруденения в общем аналогичны Аллареченскому интрузиву [47]. На южном фланге залежь обрывается у регионального Алла-Аккаярвинского разлома [49].

Рудопроявление Руннийоки расположено в 30 км к северо-западу от Аллареченского месторождения в краевой части северного крыла Хихнаярвинско-Руннийокинской куполовидной структуры (см. рис. 61). Участок сложен преимущественно биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами, имеющими северо-восточное простирание и падение на северо-запад под углом 30–40°. Среди них несколькими ярусами залегают линзо- и пластообразные интрузивы ультраосновных пород самых различных размеров и мощностей. Слагающие их измененные перидотиты и пироксенитовые оливиниты часто безрудные или содержат редкую и мелкую сульфидную вкрапленность. С одним из интрузивов нижнего яруса связано промышленное медно-никелевое оруденение. Бедные вкрапленные руды слагают его нижнюю приподошвенную часть, более богатые вкрапленные и сплошные залегают на расстоянии первых метров в подстилающих гранито-гнейсах и представляют, по-видимому, одну из апофиз рудоносного интрузива.

Кроме этих рудопроявлений в районе известно еще несколько более мелких: Акким, Хихнаярви, Аннама, Вешгяур и др. Все они связаны с интрузивами ультраосновных пород и несут бедное вкрапленное сульфидно-никелевое оруденение.

О возрасте никеленосных гипербазитов Аллареченского района

К настоящему времени еще не сложилось единого мнения о возрасте гипербазитов-гарцбургитов Аллареченского района и связанного с ним сульфидного медно-никелевого оруденения. Одни исследователи [19, 70], основываясь на отсутствии рудоносных гарцбургитов в Печенгском рудном поле, относят их к архейским. Другие [41, 66] считают наиболее вероятным раннепротерозойский возраст, акцентируя внимание на распространенности никеленосных интрузивов только вблизи регионального Печенгско-Варзугского подвижного пояса, отвечающего карельскому тектоно-магматическому циклу, а также на пространственном размещении никеленосных гипербазитов в виде вытянутых поясов, ориентированных в том же направлении, что и карельские региональные структуры. Формирование Печенгско-Варзугского подвижного пояса могло обусловить тектоническую активизацию прилегающих к нему участков архейского гранито-гнейсового основания, ставших вследствие этого ареной проявления протерозойского никеленосного магматизма.

Данные о непосредственных определениях абсолютного возраста аллареченских никеленосных гипербазитов и связанных с ними сульфидных медно-никелевых руд весьма скудные. Можно привести лишь результаты датирования, полученные калий-аргоновым методом в 1961–1962 гг. в Лаборатории геологии докембрия АН СССР А.А.Полкановым и Э.К.Герлингом [76]: рудные сидеронитовые оливиниты Аллареченского месторождения – 2500 млн лет, биотит из эпигенетических медно-никелевых руд – 1910 млн лет, слюдит из контакта плагиогранитов и перидотитов – 1789 млн лет [19]. Самая древняя из этих дата нередко используется в качестве еще одного аргумента сторонниками архейского возраста аллареченских рудоносных гипербазитов.

При отсутствии геохронологических данных, базирующихся на современных методах их получения, проблема возраста рассматриваемых образований разрабатывается главным образом путем геологических наблюдений и сопоставления с другими никеленосными районами.

Глава 7

Северо-Восточное рудное поле

Общие сведения

Сульфидное медно-никелевое оруденение в северо-восточном обрамлении Печенгского рудного поля выявлено в 1969–1972 г. М.А.Сотниковой и Е.М.Бакушкиным при поисково-съёмочных работах [9]. Так же как и в других районах, оно пространственно и генетически связано с массивами основных и ультраосновных пород, расположенных группами и в одиночку среди архейских гнейсовых толщ кольской серии, непосредственно подстилающих печенгскую структуру.

В составе гнейсового комплекса выделяется две наиболее распространенных толщи [47]: 1) нижняя – биотитовые, гранат-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы с прослоями кварц-олигоклазовых гнейсов и различных, в том числе гранатовых, амфиболитов; 2) верхняя – глиноземистая – ставролит-гранат-биотитовых и кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов часто с кианитом. В обеих толщах широко развиты согласные и секущие микроклини-плагиклазовые гранито-гнейсы.

В тектоническом отношении район представляет собой северо-западное окончание Центрально-Кольского антиклинория, где на фоне общего северо-западного простирания гнейсовых толщ с крутым падением пород на 60–80° отмечается поперечная асимметричная складчатость и изометричные купола гранито-гнейсов [95]. На всей территории закартированы многочисленные разрывные нарушения северо-западных и северо-восточных простираний, к которым и приурочены массивы и дайки основных и ультраосновных пород (рис. 70).

Никеленосные интрузивы разделяются на 4 группы: 1 – гипербазиты, измененные гарцбургиты, реже лерцолиты и плагиолерцолиты (ровнинский тип); 2 – перидотит-пироксенит-габбро-нориты (карикъяврский тип); 3 – габбро-перидотиты (нясюкский тип); 4 – габбро-нориты (гора Генеральская). Изучение их проводили М.А.Сотникова (1972 г.), Е.М.Бакушкин [9], Ж.А.Федотов [126], Б.Г.Копытько, И.А.Яковлев (1991 г.), В.И.Кочнев-Первухов и др. Наибольший интерес в отношении никеленосности представляют интрузивы карикъяврского типа.

Размещение интрузивов повсеместно контролируется зонами глубинных разломов северо-западного и северо-восточного направлений и оперяющими их разрывными нарушениями субмеридионального и близширотного направлений. В северо-западной половине района интрузивы локализованы вблизи подошвы Печенгской структуры и контролируются разрывными нарушениями двух систем: субмеридиональными, обрамляющими Печенгскую структуру, и субширотными, оперяющими Титовский разлом. В юго-восточной части, где вмещающие гнейсовые толщи имеют преимущественно субширотное простирание, размещение никеленосных интрузивов контролируется зонами сопряжений северо-восточных, субширотных и юго-восточных разломов в сочетании со складчатыми структурами.

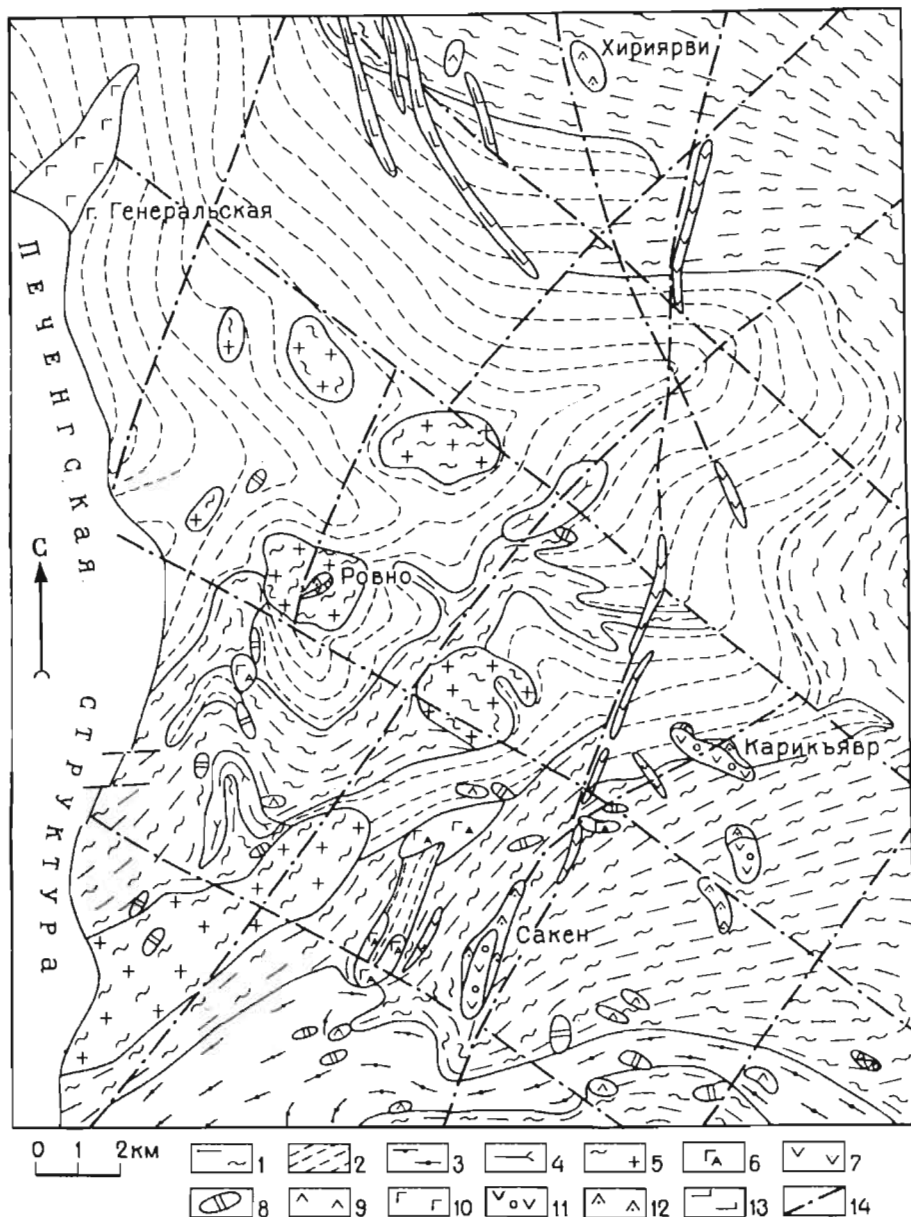


Рис. 70. Схематическая геологическая карта северо-восточной части гнейсового обрамления Печенгской структуры. По Л.А. Виноградову

1 – гранат-биотитовые гнейсы с прослоями амфиболитов, кварц-олигоклазовые гнейсы (нижняя толща); 2 – высокоглиноземистые гнейсы (верхняя толща); 3 – полевошпатовые амфиболиты с прослоями гнейсов; 4 – гранулитоподобные гнейсы; 5 – гранито-гнейсы; 6 – габбро-амфиболиты; 7 – габбро и габбро-нориты оливиновые и безоливиновые; 8 – метагипербазиты и магнезиальные сланцы; 9 – ортопироксениты; 10 – габбро-нориты горы Генеральской; 11–12 – габбро-нориты (11) и гипербазиты (12) интрузивов карикъяврского типа; 13 – перидотиты, пироксениты нясюкского комплекса; 14 – разрывные нарушения

Интрузивы имеют пластовую и линзообразную форму, залегают группами, по 5–10 тел в большинстве случаев согласно с гнейсами, амфиболитами и

мигматитами. Протяженность по простиранию изменяется от первых метров до 600–900 м, мощность от 10–20 до 200 м. Исключением является Нясюкская группа крутопадающих даек плагиоперидотитов, пироксенитов и основных пород, имеющих преимущественно северо-западное, реже северо-восточное и субширотное простирание, длина их колеблется от 2 до 15–26 км, а мощность составляет 40–250 м.

Возраст интрузивов одни исследователи [10? 65] определяют как архейский по пересечению их жилами микроклиновых гранитов возраста 2150 млн лет, другие [25] считают более вероятным протерозойский возраст по структурно-геологическим условиям залегания и составу пород. Возраст Карикъявского интрузива по Pb-Pb-данным составляет 1970 ± 170 млн лет, Sm-Nd-датирование [114] показало 1939 ± 60 млн лет. Анализ методом ТИЭ трех фракций циркона из секущих гранитных жил позволил получить возраст от 1800 ± 40 до 2040 ± 40 млн лет. Последние определения рассматриваются как соответствующие скорее всего этапу наложенного метаморфизма. Возраст массива габбро-норитов горы Генеральской, залегающего непосредственно у подошвы Печенгской структуры, определен Sm-Nd-методом 2453 ± 42 млн лет [114].

Промышленные концентрации сульфидного медно-никелевого оруденения разведаны в массивах 1, 2 и 3 Карикъявского рудного узла (рис. 71).

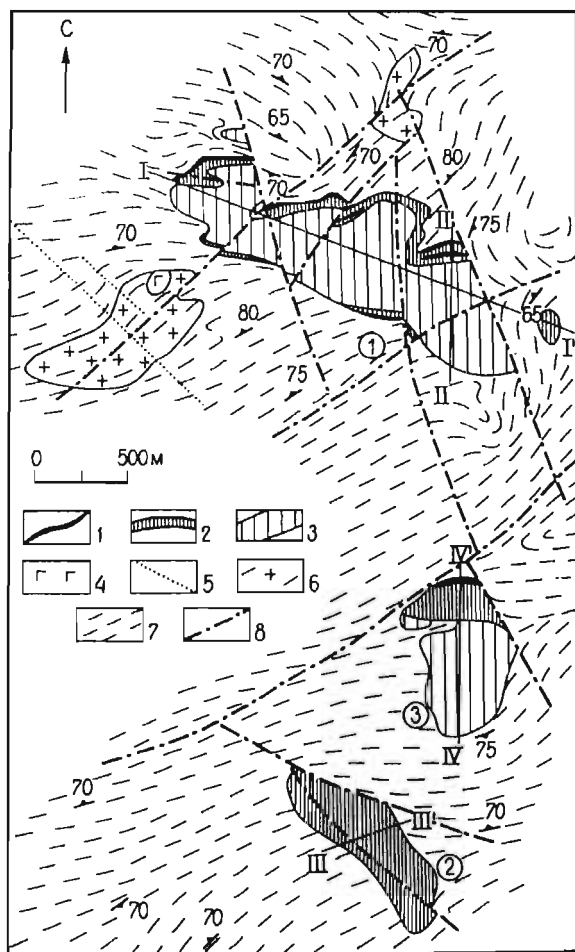


Рис. 71. Геологическая карта Карикъявского рудного узла

1 – медно-никелевые руды; 2 – гипербазиты; 3 – габбро-нориты; 4 – габбро; 5 – дайки габбро-диоритов; 6 – плагио- и плагио-микроклиновые гранито-гнейсы; 7 – биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы; 8 – разрывные нарушения. Цифры в кружках: 1 – массив 1 (месторождение Карикъявр), 2 – массив 2 (рудопоявление), 3 – массив 3 (рудопоявление). Римские цифры – линии разрезов (рис. 72, 73)

Месторождение Карикъявр

Месторождение Карикъявр, открытое в 1969 г. [9, 10], позднее разведывалось В.А.Гореловым, Б.Г.Копытько, Е.М.Бувевич и др. [56]. Оно приурочено к массиву 1 неправильно-овальной удлиненной формы типа деформированного корыта, вытянутого с северо-запада на юго-восток на 2000 м и погружающегося в том же направлении на глубину до 700 м. На юго-восточном окончании он срезан крутым северо-западным тектоническим нарушением. Наибольшая ширина его в средней части 650 м. В поперечных сечениях массив имеет корыто- и воронкообразные очертания с крутыми бортами. В продольном разрезе выявляются значительные прогибы дна массива в средней и юго-восточной частях чередующихся с такими же отчетливо выраженными поднятиями (рис. 72). Учитывая, что этим участкам на поверхности соответствуют наибольшие раздувы и пережимы массива, а также концентрически замкнутый рисунок изогипс дна в средней части массива, можно полагать, что такие его очертания в значительной степени обусловлены сложноскладчатым строением.

Заметное усложнение формы массива обусловлено разрывными нарушениями, разбивающими его на ряд блоков. Особенно отчетливо проявлены нарушения двух систем – северо-западной и северо-восточной. С их поэтапным развитием тесно связаны блокировка массива и направление перемещений блоков [27]. Выделяются западный, центральный и восточный блоки, взброшенные относительно друг друга в направлении с юго-востока на северо-запад. В связи с этим глубина залегания подошвы массива уменьшается, в том же направлении с 700 до 50–100 м.

Относительно окружающих пород массив залегает несогласно. Наиболее контрастно это проявляется при сравнении общей протяженности массива с северо-восточным простираем пород, особенно отчетливым к югу от массива. В то же время наблюдения в отдельных обнажениях гнейсов вблизи юго-западного контакта массива показывают, что их простираем с приближением к контакту довольно быстро сменяется на близширотное, становится субсогласным. Поэтому не исключено, что упомянутая контрастность скорее связана со сложным взаимоотношением складчатых структур.

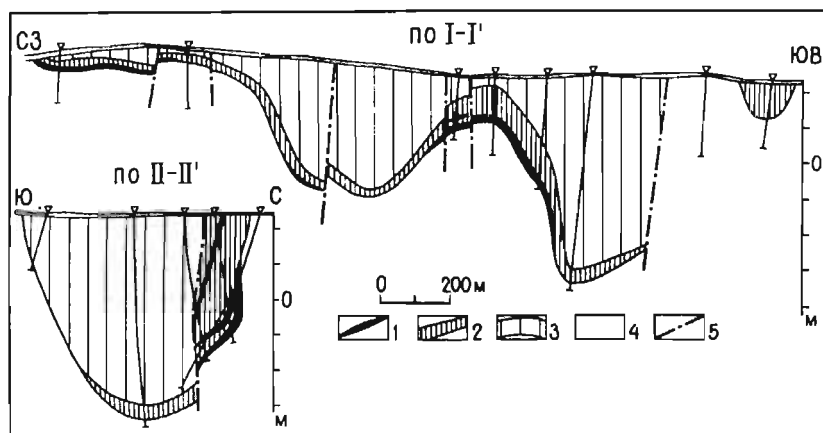


Рис. 72. Месторождение Карикъявр. Продольный и поперечный разрезы (см. рис. 71). По материалам Печенгской ГРП

1 – медно-никелевые руды; 2 – гипербазиты; 3 – габброиды (габбро и габбро-нориты); 4 – породы гранито-гнейсового комплекса; 5 – разрывные нарушения

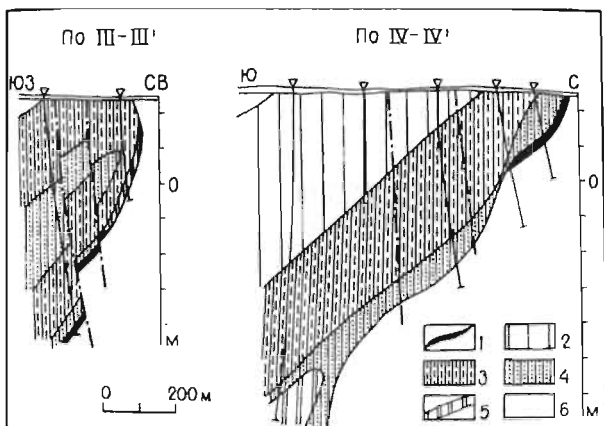


Рис. 73. Геологические разрезы рудопроявленных массивов 2 (слева) и 3 Карикъяврского рудного узла (см. рис. 71)

1 – медно-никелевые руды; 2 – габбро-нориты; 3 – метапироксениты; 4 – металагиолерцолиты; 5 – метагипербазиты; 6 – породы гранито-гнейсового комплекса

Массив дифференцирован. Основной его объем составляют габброиды, главным образом кварцсодержащие и бескварцевые габбро, меньше – габбро-нориты. В резко подчиненном количестве присутствуют гипербазиты-плагиолерцолиты, плагиогарцбургиты, плагиопироксениты, редко пироксеновые оливиниты, количественные соотношения между ними варьируют от 20:1 до 2:1 в разных сечениях. Границы раздела между дифференциатами в целом конформны границам массива. Отмечена и более тонкая расслоенность. На первый взгляд это может свидетельствовать о воздействии северо-западных складок на расслоенный массив. Однако размещение ультраосновных дифференциатов относительно продольной осевой плоскости массива характеризуется резкой асимметрией. Они протягиваются непрерывно только вдоль северо-восточного борта массива и его подошвы, а вдоль юго-западного фиксируются лишь в двух местах: там, где массив испытывает поперечные пережимы и подошва его максимально приближена к поверхности. Кроме того, в плане и в поперечных сечениях видно, что наибольшая мощность гипербазитов отмечается не в осевой части мульды, а в крутом северо-восточном борту, причем главным образом на участках его поперечных прогибов (см. рис. 72; рис. 73). В тех же местах в ультраосновных породах сконцентрировано в основном и медно-никелевое оруденение.

Следует сказать, что жильные ответвления брекчиевидных руд отходят от массива во вмещающую толщу только в местах его наибольшего поперечного прогиба. По мере общего погружения массива к юго-востоку не отмечается ни возрастания доли ультраосновных пород, ни роста интенсивности оруденения. Таким образом, для рудоносного Карикъяврского массива отмечается сложная связь пространственной ориентировки, формы и внутреннего строения. По мнению [12] массив первоначально имел вид субгоризонтальной пластины, позже деформированной в процессе карельской складчатости. Наиболее вероятным представляется внедрение массива на этапе развития поперечных складок. Этим обусловлены и место размещения массива, и основные черты его морфологии, и строения [56]. Разрывные нарушения еще более усложнили морфоструктуру массива.

В эндоконтакте массива отмечается маломощная (до 1–2 м) зона закалки, сложенная мелкозернистыми пироксенитами. Гнейсы в экзоконтакте подверглись слабому ороговикованию. Породы массива умеренно метаморфизованы, что выразилось прежде всего в амфиболлизации, наиболее интенсивно затронувшей габбро-нориты. Локально (в основном в зонах разрывных нарушений)

проявились серпентинизация и оталькование гипербазитов. Характерной чертой пород массива является пересечение их жилами гранитного состава и маломощными дайками габбро-диабазов.

Вкрапленное медно-никелевое оруденение сконцентрировано в основном в нижней части массива, преимущественно в плагиолерцолитах. Выделяется два рудных тела – Нижнее и Верхнее и несколько небольших линз в средней и верхней частях. Нижнее рудное тело протягивается почти по всей длине северного борта, за исключением области сочленения западного и центрального блоков, где оно прерывается. Верхнее рудное тело залегает несколько выше и размещается в пределах центрального и восточного блоков. Мощность тел 6–8 м, в раздувах – до 10–18 м.

Рудные линзы располагаются между этими двумя телами или выше их и имеют мощность 2–4 м. На отдельных участках от Нижнего рудного тела во вмещающие массивы породы на небольшое расстояние отходят ответвления сплошных сульфидов.

Руды месторождения главным образом вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Количество сульфидов составляет от 1–2 до 10–12, редко до 15–20%. В нижних частях зон густовкрапленных руд встречаются гнезда и жилеобразные обособления сплошных руд. Жильные ответвления во вмещающие гнейсы и гранито-гнейсы сложены брекчиевидными и сплошными рудами и сопровождаются ореолом мелкой вкрапленности сульфидов.

Руды имеют разнообразный минеральный состав. По данным В.В.Дистлера, И.П.Лапутиной, А.А.Филимоновой, Т.Л.Гроховской, А.С.Осокина, Ю.Л.Войтеховского, Ю.Н.Нерадовского и других, изучавших минералогию и химизм карикъявских руд, главными рудными минералами являются пирротин, пентландит, халькопирит и иногда кубанит. Среди второстепенных присутствуют магнетит (титаномагнетит), маккинавит, сульфоарсениды ряда кобальтин-герсдорфит, виоларит, ильменит, сфалерит и др. В сульфидном оруденении установлена платиновая минерализация, сконцентрированная в основном в сульфоарсенидах никеля и кобальта. При этом среди металлов платиновой группы преобладают редкие (иридий, осмий, родий, рутений) и тяжелые (платина, палладий). В меньшем количестве отмечены самостоятельные минералы платиноидов (сперрилит, майченерит и др.), в том числе минералы иридия, осмия и рутения, не характерные для медно-никелевых руд [59].

Содержание никеля во вкрапленных рудах колеблется от долей до 3,5%, в сплошных – 11%. Наибольшие концентрации меди (до 13%) отмечены в брекчиевидных рудах. Среднее соотношение никель : медь : кобальт в рудах составляет 35:30:1 [54].

В Карикъявском рудном узле помимо Главного рудного массива 1 разведаны рудопроявления, связанные с массивами 2 и 3 (см. рис. 71).

Массив 2, расположенный в самой южной части рудного узла, на поверхности не обнажается. По данным геофизических и буровых работ на выходе под морену он имеет неправильную удлиненно-овальную форму, вытянутую с северо-запада на юго-восток на 1100 м при ширине до 300 м. Массив погружается в юго-западном направлении под углом 70–75°, глубже 700–900 м не оконтурен. Подобно массиву 1 он также расчленен на блоки разрывными нарушениями, но не северо-восточного, а северо-западного простирания. Блоки опущены по направлению погружения массива, местами почти на 200 м.

По составу массив 2 существенно отличается от массивов 1 и 3, поскольку почти нацело сложен метагипербазитами (см. рис. 71 и 73, разрез III¹-III). В верхней части разреза преобладают плагиопироксениты (плагиобронзититы), в нижней, большей по мощности, – плагиолерцолиты, с прослоями плагиопироксенитов, оливинитов, плагиооливинитов, плагиогарцбургитов.

Сульфидное медно-никелевое оруденение главным образом вкрапленное, непромышленное, наиболее интенсивное в придонном слое плагиолерцолитов. В пределах этого слоя сульфиды распределены неравномерно, образуют две обогащенные ими зоны мощностью 0,7–6 м (с рудными интервалами 0,2–1,5 м). Кроме того, выделяются еще несколько маломощных "висячих" линз со скоплениями сульфидов. Содержание никеля в рудах 0,4–0,8, меди – 0,2–0,4%. Известно одно маломощное (10 см) подсечение брекчиевидных руд в контакте массива с гнейсами с содержанием никеля 4,2 и меди 1,4%. В целом сульфидное оруденение сконцентрировано в месте наибольшего прогиба подошвы массива и вытянуто в направлении его погружения. Глубже 600–700 м оруденение не изучено.

Массив 3 расположен между рудоносными массивами 1 и 2, имеет форму слегка сжатого цилиндра сечением 850x300 м, погружающегося на юг под углом 60–70° (см. рис. 73, разрез IV¹-IV), разведан в глубину до 800–900 м. Массив дифференцирован – нижняя половина его сложена плагиолерцолитами и пироксенитами, верхняя – габбро-норитами, частично габбро. Общая мощность массива 650–700 м.

Сульфидное медно-никелевое оруденение преимущественно бедное вкрапленное, локализовано в лежащем боку массива, в плагиолерцолитах, образует маломощные (0,1–0,2 до 1,5 м) непромышленные залежи, прерывистые по простиранию и падению глубже 700–900 м оно не изучено.

Рудопроявление Сакен

Рудопроявление расположено в 5 км к юго-западу от Карикъяврского рудного узла (рис. 74), в зоне перехода пород нижней пачки гнейсовой толщи в верхнюю. Поэтому в юго-западной части участка преобладают биотитовые гнейсы, в северо-западной – высокоглиноземистые гнейсы, а в восточной наблюдается их переслаивание. Породы имеют в основном северо-восточное простирание (от 20 до 50°), которое в восточной части участка изменяется на субширотное, падение пород главным образом северо-западное под углом от 30–50 до 70–80°.

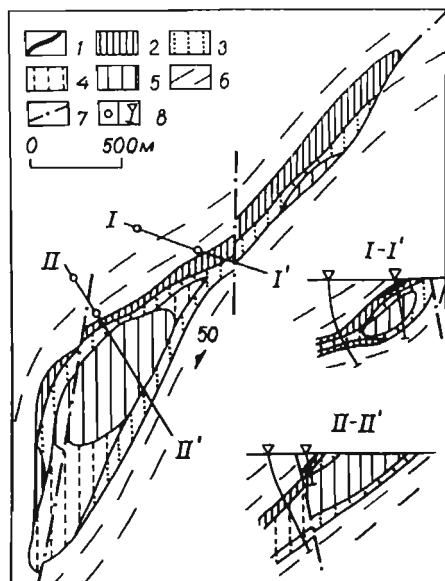


Рис. 74. Рудопроявление Сакен. Геологический план и разрезы

1 – вкрапленные медно-никелевые руды; 2 – метагипербазиты; 3 – троктолиты; 4 – габбро; 5 – габбро-нориты; 6 – породы гранито-гнейсового комплекса; 7 – разрывные нарушения; 8 – буровые скважины

Никеленосный дифференцированный массив Сакен удлиненно-линзообразной формы приурочен к зоне крупного регионального разлома север-северо-восточного направления, проходящего в 2 км западнее месторождения Карикъявр. Длина массива 3500 м, мощность на северо-восточном фланге 80–100 м, в юго-западном направлении она постепенно увеличивается и достигает 300–500 м в раздуве, затем быстро уменьшается до полного выклинивания. Массив погружается к северо-западу, причем в северной половине – круто (75°), в раздуве – положе (50°), вблизи юго-западного окончания – вновь круто. По падению он прослежен на 500 м, имеет юго-западное склонение.

Массив сложен габбро-норитами, габбро, плагиопироксенитами, троктолитами. При этом отмечается необычное расположение дифференциатов: в ядре – габбро-нориты и габбро; на периферии – плагиопироксениты. В северо-восточной части массив сложен главным образом плагиолеццолитами и плагиогарцбургитами. Таким образом, с юго-запада на северо-восток основность пород возрастает. Учитывая юго-западное склонение массива, можно предположить, что на юго-западном фланге на глубине также будут преобладать ультраосновные дифференциаты. Породы массива подверглись амфиболитизации, биотитизации, в краевых частях – рассланцеванию. По скважинам устанавливается пересечение пород массива жильными образованиями гранитного состава и дайками диабазовых порфиритов.

Сульфидное медно-никелевое оруденение вскрыто в верхнем эндоконтакте массива, в плагиопироксенитах. Мощность оруденелой зоны 0,3–2,8 м, наибольшие значения выявлены в северо-восточной части, протяженность зоны по простиранию – около 1000 м. Оруденение прожилково-вкрапленное, гнездово-вкрапленное. Содержание никеля – до 0,8, меди – до 0,4%. Распространяясь в сторону экзоконтакта на расстояние до 1 м, оруденение становится главным образом вкрапленно-прожилковым, существенно медистым.

Руды содержат в основном пирротин, пентландит, халькопирит, часто присутствуют магнетит, хромит, ильменит, а также сульфоарсениды никеля и кобальта. В последних, по данным В.В.Дистлера и Т.Л.Гроховской, концентрируются платиноиды главным образом в виде твердых растворов. Сульфоарсениды, содержащие платиноиды, отмечены также и в экзоконтактовом оруденении.

Рудопроявление Хириярви

В 8 км к северу от месторождения Карикъявр на продолжении одной из север-северо-западных ветвей регионального разлома в 1972 г. М.А.Сотниковой выявлен и в 1982–1986 гг. разведан дифференцированный массив никеленосных основных и ультраосновных пород карикъяврского типа – Хириярви. Массив залегает среди перемежающихся гранит-биотитовых и глиноземистых гнейсов, смятых в сложную синклиналичную складку, шарнир которой погружается к северу под углом 50 – 60° . К ее западному крылу и проходящему здесь разлому и приурочен массив Хириярви. Он имеет в плане форму овала размером 1000 x 450 м, вытянутого в север-северо-западном направлении с падением на восток-северо-восток. Истинная мощность массива 250–300 м.

Массив в верхней части сложен, главным образом, плагиопироксенитами, в меньшей мере присутствуют плагиоперидотиты, пироксеновые оливиниты, плагиолеццолиты, залегающие в основном ближе к верхнему контакту. У нижнего контакта массива местами отмечаются габбро-нориты, на глубине свыше 500 м преобладают плагиоперидотиты.

В обеих эндоконтактовых частях массива установлены маломощные зоны вкрапленного и гнездово-вкрапленного сульфидного медно-никелевого оруденения. При этом рудоносная зона верхнего эндоконтакта также прослеживается и на глубину. Мощность зон в верхней части массива 0,9–1,0 м, в нижней – 3–7 м. Содержания полезных ископаемых низкие: никеля – до 0,3% (в штуфах – до 0,70), меди до 0,48% (в штуфах – до 2,17%). С глубиной эти значения практически не меняются.

Рудопроявление горы Генеральской

Габбро-норитовый массив горы Генеральской находится в 5 км к востоку от железнодорожной станции Печенга. Он залегает в гнейсах архейского фундамента, в основании Печенгской структуры, имеет в плане клиновидную форму, вытянут в меридиональном направлении на расстояние более 3 км. Мощность его увеличивается с севера на юг и достигает нескольких сотен метров. Массив полого (30–35°) погружается под образования печенгской серии, западный и восточный контакты его падают навстречу друг другу под углами 40–50 и 60–65° соответственно. По составу и строению габбро-нориты массива аналогичны породам Мончегорского района и Панских тундр.

Сульфидное оруденение концентрируется в виде линейных зон, вытянутых параллельно разрывным нарушениям северо-западного и северо-восточного простираний и контактовым поверхностям массива. Длина зон достигает 300 м, мощность – первых метров. Сульфиды распределены неравномерно в виде вкрапленности, реже представлены гнездами и прожилками. Содержание их не превышает 10–20%, халькопирит преобладает над пентландитом.

Нясюкский дайковый комплекс

На обширной территории севернее горы Генеральской закартировано большое количество крутопадающих даек ультраосновных и основных пород, образующих две субпараллельные ветви северо-западного простирания. Юго-западная ветвь представлена крупной дайкой керсутитовых плагиоперидотитов протяженностью 26 км и мощностью 40–250 м, сопровождающейся множеством мелких даек оливинового габбро протяженностью 15 км и мощностью 50–150 м, которая также сопровождается дайками кварцевых габбро-диабазов меньших размеров длиной до 2 км. Здесь же отмечены овальные тела плагиопироксенитов.

Рассеянная сульфидная минерализация присутствует во всех породах кроме кварцевых диабазов. Сгущение сульфидно-никелевой вкрапленности (никель до 0,5–0,7%) отмечено только на отдельных небольших участках.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

Минералого-геохимическая характеристика медно-никелевых руд Печенги и генезис месторождений

Глава 8

Минералого-геохимическая характеристика медно-никелевых руд Печенги

Типы руд, их текстурно-структурные особенности и распространение

Описание руд приводится в большинстве работ, посвященных медно-никелевым месторождениям Печенги. Однако отдельные исследователи по-разному разделяли руды. Так, Г.Вайринен [146] выделял шесть типов: 1) основной тип, представляющий собой серую однородную тонкозернистую разновидность, состоящую в основном из сульфидов с примесью силикатов; 2) порфиновый тип сплошных сульфидных руд; 3) тонкозернистые импрегнации в серпентинитах; 4) импрегнации в сланцах; 5) сланцевая брекчия; 6) брекчиевая руда, образовавшаяся за счет брекчирования указанных выше руд.

В послевоенные годы при разведке и освоении печенгских месторождений прочное место заняло разделение руд на четыре основных типа: 1) вкрапленные руды в серпентинитах (измененных перидотитах), 2) брекчиевидные руды, 3) сплошные сульфидные руды и 4) прожилково-вкрапленные руды в сланцах [43, 44, 47 и др.]. Аналогичная группировка позднее была принята для руд Аллареченского [37, 47] и Северо-Восточного рудных полей [28, 56]. В табл. 10 приведена классификация медно-никелевых руд Печенги с выделением трех основных групп: оруденелые ультраосновные и основные породы, руды в тектонических зонах и руды в оруденелых вмещающих породах [1, 49, 137].

Руды в ультраосновных и основных породах распространены в материнских интрузивах вблизи подошвы, либо на некотором удалении от нее в виде одного или нескольких "висячих" горизонтов, нередко составляют весь их объем. Наибольшее распространение имеют рядовые вкрапленные руды с содержанием сульфидов от 3–5 до 15–20 объемн.%. Гораздо меньшее распространение получили богатые густовкрапленные руды с содержанием сульфидов в пределах 20–50% и более.

Таблица 10. Классификация сульфидных медно-никелевых руд Печенгского района [49]

Группы руд	Типы руд	Разновидности руд	Характерные текстуры
Руды в ультраосновных и основных породах	Рассеянно-вкрапленные	Халькопирит-пентландитовые Пентландит-халькопиритовые Пентландит-кубанит-халькопиритовые	Вкрапленная, прожилково- и гнездово-вкрапленная, пятнистая, сланцевая, гнейсовидная, полосчатая, сетчатая
	Густовкрапленные ("серые")	Халькопирит-пентландитовые Пентландит-халькопиритовые	
Руды в тектонических зонах	Брекчиевидные	Халькопирит-пентландитовые Пентландит-халькопиритовые	Брекчиевидная, брекчиевая, пятнистая, полосчатая
	Сплошные	Халькопирит-пентландитовые Пентландит-халькопиритовые Пиритизированные ("матовые")	Массивная, полосчатая, пятнистая, петельчатая, гнейсовидная
Руды во вмещающих породах	Оруденелые экзоконтактовые метасоматиты	Халькопирит-пентландитовые Пентландит-халькопиритовые	Вкрапленная, пятнистая, прожилково-вкрапленная, сланцеватая, полосчатая, плейчатая
	Оруденелые вмещающие породы	Пентландит-халькопиритовые Халькопирит-миллерит-борнитовые	Полосчатая, линзовидно-полосчатая, плейчатая, вкрапленная, прожилковая, брекчиевая сетчатая, сланцеватая

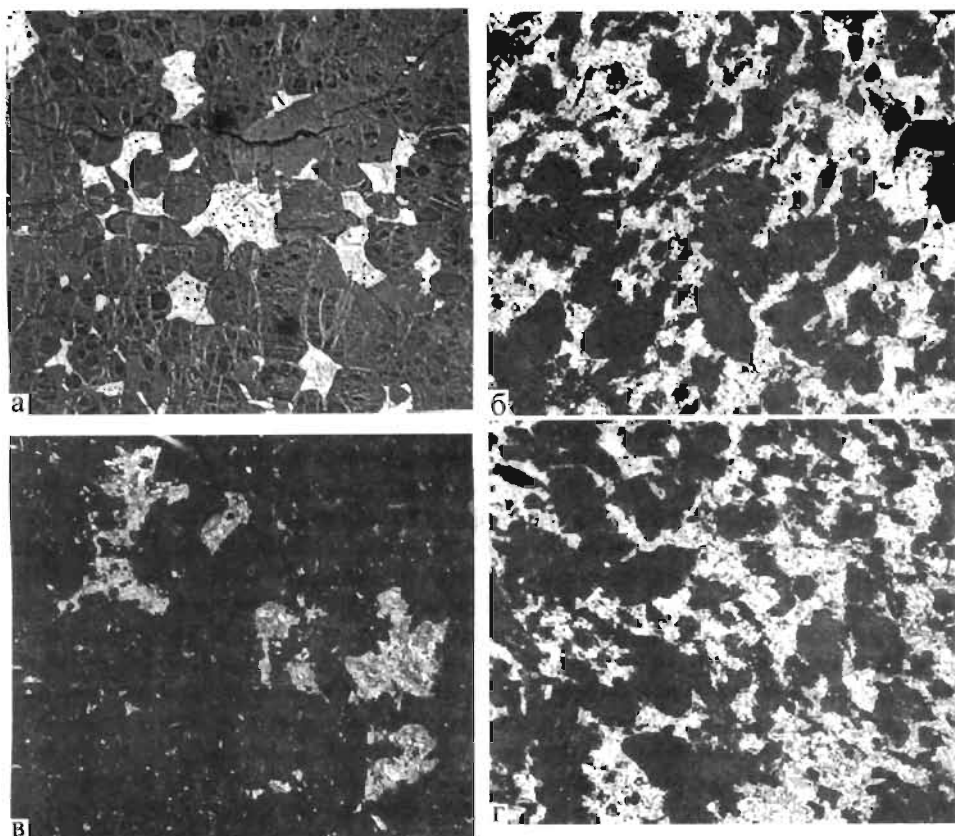


Рис. 75. Структуры рассеянно-вкрапленных (1) и густовкрапленных (2) руд Печенги в слабоизмененных (Пильгуйярвинское месторождение – а) и сильноизмененных (Заполяриное месторождение – б) перидотитах. Характерно "размывание" границ "сидеронитовой" вкрапленности сульфидов (белое), замещение их силикатами и магнетитом (черное).

Фото анишлифов, увел. 10.

Форма сульфидных агрегатов, текстуры и структуры руд в целом зависят от интенсивности изменения ультраосновных пород: в слабоизмененных преобладают первичные интерстициальная и сидеронитовая структуры, эмульсионные и каплевидные включения в силикатах, реже встречаются мелкие гнезда и нитевидные прожилки (рис. 75, а); в сильноизмененных породах (рис. 75, б) развиты метасоматическая вкрапленность, субграфические срастания с вторичными силикатами, псевдоморфозы по оливину, разнообразные прожилки (см. рис. 22, 40).

Как правило, сульфидные агрегаты полиминеральные: преобладает пирротин, а пентландит и халькопирит находятся в подчиненном количестве. Кроме того, встречаются: маккинавит (как продукт распада твердого раствора в пентландите), виоларит (по пентландиту), кубанит, постоянно присутствуют оксиды – хромшпинелиды, магнетит, ильменит.

В табл. 10 показаны разновидности наиболее распространенных вкрапленных руд, причем в их названиях фигурируют только те минералы, которые оп-

ределяют соотношение никеля и меди. В Печенгском рудном поле встречены бедные вкрапленные руды без моносльфидов железа: халькопирит-пентландитовые и пентландит-халькопирит-борнитовые [47, 100].

Руды в тектонических зонах представлены главным образом брекчиевидными и менее сплошными сульфидными рудами, распространенными вдоль межпластовых тектонических нарушений, взбросов и сдвигов в зонах нижних контактов никеленосных интрузивов, нередко с выходом по полостям отслоений в туфогенно-осадочные породы на расстояние до 200–300, иногда до 500–600 м от материнского массива (см. рис. 12, 32).

Содержание сульфидов в брекчиевидных рудах изменяется от 40–50 до 70–80%; в последнем случае они близки к сплошным рудам и характеризуют переходные интервалы между ними. Преобладают пирротин-пентландитовые разновидности, однако на флангах рудных залежей широко распространены пирротин-халькопиритовые. Кроме главных в брекчиевидных рудах широко представлены многие второстепенные и редкие минералы. Сульфидный цемент обычно мелко- и среднезернистый, реже крупнозернистый. Характерно отсутствие магнетита в цементе брекчиевидных руд Печенги.

Состав силикатных обломков, как правило, отвечает составу вмещающих пород: это измененные гипербазиты и филлиты в Печенгском (см. рис. 23, 36, 37, 38), измененные гипербазиты, биотит-амфиболовые и кварц-гранатовые метасоматиты, амфиболиты и гнейсы – в Аллареченском рудном поле. Обломки имеют округлую, иногда веретенообразную форму, реже они неправильные и остроугольные, размеры их варьируют от 1–2 до 8–10 см, редко более. В брекчиевидных рудах развиты жильные минералы – кварц, карбонаты, апатит, хлорит и другие в виде мелких идиоморфных зерен и неправильных агрегатов. На месторождении Восток отмечаются гнезда дымчатого "гранулированного" кварца размером до 8–10 см, заключенные в тонкую (0,1–1,0 мм) рубашку биотита.

В крупных залежах брекчиевидных руд встречаются разновидности, различающиеся количеством, размерами и составом силикатных обломков, а иногда – составом сульфидного цемента. На Аллареченском месторождении типичные брекчиевидные руды редки, но здесь значительная часть западного фланга залежи представляет собой гигантскую рудную брекчию, в которой оруденелые метаперидотиты разбиты на блоки, пересечены жилами сплошных руд, а среди мощных обособлений последних отмечались глыбы в различной степени оруденелых гипербазитов до 3–4 м в поперечнике [134]. Кроме того, среди густовкрапленных руд здесь развиты шпирсы, линзы и жилородные обособления оливин-карбонат-сульфидных руд пегматоидной и пятнисто-брекчиевидной текстуры [42].

В сплошных рудах содержание сульфидов составляет 80–95%, они большей частью халькопирит-пентландит-пирротинового состава, медистые разновидности редки и слагают небольшие участки, чаще на флангах рудных залежей или вблизи контактов с вмещающими породами. Наряду с главными сульфидами в них постоянно присутствуют магнетит (до 5%), пирит (до 7–10%, в зонах динамометаморфизма – до 25–30%), а также почти все второстепенные и редкие рудные минералы. Часто встречаются также нерудные минералы – кварц, карбонаты, биотит, амфиболы, серпентины и др.

Как правило, сплошные руды средне- и крупнозернистые, местами гигантозернистые, в которых размеры зерен пирротина и халькопирита достигают 10–15 мм, а пентландита до 40–60 мм в поперечнике [36]. Агрегаты пентландита образуют также своеобразные жилы мощностью до 10–15 см и длиной до 2–3 м. В зонах динамометаморфизма сплошные руды подвергаются рассланцеванию, милонитизации и пиритизации (см. рис. 24, 25).

Руды во вмещающих породах слагают внешний ореол рудных тел, который определяется тектонической нарушенностью вмещающих пород (дробление, рассланцевание и т. д.), а также общей интенсивностью оруденения. Содержание сульфидов в них колеблется от 3–5 до 35–40%. Наиболее интенсивное, преимущественно медное оруденение, характерно для экзоконтактовых метасоматитов, возникающих около залежей сплошных руд, а также для участков сильно перемятых и катаклазированных пород.

Морфология сульфидных агрегатов и текстурные особенности руд определяются составом пород: для филлитов и биотит-амфиболовых пород характерны тонкополосчатые, сетчатые, сланцеватые и сплошные текстуры; для кварц-гранатовых метасоматитов, гнейсов, пегматитов и амфиболитов – вкрапленные, гнездовые и прожилковые. В оруденелых биотит-амфиболовых метасоматитах соотношение главных сульфидов бывает различным, а в кварц-гранатовых породах, гнейсах, амфиболитах и филлитах обычно преобладает халькопирит, иногда борнит; в них широко развиты также пирит, миллерит, ильменит, сфен, часто встречаются редкие рудные минералы.

Минеральный состав руд

Общие замечания

Минеральный состав медно-никелевых руд Печенгского района в своих основных чертах имеет много общего с составом руд других никеленосных провинций. Его сложность определяется не только большим числом минеральных видов, но главным образом наличием нескольких генераций всех главных и многих второстепенных минералов, отличающихся условиями развития, морфологией агрегатов и индивидов, широкими вариациями химического состава и физических свойств.

Своеобразие минералогии медно-никелевых руд Печенги обусловлено двумя причинами: ассоциацией их с различными комплексами базит-гипербазитов и неоднократным участием в процессах метаморфизма. Никеленосные массивы Печенгского рудного поля относятся к габброверлитовой формации, Аллареченского – гипербазитовой, а Северо-Восточного – к габбро-гипербазитовой; последние по своему строению и составу близки к расслоенным массивам перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации. Гипербазитовые массивы считаются наиболее древними [65], хотя они не имеют достоверных датировок; габбро-гипербазитовые относятся к раннекарельскому, а габбро-верлитовые – к позднекарельскому тектономагматическим этапам.

Массивы Печенгского рудного поля испытали региональный метаморфизм зеленосланцевой фации, а все остальные – амфиболитовой, включая и мелкие тела с медно-никелевой минерализацией, вскрытые скважиной СГ-3 на глубоких горизонтах архейского амфиболито-гнейсового комплекса. Кроме автометаморфических и регионально-метаморфических изменений в никеленосных массивах фиксируются проявления контактового, дислокационного и позднего гидротермального метаморфизма.

По условиям формирования медно-никелевое оруденение района принято разделять на два типа: сингенетическое и эпигенетическое. Первое сформировано в процессе становления рудоносных интрузивов преимущественно на позднемагматической стадии и испытало воздействие всех видов метаморфизма, а второе – в основном на прогрессивной стадии регионального метаморфизма и характеризуется минимальным проявлением поздних изменений.

Таблица 11. Минеральный состав медно-никелевых руд Печенгского района

Рудные минералы		Нерудные минералы	
Название	Формула	Название	Формула
1	2	3	4
Главные		Главные	
Троилит	FeS	Оливин (гортонолит, частично форстерит)	$[(Mg, Fe^{2+})_2SiO_4]$
Пирротин гексагональный	$Fe_7S_8^{xx}$	Ортопироксен (гиперстен)	$(Mg, Fe^{2+})_2Si_2O_6$
Пирротин моноклиальный	Fe_7S_8	Клинопироксены:	
Пентландит	$(Fe, Ni, Co)_9S_8$	Авгит	$(Ca, Na)(Mg, Fe, Al, Ti)(Si, Al)_2O_6$
Халькопирит тетрагональный	$CuFeS_2$ или $Cu_8Fe_8S_{16}$	Диопсид	$CaMgSi_2O_6$
Кубанит	$CuFe_2S_3$	Амфиболы Fe-Mg	
Маккинавит	$(Fe, Ni)_{1+x}S^{xx}$	Антофиллит	$(Mg, Fe^{2+})_7Si_6O_{22}(OH)_2$
Пирит	FeS_2	Жедрит	$(Mg, Fe^{2+})_5Al_2(Si_6Al_2)O_{22}(OH)_2$
Борнит	Cu_5FeS_4	Куммингтонит	$(Mg, Fe^{2+})_7Si_6O_{22}(OH)_2$
Миллерит	Ni_3S_2	Грюнерит	$(Fe^{2+}, Mg)_7Si_8O_{22}(OH)_2$
Виоларит	$Fe^{2+}Ni^{3+}S_4$	Амфиболы Са:	
Хромшпинелид	$(Mg, Fe^{2+})(Cr, Fe^{3+}, Al)_2O_4^{xx}$	Тремолит	$Ca_2(Mg, Fe^{2+})_3Si_8O_{22}(OH)_2$
Магнетит	$(Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4)$	Актинолит	$Ca_2(Mg, Fe^{2+})_5Si_8O_{22}(OH)_2$
Ильменит	$(Fe^{2+}FeO_3)$	Роговые обманки:	
Второстепенные		(эденитовая, паргаситовая, гастингситовая, керсутит)	$(Na, K)_{01}(Ca, Na)_2(Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+}, Ti)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH, F, Cl, O)_2$
Аргентопентландит	$Ag(Fe, Ni)_8S_8$	Слюды:	
Зигенит	$(Ni, Co)_3S_4$	Флогопит	$KMg_3Si_4AlO_{10}(F, OH)_2$
Никелин	Ni_3As_2	Биотит	$K(Mg, Fe^{2+})_3(Al, Fe^{3+})Si_8O_{10}(OH, F)_2$
Маухерит	$Ni_{11}As_8$	Мусковит	$KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH, F)_2$
Бравоит	$(Ni, Fe)_2S_2$	Хлориты	
Марказит	FeS_2	Пеннин	$(Mg, Al)_6[Si_{3.5-3.1}Al_{0.5-0.9}O_{10}](OH)_{8x}$
Мельниковит	FeS_2	Клинохлор	$(Mg, Al)_6[Si_{3.1-2.8}Al_{0.9-1.2}O_{10}](OH)_{8x}$
Сфалерит	$(Zn, Fe)S$	Прохлорит	$(Mg, Fe^{2+}, Al)_6[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_8^x$
Кобальтин	$CoAsS$	Тальк	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$
Герсдорфит	$NiAsS$	Серпентины:	
Валлеириит	$4(Fe, Cu)S \cdot 3(Mg, Al)(OH)_2$	Лизардит	
Халькозин	Cu_2S	Хризотил	$(Mg, Fe^{2+})_3Si_2O_5(OH)_4$
Шпинель	$MgAl_2O_4$	Антигорит	
Титаномагнетит	$Fe^{2+}(Fe^{3+}_2Ti)_2O_4$		
Рутил	TiO_2		
Гематит	Fe_2O_3		

Таблица 11 (продолжение)

Таблица 11 (продолжение)

1		2	3	4	
Сфен (титанит)		CaTiSiO_5	Полевые шпаты	$\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8 - \text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8))$ $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$	
Лейкоксен		$\text{TiO}_2 + \text{FeTiO}_3 + \text{SiO}_2^{\text{xx}}$			Плаггиоклазы
Гидрооксиды железа		$\alpha, \gamma\text{Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH}); \alpha, \gamma\text{Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Микроклин		
Примеси					
Самородные и интерметаллиды			Гранаты:		
165	Золото	Au	Пироп-альмандин	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	
	Электрум	(Au, Ag)	Спессартин-альмандин	$(\text{Mn}, \text{Fe}^{2+})_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	
	Медь	Cu	Гроссуляр-андрадит	$\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2(\text{SiO}_4)_3$	
	Висмут	Bi	Кварц	SiO_2	
	Железо	Fe	Ильваит	$\text{CaFe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_7(\text{O}, \text{OH})$	
	Кадмий	Cd	Второстепенные		
	Олово	Sn	Карбонаты:		
	Безымянный	Pb, Bi	Кальцит	CaCO_3	
	То же	(Cu, Zn, Ni, Co)	Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	
	Сульфиды и их аналоги:	Кобальтпентландит Талнахит Галенит Паркерит	Co_9S_8 $\text{Cu}_9(\text{Fe}, \text{Ni})_8\text{S}_{16}$ PbS $\text{Ni}_3\text{Bi}_2\text{S}_2$	Сидерит	FeCO_3
				Эпидот	$\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$
				Цоизит	MgCO_3
				Апатит	$\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
					$\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
	Виттихенит	Cu_3BiS_3	Магнетит	$\text{Ca}_2(\text{PO}_4)_2(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})$	
Шандит	$\text{Ni}_3\text{Pb}_2\text{S}_2$	Примеси			
Хизлевудит	Ni_3S_2	Скаполит (мицзонит)	$3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaCO}_3$		
Линнеит	Co_3S_4	Циркон	ZrSiO_4		
Грейгит Ni-содержащий	$(\text{Fe}, \text{Ni})_3\text{S}_4$	Ортит	$(\text{CeCaY})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$		
Молибденит	MoS_2	Монацит	$(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Th})\text{PO}_4$		
Висмутин	Bi_2S_3	Стильпномелан	$[\text{K}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_8(\text{Si}, \text{Al})_{12}(\text{O}, \text{OH})_{27} \cdot 2\text{H}_2\text{O}]$		
Безымянный	AgS	Пренит	$\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})$		
Алтаит	PbTe_2	Аксинит	$(\text{Ca}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn})_3\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}(\text{OH})$		
Мелонит	NiTe_2	Датолит	$\text{CaBSiO}_4(\text{OH})$		
Гессит	Ag_2Te	Турмалин (шерл)	$[\text{Na}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH}, \text{F})_4]$		
Штютцит	$\text{Ag}_{5-7}\text{Te}_3$	Везувиан	$[\text{Ca}_{10}\text{Mg}_2\text{Al}_4(\text{SiO}_4)_5(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OH})_4]$		
Эмпрессит	Ag_8Te	Сульфаты:			
Никелин	NiAs	Ретгерсит	$\text{NiSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$		
Маухерит	$\text{Ni}_{11}\text{As}_8$	Пентагидрит	$\text{MgSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$		
Брейтгауптит	NiSb	Эпсомит	$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$		
		Галотрихит	$\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$		

Таблица 11 (окончание)

Таблица 11 (окончание)

1	2	3	4
Теллуровисмутит	Bi_2Te_3	Карбонаты:	
Минералы ЭПГ:		Малахит	$\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$
Атоцит	$(\text{Pd}, \text{Pt}), \text{Sn}$	Азурит	$\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$
Мелонит палладиевый	$(\text{Ni}, \text{Pd})\text{Te}_2$	Моренозит	$\text{NiSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Меренскиит	$(\text{Pd}, \text{Pt})(\text{Te}, \text{Bi})_2$	Халцедон	SiO_2
Ni-меренскиит	$(\text{Pd}, \text{Ni}, \text{Pt})(\text{TeBi})_2$	Опал	$\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Мончеит	$(\text{Pt}, \text{Pd})(\text{Te}, \text{Bi})_2$		
Майченерит	$(\text{Pd}, \text{Pt})\text{BiTe}$		
Sb-майченерит	$(\text{Pd}, \text{Pt})(\text{Bi}, \text{Sb})\text{Te}$		
Фрудит	PdBi_2		
Осарсит	$(\text{Os}, \text{Ru})\text{AsS}$		
Ирарсит	$(\text{Ir}, \text{Ru}, \text{Rh}, \text{Pt})\text{AsS}$		
Холингуортит	$(\text{Rh}, \text{Pt}, \text{Pd})\text{AsS}$		
Сперрилит	PtAs_2		
Омейит	$(\text{Os}, \text{Ru})\text{As}_2$		
Безымянный	$(\text{Fe}, \text{Pt})(\text{As}, \text{S})_2$		
То же	RuAsTe		
То же	$\text{RuO}_3(\text{As}, \text{Te})_2$		
ЭПГ-содержащие минералы:			
Pt-гессит	$(\text{Ag}, \text{Pt})_2\text{Te}$		
Pt-штютцит	$(\text{Ag}, \text{Pt})_x\text{Te}_3$		
Pt-паркерит	$(\text{Ni}, \text{Pt})_3\text{Bi}_2\text{S}_2$		
Rh-Te кобальтин	$(\text{Co}, \text{Rh}, \text{Ni})(\text{As}, \text{Te})\text{S}$		
Ru-кобальтин	$(\text{Co}, \text{Ru}, \text{Ni})\text{AsS}$		
Os-Ir-Pt-кобальтин	$(\text{Co}, \text{Ni}, \text{Os}, \text{Ir}, \text{Pt})\text{AsS}$		
Rh-Ru-Ir-Os-кобальтин	$(\text{Co}, \text{Ni}, \text{Rh}, \text{Ru}, \text{Ir}, \text{Os})\text{AsS}$		
Pt-Rh-герсдорфит	$(\text{Ni}, \text{Co}, \text{Pt}, \text{Rh})\text{AsS}$		
Os-Rh-Ru-герсдорфит	$(\text{Ni}, \text{Co}, \text{Os}, \text{Rh}, \text{Ru})\text{AsS}$		
d-маухерит	$(\text{Ni}, \text{Co}, \text{Pd})_{11}\text{As}_8$		
Rh-Pd-Pt-Ru-маухерит	$(\text{Ni}, \text{Co}, \text{Rh}, \text{Pd}, \text{Pt}, \text{Ru})_{11}\text{As}_8$		

Примечание. Названия и формулы минералов даются в основном по М. Флейшеру (1990 г.), частично по изданию "Минералы", т. I–IV, 1964–1992 г.г. (отмечены звездочкой) и А. Годовикову (1983 г., отмечены двумя звездочками), а разновидностей – по первым публикациям.

Всего в медно-никелевых рудах района установлено около 150 минеральных видов и разновидностей, принадлежащих различным классам природных соединений (табл. 11). Традиционно они разделяются на две обширные категории – нерудные и рудные минералы, хотя отнесение некоторых из них к той или другой категории довольно условно (например, титанит, циркон, монацит и др.). Среди нерудных минералов резко преобладают силикаты и алюмосиликаты (около 77%), а среди рудных – сульфиды и их аналоги (теллуриды, теллурувисмутиды) – в сумме более 52%. По распространенности все минералы можно разделить на три группы: главные (преобладают в составе руд определенных типов), второстепенные (встречаются часто, но играют подчиненную роль) и примеси (встречаются редко и в незначительном количестве).

Минеральный состав руд Печенгского района охарактеризован в обобщающих работах [1, 47, 64, 134, 137]. Но некоторые минералы даже из числа главных были исследованы недостаточно (например, шпинелиды, полевые шпаты и др.). За последние 8–10 лет существенно пополнились сведения о распространенности, условиях развития и составе оксидов, минералов ЭПГ, многих самородных элементов, некоторых силикатов, что нашло отражение в ряде публикаций [11, 13, 28, 59, 105, 117, 133].

С учетом этих данных в настоящем разделе приводится краткая характеристика главных и некоторых второстепенных и редких рудных минералов, сведения о которых ранее были неполными или отсутствовали вообще. В работе не рассматривается так называемое колчеданное (пирит-пирротинное) оруденение, широко развитое во вмещающих метаморфических породах и часто пространственно совмещенное с медно-никелевым, но в сравнительном плане используются результаты его специального изучения [15, 132].

Парагенетические ассоциации минералов

В формировании медно-никелевых руд нашли отражение магматические, метаморфические и гидротермальные процессы, с различными соотношениями между ними в разных месторождениях. Соответственно меняется при этом роль сингенетического и эпигенетического типов оруденения, которые пространственно, как правило, совмещены, морфологически близки друг другу и для их различия требуется использование совокупности геолого-структурных, петролого-минералогических, геохимических и других признаков. В большинстве месторождений бедная сульфидная минерализация в базитах и гипербазитах, значительная часть рассеянно- и густовкрапленных руд, а также небольшая часть сплошных (ширы, гнезда, линзы и жилы в протектонических трещинах) являются сингенетическими, а остальные разновидности оруденения – эпигенетическими.

Исследованиями последних лет подтверждена ведущая роль магматических процессов в формировании медно-никелевых месторождений, характеризующихся простотой и устойчивостью минеральных ассоциаций сингенетических руд, тогда как эпигенетические руды отличаются многообразием ассоциаций и нередко частой сменой их на коротких расстояниях. В целом типоморфными минералами сингенетических руд являются первичные оливин и пироксены, шпинелиды, моносульфиды железа, никеля и меди, а эпигенетических – водосодержащие силикаты (амфиболы, слюды, хлориты, серпентины и др.), поздние генерации моносульфидов и оксидов, дисульфидов, сульфоарсениды, многие редкие минералы, а также силикаты вмещающих пород.

Общая эволюция минерального состава руд на протяжении магматического и метаморфического этапов освещена в ряде работ [47, 135, 137]. Установлено, что наиболее интенсивные преобразования минерального состава сингене-

тического оруденения характерны для регионального метаморфизма зеленосланцевой фации, а наименьшие – гранулитовой.

Применительно к рудам определенных генетических и морфолого-минералогических типов можно выделить несколько парагенезисов сульфидов и оксидов, пользующихся преимущественным развитием в тех или иных массивах базит-гипербазитов или их участках, а также во вмещающих породах. Эти парагенезисы можно рассматривать и как минеральные разновидности природных типов руд. В сингенетических вкрапленных рудах и оруденелых базит-гипербазитах наиболее распространены парагенезисы:

1) троилит – пентландит – маккинавит – халькопирит – магнетит – хромшпинелид ± кубанит;

2) пирротин гексагональный – пентландит – халькопирит – хромшпинелид ± кубанит, маккинавит, пирротин моноклинный;

3) пентландит – халькопирит – кубанит – магнетит ± хромшпинелид.

Эпигенетические вкрапленные руды в базит-гипербазитах характеризуются отсутствием троилита, кубанита, хромшпинелидов, маккинавита (в пентландите) и развитием вторых и более поздних генераций пирротина, пентландита, халькопирита, магнетита, дисульфидов железа и ряда редких минералов:

4) пирротин (гексагональный, моноклинный) – пентландит – халькопирит – магнетит ± пирит;

5) пентландит – халькопирит – магнетит – пирит ± марказит, мельниковит.

Для сплошных и брекчиевидных руд типичен парагенезис:

6) пирротин (моноклинный и гексагональный) – пентландит – халькопирит – магнетит ± пирит.

В оруденелых вмещающих породах развиты парагенезисы:

7) пирротин моноклинный – пентландит – халькопирит ± магнетит, ильменит;

8) пентландит – халькопирит – борнит – пирит ± магнетит, миллерит;

9) халькопирит – миллерит – пирит ± зигенит, борнит, ильменит.

В сильно измененных рудах всех типов часто образуется парагенезис:

10) виоларит – валлериит – пирит – марказит ± халькозин – дигенит, мельниковит, магнетит, гематит, лимонит.

Как правило, в "чистом виде" эти парагенезисы сохраняются редко: наряду с определяющими минералами почти всегда присутствуют реликты более ранних или примесь более поздних. Но в целом принадлежность к определенному парагенезису отражается на условиях развития конкретных минералов, их составе, физических свойствах и вторичных изменениях.

Моносulfиды железа

В медно-никелевых рудах Печенгского района установлены все три модификации моносulfида железа – троилит, пирротин гексагональный и пирротин моноклинный. В рудах различных типов они встречаются совместно или порознь и во многих случаях являются преобладающими среди сульфидов.

Троилит развит только в сингенетическом оруденении, преимущественно в самых ранних парагенезисах, а пирротины широко представлены и в сингенетическом, и в эпигенетическом, включая наиболее поздние парагенезисы (с карбонатами, кварцем и другими нерудными минералами). В некоторых рудоносных массивах троилит преобладает над пирротином (Карикъявр, Акким и др.), но в промышленных вкрапленных рудах он находится в подчиненном количестве, а в брекчиевидных, сплошных и оруденелых вмещающих породах не установлен. Гексагональный пирротин широко развит во вкрапленных рудах (I и II типов), а моноклинный – в брекчиевидных и сплошных и в орудене-

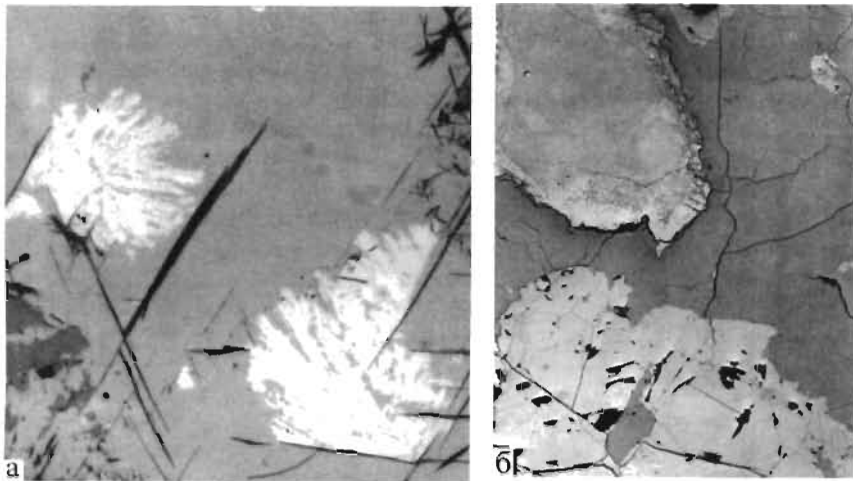


Рис. 76. Дендритовидные выделения пентландита (белое) в пирротине – а (черное – серпентин, серое – магнетит); крупные зерна пентландита (белое) – в пирротине (темно-серое) – б; видно овальное зерно пирит-халькопиритового агрегата тонкой мирмекитовой структуры. Печенга, месторождение Котсельваара (а) и Заполярное (б).
Увел. 500 и 112.

лых вмещающих породах (III–V типы); в самых поздних сульфидных проявлениях (карбонатных и кварцевых жилах и др.) распространен гексагональный пирротин.

Содержание моносulfидов железа в большей части руд составляет обычно 30–60% объема сульфидной фазы, с колебаниями от 15–20 до 80–90%¹. Исключением являются "медистые" разновидности руд различных типов и оруденелые лейкократовые вмещающие породы, в которых моносulfиды железа играют подчиненную роль или отсутствуют. Беспирротиновые руды развиты в некоторых гипербазитовых массивах Печенгского и Аллареченского рудных полей; отсутствие моносulfидов железа объясняется иногда их полным замещением поздним магнетитом в процессе метаморфизма. Реже наблюдается закономерное (зональное) распределение троилита и пирротина, обычно с более высокой их концентрацией в периферических частях рудных залежей (Печенгское рудное поле) или в гипербазитах определенного состава (в перидотитах Аллареченского рудного поля, пироксенитах Восточно-Печенгского узла и др.).

Для внутреннего строения моносulfидов железа отмечается наличие пластинчатых, линзо- и дендритовидных вростков пентландита (рис. 76), реже – халькопирита, сфалерита и других минералов, которые рассматриваются как продукты распада пирротинового твердого раствора. Пламенивидных вростков пентландита обычно больше в гексагональном пирротине, количество их очень невелико в троилите, но в Восточном рудном узле Печенгского рудного поля² троилит нередко содержит вростки халькопирита [104].

Пирротин сплошных и особенно брекчиевидных руд часто сложно сдвойникован (см. рис. 24), простые двойники характерны и для пирротина вкрапленных руд и оруденелых вмещающих пород. Весьма разнообразны более поздние включения в пирротине и троилите, связанные с замещением их дру-

¹ Здесь и далее содержание минералов в рудах дается в объемных процентах.

² Везде далее – Восточно-Печенгский район или Восточно-Печенгский рудный узел.

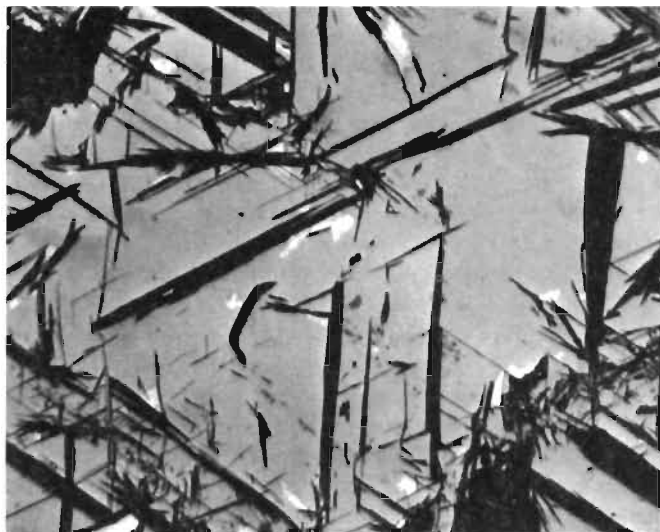


Рис. 77. Сетчатая микротекстура срastания серпентина-антгорита (черное) с гексагональным пирротинoм во вкрапленной руде.

Увсл. 135.

гими сульфидами, а также силикатами и оксидами, которые часто развиваются по их определенным кристаллографическим направлениям и образуют полосчатые, сетчатые и неправильные срastания (рис. 77). Для троилита и пирротина сингенетических руд характерно замещение поздним магнетитом и водосодержащими силикатами, а для пирротина эпигенетических руд – пиритом, марказитом, мельниковитом, иногда гематитом и гидроокислами железа.

Состав природных минералов довольно изменчив, что связано как с их неоднородностью, наличием изоморфных примесей, так и с погрешностями анализа. По микронзондовым анализам хорошо фиксируется троилит, а между гексагональным и моноклинным пирротинами существует значительная область перекрытия составов (60,0–61,0 мас.% суммы металлов). Условно можно принять, что составы, отвечающие формулам Fe_6S_7 – Fe_8S_9 , соответствуют моноклинному пирротину, а формулам Fe_9S_{10} – $Fe_{12}S_{13}$ – гексагональному.

Ранее было показано [32], что по данным рентгенометрических исследований и магнитной порошкографии в медно-никелевых рудах района наиболее распространенными являются смеси гексагонального и моноклинного пирротинoв, в сингенетических вкрапленных рудах широко развиты срastания троилита и гексагонального пирротина, а в оруденелых вмещающих породах преобладает моноклинный пирротин, иногда в срastании с гексагональным.

В последнее время выполнено большое количество новых микронзондовых анализов моносulfидов железа из медно-никелевых руд района (табл. 12). Систематизация этих данных подтверждает выявленные ранее особенности развития и состава всех трех модификаций и, кроме того, позволяет существенно дополнить их характеристику.

Прежде всего, установлено более широкое развитие троилита, он обнаружен во всех месторождениях с сингенетическим оруденением, а в бедных вкрапленных рудах и гипербазитах с медно-никелевой минерализацией является преобладающим среди моносulfидов железа (Акким, Копос, Карикьявр, Хириярви, центральное тело Пильгуйярвинского месторождения и др.).

Таблица 12. Распределение анализов моносульфидов железа в рудах и породах

Рудные узлы, массивы		Месторождения			Рудопроявления				
		п	Тр	ГПо		п	Тр	ГПо	МПО
Восточный, Центральное тело		87	$\frac{44}{50}$	$\frac{38}{44}$	$\frac{5}{6}$				
Восточный, прочие тела		111	–	$\frac{52}{47}$	$\frac{59}{53}$				
Аллареченский, гипербазиты		30	$\frac{3}{10}$	$\frac{11}{37}$	$\frac{16}{53}$	11	$\frac{18}{73}$	$\frac{3}{27}$	–
Восточно-Печенгский, гипербазиты		39	$\frac{17}{44}$	$\frac{15}{38}$	$\frac{7}{18}$	23	$\frac{5}{22}$	$\frac{11}{48}$	$\frac{7}{30}$
Восточно-Печенгский, базиты		–				18	–	$\frac{10}{56}$	$\frac{8}{44}$
Разрез скважины СГ-3	апоультрабазиты	–				10	–	$\frac{1}{10}$	$\frac{9}{90}$
	апобазиты	–				6	–	$\frac{2}{33}$	$\frac{4}{67}$
	параамфиболиты	–				5	–	$\frac{3}{60}$	$\frac{2}{40}$

Примечание: п – количество анализов; Тр – троилит, ГПо – гексагональный пирротин; МПО – моноклинный пирротин; в числителе – количество анализов, в знаменателе – % от общего количества; прочерк – фаза не обнаружена

Таблица 13. Средний химический состав (мас.%) моносulfидов железа Печенгского рудного района

Месторождение, рудопоявление	Троилит					Пирротин гексагональный					Пирротин моноклинный				
	n	Fe	Ni	Co	S	n	Fe	Ni	Co	S	n	Fe	Ni	Co	S
Печенгский район															
Пильгуярвинское, Центральное тело	44	63,2	0,014	Н.о.	36,6	38	60,5	0,18	Н.о.	38,5	5	59,5	0,27	Н.о.	39,7
Пильгуярвинское, другие тела	–	–	–	–	–	52	60,0	0,2	"	38,9	59	59,5	0,40	"	39,7
Аллареченский район															
Аллареченское, Восток	3	63,06	0,003	0,003	36,67	11	61,00	0,245	"	38,7	16	59,87	0,25	"	39,77
Рудопоявления Акким, Вилгис и др.	18	63,20	0,023	Н.о.	36,81	4	61,04	0,17	"	38,58	9	59,64	0,49	0,01	40,14
Безрудные массивы	8	62,88	0,009	"	37,20	3	61,80	0,043	"	38,55	–	–	–	–	–
Восточно-Печенгский район															
Месторождения в гипербазитах	17	63,12	0,01	0,01	36,50	15	60,25	0,13	0,01	38,71	7	58,93	0,31	0,04	40,51
Рудопоявления в гипербазитах	5	63,99	0,016	0,016	36,42	11	60,63	0,27	0,042	38,79	7	58,48	0,68	0,053	40,75
Рудопоявления в базитах	–	–	–	–	–	10	60,43	0,36	0,116	38,46	8	57,78.	0,44	0,14	41,56
Разрез скважины СГ–3															
Рудопоявления в апогипербазитах	–	–	–	–	–	1	58,48	2,41	0,15	38,83	9	56,81	3,15	0,03	39,98
Рудопоявления в апобазитах	–	–	–	–	–	2	59,50	1,42	0,005	38,68	4	57,98	1,65	0,17	40,34

Примечание. Кроме авторских, использованы анализы из работ по Восточно-Печенгскому узлу [105, 11, 28, 104] и Пильгуярвинскому месторождению [121]; прочерк – минерал не установлен; Н.о. – элемент не определялся; n – количество анализов

Примечательно, что в дифференцированных базит-гипербазитовых массивах (Печенга, Восточно-Печенгский рудный узел) троилит развит только в гипербазитовых частях разреза, а в базитовых преобладает моноклинный пирротин, часто в смеси с гексагональным. Тем самым выявляется закономерное изменение состава моносulfида железа в разрезах дифференцированных интрузивов – железистость его возрастает сверху вниз [11].

Согласно новым данным, химический состав моносulfидов железа сильно варьирует как в целом по району, так и в рудах отдельных месторождений, составляя для троилита 48,5–50,6 ат.% суммы металлов, для гексагонального – 46,7–48,7% и моноклинного – 43,5–47,2%, что значительно превосходит теоретические величины и обусловлено известной погрешностью микрозондовых анализов. Однако крайние значения составляют лишь не более 5–7% анализов для троилита и 10–12% – для пирротина (главным образом моноклинного), благодаря чему они не оказывают существенного влияния на оценку их средних составов (табл. 13).

Для моносulfидов железа характерно наличие в них примесей ряда элементов (Ni, Cu, Co, Se, Te и др.), из которых важнейшими являются никель и кобальт, в определенной мере отражающие условия формирования сульфидного оруденения [16, 105, 137]. Концентрация никеля минимальна в троилитах – обычно она составляет 0,01–0,02 мас.% и в единичных случаях достигает 0,10% (Центральное тело Пильгуйярвинского месторождения, рудопроявление Хихнаярви Аллареченского узла).

В гексагональном и моноклинном пирротинах содержание никеля значительно выше, чем в троилите, причем статистически прослеживается заметно большая никеленосность моноклинной фазы, хотя есть и исключения (второстепенные рудные тела Пильгуйярвинского месторождения). Кроме того, в каждом узле фиксируются свои особенности концентрации никеля в пирротинах (см. табл. 13). Самая высокая концентрация никеля – 6,44% – обнаружена в моноклинном пирротине из гранат-роговообманковых амфиболитов разреза скважины СГ-3 [2], где заметная примесь никеля установлена также в сосуществующих с пирротинном пирите (0,38%) и халькопирите (0,22%). Эта концентрация никеля близка его содержанию в пирротине из кимберлитовых трубков [21, 23], что свидетельствует о специфике рудообразования в данных условиях.

Содержание кобальта в моносulfидах железа примерно на порядок ниже, чем никеля, во многих пробах он не фиксируется при уровне чувствительности анализа 0,01%. Но иногда устанавливаются повышенные содержания кобальта, например, в пирротинах из оруденелых базитов Карикъяврской группы (до 0,26%), из вкрапленных руд месторождения Котсельваара (до 0,40%), из разреза скважины СГ-3. Примесь меди встречается очень редко (0,01–0,10%) и преимущественно в пирротинах из вкрапленного оруденения. Селен и теллур относятся к числу характерных изоморфных примесей в моносulfидах железа, главным образом пирротинах, но содержание их невысоко: от 5–10 до 150–170 г/т первого и до 20–30 г/т второго при величине отношения Se : Te равной 10:1 – 20:1. Повышенным содержанием селена и теллура обладают пирротины Аллареченского рудного поля.

Спектральными анализами в моносulfидах железа установлена незначительная примесь (0,001–0,0001%) марганца, титана, хрома, кадмия, золота и некоторых других элементов, но закономерности распределения их не изучены. В целом для всех элементов-примесей отмечается более высокая концентрация в моносulfидах из рассеянно-вкрапленных руд.

Сравнительный анализ моносulfидов железа медно-никелевых и колчеданных руд [15, 132] показывает, что им свойственны существенные различия. В колчеданном оруденении не установлен троилит, среди пирротиннов преобладает гексагональный, а моноклинный является более поздним, развиваю-

щимся в процессе диафтореза. Для колчеданного оруденения характерны ассоциации без хромшпинелидов, кубанитов и пентландита в виде зернистых агрегатов: пирит-пирротиновая, графит-пирротиновая или ильменит (магнетит)-пирит-пирротиновая. По сравнению с медно-никелевыми рудами пирротин колчеданного оруденения в целом обладает более низким содержанием никеля, селена и теллура и повышенным – кобальта, хотя для конкретных массивов и групп пород соотношения этих элементов могут быть различными.

Таким образом, в медно-никелевых рудах района присутствуют все моносulfиды железа, но развитие их носит избирательный характер и определяется главным образом составом материнских пород, интенсивностью оруденения и степенью метаморфизма. Троилит является типоморфным минералом сингенетических рассеянно-вкрапленных руд, в рядовых вкрапленных рудах наряду с троилитом развит гексагональный пирротин и отчасти моноклинный, а в густовкрапленных и сплошных рудах и в экзоконтактных породах – оба пирротина, обычно с преобладанием моноклинного. Взаимоотношения пирротинов разнообразны, но моноклинный обычно более поздний. В рудоносных базитах развиты оба пирротина в примерно одинаковых соотношениях, а в апогипербазитовых и апобазитовых породах из разреза скважины СГ-3 резко преобладает моноклинный.

Состав моносulfидов железа в медно-никелевых рудах района изменчив, с более широкими колебаниями содержания основных компонентов, чем это установлено экспериментально.

Для всех моносulfидов железа характерна изоморфная примесь никеля, кобальта, селена, иногда меди, теллура и других элементов. Содержание никеля минимальное в троилите, существенно в гексагональном пирротине и в целом более высокое в моноклинном, хотя в рудах конкретных месторождений соотношение концентраций никеля в пирротинах различное. Примесь кобальта всюду незначительна и только в пирротинах оруденелых базитов она становится заметной и в среднем составляет 0,10–0,15%. Пирротины колчеданного оруденения обладают пониженной концентрацией никеля и селена и относительно повышенной – кобальта. Средние концентрации главных изоморфных примесей моносulfидов железа – никеля, кобальта и селена – необходимо учитывать при подсчете баланса полезных компонентов в медно-никелевых рудах и выборе технологических схем их переработки.

Пентландит и другие минералы никеля и кобальта

В медно-никелевых и оруденелых породах района установлено более 30 никелесодержащих минералов (см. табл. 11), однако главным концентратором никеля и кобальта во всех генетических и морфологических типах руд является *пентландит* (см. рис. 76), только в редких случаях уступающий другим минералам (миллериту, зигениту и никелину, сульфоарсенидам – в некоторых разновидностях оруденелых экзоконтактных и вмещающих пород Печенгского и Аллареченского рудных полей). Характеристике пентландита посвящена обширная специальная литература, подробные сведения о нем содержатся во многих обобщающих работах [137]. В последние годы получено много новых данных о распределении в рудоносных породах и составе пентландита по всей Печенгской структуре и ее обрамлению, что особенно важно для Восточно-Печенгского района, по которому ранее имелись лишь его единичные анализы.

Содержание пентландита в оруденелых породах и рудах варьирует очень широко – от 0,1–0,2% в слабо минерализованных породах до 50–60% в сплошных рудах. В последних иногда встречаются шпиро- и жилоподобные, а

Таблица 14. Средний состав (мас.%) пентландита медно-никелевых руд Печенгского района

Рудные поля	Типы руд	n	Fe	Ni	Co	S	ΣMe	Ni/Fe	Ni/Co	Примечания
Печенгское	A	23	26,70	37,79	3,71	32,35	9,44	1,346	10,2	Ti-Fe-оруденение
	I	67	33,14	32,90	1,27	33,23	9,12	0,944	26,1	
	II	22	31,42	35,42	0,92	32,59	9,30	1,072	38,7	
	III	24	31,48	35,34	0,43	32,90	9,18	1,068	82,4	
	IV	10	32,82	33,92	0,74	33,09	9,04	0,983	45,9	
	V, VI	12	31,24	34,91	1,56	32,64	9,32	1,063	22,4	
Аллареченское	VI		24,39	26,42	17,76	31,61	9,31	1,030	1,5	
	A	35	35,34	29,98	1,88	32,90	9,11	0,807	20,6	
	I	31	33,76	32,16	1,27	32,80	9,18	0,906	25,5	
	II	11	31,61	35,14	0,66	32,93	9,16	1,057	53,6	
	III, IV	13	31,85	34,66	0,61	33,03	9,10	1,035	56,6	
Восточно-Печенгское	V, VI	8	27,68	36,76	2,89	32,90	8,99	1,263	19,8	
	A	10	34,16	28,32	4,40	33,00	9,09	0,738	14,4	Перидотиты
	I	14	30,14	33,32	3,17	33,20	8,97	1,052	10,5	Пироксенитовая зона
	I	34	33,74	31,93	1,15	32,80	9,12	0,900	27,9	Перидотитовая зона
	I	4	31,13	34,68	1,71	33,16	9,10	1,060	20,4	Лерцолиты Ровно
Разрез скважины СГ-3	V, VI	9	29,81	35,49	1,82	32,87	9,10	1,098	53,0	
	A	14	29,35	36,88	0,69	33,02	9,05	1,195	53,7	Апогипербазиты
	A	7	25,66	39,78	1,68	32,67	9,14	1,475	23,8	Апобазиты
	VI	4	30,22	36,40	1,80	32,88	9,25	1,159	20,9	Параамфиболиты
	VI	3	29,36	35,22	2,49	33,54	8,93	1,141	14,2	Гнейсы

Примечание. А – оруденелые гипербазиты или базиты (1–3% сульфидов), n – здесь и везде далее количество анализов, ΣMe – сумма металлов (в формульных единицах); помимо авторских использованы анализы из ряда работ [105, 11, 28, 104]

также неправильные обособления, почти нацело сложенные пентландитом, в аллареченских рудах – нередко гигантозернистым, иногда он тяготеет к при-зальбандовым участкам залежей, обломкам вмещающих пород. В отдельных залежах густовкрапленных руд Печенги установлено концентрически-зональное распределение пентландита с обогащением им центральных наиболее мощных участков, но в среднем на долю пентландита приходится обычно 20–40% объема сульфидной массы.

В медно-никелевых рудах района выделяются три генерации пентландита [137]. Наиболее распространенным является парагенезис пирротина, пентландита, халькопирита и пирита, но часто встречаются (особенно во вмещающих породах) и беспироттиновые генерации, содержащие миллерит, зигенит, борнит и другие более редкие минералы.

Состав пентландита медно-никелевых руд района весьма изменчив (табл. 14), причем особенно широко варьирует содержание металлов: по этому признаку ему уступает и пентландит Норильского района, считавшийся наиболее изменчивым [122]. Общий диапазон изменения его состава таков: S=30,53–35,50%, Fe=16,40–44,69%, Ni=20,04–46,005, Co=0,00–20,59%, $\Sigma Me=8,28-9,96$ ф.е. На этом общем фоне каждому рудному полю, отдельным месторождениям и рудам определенного типа свойственны характерные особенности состава минерала. Так, в целом самыми изменчивыми являются пентландиты Печенгского и Аллареченского рудных полей, особенно в гипербазитах с непромышленным или бедным вкрапленным оруденением, тогда как пентландиты Восточно-Печенгского района, а также апогипербазитовых и апобазитовых амфиболитов из разреза скважины СГ-3 обладают более устойчивым составом. Но всюду наиболее железистыми являются пентландиты из гипербазитов с троилитом в качестве главного моносulfида железа, а наименее железистыми – из беспироттиновых парагенезисов как в гипербазитах, так и во вмещающих породах.

Пентландиты брекчиевидных и сплошных руд обладают наименьшими колебаниями состава и близостью его к стехиометрическому, отвечающему формуле Me_9S_8 . Весьма своеобразен состав пентландита из слоев пироксенита с титаномagnetитовым оруденением, расположенных на границе между габбро и перидотитами массива Пильгуйarvi: в нем очень низкое содержание железа и никеля и высокое – кобальта (см. табл. 14). Эти примеры отражают известную зависимость состава пентландита от типа минеральной ассоциации, широко освещенную в литературе.

По соотношению атомных количеств железа и никеля (для средних составов, изменяющихся в пределах 0,74–1,48) подавляющая часть пентландита относится к "нормальной" разновидности, "железистый" пентландит характерен для непромышленного оруденения в гипербазитах Аллареченского и Восточно-Печенгского районов, рассеянно-вкрапленных руд Аллареченского района (Ni/Fe=0,74–0,90), а "никелистый" (Ni/Fe=1,20–1,48) – для непромышленного оруденения в гипербазитах Печенги, апобазитовых и апогипербазитовых амфиболитов разреза скважины СГ-3 и для оруденелых вмещающих пород Аллареченского района.

Что же касается содержания кобальта, то в его изменении прослеживается положительная корреляция с содержанием железа для руд I–IV типов Печенгского и Аллареченского районов.

Из элементов-примесей в пентландите чаще других фиксируется медь (в 5–7% анализов), хотя содержание ее обычно не превышает 0,1%. Но в отдельных анализах из рассеянно-вкрапленных руд Аллареченского района установлено 0,18%, а из рудоносных перидотитов Восточно-Печенгского района – до 1,32% меди. Иногда присутствует серебро (до 0,02% в одном случае 3,29% –

Печенгский район); собственно аргентопентландит рассматривается в группе минералов благородных металлов.

Таким образом, пентландит, являясь членом разнообразных парагенетических минеральных ассоциаций, имеет переменный химический состав, структуру и физические свойства. В целом пентландит из рудоносных базитов обладает устойчивым составом и повышенной никеленосностью, а из рудоносных гипербазитов – резкими колебаниями состава, развитием как "железистых", так и "никелистых" разновидностей. Первые характерны для ассоциаций с троилитом, а вторые – для ассоциации с моноклинным пирротинном или вообще без моносulfида железа, но с халькопиритом, пиритом, миллеритом, борнитом в качестве главных минералов. Высококобальтистый пентландит развит в титан-железном оруденении, а собственно кобальт-пентландит обнаружен в поздних антигоритовых жилах. Эти особенности распространения и состава пентландита необходимо учитывать при выборе технологических схем переработки руд различных генетических и морфолого-минералогических типов.

Среди других минералов никеля (и кобальта) более распространенными являются маккинавит, виоларит, миллерит, зигенит, аргентопентландит и минералы ряда кобальтин-герсдорфит, остальные встречаются редко, а сульфаты развиваются только в пределах зоны окисления.

Маккинавит (рис. 78) – типоморфный минерал оруденелых гипербазитов (пирidotитов, оливинитов) и бедных вкрапленных руд с троилитом в качестве главного моносulfида железа, но встречается также и в богатых рудах. Основная его часть сосредоточена в пентландите сингенетических руд, значительно меньшая – в халькопирите эпигенетических руд, а также в других сульфиды. Соответственно выделяются [137] две генерации маккинавита, образующие мелкие (менее 0,2 мм), морфологически разнообразные агрегаты.

Имеется более 70 микрозондовых анализов маккинавита, согласно которым состав его изменяется в широких пределах: Fe – 47,32–61,00, S – 34,6–37,6, Ni – 3,82–17,34, Co – 0,00–1,78 и Cu – 0,00–2,27%. Медь и кобальт не установлены (на уровне чувствительности 0,01–0,02%) в 45 и 25% анализов соответственно. Таким образом, маккинавит из медно-никелевых руд района относится к наиболее распространенной низкомедистой разновидности. При высоком содержании в рудах (главным образом бедных вкрапленных) маккинавит может концентрировать значительную часть никеля и кобальта, что следует учитывать при выборе технологических схем переработки таких руд, так как он по своим физическим свойствам существенно отличается от пентландита и других главных минералов (мягок, слоистый, легко разрушается) и, вероятно, в основном переходит в "хвосты" обогащения.

Вместе с маккинавитом в бедных вкрапленных рудах нередко встречается "*троилитоподобный*" минерал (*канзит?*), развивающийся по пентландиту, пирротину, реже халькопириту и другим ранним сульфиды. От настоящих троилита и маккинавита он отличается оптическими свойствами (изотропен или слабо анизотропен), обладает повышенным (по сравнению с троилитом) содержанием никеля (до 6–7%), а пересчет анализов дает формулу $Me_{0,97-0,99}S_{1,00}$, где $Me=Fe, Ni$ и Co (до 0,8%). Для диагностики этого минерала необходимы рентгеноструктурные исследования, которые трудно осуществить из-за малых размеров его выделений.

Виоларит (рис. 79) встречается в рудах всех месторождений, развиваясь по пентландиту как в приповерхностной зоне, так и на глубоких горизонтах вблизи тектонических нарушений. Часто сопровождается пиритизацией руд, иногда ассоциирует с миллеритом, с гидрооксидами железа, сульфатыми. Содержание его изменяется от 1–2% от объема пентландита (точечные, мелкопятнистые выделения, тонкие каемки и прожилки) до полных псевдоморфоз по отдельным зернам и агрегатам последнего. Отличается резко выраженной

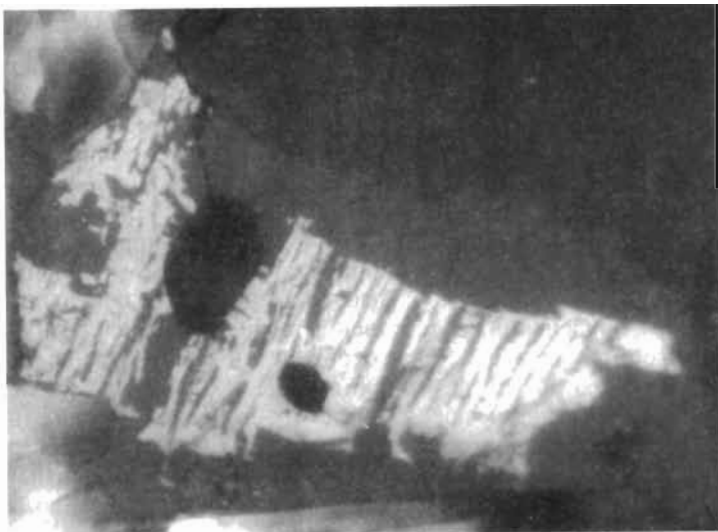


Рис. 78. Бурундучная структура распада твердого раствора маккинавита (темно-серое) в пентландите (светло-серое). Аллареченский район.
Увел. 600.

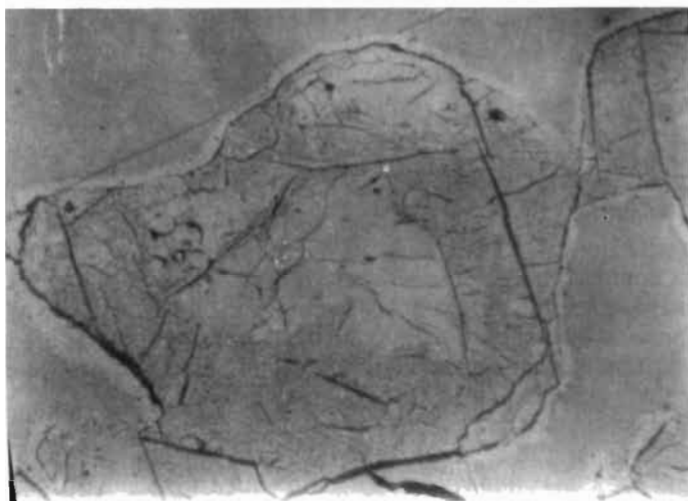


Рис. 79. Псевдоморфное замещение виоларитом (серое-трещиноватое) пентландита (белое в центре); окружающая масса – халькопирит, по границе халькопирита с виоларитом видна тонкая каемка миллерита (белое). Аллареченский район.
Увел. 250.

негомогенностью, состоит из 2–3 фаз, различающихся по цвету, отражательной способности, твердости и составу, что определяется различной полнотой замещения пентландита и последующего преобразования самого виоларита (развитие бравоита, миллерита, оксидов и гидроксидов железа). Состав виоларита изменчив: $S=38,0-43,5$, $Ni=23,0-39,5$, $Fe=14,0-30,5$ и $Co=0,06-2,5\%$, в одном анализе 6,1%), практически никогда не отвечает стехиометрическому. В качестве примесей содержит Cu до 0,38, иногда Ag – до 2,1 и в отдельных

случаях W_i – до 3,5%. Минерал является важным концентратом Ni и Co, что требует исследования его поведения при переработке руд различных типов.

Миллерит довольно широко распространен в Аллареченском районе, главным образом в оруденелых вмещающих породах; минерал редко встречается в серпентинитах Печенгского района с беспиротитовым оруденением, а также в апобазитовых амфиболитах и гнейсах разреза скважины СГ-3; в Восточно-Печенгском районе отмечен в единичных образцах. Ассоциирует с минералами поздних стадий формирования и преобразования медно-никелевых руд – халькопиритом, пиритом, виоларитом, халькозином, галенитом и др.

Состав миллерита (табл. 15) довольно стабилен; примеси железа и кобальта невелики, в двух пробах установлена примесь меди (0,17 и 0,24%); в целом он близок к стехиометрическому, обычно с небольшим преобладанием суммы металлов над серой ($\Sigma Me = 1,02 - 1,07$ ф.е.). Вместе с тем выявляются заметные различия его состава для руд отдельных районов.

Таблица 15. Химический состав миллерита, мас.%

Рудные поля, объект	S	Ni	Fe	Co	Примечания
Печенгское	33,00–34,20 33,52(4)	60,40–62,50 61,28	0,23–1,87 0,98	2,61–3,55 3,14	
Аллареченское	33,51–35,48 34,71(7)	61,75–64,75 63,40	0,07–3,38 0,99	0,53–1,78 1,27	В одном анализе 0,17% Cu
Разрез скважины СГ-3	34,50–35,76 35,27(6)	59,90–63,66 62,12	0,70–4,01 2,05	0,00–0,75 0,39	В одном анализе 0,24% Cu

Минералы группы линнеита – никелистый линнеит и зигенит – распространены ограниченно в оруденелых вмещающих породах Печенгского и Аллареченского рудных полей. *Никелистый линнеит* установлен также [105] в некоторых массивах Карикъяврского узла, в ассоциации с сульфоарсенидами (кобальтином, герсдорфитом) и кобальтистым пентландитом. Содержание основных компонентов в линнеите изменяется широко: кобальта – 20–30%, никеля – 20,4–24,0, железа – 5,0–14,5%.

Зигенит является также характерным минералом бедного эпигенетического оруденения в различных породах протерозойского и архейского комплексов разреза скважины СГ-3. Он всюду образует мелкие изометричные включения в главных сульфидах, имеет переменный состав: S=40,66–45,19 (среднее 42,29%), Ni=18,07–29,58 (25,67%), Co=6,35–34,30 (19,18%), Fe=3,00–22,92 (9,12,15%), иногда с примесью Cu (до 0,8%) [2]. В зигените Аллареченского рудного поля установлена незначительная примесь мышьяка (0,06%) и свинца (0,02%).

Сульфоарсениды никеля и кобальта, члены изоморфного ряда *кобальтингерсдорфит*, широко распространены в различных рудах Печенги и в дифференцированных массивах Карикъяврской группы, реже встречаются в оруденелых гипербазитах и вмещающих породах Аллареченского рудного поля и в архейских породах разреза скважины СГ-3. Они являются типоморфными минералами эпигенетического оруденения и представлены мелкими идиоморфными вкрапленниками в главных сульфидах (рис. 80) или во вторичных силикатах, реже образуют короткие прожилки в сульфидах и каймы вокруг их зерен и агрегатов; иногда ассоциируют с арсенидами – никелином и маухеритом. По оптическим свойствам и результатам микрозондовых анализов фиксируется резкая неоднородность их состава, нередко отмечается зональное

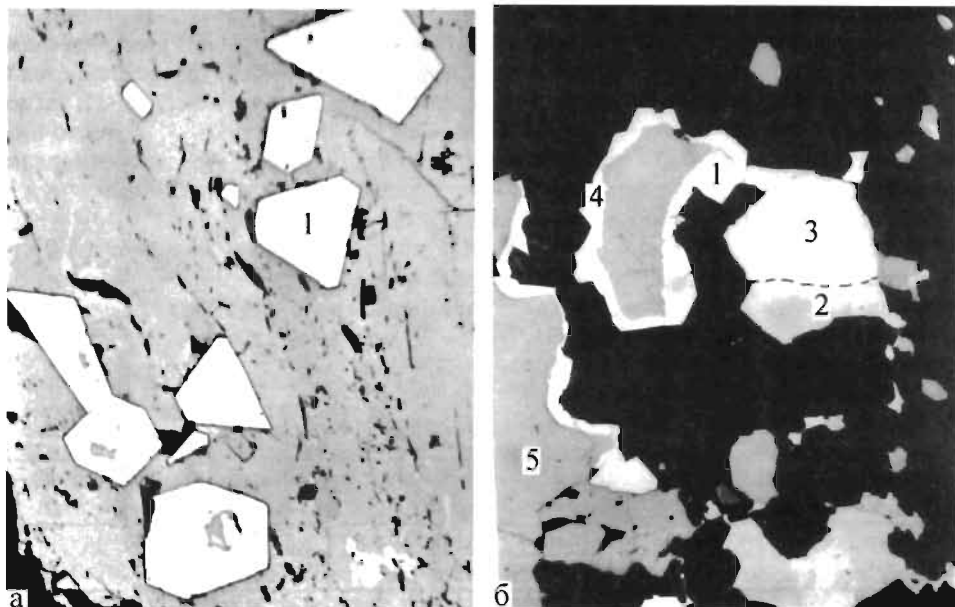


Рис. 80. Морфология выделений никелистого кобальтинита (а1), никелина (б2) и маухерита (б3) в рудах Печенги. Основная масса пирротита (серое) и силикат (черное). Увел. 300.

распределение главных металлов. Состав сульфоарсенидов варьирует очень широко: сера 16,7–25,8 (более 60 анализов), мышьяк 41,3–46,8, кобальт 3,8–32,0, никель 1,3–22,4, железо 0,9–10,4%; иногда присутствует примесь меди – до 0,5%. Хотя содержание сульфоарсенидов в рудах невелико (обычно менее 1%), в отдельных рудных телах они играют заметную роль в балансе никеля и особенно кобальта, но еще большее значение имеет наличие во многих из них примеси ЭПГ (см. ниже).

Халькопирит и другие минералы меди

В медно-никелевых рудах района установлено более 10 минералов меди (см. табл. 11). Среди них резко преобладает халькопирит, в рудах отдельных типов и разновидностей распространены кубанит и борнит, остальные минералы встречаются редко и в небольшом количестве.

Халькопирит представлен тетрагональной модификацией, в большинстве месторождений он является единственным минералом одноименной группы, и только в рудоносных гипербазитах Карикъяврского массива установлен талнахит. Тетрагональный халькопирит распространен в рудах так же широко, как и пентландит, но содержание его обычно в 1,5–2,0 раза ниже. Однако в оруденелых экзоконтактовых и вмещающих породах, на флангах многих рудных тел, а также в мелких апофизах сплошных и брекчиевидных руд он часто является преобладающим среди сульфидов. Сведения об условиях его развития в медно-никелевых рудах региона, строении, составе и других свойствах содержатся во многих опубликованных работах [47, 134, 137].

Для халькопирита характерны те же минеральные ассоциации, что и для пентландита (рис. 81). Размеры индивидов халькопирита изменяются от 0,001

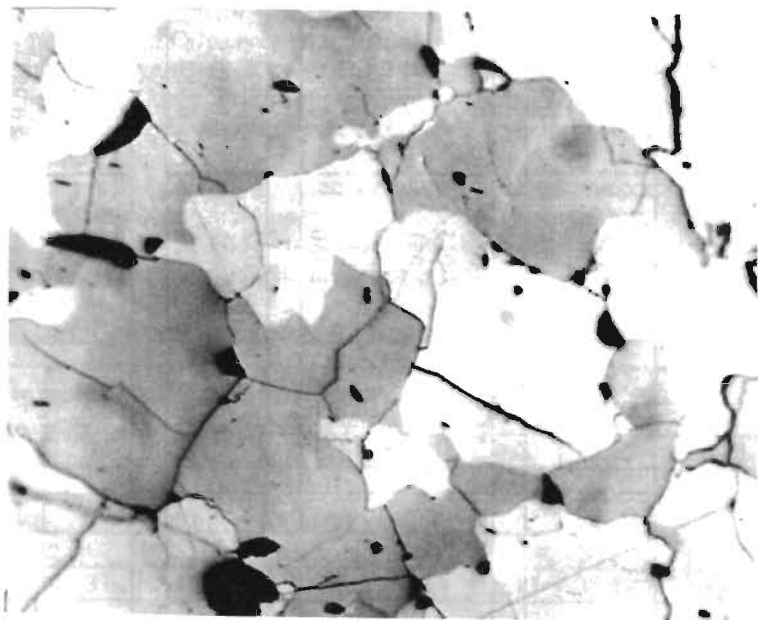


Рис. 81. Аллотриоморфнозернистая структура срастания халькопирита (серое) с пиритином (белое), месторождение Котсельваара. Сплошная сульфидная руда
Увел. 250.

до 10 мм, агрегаты иногда достигают 10–20 см. Во вкрапленных рудах нередко наблюдается субмикроскопическая "сыпь" халькопирита в силикатах. Во всех ассоциациях халькопирит обычно является более поздним минералом (за исключением структур распада твердых растворов): он выполняет интерстиции между другими сульфидами и окислами, цементирует и замещает их. В сингенетических рудах сам халькопирит замещается поздним магнетитом и силикатами, а в эпигенетических – пиритом, борнитом, халькозином, иногда гидроксидами железа и др. Халькопирит отличается стабильностью состава: S=31,91–36,47; Fe=28,11–32,99; Cu=33,40–36,60%. При этом крайние значения всех компонентов зафиксированы в единичных пробах, благодаря чему средние содержания (табл. 16) варьируют незначительно: от оруденелых гипербазитов и базитов к бедным и далее к богатым вкрапленным рудам содержание серы в халькопиритах возрастает, а содержание железа уменьшается. Эти изменения невелики, в отдельных случаях они имеют противоположный знак, но общая тенденция сохраняется.

Аналитические данные практически никогда не соответствуют стехиометрическим отношениям в формуле CuFeS_2 . Количество металлов варьирует от 1,88 до 2,23 ф.е., но крайние значения отмечены в единичных образцах, а в 90–95% анализов оно находится в пределах 1,95–2,15 ф.е. (для средних составов – 1,97–2,05 ф.е.). В 20–30% анализов установлена примесь никеля (0,01–0,10%, очень редко до 0,30–0,40%) и в 10–15% – кобальта (0,01–0,05%). Почти постоянно фиксируется примесь селена (до 0,01%), иногда теллура (до 0,004%), кадмия (до 0,004%), цинка и свинца (0,01–0,10%), очень редко – серебра (до 0,006%).

Таблица 16. Средний химический состав халькопирита медно-никелевых руд (мас.%)

Типы руд	n	Fe	Cu	Ni	Co	S	ΣMe	Cu/Fe
Печенгский район								
A	8	30,84	34,48	0,04	Н.о.	34,26	2,04	0,983
I-II	6	30,43	33,78	0,01	"	35,15	1,97	0,976
III-IV	6	30,41	34,79	0,00	"	34,08	2,05	1,006
V-VI	5	30,68	34,50	Н.о.	"	34,17	2,05	0,988
Аллареченский район								
A	8	30,77	34,44	0,01	Н.о.	34,81	2,014	0,983
I	13	30,46	34,69	0,06	"	34,78	2,015	1,001
II	7	30,57	34,84	0,00	"	34,59	2,031	1,002
III, IV	6	30,42	34,50	0,00	"	35,06	2,000	0,997
V, VI	11	30,31	34,73	0,05	"	34,72	2,013	1,006
Колчеданные	24	30,34	34,39	0,02	"	35,13	1,980	0,996
Восточно-Печенгский район								
A, I, Карик	24	30,47	34,40	0,07	0,01	34,45	2,032	0,996
I, Ровно	4	30,13	34,60	0,00	Н.о.	34,83	2,002	1,016
VI	3	31,30	34,84	0,02	"	32,98	2,163	0,984
Разрез скважины СГ-3								
Апогипербазиты	7	30,68	33,97	0,07	-	35,03	1,993	0,977
Апобазиты	18	30,47	33,96	0,09	-	35,18	1,977	0,983
Параамфиболиты	10	30,90	33,80	0,11	0,02	34,88	2,005	0,963
Гнейсы	13	30,75	34,23	0,05	-	34,78	2,017	0,983

Кубанит – типоморфный минерал вкрапленного сингенетического оруденения в гипербазитах. Образует пластинчатые и таблитчатые, изометрические и неправильные выделения в троилите, халькопирите и пирротине, которые являются, вероятно, продуктами распада твердых растворов. Реже встречаются небольшие агрегаты изометрических зерен кубанита среди породообразующих силикатов.

Состав кубанита (табл. 17) менее устойчив, чем состав халькопирита, содержание компонентов изменяется в нем в следующих пределах: Fe 38,31–43,30, Cu 20,87–25,44, S 34,05–36,88%. Кроме того, часто обнаруживается примесь никеля (0,01–0,80%) и кобальта (0,01–0,25%).

Таблица 17. Средний химический состав кубанита (мас.%)

Типы руд	n	Fe	Cu	Ni	Co	S	ΣMe	Cu/Fe
Аллареченский район								
A, I	10	40,57	23,56	0,10	0,00	35,25	3,009	0,514
Восточно-Печенгский район								
A, I	10	40,51	23,68	0,05	-	35,29	3,001	0,516
Разрез скважины СГ-3								
VI	3	41,93	21,95	0,14	0,13	35,49	2,984	0,461

Борнит, наиболее широко распространенный в Аллареченском рудном поле, является типоморфным минералом поздних беспирротиновых ассоциаций, содержащих примесь многих редких минералов. Борнит образуется также в процессе изменения руд в зонах дробления, здесь он ассоциирует с виоларитом, халькозином, дигенитом, поздним магнетитом, иногда с самородной медью, гематитом, лимонитом. В Печенгском рудном поле борнит является одним из главных минералов бедных беспирротиновых руд в серпентинитах [47]. Кроме борнита рудные минералы представлены в них халькопиритом, пентландитом, ильменитом и магнетитом.

Для внутреннего строения борнита характерна неоднородность, выражающаяся в различных оттенках цвета, появлении анизотропных участков (что, возможно, связано с частичным замещением халькозином), а также в распределении в нем многочисленных включений других минералов.

Химический состав борнита (табл. 18) изменяется довольно широко: Fe 10,08–14,10, Cu 59,50–63,75, S 25,04–28,14%. Часто фиксируется незначительная примесь никеля (0,01–0,10%), редко кобальта (до 0,03%) и в отдельных случаях – серебра (0,41% в одном образце апобазитовых амфиболитов разреза скважины СГ-3).

Таблица 18. Средний химический состав борнита (мас.%)

Типы руд	n	Fe	Ni	Co	Cu	S	ΣMe	Cu/Fe
Печенгское рудное поле								
A	7	13,21	0,04	-	60,63	25,77	5,960	4,048
Аллареченское рудное поле								
V, VI	7	11,13	0,03	0,00	62,93	25,84	5,939	4,988
Разрез скважины СГ-3								
A, VI	7	11,49	Следы	Следы	62,15	26,22	5,821	4,785

Таким образом, в медно-никелевых рудах района главным носителем меди является тетрагональный халькопирит, хотя в отдельных массивах и участках

рудных тел существенную роль играют кубанит и борнит. В большей части руд содержание халькопирита обычно в 1,5–2,0, иногда в 3–5 раз ниже содержания пентландита, но в оруденелых экзоконтактовых и вмещающих породах халькопирит преобладает над пентландитом. Химический состав халькопирита устойчив и близок к теоретическому во всех разновидностях руд, включая и колчеданные, но содержание меди обычно уступает содержанию железа, что особенно характерно для глубоких горизонтов разреза скважины СГ-3. Среди изоморфных примесей чаще фиксируется селен и никель, реже теллур и кобальт. Халькопирит служит концентратором многих редких минералов, содержащих ценные полезные компоненты (золото, серебро, платиноиды и др.).

Пирит

В медно-никелевых рудах региона *пирит* распространен широко, но очень неравномерно; в качестве незначительной примеси он встречается во вкрапленных сингенетических рудах и является одним из главных сульфидов в некоторых разновидностях эпигенетических руд. Количество пирита резко возрастает в зонах интенсивного изменения первичных руд, в краевых частях рудных залежей, на контактах с жилами секущих гранитных пегматитов.

Пирит отличается многообразием форм проявления и парагенетических ассоциаций, что связано, очевидно, с широким диапазоном условий и способов его образования. Ранний пирит является типоморфным минералом эпигенетического оруденения во вмещающих породах, ассоциирует с халькопиритом, пентландитом, миллеритом, зигенитом и другими минералами. Поздний пирит образуется в процессе дисульфидизации первичных руд, в основном эпигенетических, в зонах смятия и дробления. Развивается локально, но нередко очень интенсивно (до 40–50% объема сульфидной фазы в "матовых" разновидностях).

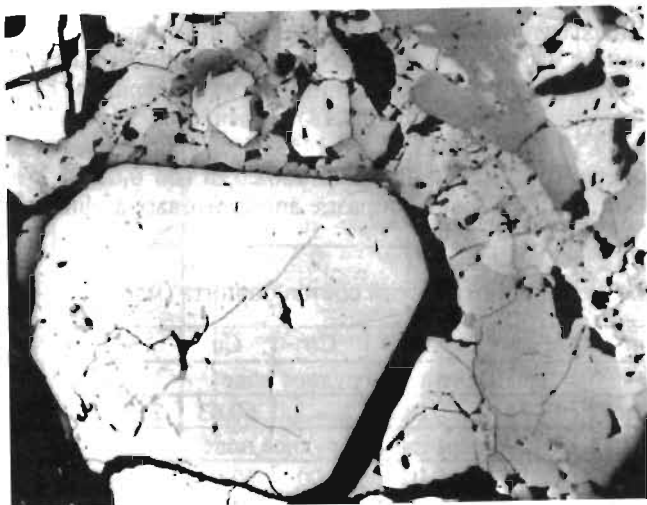


Рис. 82. Кристаллы пирита (белое) в сульфидной массе брекчиевидной руды. Месторождение Заполярное
Увел. 112.

Размеры индивидов пирита изменяются от субмикроскопических до 0,5–1,0 мм, а их агрегаты достигают иногда 10–30 мм (рис. 82). Для внутреннего строения индивидов характерна неоднородность, обусловленная как включениями других минералов, так и изменением состава, что нередко выражается зональностью – скрытой, или фиксируемой оптическими методами. Зональное строение более свойственно идиоморфным или изометрическим индивидам, но иногда отмечается и в шнуровидных выделениях.

Таблица 19. Химический состав пирита (мас.%)

Генера-ция	n	Fe	Ni	Co	S	Примечание
Печенгское рудное поле						
2	3	<u>44,22–45,49</u> 44,96	0,00	<u>1,15–3,09</u> 2,18	<u>53,13–54,11</u> 53,56	Рассеянно-вкрапленные руды
"	4	<u>42,90–46,59</u> 45,15	<u>0,00–1,19</u> 0,32	<u>1,09–2,05</u> 1,47	<u>53,20–54,10</u> 53,75	Густовкрапленные руды
"	65		<u>0,00–1,52*</u> 0,10	<u>0,04–4,62</u> 1,85		Брекчиевидные руды всего рудного поля
Аллареченское рудное поле						
1, 2	19	<u>41,54–46,54</u> 44,70	<u>0,00–5,02</u> 0,90	<u>0,01–4,85</u> 1,18	<u>52,72–53,95</u> 53,42	Вкрапленные и сплошные руды
Разрез скважины СГ-3						
1, 2	18	<u>38,90–46,51</u> 44,45	<u>0,00–1,22</u> 0,19	<u>0,00–5,80</u> 2,02	<u>52,99–53,88</u> 53,48	Медно-никелевое оруденение в апогипербазитах
"	6	<u>42,80–46,71</u> 45,03	<u>0,20–1,81</u> 0,79	<u>0,00–1,87</u> 0,66	<u>53,04–54,</u> 53,76	Медно-никелевое оруденение в орто- и параамфиболитах

*) Единичные аномально высокие значения при подсчете среднего не учитывались

Исследован состав пирита Печенгского и Аллареченского рудных полей и разреза скважины СГ-3. Всюду для него наблюдается устойчивое содержание серы (колебания в пределах 1,0–1,5%) и существенные изменения содержания металлов (табл. 19). Везде пирит включает примесь никеля и кобальта, максимальные величины которой примерно одинаковы (соответственно 5,02 и 5,50%), но среднее содержание кобальта, как правило, значительно выше.

В пределах индивидов и никель, и кобальт распределены неравномерно: тем или другим обогащены то центральные части, то краевые зоны, реже фиксируются повышенные концентрации обоих в какой-либо одной зоне (чаще внешней); более резкие изменения содержания характерны для кобальта.

Довольно часто в пирите из брекчиевидных руд Печенги и апогипербазитов архейской части разреза скважины СГ-3 устанавливается примесь меди, обычно в пределах 0,01–0,10%, но иногда до 0,66 и 0,17%, соответственно.

Детальное исследование вещественного состава брекчиевидных руд Печенги показало, что в процессе их пиритизации происходит перераспределение кобальта между пентландитом и пиритом: при отсутствии пирита весь кобальт сосредоточен в пентландите, при содержании пирита около 1% в нем заключено 25% всего кобальта руд, а при содержании пирита 25% и более "пиритовый" кобальт уже преобладает над "пентландитовым".

Таким образом, основная часть пирита медно-никелевых руд региона возникает в процессе преобразования первичных син- и эпигенетических, главным образом богатых руд (брекчиевидных, сплошных). Пирит представлен несколькими генерациями и характеризуется морфологическим разнообразием и неоднородностью внутреннего строения, обусловленного включениями других минералов и изменением состава. Он постоянно содержит заметную примесь никеля и существенную – кобальта, что необходимо учитывать при расчете баланса металлов в рудах различных типов. Кроме того, важная роль "пиритового" кобальта в пиритизированных богатых рудах требует проведения специальных экспериментальных и технологических исследований поведения "пентландитового" и "пиритового" кобальта в процессе плавки руд, извлечения и обжига концентратов.

Шпинелиды

В рудах региона развиты все три подсемейства шпинелидов: алюмо-, хром- и ферришпинелиды, представленные соответствующими промежуточными членами изоморфных рядов шпинель-герцинит, хромит-хромпикотит, магнетит-хром. Широкие диапазоны изменения их состава обусловлены проявлением изоморфизма двух- и трехвалентных катионов (соответственно Fe^{2+} , Mg, отчасти Mn, Zn и Al, Cr, Fe^{3+} , отчасти Ti). Наиболее распространенными являются ферришпинелиды, им заметно уступают хромшпинелиды, а алюмошпинелиды отмечаются значительно реже, они же и наименее изучены (сведения об их составе имеются только для Аллареченского района, поэтому они рассматриваются вместе с хромшпинелидами последнего).

Хромшпинелиды (Хшп) являются типичными акцессорными минералами безрудных и рудоносных гипербазитов (и частью базитов). Они широко представлены в верлитах Печенги, перидотитах и пироксенитах Восточно-Печенгского района, значительно реже встречаются в гарцбургитах Аллареченского района и очень редко – в алогипербазитах разреза скважины СГ-3. Для них характерна ассоциация с первичными минералами интрузивов (оливином, пироксенами) и ранними сульфидами. Хромшпинелиды обычно образуют мелкую (0,01–0,1 мм) рассеянную вкрапленность часто идиоморфных зерен (1–3%) и не создают заметных концентраций. Лишь в приподошвенных частях рудоносных интрузивов Печенги встречаются небольшие шпирь линзовидной формы, где содержание их достигает 35–40%.

Наиболее полно изучены хромшпинелиды Печенгского рудного поля. В гипербазитах кристаллизация их начиналась ранее оливина и заканчивалась позднее пироксена, в связи с чем выделяются две генерации: Хшп-1 кристаллизовался одновременно с оливином, а Хшп-2 с моноклинным пироксеном. Многие зерна имеют зональное строение, которое проявляется различно: обычно зоны четко выражены оптически (рис. 83), иногда границы между ними "размыты", но всегда внутренние, ядерные части представлены Хшп-1, а наружные – Хшп-2 или магнетитом. Основную часть хромшпинелидов составляют самостоятельные округлые выделения Хшп-1 в оливине и Хшп-2 в пироксене, тогда как зональные, часто идиоморфные кристаллы располагаются в интерстициях оливина и пироксена. В сильно измененных зернах оливина (в серпентинитах) зерна Хшп-1 обычно имеют "рубашки" магнетита, в том числе идиоморфные (см. рис. 83).

Хшп-1 и Хшп-2 существенно различаются по составу (табл. 20): Хшп-1 относится к железистым разновидностям феррихромита и феррихромпикотита, а Хшп-2 является своеобразной высокотитанистой разновидностью [99], ранее называвшейся "титаномагнетитом" и установленной в других районах.

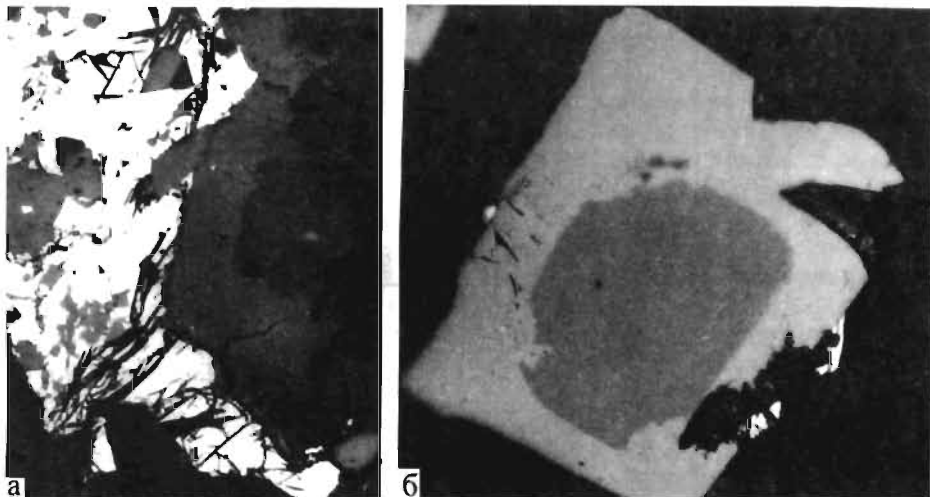


Рис. 83. Зональные кристаллы хромшпиннелидов (серое) в рудах Печенги: а – нарастание Хшп-2 на Хшп-1; б – нарастание магнетита на Хшп-1 (более темное)
Увел. а – 300, б – 400.

Все кристаллы Хшп-1 и Хшп-2 обнаруживают скрытую зональность концентрического типа, выражающуюся в уменьшении к краям кристаллов содержания Cr_2O_3 , Al_2O_3 и MgO и возрастании TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO и MnO . Таким образом, зональность в индивидах Хшп-1 и Хшп-2 по сути та же, что и в их совместных сростках, но состав Хшп-1 не достигает состава Хшп-2 и при образовании последнего меняется скачкообразно. Это свидетельствует об изменении условий кристаллизации магматического расплава, а именно о проявлении стадийности, связанной с выделением оливина и пироксена. Подобные печенгские двухфазные хромшпиннелиды наблюдались в никеленосных массивах других районов и, по-видимому, являются типоморфными для них.

В гипербазитах Восточно-Печенгского района хромшпиннелиды распространены в перидотитовых и низах пироксенитовых зон, иногда встречаются в оливиновых габброноритах. Они образуют мелкие (до 0,05 мм) изометрические гомогенные зерна, реже зональные, с тонкой внешней каймой, значительно более светлой. Соответственно можно выделить две генерации: Хшп-1 – гомогенные зерна и Хшп-2 – зональные. Общее содержание хромшпиннелидов в перидотитовых зонах составляет 0,5–1,5%, в пироксенитовых значительно меньше (до 0,1–0,2%). Состав Хшп-1 и здесь довольно изменчив, но в целом он близок составу Хшп-1 Печенги, с несколько меньшим содержанием TiO_2 и MgO . Хшп-2 обладает значительно меньшим содержанием Cr_2O_3 и иногда Fe_2O_3 и более высоким Al_2O_3 и MgO (см. табл. 20). Хшп-1 относится к феррихромиту (или феррихромпикотиту), а Хшп-2 – к железистому пикотиту (или хромпикотиту). Внешние каймы зональных кристаллов имеют состав типичного хроммагнетита.

В никеленосных метагипербазитах архейской части разреза скважины СГ-3 хромшпиннелиды встречаются редко, представлены мелкими изометричными зернами, иногда с каемкой хроммагнетита. По составу они близки Хшп-1 Печенги и карикъявских массивов, но отличаются меньшим содержанием MgO – это железистые феррихромиты (или феррихромпикотиты).

В гипербазитах Аллареченского района хромшпиннелиды распространены незначительно, главным образом в перидотитовых массивах с бедным оруденением. Обычно они представлены мелкими (до 0,02 мм) гомогенными зернами (Хшп-1), нередко идиоморфными, расположенными в первичных или за-

Таблица 20. Средний химический состав хромшпинелидов и алюмошпинелидов (мас.%)

№ анализа	Генерация	n	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	V ₂ O ₅	SiO ₂	Примечание
Печенгский район														
1	Хшп-1	39	3,56	35,90	7,51	18,37	29,53	0,76	3,64	0,14	Н.о.	0,30	Н.о.	[164]
2	Хшп-2	9	11,62	14,29	5,84	25,33	38,32	2,65	1,18	0,31	"	0,28	"	"
Аллареченский район														
3	Хшп-1	4	2,79	31,85	3,04	30,78	28,75	0,32	1,11	0,06	0,64	0,64	Н.о.	Центральная часть Средняя часть Внешняя зона
4	Хшп-2	1	1,13	12,30	2,11	52,22	30,70	0,16	0,22	0,03	0,44	0,69	"	
5	"	1	0,11	23,76	29,48	12,10	22,25	0,21	5,38	0,02	6,33	0,36	"	
6	"	1	0,77	38,54	6,79	21,10	27,78	0,49	1,58	0,02	2,32	0,61	"	
Восточно-Печенгский район														
7	Хшп-1	3	1,39	45,07	6,56	14,39	29,83	0,27	1,72	0,08	0,43	0,26	Карикъявр, перидотит, гомогенные зерна Карикъявр, перидотит, центральная часть	
8	Хшп-2	3	0,82	28,80	23,67	13,18	27,27	0,20	4,12	0,14	0,63	0,47		
Разрез скважины СГ-3														
9		2	0,21	43,38	7,35	16,10	30,33	0,62	0,58	0,04	1,22	0,38	Н.о.	Центральная часть Краевая часть
10		1	0,08	5,91	0,19	63,13	28,53	1,29	0,22	0,05	0,00	Н.о.	"	
Алюмошпинелиды Аллареченского района														
11	Ашп-1	10	0,32	11,29	50,67	3,65	20,88	0,22	11,13	0,04	1,65	0,03	Н.о.	
12	Ашп-2	9	0,17	15,34	44,18	6,95	21,08	0,18	10,8	0,19	0,92	0,16	"	

местивших их вторичных силикатах, реже в сульфидной вкрапленности или в сростках с ранним магнетитом. Очень редко встречаются более крупные (до 0,1 мм) идиоморфные зональные кристаллы (Хшп-2), в которых оптически четко различаются 2–3 зоны. Общее содержание хромшпинелидов в породах не превышает 0,5%. На участках интенсивных метаморфических преобразований с периферии зерен хромшпинелидов и по трещинам в них часто развивается магнетит, иногда с повышенным содержанием хрома. По составу Хшп-1 Аллареченского района отличается от печенгского Хшп-1 более высоким содержанием Fe_2O_3 и пониженным Al_2O_3 и MgO – это в основном феррихромит (или железистый феррихромит). Для Хшп-2 характерно своеобразное распределение компонентов в зонах (см. табл. 20, анализы 4–6): центральная часть представлена хроммагнетитом, средняя – алюмо-хромшпинелидом сложного состава (промежуточного между железистым пикотитом и хромплеонастом), а краевая – железистым феррихромитом, близким Хшп-1 этих массивов, но с пониженным содержанием Fe_2O_3 и TiO_2 и повышенным Al_2O_3 . Кроме того, для средней и внешней зон примечательно высокое содержание ZnO .

Гораздо шире в гипербазитах Аллареченского района развиты *алюмошпинелиды* (Ашп), особенно в некоторых массивах так называемых шпинелевых перидотитов (участки Аннама, Вешьяур и др.), где содержание их достигает иногда 3–5%. Среди них выделяются две генерации: Ашп-1 представлен разнообразными продуктами распада твердого раствора в раннем магнетите, Ашп-2 образует самостоятельные ксеноморфные выделения (до 0,2–0,3 мм), в сростании с ильменитом, поздним магнетитом, вторичными силикатами.

По составу алюмошпинелиды относятся к ряду шпинель-герцинит с заметной примесью хрома, причем для Ашп-1 характерны более широкие колебания содержаний двухвалентных катионов (Fe^{2+} , Mg), а для Ашп-2 – трехвалентных (Al , Fe^{3+}). В Ашп-1 представлены не только промежуточные члены этого ряда, но и близкие к крайним (соответственно 0,825 ф.е. Mg и 0,813 ф.е. Fe^{2+}), тогда как в Ашп-2 – в основном промежуточные (0,573–0,298 ф.е. Mg и 0,394–0,664 ф.е. Fe^{2+}), т.е. плеонасты. Для алюмошпинелидов характерно повышенное содержание ZnO .

Таким образом, как хромшпинелиды, так и алюмошпинелиды отличаются широкими колебаниями состава. Для некоторых групп интрузивов выявлены различия в составе хромшпинелидов безрудных и рудоносных пород, но нигде не установлено связи состава их с интенсивностью оруденения. Так, сопоставление составов Хшп-1 и верлитов Печенги выявило наличие тесной корреляционной связи между содержаниями Cr_2O_3 , FeO и NiO (соответственно коэффициенты корреляции 0,97; 0,94; 0,70) и слабой – между содержаниями MgO и Fe_2O_3 (коэффициенты менее 0,60) только для пород с бедным оруденением (Ni менее 0,4%), а в породах с более высоким содержанием сульфидов и никеля все эти связи нарушаются.

Алюмошпинелиды представляют почти весь ряд шпинель-герцинит, но некоторые разновидности Ашп-2 по составу являются промежуточными между алюмо- и хромшпинелидами, что свидетельствует о проявлении изоморфизма и между этими подсемействами (или рядами шпинель-герцинит и хромпикотит).

Ферришпинелиды широко распространены в оруденелых гипербазитах, где содержание их обычно составляет 3–5%, иногда до 10–15%, значительно меньше их в сплошных и брекчиевидных рудах (1–3%), а также в оруденелых экзоконтактных и вмещающих породах (до 1–2%). В породах с титаномагнетитовым оруденением (пироксенитах массива Пильгуярви, апобазитовых амфиболитах разреза скважины СГ-3, гранитогнейсах месторождения Восток и др.) содержание ферришпинелидов достигает 15–30%, иногда более. Ферришпинелиды отличаются многообразием форм проявления и парагенетических

ассоциаций, а также широкими вариациями крупности индивидов и агрегатов (соответственно от 0,001–0,002 до 3–4 мм и от 0,1–0,2 до 30–40 мм).

Несмотря на широкую распространенность ферришпинелиды медно-никелевых руд изучены слабо. В последнее время получено большое число новых микронзондовых анализов, которые рассматриваются ниже.

Наиболее ранним ферришпинелидом является так называемый "титаномагнетит" гипербазитов и вкрапленных руд (в дальнейшем Мт-1). Мт-1 кристаллизуется близко одновременно с первичными силикатами – оливином и пироксеном. В Мт-1 обычно наблюдаются закономерно ориентированные тонкие пластинки ильменита и линзочки шпинели (от 1–2 до 10–15% площади зерен), как продукты распада твердого раствора. Общее содержание Мт-1 составляет 1–3%, иногда до 5%.

В дальнейшем, при замещении первичных силикатов (главным образом оливина) вторичными водосодержащими (серпентинами, хлоритами и др.) и преобразовании сидеронитовой вкрапленности сульфидов, возникает более поздний магнетит (Мт-2), отличающийся многообразием форм проявления. Общее количество Мт-2 в гипербазитах обычно составляет 2–5%, но в сильноизмененных породах возрастает нередко до 7–10%. Размеры индивидов и агрегатов Мт-2 колеблются от 0,01–0,02 до 2–5 мм.

В сплошных рудах развиты мелкие и крупные (до 8–10 мм в поперечнике) субидiomорфные вкрапленники магнетита (Мт-3), реже их гнездообразные скопления. В зернах Мт-3, так же как и в Мт-1, наблюдаются редкие и тонкие пластинки ильменита и включения шпинели, являющиеся, вероятно, продуктами распада твердого раствора, количество их не превышает 1–3%. Индивиды Мт-3 нередко раздроблены и сцементированы сульфидами.

В боковых породах, преимущественно в гранито-гнейсах и амфиболитах, иногда в пегматитах и гнейсах встречаются крупнозернистые (до 3–5 мм) изометрические вкрапленники и гнездообразные скопления магнетита (Мт-4), часто содержащего включения ильменита, гематита и, реже, рутила. Содержание Мт-4 не превышает 1–2%, но в некоторых разновидностях амфиболитов (на участках Алксойв, Акким, в разрезе скважины СГ-3) иногда возрастает до 20–30%.

Данные о химическом составе ферришпинелида (табл. 21) показывают, что ранний магнетит выделяется сложностью и наиболее широкими вариациями состава, причем максимальные изменения свойственны трехвалентным катионам, а не двухвалентным, как это считалось ранее. Всюду в регионе содержание Сг в Мт-1 существенно выше, чем содержание Тi (от 1,5–2,0 до 6–12 раз), т.е. это не титаномагнетит, а хроммагнетит. Даже с учетом включений ильменита в нем (как продуктов распада твердого раствора) только некоторые разновидности Мт-1 Печенгского рудного поля соответствуют составу титаномагнетита (хромистого), а во всех остальных безрудных и рудоносных массивах гипербазитов он является типичным хроммагнетитом.

В Мт-1 Аллареченского района четко прослеживается изменение состава от безрудных массивов к рудоносным и богатым вкрапленным рудам: в нем постепенно возрастает содержание Fe_2O_3 и снижается содержание всех остальных трехвалентных катионов. Изменение состава Мт-1 наблюдается и в разрезе дифференцированного массива Карикъявр Восточно-Печенгского района: здесь снизу вверх от перидотитовой зоны через пироксенитовую к зоне габбро существенно возрастает содержание Fe_2O_3 и снижается Cr_2O_3 , TiO_2 , а также MgO , причем диапазон изменения содержания Fe_2O_3 составляет 34%, а Cr_2O_3 – 23% (абс.). Очевидно, в этом случае изменение состава Мт-1 отражает полноту дифференциации магматического расплава.

Таблица 21. Средний химический состав магнетита (мас.%)

№ п.п.	Генерация	n	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₃	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Примечание
Печенгское рудное поле [1]														
1.	1	10	25,33	13,84	11,84	5,77	0,28	Н.о.	39,43	2,65	1,18	Н.о.	0,28	
2.	2	12	68,07	0,59	0,11	0,06	0,02	"	30,28	0,01	0,23	"	0,13	
Аллареченский район														
3.	1, а	12	47,07	17,32	1,77	2,69	0,25	Н.о.	29,09	0,41	1,03	0,19	0,25	
4.	1, б	18	57,86	8,18	1,38	0,94	0,51	"	30,39	0,14	0,41	0,08	0,11	
5.	1, в	15	62,40	5,26	0,48	0,62	0,25	"	30,50	0,10	0,32	0,06	0,09	
6.	2	35	68,90	0,06	0,02	0,02	0,00	"	30,61	0,03	0,13	0,00	0,08	
7.	3	5	67,80	0,88	0,07	0,27	0,30	"	30,74	0,08	0,02	Н.о.	0,16	
8.	4	7	68,93	0,00	0,08	0,01	0,08	"	30,80	0,04	0,01	"	0,04	
Восточно-Печенгский район [137, 16]														
9.	1	4	35,49	23,08	2,45	4,48	Н.о.	0,64	31,54	0,69	2,04	Н.о.	0,31	Карикъявр, перидотитовая зона
10.	1	5	47,23	18,41	0,33	2,54	"	Н.о.	31,55	0,16	0,32	"	0,31	Карикъявр, пироксенитовая зона, низ
11.	1	7	64,65	4,26	0,29	0,60	"	"	31,47	0,10	0,09	"	0,31	Карикъявр, пироксенитовая зона, низ
12.	1	7	69,47	0,32	0,14	0,06	Н.о.	Н.о.	31,53	0,05	0,10	Н.о.	0,31	Карикъявр, габбро
13.	1	4	44,75	13,05	3,39	1,69	"	1,00	34,50	0,32	0,78	0,32	0,14	Хариярви, перидотит, пироксенит
14.	1	2	39,26	13,60	3,91	5,91	"	0,39	32,51	0,38	1,48	0,44	0,29	Сакен, оливиновый габбро-норит
Разрез архейского комплекса в скважине СГ-3														
15.	1	13	68,50	0,20	0,18	0,14	1,65	0,44	31,38	0,09	0,03	0,02	Н.о.	Ортоамфиболиты с титан-железным оруденением
16.	1, 2	13	68,84	0,12	0,06	0,15	0,39	Н.о.	31,11	0,03	0,08	Н.о.	0,05	Ортоамфиболиты
17.	4	6	69,10	0,03	0,09	0,13	0,02	0,27	31,31	0,04	0,00	0,04	0,03	Параамфиболиты
18.	4	8	68,74	0,03	0,06	0,38	0,34	Н.о.	31,28	0,05	0,00	Н.о.	0,01	Гнейсы
19.	4	3	68,60	0,04	0,04	0,25	0,09	0,89	31,30	0,06	0,07	"	0,00	Железистые кварциты

Примечание. n – количество анализов. Н.о. – компонент не определялся; по разрезу скважины СГ-3 учтены также данные ИГЕМ для оруденелых ортоамфиболитов и железистых кварцитов [76]

Из второстепенных примесей в Мт-1 очень часто фиксируются ZnO (до 0,4%) и NiO (до 0,3%), иногда – SiO₂ (до 1%), что отмечается и для хромшпинелидов.

Таким образом, магнетит, являясь главным минералом среди оксидов в медно-никелевых рудах и вмещающих породах, характеризуется разнообразными условиями образования, а также отличается морфологией агрегатов и индивидов, внутренним строением и химическим составом. Ранний Мт-1 обладает широким диапазоном изменения состава, главным образом содержания трехвалентных катионов, по соотношению которых он является не титаномagnetитом, как считалось ранее, а хроммагнетитом, в ряде случаев алюминий- и титансодержащим. Закономерное изменение состава Мт-1 в разрезе некоторых дифференцированных интрузивов или групп массивов с различной интенсивностью медно-никелевого оруденения (от почти стехиометрического до близкого к хромшпинелидам) свидетельствует о проявлении широкого изоморфизма и вероятном существовании непрерывных твердых растворов в ряду ферри- и хромшпинелидов, что ранее в медно-никелевых рудах не отмечалось. Основные черты состава Мт-1 являются типоморфными для массивов определенной формационной принадлежности и ассоциирующего с ними оруденения определенного типа.

Состав магнетита остальных генераций отличается стабильностью и низкой концентрацией всех изоморфных примесей. В то же время наличие заметной примеси никеля в наиболее распространенных и полнее изученных Мт-1 и Мт-2 необходимо учитывать при расчете его баланса во вкрапленных рудах.

Ильменит

Несмотря на широкую распространенность, ильменит изучен слабо. В рудоносных базит-гипербазитах региона *ильменит* развит аналогично магнетиту, но по содержанию обычно уступает ему. Ранний ильменит представлен разнообразными по форме продуктами распада твердого раствора в Мт-1, а также "эмульсионными" включениями в пироксене, реже в оливине; более поздний образует самостоятельные выделения в сильно измененных гипербазитах и базитах обычно в ассоциации с амфиболами. Размеры индивидов ильменита в рудах колеблются от 0,001 до 0,5–1,0 мм.

Кроме того, ильменит развит в экоконтатковых метасоматитах и боковых метаморфических породах, особенно на участках их перекристаллизации (амфиболиты) или скарнирования (гнейсы и др.), в ассоциации со сфеном, а также с гематитом в качестве продуктов распада твердого раствора. В большинстве проб помимо главных компонентов отмечается небольшая примесь Cr₂O₃ и Al₂O₃, более существенная – Fe₂O₃, MnO и MgO. Общий диапазон изменения состава ильменита (табл. 22) значительно меньше, чем магнетита, но в ильмените более заметны колебания в содержании двухвалентных катионов.

Общее содержание второстепенных компонентов в ильмените невелико, но в некоторых разновидностях второй и третьей его генераций устанавливаются повышенные концентрации Fe₂O₃ (до 5,2%), MnO (до 8,1%) и MgO (до 5,9%) – их соответственно можно называть гемо-, манган- и магноильменитами. Все они являются твердыми растворами в рядах ильменит-гематит, ильменит-пирофанит и ильменит-гейкилит и характеризуют их приильменитовые участки. При этом следует учитывать, что значительная часть Fe₂O₃ в настоящее время представлена включениями гематита как продуктами распада твердого раствора, в котором первоначальное ее содержание составляло не менее 30–40%.

Таблица 22. Средний химический состав ильменита (мас.%)

№ п.п.	Генерация	n	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	Примечание
Аллареченский район											
1	2	12	53,86	0,21	0,19	0,04	Н.о.	42,01	1,37	2,39	
2	2	25	52,71	0,86	0,10	0,02	"	42,84	1,26	2,19	
3	3	13	50,69	2,14	0,00	0,00	"	43,85	3,15	0,14	
Месторождение Карикъявр, Восточно-Печенгский район [16]											
4	2	4	52,56	1,00	0,09	0,00	Н.о.	42,43	0,93	2,46	Перидотит
5	2	4	50,74	3,09	0,26	0,02	"	43,38	0,32	1,91	Пироксенит, низ
6	2	7	50,91	2,10	0,24	0,00	"	45,34	1,14	0,31	Пироксенит, верх
7	2	4	50,79	1,75	0,02	0,00	"	46,18	0,45	0,00	Габбро
Разрез скважины СГ-3											
8	2	16	51,50	0,75	0,02	0,04	0,70	45,24	1,59	0,23	Ортоамфиболиты
9	3	5	52,03	1,03	0,00	0,00	0,00	45,06	1,84	0,13	Параамфиболиты
10	3	8	53,36	0,20	0,00	0,00	0,00	44,91	2,20	0,18	Гнейсы

Итак, в рудах и породах региона зафиксированы три генерации ильменита, из которых первые две развиты в рудоносных и безрудных базит-гипербазитах, а третья – во вмещающих метаморфических породах.

Ильменит имеет более узкий диапазон изменения состава, чем магнетит, причем минимальным содержанием второстепенных компонентов обладает ильменит-1, а максимальным – ильменит-3. Соотношение MnO и MgO в ильмените определяется химизмом вмещающих пород: в высокомагнезиальных гипербазитах развиты магноильмениты, а в базитах и метаморфических породах с низким содержанием MnO – манганиймениты.

Минералы благородных металлов

В медно-никелевых рудах региона более 30 видов и разновидностей *минералов благородных металлов (МБМ)*, установленных главным образом в последние 12–15 лет. Они принадлежат классам самородных металлов и интерметаллидов (4 вида), сульфидов (2), теллуридов и висмутотеллуридов (10), арсенидов и сульфоарсенидов (8) видов. Кроме того, повышенные и высокие концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ) выявлены в кобальтингерсдорфитах (6 разновидностей), маухерите (2) и шандите. Среди них преобладают минералы серебра (7) и палладия (8), значительно меньше минералов золота и платины (по 2 разновидности). В Карикъяврском рудном узле установлена [59] ассоциация, не свойственная медно-никелевым рудам и представленная арсенидами и сульфоарсенидами редких ЭПГ (7 видов), а также кобальтингерсдорфитами с существенной примесью этих элементов. В составе минералов ведущими являются осмий, иридий, рутений и родий, более характерные для безсульфидных гипербазитовых массивов.

Распространенность МБМ в рудах района показана в табл. 23. Как правило, МБМ относятся к числу поздних образований и хотя встречаются в рудах всех типов и разновидностей, но концентрируются главным образом в существенно "медистых". Для них характерны парагенезисы с халькопиритом, борнитом, кубанитом, миллеритом, галенитом, алтаитом, паркеритом, кобальтингерсдорфитом, а также с водосодержащими силикатами, карбонатами и др. Часть из них возникает в процессе метаморфизма руд.

Индивиды и агрегаты МБМ обычно приурочены к рудообразующим сульфидам, реже встречаются среди силикатов или на контактах их с сульфидами, а иногда – среди позднего магнетита, заместившего сульфиды, они представлены изометричными, овальными и неправильными выделениями, реже отмечаются изоморфные зерна, характерные для арсенидов и сульфоарсенидов; иногда встречаются сростки из 2–3 минералов. Как правило, размеры зерен МБМ очень малы: от 3–5 до 50–70 мкм, очень редко до 120–150 мкм, что затрудняет изучение их состава и структуры, вследствие чего некоторые из них не диагностированы окончательно и относятся к числу безымянных фаз.

Минералы золота представлены золотом самородным и электрумом. *Золото* встречается значительно чаще – в богатых рудах, а также в оруденелых экзоконтактовых породах, преимущественно в "медистых" разновидностях. Оно образует мелкие (менее 10 мкм) пластинчатые, линзовидные, изометрические и дендритовидные выделения в халькопирите, борните, пирротине, реже в других главных сульфидах; в Печенгском рудном поле золото встречено в кобальтингерсдорфитах [137]. Идиоморфные индивиды золота в виде кубооктаэдров выявлены в микробрекчиях разреза скважины СГ-3 (интервал 9,5–11,0 км), где они ассоциируют с графитом, цинкистой медью, самородными железом, оловом, кадмием и кремнием, интерметаллическим соединением свинца и висмута, часть которых, возможно, являются техногенными.

Таблица 23. Распространенность МБМ в медно-никелевых рудах района

№ п.п.	Минералы	Рудное поле			Разрез скважины СГ-3
		Печенгское	Аллареченское	Северо-Восточное	
1.	Золото самородное	+	+		+
2.	Серебро самородное		+		
3.	Электрум		+		+
4.	Атокит	+			
5.	Безымянный				+
6.	Аргентопентландит	+	+	+	+
7.	Ir-шандит	+			
8.	Безымянный				+
9.	Гессит	+	+	+	
10.	Эмпрессит		+		
11.	Pd-мелонит	+	+		
12.	Ni-меренскиит	+			
13.	Меренскиит	+		+	
14.	Мончеит		+		
15.	Майченерит	+	+	+	
16.	Sb-майченерит	+			
17.	Фрудит			+	
18.	Сперрилит	+	+	+	
19.	Омейит			+	
20.	Pd-маухерит	+			
21.	Rh-Pd-Pt-Ru-маухерит			+	
22.	Осарсит			+	
23.	Ирарсит			+	
24.	Холлингуортит			+	
25.	Безымянный			+	
26.	То же			+	
27.	То же			+	
28.	Rh-кобальтин			+	
29.	Ru-кобальтин			+	
30.	Os-Ir-Pt-кобальтин			+	
31.	Rh-Fe-кобальтин			+	
32.	Rh-Ru-Ir-Os-кобальтин	+		+	
33.	Os-Rh-Ru-герсдорфит			+	
34.	Pt-Rh-герсдорфит		+		

Золото всюду содержит примесь серебра (от 4 до 18%), нередко меди, иногда железа и никеля (каждого менее 0,5%). Пробность золота в рудах Печенги составляет 88–95%, Аллареченского района – около 80%, в разрезе скважины СГ-3 – 85–89%, т.е. оно повсеместно оказывается высокопробным, заметно отличаясь от золота норильских месторождений (69–80% Au), содержащего также небольшую (до 3,5%) примесь палладия [122].

Электрум встречается в экзоконтактовых метасоматитах Аллареченского рудно поля, где образует мелкие (до 10 мкм) ксеноморфные включения в миллерите (пирит-борнит-миллерит-халькопиритовая ассоциация), а также в разрезе скважины СГ-3, где представлен мелкими чешуйками в биотите, роговой

обманке и плагиоклазе (интервал 9,5–11,0 км). В обоих случаях содержит 65–70% золота и 25–30% серебра (в норильских рудах – до 50% серебра).

Составы золота и электрума отражают общеизвестный изоморфизм в ряду золото-серебро, но имеющиеся аналитические данные характеризуют только его "золотую" часть (до 30% Ag).

Минералы серебра представлены значительной группой (7 видов), включающей самородные металлы, сульфиды и теллуриды (см. табл. 11, 23). Наиболее распространенным является аргентопентландит, развитый главным образом в "медистых" разновидностях богатых руд в виде изометрических, клиновидных и неправильных выделений (до 0,1–0,2 мм) в халькопирите, чатсо приуроченных к его двойниковым швам или контактам с другими сульфидами, ранним магнетитом, силикатами; иногда встречается и в пирротине. Содержит пластинчатые и линзовидные вростки обычного пентландита, являющиеся, вероятно, продуктами распада твердого раствора. На месторождении Восток очень мелкие (до 0,01 мм) включения аргентопентландита обнаружены в мелкозернистом агрегате висмутина в оруденелом гранитном пегматите.

Состав *аргентопентландита* довольно устойчив, содержание серебра изменяется в пределах 7,9–15,0% [137], причем оно в "медистых" разновидностях руд не опускается ниже 12%, в существенно пирротиновых брекчиевидных составляет около 10%, а в прожилково-вкрапленных рудах во вмещающих породах – 7,9–9,6%. Все анализы удовлетворительно рассчитываются на кристаллохимическую формулу, что при переменном содержании серебра свидетельствует о проявлении изоморфизма между Ag, Ni и Fe. Для состава пентландит-аргентопентландитовых агрегатов характерны две особенности: в первом отсутствует серебро, а во втором – кобальт. Вероятно, это является следствием полноты распада первичного твердого раствора и предельным фракционированием Ag и Co между новообразованными фазами.

Вторым по значению является *гессит*, но встречается он значительно реже аргентопентландита, главным образом в "медистых" рудах Печенгского и Аллареченского районов, где ассоциирует с теллуридами и висмутотеллуридами Ni, Pd и Pt. Образует мелкие (до 0,03 мм) неправильные и изометрические выделения в халькопирите на контактах его с пирротинном и силикатами, реже – тонкие каемки на других теллуридах или короткие прожилки в халькопирите и силикатах. Состав его довольно устойчив, иногда с незначительной примесью железа (до 0,34%) и серы (до 0,2%), в отдельных случаях – платины (до 0,13%). Во всех анализах отмечается небольшой недостаток суммы металлов (0,05–0,11 ф.е.).

Эмпрессит обнаружен в существенно халькопиритовых рассеянно-вкрапленных рудах Аллареченского района; по морфологии выделений, парагенезису и оптическим свойствам он близок гесситу, но обладает меньшим содержанием серебра (50–58%) и большим количеством примесей: Fe (до 0,4%), Cu (до 0,7%), Pt (до 0,04%), Sb (до 0,15%) и S (до 0,10%).

Безымянные сульфид и теллурид серебра установлены только в протерозойской части разреза скважины СГ-3 в виде очень мелких выделений в кварц-кальцитовых и кальцит-эпидотовых прожилках среди амфиболитов по диабазам, в ассоциации с халькопиритом, сфалеритом, галенитом, зигенитом и алтантом.

Самородное серебро обнаружено в брекчиевидных рудах Аллареченского месторождения, представлено очень мелкими (до 0,003 мм) линзовидными и неправильными выделениями в пирротине, халькопирите и в силикатах.

Минералы палладия и платины включают 10 минеральных видов, среди которых преобладают соединения палладия с теллуром и висмутом (7 видов), а собственно платиновые минералы представлены тремя – по одному в классах висмутотеллуридов, арсенидов и сульфидарсенидов (см. табл. 11, 23).

Минералы палладия и платины всюду образуют мелкие (0,003–0,070 мм, редко более) изометрические, овальные и неправильные выделения в главных сульфидах (чаще в халькопирите), на контакте их с силикатами и в поздних силикатах. Как правило, они мономинеральные, реже встречаются сростки двух и иногда трех минералов ЭПГ. Установлены в медно-никелевых рудах всех морфологических типов и разновидностей, но преимущественно в богатых и чаще в "медистых".

Среди всех минералов этой группы только майченерит и сперрилит отмечены во всех рудных полях региона, меренскиит и палладиевый мелонит – в двух, а остальные – в каком-либо одном. Наибольшее их число (7) установлено в рудах Печенгского рудного поля, 5 – в Северо-Восточном и 4 – в Аллареченском рудных полях (см. табл. 23).

Висмутотеллуриды палладия и платины принадлежат трем структурно-изоморфным рядам, из которых наиболее полно представлены тригональные (псевдогексагональные), включающие *палладиевый мелонит*, *никелевый меренскиит*, *меренскиит* и *мончеит*; из кубических и моноклинных установлено по одному минералу, соответственно, *майченерит* и *фрудит*. Для всех минералов характерны значительные колебания состава, обусловленные проявлением изоморфизма между всеми компонентами. Особенно четко это прослеживается в ряду тригональных минералов, границы которого существенно расширены за счет палладиевого мелонита, впервые установленного в рудах региона [133]. В этом ряду от палладиевого мелонита к мончеиту содержание всех компонентов изменяется сопряженно и закономерно; содержание никеля и теллура постоянно снижается, а палладия, платины и висмута – возрастает (табл. 24). Единственный представитель кубического ряда – майченерит – также обладает широкими изменениями состава, который нередко перекрывается с составом минералов тригонального ряда. Для некоторых висмутотеллуридов палладия и платины выявлены зависимость состава от типа ассоциации (парагенезиса).

В Аллареченском рудном поле небольшая примесь платины установлена также в теллуридах серебра – гессита (до 0,13%) и эмпрессите (до 0,04%), часто ассоциирующими с висмутотеллуридами палладия и платины.

Минералы редких ЭПГ установлены почти исключительно в массивах Карикьяврской группы и представлены арсенидами и сульфоарсенидами, как собственными минеральными видами (6), так и разновидностями арсенидов и сульфоарсенидов никеля и кобальта (маухерит, кобальтин-герсдорфит) с их повышенной концентрацией (см. табл. 11).

Собственные минералы редких ЭПГ образуют мелкие (менее 0,01 мм) идиоморфные включения в главных сульфидах – троилите, кубаните, пентландите, часто в сростках с несколько более крупными кобальтин-герсдорфитами. Состав минералов редких ЭПГ довольно устойчив, для которых отмечается неоднородность в распределении S, As и Te; для всех их характерна заметная примесь никеля, кобальта (до 5–6%) и железа (до 2,5%). Кобальтин-герсдорфиты с примесью редких ЭПГ распространены шире, главным образом в брекчиевидных и богатых вкрапленных рудах, но встречаются и в оруденелых вмещающих породах. Они относятся к числу типичных метаморфических образований и представлены идиоморфными кристаллами и неправильными зернами во всех главных сульфидах, часто в сростках с собственными минералами ЭПГ, алтанитом, гесситом и др. Для них характерно неравномерное, часто зональное распределение в индивидах как никеля, кобальта и железа, так и ЭПГ. Общее содержание редких платиноидов в кобальтин-герсдорфитах изменяется от 0,1–0,2% до 18–20%. Наиболее богаты ими мелкие идиоморфные кристаллы в каплевидных агрегатах сульфидов. Кроме того, содержание редких ЭПГ зависит от интенсивности метаморфизма: в кобаль-

Таблица 24. Химический состав висмутотеллуридов палладия и платины в медно-никелевых рудах (мас.%)

Компоненты	Pd-мелонит		Меренскиит		Мончеит		Майченерит	
	$(\text{Ni,Pd})(\text{Te,Bi})_2$		$(\text{Pd,Ni})(\text{Te,Bi})_2$		$(\text{Pt,Pd})(\text{Te,Bi})_2$		$(\text{Pd,Pt})(\text{Bi,Te})_2$	
	от-до	среднее	от-до	среднее	от-до	среднее	от-до	среднее
Ni	12,7–14,9	13,6	0,0–8,8	3,0(8,6)	0,0–0,6		0,0–2,6	0,4
Pd	2,4–7,7	5,1	15,1–29,5	22,3	4,2–9,2	6,4	11,7–26,5	19,6
Pt	0,0–0,2		0,0–0,4		22,3–31,4	28,5	0,3–10,0	3,6
Te	66,7–74,5	70,7	53,4–73,0	65,0	33,5–55,2	43,6	28,8–38,0	32,9
Bi	8,6–11,5	10,5	1,4–20,6	9,8	9,2–31,7	22,0	40,0–50,0	43,8
Sb	0,0–0,4				0,0–0,2		0,0–15,7	(15,2)

Примечание. Использованы данные авторов и литературные источники [121, 133]; в скобках указаны средние данные для разновидностей – Ni-меренскиита и Sb-майченерита

тин-герсдорфитах из руд Печенги, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, оно значительно ниже, чем в тех же минералах из руд Карикьяврской группы, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации [60]. Примечательно также, что, несмотря на существенно палладиевую специализацию ЭПГ оруденения региона, в кобальтин-герсдорфитах палладий не установлен, но присутствует в маухерите (до 0,21%). Помимо сульфоарсенидов никеля и кобальта заметная примесь иридия (0,79–0,96%) обнаружена в редком минерале шандите ($Ni_3Pb_2S_2$), развитом в серпофитовых прожилках пород Печенги и также относящемся к числу минералов метаморфической ассоциации.

Таким образом, общее количество минералов благородных металлов в медно-никелевых рудах региона значительно меньше, чем, например, в рудах норильских месторождений или в ритмично расслоенных интрузивах с комплексным оруденением [105, 122]. Они принадлежат двум генетическим ассоциациям, характеризующим магматический и метаморфический этапы формирования медно-никелевых месторождений региона. Большая часть МБМ (самородные, интерметаллиды, сульфиды, теллуриды и висмутотеллуриды) входит в состав магматических парагенезисов, но преимущественно наиболее поздних, отвечающих заключительным стадиям магматического этапа (кристаллизация остаточных расплавов). Для них характерна приуроченность к "медистым" разновидностям руд вместе с такими минералами, как галенит, сфалерит, алтаит, паркерит и др. В этом отношении примечательна их концентрация в оливин-карбонат-сульфидных шлирах и жилах среди густовкрапленных руд Аллареченского месторождения.

Вторая ассоциация связана с метаморфизмом руд. Она представлена главным образом арсенидами и сульфоарсенидами редких ЭПГ, а также арсенидами и сульфоарсенидами кобальта никеля и железа с существенной примесью тех же редких ЭПГ, которые ассоциируют с основными сульфидами руд, а также пиритом, зигенитом, миллеритом и пр. Как известно [58, 60], на ранних стадиях магматического этапа часть ЭПГ не образует самостоятельных минералов, а входит в состав главных сульфидов в качестве изоморфной примеси. В процессе метаморфизма происходит локальное перераспределение ЭПГ и концентрация их в виде самостоятельных минералов или примеси в образующиеся сульфоарсениды кобальта, никеля и железа.

В целом по номенклатуре и общему количеству минералов благородных металлов месторождения Печенгского и Аллареченского рудных полей имеют много сходных черт, а месторождения Северо-Восточного рудного поля занимают особое положение благодаря широкому развитию группы арсенидов и сульфоарсенидов редких ЭПГ, а также их высокой концентрации в сульфоарсенидах кобальта, никеля и железа.

Химический состав руд

Медно-никелевые руды района, как и всюду в мире, являются комплексными: помимо Ni, Cu, Co, S они содержат также Se, Te, благородные металлы, оксиды и др. Большая часть из них извлекаются, но пока совсем не используются оксиды (магнетит, хромшпинелиды) и силикаты (хризотил-асбест, тальк и др.), хотя проведены предварительные исследования возможности их использования.

Полная характеристика химического состава руд включает данные о содержании и соотношении основных и второстепенных полезных компонентов, шлакообразующих окислов и вредных примесей (Pb, Zn, As и др.). Но по-

скольку две последние группы имеют сугубо технологическое значение, они в настоящем разделе не рассматриваются, а ниже приводятся краткие сведения о распределении полезных компонентов (главных и второстепенных) в рудах различных природных типов.

Главные полезные компоненты. В табл. 25 показаны средние содержания и некоторые соотношения концентраций Ni, Cu, Co и S в рудах характерных месторождений района. Эти данные включают результаты бороздowego опробования в процессе разведки (геологоразведочными партиями бывшего МГ СССР), а также материалы анализов штучных проб, выполненных в ГИ КНЦ РАН. Все бороздовые пробы анализировались на Ni и Cu, небольшая их часть – также Co и S, а все штучные пробы – на Ni, Cu, Co, S, Se и Te. В ряде случаев в одну бороздовую пробу включались руды двух и иногда трех природных типов, поэтому использовались только те из них, которые не менее чем на 80–85% представлены рудой одного типа. Сопоставимость этих данных и возможность их объединения рассматривались неоднократно ранее [134, 137]. Общее количество проб варьирует от 5–10 для мало распространенных руд до нескольких десятков и первых сотен – для преобладающих на данном месторождении.

Анализ полученных данных показывает следующее (см. табл. 25).

1. По общему содержанию Ni, Cu и Co наиболее богатыми являются руды месторождений Аллареченское, Восток и Заполярное, а самыми бедными – Пильгуярвинское и Карикъявр. При этом руды двух последних месторождений содержат в 1,5–3,0 раза меньше Ni, Cu, Co и S, чем их аналоги на других месторождениях. Самое высокое содержание S свойственно сплошным и брекчиевидным рудам месторождения Каула.

2. Во всех распространенных рудах (типы I–IV) никель преобладает над медью, исключением являются оруденелые экзоконтактовые и вмещающие породы, а также сильно метаморфизованные вкрапленные руды Карикъявра. Кроме того, "медистые" руды слагают иногда небольшие участки основных рудных тел, чаще по их периферии. В рудах Пильгуярвинского и Карикъяврского месторождений величина отношения Ni/Cu изменяется незначительно, а на остальных месторождениях – в гораздо большем диапазоне (т.е. они более контрастные по составу). На месторождениях Заполярное и Котсельваара эта величина постепенно возрастает от рассеянно-вкрапленных руд к сплошным, на других месторождениях эти изменения незакономерны, однако всюду она максимальна в брекчиевидных или сплошных рудах, т.е. наиболее богатые руды являются и самыми "никелистыми".

3. Содержание Co в рудах умеренное, несколько повышенное в богатых разностях руд месторождений Заполярное, Каула и Аллареченское, однако величина отношения Ni/Co всюду возрастает от бедных руд к богатым, следовательно, в последних уменьшается относительная доля также и Co. Исключением являются карбонатно-сульфидные шпильры и жилы Аллареченского месторождения, в которых величина отношения Ni/Cu резко уменьшается по сравнению с таковым в густовкрапленных и брекчиевидных рудах. В оруденелых экзоконтактовых и вмещающих породах это отношение всюду минимальное за счет резкого снижения содержания Ni.

4. Важными характеристиками являются отношения $Ni/\sum Me$ и $\sum Me/S$: первое отражает долю никеля в общей сумме главных металлов (Ni+Cu+Co), а второе – уровень накопления их в сульфидной фазе. В рудах основных типов (I–IV) величина отношения $Ni/\sum Me$ изменяется в пределах 0,51–0,79, не обнаруживая какой-либо зависимости от общего содержания этих металлов. Низкие ее значения присущи карбонатно-сульфидным рудам Аллареченского месторождения, рассеянно-вкрапленным – Карикъявра и богатым вкрапленным рудам месторождения Каула (0,51–0,54), в остальных она составляет

Таблица 25. Среднее содержание и соотношение основных компонентов в медно-никелевых рудах

Месторождение	Типы руд	Содержание, мас.%				Отношение			
		Ni	Cu	Co	S	Ni/Cu	Ni/Co	Ni/ΣMe	ΣMe/S
Печенгское рудное поле									
Пильгуйярвинское	I	0,48	0,21	0,21	1,44	2,39	22,9	0,68	0,49
	II	1,25	0,61	0,034	4,69	2,95	36,8	0,66	0,40
	III	2,32	0,91	0,057	8,55	2,55	40,7	0,71	0,38
Заполярное	I	0,75	0,54	0,02	2,73	1,39	34,1	0,57	0,48
	II	3,67	1,29	0,062	12,45	2,84	59,2	0,73	0,40
	III	6,62	2,02	0,117	22,59	3,28	56,6	0,76	0,39
	IV	11,19	2,76	0,164	34,37	4,05	68,2	0,79	0,41
Котсельваара	I	0,68	0,37	0,017	2,32	1,84	40,0	0,64	0,46
	II	3,82	2,29	0,055	15,54	1,67	69,4	0,25	0,40
	III	3,76	1,56	0,059	19,34	2,41	63,7	0,70	0,28
	IV	6,61	2,09	0,067	33,20	3,16	98,7	0,75	0,26
	V, VI	0,86	0,64	0,025	11,27	1,34	34,4	0,56	0,14
Каула	I	1,05	0,62	0,029	3,65	1,69	36,2	0,62	0,47
	II	3,28	2,74	0,08	13,67	1,20	41,0	0,54	0,45
	III	4,62	1,52	0,108	26,90	3,04	42,8	0,74	0,23
	IV	7,41	2,59	0,164	34,38	2,86	45,2	0,73	0,30
	V, VI	0,77	1,89	0,27	9,53	0,43	28,5	0,30	0,27
Аллареченское рудное поле									
Аллареченское	I	0,85	0,55	0,024	2,88	1,54	35,0	0,60	0,49
	II	3,74	2,01	0,059	11,15	1,86	63,4	0,64	0,52
	III	4,38	4,12	0,101	19,72	1,06	43,4	0,51	0,44
	IV	10,82	4,17	0,160	30,18	2,59	67,6	0,71	0,50
	V, VI	0,52	0,63	0,012	1,85	0,82	43,3	0,45	0,63
Восток	I	0,79	0,40	0,027	2,69	1,98	29,3	0,65	0,45
	II	3,32	1,42	0,053	10,50	2,34	62,6	0,69	0,46
	III	6,95	2,57	0,077	23,44	2,70	90,3	0,72	0,41
	IV	7,64	3,55	0,070	25,29	2,15	109,1	0,68	0,44
	V, VI	0,80	0,73	0,043	2,88	1,10	18,6	0,51	0,55
Северо-Восточное рудное поле									
Карикъявр	I ^a	0,71	0,63	0,030	3,12	1,13	23,7	0,52	0,44
	I ^b	0,39	0,59	0,015	2,00	0,66	26,0	0,39	0,50

Примечание. I–IV – типы руд согласно принятой классификации; для месторождения Карикъявр раздельно показаны слабо (I^a) и сильно (I^b) метаморфизованные рассеянно-вкрапленные руды

0,60–0,79, являясь своеобразным "никелевым стандартом" медно-никелевых руд района, отражающим, вероятно, близость составов источников рудного вещества. Естественно, эта величина значительно ниже в оруденелых экзоконтактовых и вмещающих породах, а также в сильно метаморфизованных вкрапленных рудах месторождения Карикъявр, которые в целом играют резко подчиненную роль в балансе руд района. Самые высокие значения этого отношения на всех месторождениях присущи брекчиевидным и сплошным рудам.

Величина отношения $\Sigma\text{Me}/\text{S}$ в рудах основных типов составляет 0,23–0,52, что характеризует невысокий уровень накопления главных металлов в сульфидной фазе, имеющей существенно пирротиновый состав. Этот уровень, как правило, выше во вкрапленных рудах, чем в брекчиевидных и сплошных, что создает впечатление "разубоживания" последних в отношении Ni. Следует, однако, иметь в виду, что часть Ni во вкрапленных рудах присутствует в силикатной форме. По данным ГМК "Печенганикель" доля силикатного Ni колеблется от 3–6% в богатых вкрапленных до 20–25% в бедных вкрапленных рудах Печенги, и в среднем для восточного ее фланга составляет 20% в бедных вкрапленных рудах, 13% – в рядовых вкрапленных и 4% – в богатых вкрапленных. В рудах других месторождений содержание силикатного Ni не определялось, но можно полагать, исходя из их минерального состава, что оно не выше, а скорее заметно ниже, чем во вкрапленных рудах Печенги. Введение поправки на силикатный никель несколько уменьшит диапазон величин Ni/ ΣMe и $\Sigma\text{Me}/\text{S}$, но существенно не повлияет на общий характер их изменения в рудах различных типов.

5. Оруденение во вмещающих породах Печенги отличается очень низким уровнем накопления главных металлов, а в Аллареченском рудном поле наоборот, более высоким, чем в рудах основных типов. Это отражает особенности минерального состава данного оруденения: в Печенге оно существенно пирротиновое (иногда пирит-пирротиновое), а в Аллареченском рудном поле существенно халькопиритовое, часто с заметной ролью борнита и миллерита, обладающими высокой концентрацией меди и никеля.

Таблица 26. Средне содержание селена (г/т) в сульфидной фазе медно-никелевых руд

Рудное поле	Типы руд				Источники
	I	II	III	IV	
Печенгское	29	50	32	48	
Аллареченское	97	121	84	142	
Северо-Восточное		55	-	-	
Мончегорское	97	35	-	34	[130]
Норильск-1	173			34	То же
Садбери, Фруд (Канада)	40			120	"-
Маунт-Эдуард ("")				144	[96]
Лангмуир-1 ("")				100	То же

Второстепенные и редкие полезные компоненты. В эту группу входят Se, Te, а также благородные металлы. Содержание их определялось только в штучных образцах руд основных типов (I–IV) в химической лаборатории ГИ КНЦ РАН с контролем в Механобре (на благородные металлы). При этом в большинстве проб Te не обнаружен (при чувствительности 1 г/т), поэтому в табл. 26 данные для него не приводятся, а содержание селена из-за небольшого количества анализов дается в среднем для рудных полей.

Наиболее высоким содержанием Se обладают руды Аллареченского рудного поля, в которых оно в 2–3 раза выше, чем в их аналогах других рудных полей района. Согласно имеющимся данным [96, 130], по содержанию Se с рудами Аллареченского поля сопоставимы (и иногда несколько превосходят их) отдельные разновидности богатых руд Норильского района, Садбери и некоторых месторождений, связанных с потоками коматиитов (см. табл. 26). В Печенгском, а также и в Аллареченском рудных полях среди богатых руд (II–IV типы) пониженным содержанием отличаются брекчиевидные руды (III) – оно здесь в 1,5–2,0 раза ниже, чем в густовкрапленных и сплошных, хотя пространственно все эти руды тесно связаны.

Содержание Te в рудах всех типов обычно в 2–6 раз ниже, чем Se, закономерности его распределения не выяснены.

Примечательно, что в рудах всех месторождений района собственные минералы Te не обнаружены, основными его концентраторами являются главные сульфиды – пентландит, пирротин, халькопирит. В то же время теллур не только присутствует в главных сульфидах как изоморфная примесь [130] в количестве 2–40 г/т, но и образует многочисленные собственные минералы, главным образом благородных металлов.

До недавнего времени имелись весьма ограниченные, разрозненные сведения о содержании в рудах благородных металлов, но в последние 3–4 года, в связи с интенсивным изучением платиноносности Кольского полуострова, появились данные о распределении элементов платиновой группы (ЭПГ) в рудах различных типов (табл. 27).

Общее содержание ЭПГ в сульфидной фазе руд Печенгского района невелико и составляет 1–3 г/т. Повышенным их содержанием характеризуются вкрапленные руды Карикъявского (4–6 г/т) и карбонатно-сульфидные шпильры (тип IV⁶) Аллареченского месторождения (7,5 г/т). Как правило, сульфидная фаза вкрапленных руд содержит больше ЭПГ, чем брекчиевидных и сплошных; кроме того, более богаты платиноидами "медистые" разновидности руд. Во всех рудах Pd преобладает над Pt, причем это превышение минимально для районов восточного фланга Печенги и максимально для Аллареченского месторождения. Доля редких платиноидов всюду невелика, особенно в богатых вкрапленных и карбонатно-сульфидных.

По отношению к цветным металлам и сере ЭПГ в рудах всех типов имеют невысокий уровень накопления и по этому признаку близки рудам многих других медно-никелевых месторождений (см. табл. 27), ассоциирующих с базит-гипербазитами различных формаций, хотя в некоторых из них Pt преобладает над Pd. Все эти руды относятся к классу высокосульфидных, характеризующихся преимущественной концентрацией Ni, Cu и Co, а не ЭПГ. Исключением являются руды Талнаха, отличающиеся высоким содержанием ЭПГ и повышенным уровнем их накопления относительно Ni, Cu, Co и S.

Приведенные для сравнения данные по рудам малосульфидного типа, ассоциирующих с расслоенными интрузивами перидотит-пироксенит-габброноритовой формации, показывают существенно платиноидную специализацию последних и очень высокую концентрацию ЭПГ в сульфидной фазе этих руд, во много (10–100) раз превышающую таковую в рудах высокосульфидного типа.

В целом по своему химическому составу медно-никелевые руды района Печенги в ряду аналогичных руд других районов относятся к числу высококачественных, отличающихся существенно никелевой специализацией, причем относительная доля Ni максимальна в брекчиевидных и сплошных рудах. "Медистые" разновидности играют здесь подчиненную роль, они развиты преимущественно в экзоконтактах рудных тел или слагают небольшие участки последних. Все руды характеризуются повышенной концентрацией основных

Таблица 27. Содержание и соотношение ЭПГ (г/т) и цветных металлов (мас.%) в сульфидной фазе руд

Месторождение, рудный объект	Типы руд	n	ΣЭПГ	ΣNi,Cu,Co	$\frac{Pt}{Pd}$	$\frac{\Sigma Pt, Pd}{\Sigma Ru, Ir, Os}$	$\frac{\Sigma ЭПГ \cdot 10^2}{\Sigma Ni, Cu, Co}$	$\frac{\Sigma ЭПГ \cdot 10^2}{S}$	$\frac{\Sigma Ni, Cu, Co}{S}$	$\frac{Ni}{Cu}$
Печенгское рудное поле										
Восточный рудный узел	I	45	1,57	17,70	0,77	6,65	8,86	4,38	0,49	1,80
	II	54	1,60	14,61	0,89	7,14	10,92	4,42	0,40	2,37
	III	33	1,15	13,90	0,91	12,6	8,29	3,18	0,38	2,00
Западный рудный узел	I	5	2,28	10,97	0,51	51,2	20,7	6,22	0,30	1,88
	II	10	2,76	17,82	0,45	113,0	15,5	7,73	0,50	1,61
	III	3	0,76	5,26	0,63	3,90	14,4	2,05	0,14	1,72
Аллареченское рудное поле										
Аллареченское	I	2	3,74	10,70	0,08	57,2	34,9	9,96	0,28	1,90
	IVa	3	1,11	18,97	0,01	6,43	5,84	3,05	0,52	1,52
	IVб	3	7,53	27,12	0,11	158,5	27,76	21,39	0,77	0,79
Восток	II	14	1,14	19,27	0,50	22,10	5,92	3,17	0,54	1,84
	III	11	0,96	19,66	0,55	11,8	4,89	2,67	0,55	2,95
Северо-Восточное рудное поле										
Карикьяврское	I	31	5,35	16,12	0,65	-	33,2	14,9	0,45	1,37
	II	(сборная)	4,70	16,20	0,72	5,50	29,0	13,1	0,45	1,20
Медно-никелевые руды других регионов										
Монча, жилы (Ниттис-Кумужья-Травяная)	IV	45	6,90	9,22	0,11	31,5	74,8	18,3	0,24	2,15
Садбери, Страткона		37	0,86	5,01	1,14	19,3	17,2	2,33	0,14	2,95
Садбери, Фалконбридж		23	1,63	7,09	1,45	2,27	23,0	4,41	0,19	3,52
Камбалда		(средняя)	4,94	14,87	0,77	2,68	33,2	13,4	0,40	13,4
Талнах		"-"	56,09	18,50	0,38	12,6	303,2	151,6	0,50	0,70
Малосульфидное оруденение расслоенных интрузивов										
Ластьявр, критическая зона		43	18,16	13,18	0,18	38,7	137,8	47,9	0,35	1,64
Панский, нижний горизонт		99	233,7	27,80	0,12	368,4	840,6	649,1	0,77	0,76
Ала-Пеника	АП-2 запад	3	1587	29,29	0,30	116,9	542,0	4290	0,79	0,39
Бушвельд			419,3	-	2,65	16,0	-	1133	-	-
Стиллауотер			5437	-	0,23	308,8	-	14696	-	-

Примечание. Типы руд – согласно принятой классификации, n – количество проб; данные по месторождениям Садбери, Камбалды [96]; по Ала-Пенике – Nalkoahoe.a, 1989 г.; Бушвельд, Стиллауотер – пересчитано по Nalkoahoe. a, 1989 г.

полезных компонентов в сульфидной фазе, умеренным содержанием ЭПГ с преобладанием Pd над Pt и малой ролью редких платиноидов. Руды Аллареченского месторождения выделяются весьма высокой концентрацией Ni, Cu, Co и Se.

Глава 9

Генезис медно-никелевых месторождений

История развития взглядов о генезисе медно-никелевых месторождений

Представления о генезисе медно-никелевых месторождений Печенги сильно менялись по мере их изучения и общего развития теории рудообразования. К моменту их открытия (1921–1926 гг.) в геологической литературе прочное место заняла ликвационно-магматическая гипотеза, разработанная И.Фогтом на примере норвежских месторождений [147], подтвержденная затем большинством канадских геологов, изучавших месторождения Садбери. Финские геологи Х.Хаузен [142], В.Таннер [145] и Х.Вайринен [146] освещали генезис печенгских месторождений в полном соответствии с гипотезой И.Фогта.

Наиболее полно ликвационно-магматическая теория в нашей стране была разработана В.К. Котульским [82, 83, 84]. По его представлениям первая ликвация сульфидов происходила обычно в глубинном очаге (ликвационная дифференциация). Интрузия в верхний резервуар могла осуществляться тремя способами: 1) интродировала одна силикатная магма, в которой в результате ликвации и гравитационной отсадки на месте застывания образовывались придонные залежи бедных вкрапленных руд; 2) интродировала силикатная магма, захватившая с собой часть отликвировавшихся на глубине сплошных сульфидов, которые на месте застывания образуют шлиры или залежи наряду с ликвационной вкрапленностью; 3) вслед за главной интрузией могли следовать новые интрузии как силикатной (например, гранита или диабазы), так и рудосиликатной и даже сульфидной магмы. Дифференциация и кристаллизация сульфидов шла с некоторым запозданием и с накоплением в остаточном расплаве халькопирита, арсенидов и летучих, способных мигрировать и воздействовать на силикаты.

В 1948 г. в результате ознакомления с геологией подземного рудника Каула В.К.Котульский следующим образом сформулировал подробное представление об образовании этого месторождения, согласно которому сульфиды в виде расплава интродировали одновременно или почти одновременно с силикатами. В процессе дифференциации и застывания интрузива сульфиды стали оседать и образовали скопления сплошных и вкрапленных руд. Позднее, когда силикаты уже затвердели, а сульфиды были жидкими, произошел надвиг, в плоскости которого растеклись жидкие сульфиды, образуя цемент брекчий. При этом место надвига определялось местоположением сульфидов, которые, по его мнению, можно рассматривать как пустоту в твердых породах, вызвавшую ослабление этого участка. Рудоносная магма содержала большое количество летучих, обусловивших автометаморфизм пород, желатинизацию оливина и замещение его жидкими сульфидами с образованием концентрически-слоистых рудно-силикатных псевдоморфоз.

Близкий к этому взгляд на генезис месторождений Печенги развивает Г.В.Холмов [128], выделивший 4 стадии их образования: 1) концентрация сингенетических вкрапленных руд; 2) метаморфизм материнских пород за счет гидротермальных растворов, поступающих по тектоническим зонам (серпентинизация, хлоритизация и оталькование); 3) инъекция вдоль сбросов концентрированного рудного вещества ("рудной магмы"), образование цемента брекчий и сплошных руд; 4) гидротермальная кварц-карбонат-пиритовая минерализация.

А.Г.Бетехтин [17, 18], уделявший много внимания исследованию медно-никелевых месторождений, считал, что сульфидные массы обособлялись от материнского расплава еще в ранний магматический период и затем весьма длительное время сохранялись в жидком состоянии, чему способствовала геотермическая обстановка на глубине. Кристаллизация сульфидов происходила уже после того, как материнские породы полностью закристаллизовались. Температура кристаллизации сульфидов едва ли превышала 300°C, т.е. она отвечала допускаяемым температурам образования из остаточных растворов минералов, характерных для пневматолитового и гидротермального этапов магматической деятельности.

Наряду с ликвационно-магматической гипотезой часть геологов почти с момента открытия месторождений Садбери в Канаде придерживается представления о гидротермальном происхождении медно-никелевых месторождений [139, 149]. Главными доводами в пользу этой гипотезы служат большой разрыв во времени между внедрением норита и последующим образованием руд, а также факт замещения рудой цемента инъекционных брекчий.

В первые годы разведки и изучения медно-никелевых месторождений Западного рудного узла Печенги автор также пытался рассматривать образование их как результат гидротермального замещения ультраосновных пород, поскольку в них, как ни в каких других месторождениях, весьма отчетливо проявились процессы сульфидного метасоматоза и концентрации богатых брекчиевидных и сплошных сульфидных руд по тектоническим зонам и полостям отслоений в филлитах [44, 45, 46]. О генезисе руд приходилось судить в основном по вторичным изменениям.

Н.А.Елисеев в ряде работ [62, 63, 64] весьма определенно высказывался в пользу гидротермального происхождения медно-никелевых месторождений Печенги, указывая, что никель отсутствовал в ранних продуктах кристаллизации магмы, не концентрировался в продуктах ликвации, а полностью входил в состав остаточных продуктов кристаллизации магмы – гидротермальных растворов, которые явились источником первичной сульфидной вкрапленности, образующейся в заключительный этап эволюции никеленосных интрузий. Эти никеленосные растворы не обладали такой подвижностью и способностью к миграции, какой обладают гидротермальные растворы гранитоидных интрузий. Вследствие этого сульфиды никеля распределяются полностью внутри рудоносных интрузий в виде первичной гидротермальной вкрапленности. В дальнейшем при гидротермальном метаморфизме первичная сульфидная вкрапленность служила источником для образования переотложенных вкрапленных, гнездовых и жильных руд.

В процессе изучения печенгских месторождений почти все исследователи в той или иной мере касались вопросов их генезиса [6, 38, 75, 79, 94, 97, 109, 111, 114 и др.], но большинство из них ограничивались лишь приведением нового фактического материала в пользу ликвационно-магматического, или гидротермально-метасоматического происхождения.

В 1963 г. автор, подводя итоги более чем 25-летних исследований геологии медно-никелевых месторождений Печенги [47], показал, что все они пространственно связаны с измененными ультраосновными и основными интрузи-

зиями, имеют первично магматическое происхождение и вместе с тем подвергнуты более позднему метаморфизму. Длительный регрессивный процесс их формирования подразделяется на три главных этапа: магматический, пневматолито-гидротермальный и гидротермальный, внутри которых в свою очередь выделяется ряд стадий минерализации, отделенных значительными промежутками времени, тектоническими подвижками и различающихся физико-химическими условиями минералообразования. Эти выводы о полигенности месторождений до последнего времени подтверждаются все новыми и новыми фактами. Однако энергичная дискуссия развернулась об относительной роли собственно магматических, метаморфических и гидротермальных процессов в рудообразовании [29, 30, 35, 70, 72, 73, 76, 123, 135, 136].

На основе обобщения результатов исследований медно-никелевых месторождений Норильского района и Кольского полуострова, а также других никеленосных провинций мира М.Н.Годлевский рассмотрел и вопросы образования медно-никелевых месторождений [35]. По его мнению, следует выделять три этапа формирования этих месторождений – собственно магматический, постмагматический и метаморфический. В течение магматического этапа образуется основная масса руды, а в последующие этапы происходит лишь их переотложение, которое, однако, может сопровождаться резким обогащением сульфидами отдельных участков. Магматический этап разделяется на ряд стадий. В раннюю стадию отделяется сульфидная жидкость, в среднюю, когда кристаллизуются породообразующие силикаты, сульфиды остаются жидкими. Одновременно в экзоконтакте идет образование роговиков, которое сопровождается инъекцией сульфидного расплава во вмещающие породы. В гистеромагматическую стадию происходит кристаллизация сингенетических сульфидов и продолжается процесс формирования инъекционной метасоматической вкрапленности во вмещающих породах. В заключительную стадию, являющуюся переходной к постмагматическому этапу, под влиянием летучих осуществляется плавление легкоплавких вмещающих с образованием гибридно-метасоматических образований, появляется первая эндокинетическая трещиноватость еще в раскаленном теле интрузии и происходят процессы сульфуризации и отжимания жильного расплава. Остывание больших масс сплошных сульфидов идет своим путем, со своим процессом кристаллизационной дифференциации сульфидов во взаимодействии с окружающей средой. К началу постмагматического этапа относится образование скарнов. В рудном расплаве совершается эволюционный переход к водному сульфидсодержащему раствору и отложение борнит-миллеритовых руд. С самой низкотемпературной стадией связано переотложение руд, хотя возможно, что оно обязано этапу метаморфизации руд.

Особую гипотезу высокотемпературного аутометасоматического происхождения медно-никелевых руд в расслоенных базит-гипербазитовых комплексах Норильского района высказал В.В.Золотухин [30], согласно которой большая часть сульфидов синтезируется в камерах интрузивов благодаря процессу сульфуризации, в основном уже на постмагматическом этапе формирования и часто сопровождается их метасоматической переработкой.

Наконец, в самое последнее время В.В.Дистлер, А.Д.Генкин и другие исследователи [105, 122] рассматривают формирование медно-никелевых месторождений в единстве тектогенеза, развития магматизма, магматической дифференциации и рудоотложения, как результат эволюции динамического равновесия сульфидных и силикатных расплавов мантийных базит-гипербазитовых магм, при полном отрицании процессов ликвации сульфидов в рудообразовании как на стадии формирования самих материнских интрузивов в камере, так и на стадии промежуточных глубинных магматических очагов. Начало раздельного существования двух жидкостей относится ими к периоду

магмаобразования при плавлении мантийного субстрата, а весь последующий процесс сульфидного рудообразования сводится к сегрегации дисперсного сульфидного вещества в соответствии с законами гравитационного концентрирования – вплоть до образования соответствующих скоплений, локализующихся в определенных горизонтах стратификационных комплексов. В тесном единстве с формированием сульфидного оруденения связывается концентрирование платиновой минерализации в сульфидной жидкости и соосаждение платиноидов с главными рудообразующими сульфидами в виде твердых растворов или собственных минеральных фаз.

Таким образом, на каждой новой ступени изучения месторождений в результате накопления новых фактов рассматривались многие фундаментальные положения о генезисе сульфидного медно-никелевого оруденения. Совершенно ясно, что формирование медно-никелевых месторождений Печенги не может быть охарактеризовано безальтернативным утверждением какой-либо одной гипотезы – ликвационно-магматической, гидротермальной или метаморфической. Необходимо исходить из совокупности всех последовательно развивающихся процессов с учетом накопившегося к настоящему времени нового оригинального фактического материала, изложенного в предыдущих главах книги.

Геологические условия образования месторождений

Изучение закономерностей размещения и локализации медно-никелевых месторождений Печенги показывает, что образование их неразрывно связано с формированием общей геологической структуры района, представляя собой лишь один из эпизодов в едином процессе его геологического развития. Последовательность эволюции магматизма и металлогении, смена одних магм и соответствующих им типов оруденения другими, пространственное размещение интрузий и формирование рудных тел – все это определяется прежде всего тектонической обстановкой.

Формирование геологической структуры

В истории развития геологической структуры района выделяется четыре тектономагматического цикла: саамский, кольско-беломорский, карельский и древнекаледонский, охватывающие огромный период времени от низов архея до рифея. В течение саамского цикла (более 3,5 млрд. лет) сформировалось первичнокоровое сиалическое основание, представленное куполами гнейсо-гранодиоритов, перекрытое затем складчатым кольско-беломорским амфиболито-гнейсо-кристаллосланцевым комплексом (3,5–2,7 млрд. лет). Металлогенетический профиль архейской эпохи отмечен залежами кварц-гиперстен-магнетитовых руд, керамическими и слюдяными пегматитами.

В противоположность этому древнекаледонский цикл, в процессе которого на северной окраине архейской платформы появился складчатый пояс рифеид с трапповыми интрузиями и полиметаллическим оруденением, имел место уже после формирования медно-никелевых месторождений (940–1020 млн лет [26]).

Образование медно-никелевых месторождений Печенги связано с возникновением Печенга-Имандра-Варзугского рифтогенного вулканического пояса в течение карельского тектономагматического цикла (от 2,4 до 1,7–1,6 млрд лет). Пояс заложился по системе ступенчатых грабенообразных опусканий вдоль глубинных разломов в центре удлинённого сводового поднятия Коль-

ского полуострова параллельно направлению архейских тектонических структур. В его развитии можно выделить три этапа.

Первый этап – сумийский, начального развития рифтогенной зоны, выразившийся в образовании приразломной впадины в условиях растяжения внутриконтинентальной земной коры, развитии мощного андезито-базальтового, коматиито-базальтового, а на заключительных фазах андезито-дацитового вулканизма. С коматиито-базальтовой фазой связано формирование в Имандра-Варзугской структуре расслоенных массивов перидотит-пироксенит-габбро-норитов Федорово-Панских тундр, Мончегорского и горы Генеральской в Печенгском районе возраста 2,4 млрд лет.

Второй этап – ятулийский, характеризуется смещением и расширением зоны седиментации и вулканизма на северо-западный фланг – в область Печенгской мульдообразной приразломной структуры с присущим ей андезито-базальтовым и пикрито-толеито-базальтовым вулканизмом. Наряду с трещинными излияниями большую роль играли также извержения центрального типа.

В разрезах осадков хорошо выражена основная черта эволюции Печенгской структуры – ее цикличность (ритмичность). Свиты обычно начинаются с грубозернистых пород, свидетельствующих об активных тектонических процессах, затем они постепенно сменяются зрелыми мелководными осадками; появление вулканитов указывает на оживление движений. Таких циклов в истории Печенгской структуры насчитывается четыре, представленных снизу вверх свитами: 1) ахмалахтинской, мощностью 1600 м, возраста 2338 ± 30 млн лет [115], 2) куэтсьярвинской – 1100–1350 м, 2250 ± 80 млн лет [76], 3) колосйокской – 1700–2000 м, 2130 ± 52 млн лет [115], 4) пильгьярвинской – 5500 м, 1980 млн лет.

Пильгьярвинская свита залегает без видимого несогласия, но с признаками перерыва, на вулканитах III покрова колосйокской свиты. Нижняя ее часть, мощностью около 1100 м, представлена толщей дислоцированных туфогенно-осадочных пород. Преобладание в ее составе песчаников и конгломератов, частое переслаивание филлитов, алевролитов, песчаников и туффитов, общая зараженность осадков сингенетическими сульфидами, а также наличие косої слоистости и знаков ряби указывает на осадконакопление в мелководных прибрежных условиях вблизи активно действующих вулканов. Источником обломочного материала являлись породы архейского кристаллического основания и вулканические аппараты.

В пределах именно этой, так называемой, продуктивной толщи и расположены пластовые интрузивные тела габбро-диабазов, габбро-верлитов и связанные с ними медно-никелевые месторождения.

Перекрывающий продуктивную толщу мощный покров вулканитов, по данным П.К.Скуфына [115], состоит из четырех переслаивающихся слоев шаровых и массивных базальтовых лав, пирокластов пикритового состава, прослоев базальтовых туфов и туффитов. Среди них на границе между 2-ым и 3-им слоями, в 2300 м от подошвы IV покрова залегает резко дифференцированная по составу пачка туфов, игнимбритов среднего и кислого состава, подщелоченных пикритов и вариолитовых базальтовых лав, возникшая в условиях краткосрочного пароксизма сжатия из мантийных расплавов под воздействием потоков щелочных флюидов. Есть все основания предполагать, что именно к этому периоду тектономагматической активизации относится складкообразование в подстилающей туфогенно-осадочной толще и внедрение пластовых интрузий и связанных с ними медно-никелевых месторождений.

Третий этап – калевийский, обусловлен новым смещением бассейна седиментации и формированием южнопеченгской серии осадков и вулканитов, преимущественно андезитового и бимодального пикрит-андезитового состава. Неустойчивость фациальных обстановок этого времени подчеркивается лин-

зовидным строением разреза в условиях сжатия, постепенного сокращения бассейна седиментации и отмирания рифтогенной системы.

Дальнейшее развитие этих процессов обусловило изоклинальную складчатость, горизонтальные перемещения пластин земной коры, интенсивную перестройку архейских структур и их согласование с карельским планом деформации. С прогрессирующим сжатием земной коры продолжались интрузии габброидов и габбро-верлитов, а на поздних фазах – гранитоидов и высокоградиентный метаморфизм. Этим и закончился орогенный этап развития Печенгско-Варзугского складчатого пояса вообще и Печенгской структуры – в частности.

История развития Печенгской структуры показывает, что она формировалась как типичная рифтогенная впадина в геодинамической обстановке растяжения земной коры по системе разломов северо-западного простирания. Эти разломы, по-видимому, представляли собой сложные по строению антитетические сбросы, движения по которым и определили масштабы погружения впадины, мощность осадочно-вулканогенных толщ, а в условиях сжатия – ориентировку складчатых и разрывных нарушений и явления интрузивного магматизма. Складчатый процесс не получил своего завершения, поэтому для Печенгской структуры характерна форма крупной раскрытой брахисинклинали, несколько удлиненной по оси в северо-западном направлении. Наряду со складчатостью в обеих осадочно-вулканогенных сериях отмечается наличие крупных разрывных нарушений, среди них особенно четко выделяются межпластовые сдвиги и надвиги и поперечные сбросы. Значительные межпластовые надвиговые нарушения отмечаются вдоль границ эффузивных и осадочных свит, обусловивших чешуйчато-надвиговое строение серии в целом. К этой же группе нарушений относится крутопадающий Порьыташский разлом в осевой части структуры, отделяющий южно-печенгскую серию от печенгской и который, вероятно, является рудоконтролирующим.

Не вызывает сомнений, что в процессе формирования Печенгско-Варзугского структурно-металлогенического пояса примыкающие к нему с обеих сторон участки складчатого архейского фундамента также испытывали тектонические деформации, подвергались структурной переработке и служили дополнительной ареной базит-гипербазитового магматизма. Тектоническая зональность контролировала как интенсивность и состав магматизма, так и размещение интрузий базит-гипербазитов, их металлогеническую специализацию. В примыкающих к Печенгскому рудному поясу участках распределение никеленосных интрузивов связано с зонами повышенной проницаемости гнейсов и разрывными структурами регионального порядка. По системе таких разломов и оперяющих трещин и поступала из мантийного очага то недифференцированная основная магма, то ее дифференциаты, включая никеленосные перидотиты и оливиниты.

Благодаря широкому комплексу геолого-геофизических исследований и проходке Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 значительно расширены представления о глубинном строении района (см. рис. 4–8). Сейсмическими методами в сочетании с каротажем глубоких скважин прослежено продолжение Печенгской структуры на значительное расстояние к югу от выходов рудных тел на поверхность, определена общая мощность осадочно-вулканогенного комплекса (более 8000 м) и отдельных ее свит. Установлено мозаичное неоднородное строение нижних слоев земной коры с градиентными изменениями и инверсиями скоростей, выдержанных сейсмических границ не обнаружено, за исключением границы Мохоровичича на глубине 38–45 км. В региональных естественных и искусственных электрических полях постоянного и переменного тока продуктивная толща прослеживается как мощная зона проводимости на расстоянии более 5 км к югу под углом 30–50° с постепен-

ным выполаживанием на глубине. По гравиметрическим данным (см. рис. 4) уверенно выделяются Порьиташский, Луотнинский, Западно-Печенгский и другие крупные разломы.

Сейсмические данные подтверждают геологические представления о существовании в центральной части структуры крупного грабена субмеридионального направления, в пределах которого общая мощность пород комплекса наибольшая, а постепенное выклинивание на флангах ахмалахтинской, куэтьсарвинской и колосйокской свит связывается с тем, что по падению каждая свита ограничивается положением в архейском ложе того разлома, который мог быть для нее подводным каналом. При этом предполагается, что последним подводным каналом был Порьиташский разлом, которому обязаны своим происхождением вулканы IV покрова и большая часть никеленосных интрузивов. Этот разлом ограничивает распространение печенгской серии к югу. Но к северу от него в разрезе по направлению к устью Кольской сверхглубокой скважины новейшими вибросейсмическими исследованиями (1992 г.) зафиксировано аномальное образование с высокой акустической контрастностью, залегающее на глубине 3,5–4,5 км на погребенном южном продолжении продуктивной толщи в 4–10 км от устья скважины СГ-3. Вполне вероятно, что оно обусловлено наличием крупного массива никеленосных ультрабазитов, на что неоднократно указывал автор [52].

Формирование и размещение никеленосных интрузивов

Механизм внедрения бескорневых никеленосных интрузивов в Печенгском рудном поле характеризуется целым рядом специфических особенностей. Предполагается, что мантийная никеленосная базит-ультрабазитовая магма интродировала по серии крутопадающих глубинных разломов, расположенных в осевой части Печенгской структуры в период завершающей фазы складчатости возраста 1,9–1,7 млрд лет. К этому времени завершилось также излияние и затвердевание вулкаников IV покрова.

Магма от питающих каналов распространялась по субгоризонтальным межпластовым зонам скопления в туфогенно-осадочной толще и заполняла все наиболее значительные полости отслоения, возникшие при складкообразовании. Согласно по отношению к складчатым структурам пластообразно изогнутые формы интрузивов указывают, с одной стороны, на большую подвижность магмы, а с другой – на значительный запас в ней свободной энергии, обусловленной низкой температурой кристаллизации.

Необычной важной особенностью локализации никеленосных интрузивов является их многоярусное (от 3 до 6) размещение в разрезе продуктивной толщи. К настоящему времени выявлено более 300 бескорневых интрузивов, из которых 3/4 сосредоточено в центральной части максимального прогиба Печенгской структуры. Здесь же сконцентрированы и все известные месторождения в виде трех взаимосвязанных рудных узлов – от месторождения Каула на западе – до Пильгуярвинского и Онки – на востоке. К сожалению, пока не удалось в должной мере оценить масштабы никеленосных трещинных интрузий участка Пахтаярви, залегающих среди подстилающих вулкаников III покрова и, что самое главное, определить их роль в формировании Печенгского рудного поля в целом, в том числе и в качестве прикорневых фрагментов одной из возможных ветвей питающего глубинного Порьиташского разлома.

По составу слагающих пород и относительно возрасту интрузивы разделяются на две группы. К первой, наиболее ранней, относятся силлы безрудных габбро-диабазов и порфириовидных габбро (более 50), ко второй – комплекс никеленосных дифференцированных габбро-верлитовых интрузивов, включая

маломощные тела, сложенные полностью либо метаперидотитами (серпентинитами), либо габбро.

Все никеленосные интрузивы образовались в течение одной продолжительной фазы, разделенной на отдельные магматические импульсы. О частичной дифференциации магмы на глубине свидетельствуют и обособленные тела отдельных ее дифференциатов. Первичная расслоенность интрузивов и наличие линейной ориентировки удлиненных зерен пироксена по падению слоев указывают на направление движения магмы от питающего канала с юга на север. Тектонические движения в процессе затвердения массивов выражены развитием прототектонических пластовых трещин, выполненных позднее хризотил-асбестовыми, аксинитовыми и другими жилами [47].

С конечной фазой интрузивной деятельности связано формирование сравнительно редких и маломощных даек диабазов, распространенных главным образом в нижних перидотитовых частях крупных интрузивов, которые, вероятно, возникли за счет инъекции остаточного силикатного расплава, обогащенного летучими (аксинит, сульфиды и др.) компонентами.

Глубина формирования интрузивов определяется мощностью перекрывающего рудоносную толщу эффузивного покрова, равной 3,5–4,5 км.

Глубина эрозионного среза не имеет никакого значения для установления характера интрузивов и рудных месторождений, но она показывает какие интрузивы или их будинированные части выведены на поверхность и какие находятся на глубине; знание ее также помогает выявлению зональности рудных тел.

Последовательность развития процесса рудообразования

Длительный процесс образования месторождений, как отмечалось ранее [47], распадается на ряд этапов и стадий минерализации, различающихся тектоническими и физико-химическими условиями минералообразования. При этом определяющим этапом является собственно магматический, отвечающий периоду формирования материнских интрузивов, который разделяется на раннемагматическую стадию ликвации сульфидов, дифференциации и кристаллизации никеленосной магмы, и позднемагматическую стадию инъекций и кристаллизации сульфидного расплава как в самих материнских породах, так и в жилах. Следующий за ним пневматолито-гидротермальный этап охватывает процесс автометаморфизма и сульфидного метасоматоза в материнских породах и рудах. В заключительном, гидротермальном этапе, синхронном с дислокационным и региональным метаморфизмом, все первично-магматические образования претерпели значительные гидротермальные изменения.

Магматическая ликвация и дифференциация

Постоянная приуроченность месторождений к придонным-перидотитовым частям дифференцированных интрузивов, пластообразная форма и условия залегания большинства рудных тел, текстуры и структуры руд – все это вместе взятое – говорит о сингенетическом характере подавляющей массы руд по отношению к материнским породам. Поэтому рудообразование – накопление и обособление сульфидов, поскольку оно с физико-химической точки зрения связано с магматической деятельностью, – неизбежно должно рассматриваться как явление, сопутствующее процессу интрузии, дифференциации и застыванию никеленосной магмы.

Факторами, определяющими возникновение сульфидных концентраций в раннемагматическую стадию, являются, с одной стороны, первоначальный состав рудоносной магмы, а с другой – физико-химические условия ее дифференциации и кристаллизации. Сочетанием этих факторов и обуславливается время и место обособления рудного вещества, а также формы, условия залегания, размеры и состав рудных тел.

О составе родоначальной магмы

Наличие в никеленосном комплексе наряду с дифференцированными габбро-верлитовыми массивами самостоятельных интрузивных тел габбро и перидотитов, не показывающих значительных возрастных различий, свидетельствует о неоднородном составе магмы в период, предшествующий ее внедрению, на что впервые обратила внимание Б.П. Папушис [124]. Она вычислила средний состав родоначальной магмы по двум разрезам: 1) главный массив Каула, сложенный на 56% серпентинитами, 23% пироксенитами и на 21% эссекситовыми габбро; 2) массив Пильгуярви, сложенный на 50% серпентинизированными перидотитами и оливинитами, на 10% пироксенитами и на 40% габбро (табл. 28).

Таблица 28. Примерный состав недифференцированной магмы [124]

Компоненты	Массив Каула		Массив Пильгуярви	
	Вес. %	Молекулярное количество	Вес. %	Молекулярное количество
SiO ₂	40,85	680	41,88	698
TiO ₂	2,54	32	2,99	38
Al ₂ O ₃	6,07	60	6,80	67
Fe ₂ O ₃	6,83	43	3,34	21
Feo	9,51	132	12,83	179
MnO	0,19	3	0,18	3
MgO	19,87	493	15,61	387
CaO	5,93	105	10,68	191
Na ₂ O	1,04	17	0,77	12
K ₂ O	0,55	6	0,65	7
H ₂ O	6,59	-	4,02	-
NiO	Не опр.		0,06	1
S	Не опр.		0,37	12
Сумма	99,97		100,18	
Минеральный состав				
Плаггиоклаз	24,2 (№45)		17,2 (№ 57)	
Пироксен	24,3		31,6	
Оливин	15,3		10,0	

По химическому и минеральному составу вычисленный средний состав родоначальной магмы примерно соответствует меланократовому оливиновому габбро. В табл. 8 приведены химические составы нижних зон закалки интрузивов и вулканических потоков, в некоторой степени также отражающие их первичный состав, близкий ферропикриту. Следовательно, магма, породившая расслоенные никеленосные массивы, в геохимическом отношении представляла собой типичную ассоциацию элементов, в количественном отношении

свойственную ультраосновным породам: петрогенные – Si, O, Mg, Ca, Fe, Al, Ti, в меньшем количестве Na, K, Mn; рудные – Fe, Ni, Cu, Co, Cr, Au, Ag, Pt, Pd; магна отличалась повышенным содержанием летучих – H₂O, S, CO₂, Cl, F, B, P, Se, Te, As.

Среднее содержание никеля и меди в разведанных оруденелых массивах составляет, соответственно, 1,51 и 0,94% на месторождении Каула, 0,24 и 0,10% – Каммикиви, 0,105 и 0,042% – Пильгуярви и 2,50 и 1,14% – на Аллареченском. Приведенные содержания, разумеется, характеризуют далеко неполные объемы, а только разведанные части массивов. Вряд ли будет правильно оценивать никеленосность родоначальной магмы по среднему содержанию Ni и Cu в безрудных массивах, так как не исключена возможность скопления сульфидов в их глубоких частях по аналогии с разведанными рудоносными массивами Каула, Аллареченским и некоторыми другими [47].

Магматическая ликвация и дифференциация

Концентрация сульфидов в нижних, более тяжелых частях дифференцированных интрузий, достигающая нескольких процентов, указывает на решающее влияние гравитационного эффекта в их обособлении. Но для этого необходимо, чтобы сульфиды находились в магме в виде самостоятельной несмешивающейся фазы, начиная с самой ранней стадии остывания. Прямыми признаками ликвации никеленосной магмы с отщеплением сульфидного расплава являются наличие раскристаллизованных и расслоенных капель сульфидов внутри кристаллов оливина и пироксена [8], расположение сульфидов между зернами силикатов с образованием сидеронитовой структуры сингенетических вкрапленных руд (см. рис. 75), и наличие в них округлых сульфидных шлиров.

Несмешиваемость сульфидов и силикатов в жидком виде установлена экспериментально вначале И.Фогтом [147], затем Я.Ольшанским [102, 103], который показал также, что растворимость FeS в железистых силикатных расплавах может меняться от 0 до 100% в зависимости от основности расплава. При добавлении к системе FeS-FeO-SiO₂ даже небольших количеств Na₂O, CaO, MgO, Al₂O₃ сульфидно-силикатная смесь расслаивается на сульфидную (внизу) и силикатную (вверху) жидкости. Способность ассимиляции основной магмой более кислых пород, приводящая к ликвации, положена в основу синтетически-ликвационной теории дифференциации Ф.Ю.Левинсон-Лессинга.

Никеленосная магма Печенгского района имеет глубинное происхождение и с известной степенью вероятности ее можно считать гибридной перидотитовой, изменившей свой первоначальный состав в результате вплавления пород более кислого состава. Обогащение первичной перидотитовой магмы такими оксидами, как CaO, Al₂O₃, SiO₂ и Na₂O, наряду с изменением геотектонической обстановки и могло явиться причиной глубинной ликвации и дифференциации. Этот процесс, начавшись в мантийном магматическом очаге, неизбежно продолжался затем в ходе внедрения, дифференциации и застывания в верхнем резервуаре в гипабиссальных условиях. Поэтому нет оснований разделять единый интрузивный процесс на две самостоятельные интрузии: силикатной магмы и следовавшей за ней сульфидной магмы [82, 128]. Если бы сульфидная магма внедрялась обособленно, то несомненно она образовала бы в ряде межпластовых зон самостоятельные рудные тела, пространственно не связанные с габбро-перидотитовыми интрузивами. Однако подобных рудных тел не зафиксировано.

Отликвировавшиеся на глубине сульфиды, бесспорно, внедрялись вместе с теми же объемами магмы, где они первоначально сконцентрировались и разбавляли уже инъецированные магматические массы, способствуя своим теп-

лом продлению жидкомагматической стадии интрузива, или же давали начало формированию особо обогащенных медно-никелевыми сульфидами интрузивных тел, таких, как например, месторождение Заполярное.

Наибольшее количество отликвировавшихся на глубине сульфидов оседало на участках синклинальных прогибов, где значительно ослабевала скорость продвижения магмы. Именно в таких прогибах, как правило, наблюдается наибольшая мощность рудных тел, наибольшее количество богатых вкрапленных руд и наибольшее скопление сплошных и брекчиевидных руд у подошвы интрузива. Все это указывает на тесную генетическую связь между вкрапленными и богатыми сплошными сульфидными рудами.

Ликвация в верхнем резервуаре протекала параллельно с дифференциацией и кристаллизацией, последняя совершалась постепенно от почвы интрузивов к их кровле. Дополнительным стимулом для ликвации в камере могла послужить ассимиляция перидотитовой магмой боковых пород и новое пополнение ресурсов серы за счет выплавления колчеданов из вмещающей сланцевой толщи.

В процессе дифференциации и застывания магмы растворенные в ней сульфиды вследствие понижающейся основности остаточной магмы продолжали отделяться от расплава как несмешивающаяся фаза в форме мелких капель и благодаря большому удельному весу просачивались вниз через вязкую магму, несколько опережая при своем погружении более плотные силикаты, и скапливались вместе с оливином в нижних частях интрузивов. Застывание и кристаллизация магмы, несмотря на значительную глубину залегания сравнительно маломощных интрузивов, протекала относительно быстро. При повышении ее вязкости мелкие капли сульфидов уже не были способны проникнуть вниз и оставались во взвешенном состоянии, образуя при окончательной раскристаллизации висячие горизонты на некотором удалении от подошвы. При неравномерном поступлении магмы в больших промежутках между отдельными ее порциями возникало даже несколько таких горизонтов ликвационной сульфидной вкрапленности.

В условиях наклонного залегания интрузивных тел трудно было ожидать в каждом данном сечении прямой зависимости между количеством выделившихся сульфидов и мощностью массива, поскольку часть их могла перемещаться в более глубокие, нередко в прикорневые его части. Отсюда автором сформулировано представление о вертикальной зональности распределения оруденения в крутопадающих массивах [47]. В

В связи с концентрированием сульфидов нельзя не коснуться вопроса о вкрапленном титаномагнетитовом оруденении в пироксенитах переходной зоны от перидотитов к габбро. По представлению В.А.Масленниковой [64], детально изучавшей это рудопоявление в массиве Пильгуярви, по своему генезису оно представляет собой раннемагматическое сегрегационное образование.

Инъекция и кристаллизация сульфидных расплавов, образование сплошных и прожилково-вкрапленных руд

В позднемагматическую стадию сульфидные массы, отделившиеся от силикатной магмы, некоторое время находились в жидком состоянии, тогда как вмещающие их материнские породы уже были в кристаллическом состоянии. Позднее, в силу изменившегося равновесия системы, одновременно с понижением температуры и проявлением тектонической активности, одна, значительно меньшая часть сульфидов, отщепилась от материнских пород, инъецировала в трещинные полости и крупные разрывные тектонические нарушения вблизи нижних контактов рудоносных интрузивов и обособилась в виде жил

эпигенетических сплошных сульфидных и брекчиевых руд, а также зон прожилково-вкрапленного оруденения во вмещающих породах. В то же время другая, большая часть сульфидных капель закристаллизовалась на месте в виде межзерновой сидеронитовой вкрапленности и образовала залежи сингенетических вкрапленных руд.

Еще до полной консолидации интрузивов и кристаллизации сульфидных масс в результате продолжающихся тектонических движений непрерывно возникали разрывные нарушения во вмещающих сланцах и эндокинетические трещины в остывающих нижних частях интрузивов, по которым вследствие разности внешнего и внутреннего давления устремлялись жидкие сульфиды. Значительную роль при этом должны были играть подвижность и внутреннее давление сульфидного расплава, создаваемое летучими компонентами: CO_2 , As, P, Cl, H и др. Однако жилы сульфидных руд далеко не распространяются от материнских массивов, поэтому вряд ли следует преувеличивать значение указанных факторов.

Первичная кристаллизация сульфидов как в отдельных каплях и шлифах среди материнских пород, так и в отщепленных рудных жилах представляла собой в сущности один и тот же процесс, протекавший в позднемагматическую стадию минерализации при температуре 600–400°C. Образование сульфидных руд во времени теснейшим образом связано с кристаллизацией обогащенного минерализаторами остаточного силикатного расплава и сопровождается лишь незначительными аутометаморфическими изменениями материнских пород, массовая серпентинизация которых совершается позднее в пневматолито-гидротермальных условиях.

Данные микроскопического исследования руд показывают, что еще до кристаллизации сульфидов из расплава начали выделяться магнетит и ильменит, а местами пироксен. Следовательно, расплав этот нельзя представлять в виде чистых сульфидов. Жилы сплошных сульфидов с кристаллами неизменного пироксена служат примером совместной эвтектической кристаллизации сульфидов и силикатов с предварительным выпадением избыточного силиката и накоплением в остаточном расплаве меди, цинка, платиноидов, арсенидов, щелочей, воды и других летучих.

Вслед за пироксеном и магнетитом выделяется порфирировидный пентландит, затем никельсодержащий пирротин и последним – халькопирит. Кристаллизация их протекала при участии минерализаторов, на что указывает наличие в рудах железистого хлорита и карбонатов. Преобладание в сплошных рудах Печенги петельчатых структур распада пентландита, выделяющегося на границах зерен пирротина, свидетельствует о сравнительно медленном их охлаждении, в результате чего пентландит успел почти полностью переместиться из пирротина к границам его зерен. В рудах Аллареченского месторождения при распаде твердого раствора никелистого пирротина выделяется пламенеобразный пластинчатый пентландит второй генерации.

Остаточный сульфидный расплав, обогащенный медью и летучими, обладал необычайно низкой вязкостью, проникал по мельчайшим трещинам и порам во вмещающие породы, образуя промышленные прожилково-вкрапленные руды. Наличие наряду с прожилками богатой метасоматической вкрапленности, тяготеющей к слоям песчанистых филлитов, указывает на то, что кристаллизация сульфидов на поздних стадиях связана с растворением кварца и плагиоклазов породы и переотложением их в виде самостоятельных кварцевых жил с альбитом вблизи лежачего бока рудного тела. Явление выщелачивания кварца и замещение его халькопиритом и пирротинном свидетельствует об участии щелочей в составе остаточных рудных расплавов в виде комплексных сернистых соединений типа $(\text{K.Na})_2\text{S}\cdot n\text{MeS}$, где М означает медь, железо,

никель, кобальт, платиноиды и др. Именно щелочными свойствами остаточных расплавов и обусловлено осаждение сульфидов в песчаных филлитах.

Так представляется на основе изучения текстурно-структурных особенностей и парагенезисов минералов общий ход кристаллизации магматического сульфидного расплава и образования инъекционных сплошных сульфидных и прожилково-вкрапленных руд, ранее подробно рассмотренных автором также с учетом экспериментальных исследований искусственных систем [47]. Установление последовательности выделения минералов крайне затруднено последующим метаморфизмом руд в результате обменных реакций сульфидов с силикатами при участии летучих.

Пневматолито-гидротермальные процессы минерализации

При формировании медно-никелевых месторождений весьма важную роль играли явления наложения на собственно магматические образования более низкотемпературных пневматолито-гидротермальных процессов: автометаморфизма, массовой серпентинизации пород и рудного метасоматоза.

Процессы автометаморфизма и серпентинизации

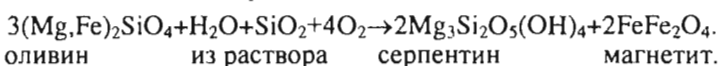
Проблема серпентинизации занимает важное место как в петрологии, так и в учении о магматогенных рудных месторождениях. Существуют две гипотезы серпентинизации ультраосновных пород. Согласно первой из них – автометаморфической (В.Н.Лодочников и др.) – источником серпентинизирующих газов и растворов признаются сами ультраосновные магмы, согласно второй – аллометаморфической (П.М.Татаринов и др.) – серпентинизация происходит за счет воздействия растворов более молодых кислых магм или даже фреатических вод в условиях повышенных температур на глубине. Изучение печенгских месторождений показывает, что серпентинизация перидотитов имела место при последовательном проявлении обоих типов, по крайней мере, в две стадии.

Начальная стадия серпентинизации достаточно четко устанавливается на обоих главных породообразующих минералах – оливине и пироксене. Оливин замещается поперечно-волокнистым хризотилом с образованием характерной петельчатой микротекстуры. При этом в центре жилок хризотила, рассекающих зерна оливина, отмечаются тонкие просечки из вторичного магнетита, фиксирующие положение первичной трещины. В Аллареченском месторождении начальная стадия автометаморфизма оливина выразилась также в образовании каемок и жилок серпентина и иддингсита. Моноклинный пироксен частично превращается в коричневый амфибол-керсутит, который в свою очередь замещается зеленой роговой обманкой. Количественное значение продуктов начальной стадии серпентинизации не превышает 20–40% от первоначального объема породы. Можно полагать, что данная автометаморфическая стадия серпентинизации связана с летучими компонентами, содержащимися в материнской магме, и протекала в пневматолитовый этап в интервале температур 500–400°C несколько позднее или одновременно с кристаллизацией сульфидов.

Стадия массовой серпентинизации перидотитов начинается с момента ожигения паров воды при температуре ниже 400°C. Она имеет региональный характер распространения и во времени приурочена к периоду трещинообразования при остывании интрузивов. При развитии этого мощного гидротермального процесса прежде всего замещаются бесцветным мелкочешуйчатым антигоритом и изотропным серпентином реликты оливина между петлями

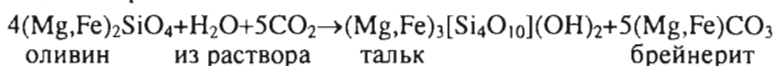
хризотила, а также возникают новообразования антигорита и хлорита по раннему хризотилу. Хотя моноклинный пироксен по сравнению с оливином обладает наибольшей устойчивостью, тем не менее и в нем на данной стадии серпентинизации происходят дальнейшие изменения: за счет керсутита и зеленой роговой обманки возникают актинолит, затем тремолит и, наконец, хлорит и отчасти тальк. При этом габбро подвергаются амфиболизации и хлоритизации пироксена и дезанортизации плагиоклаза.

С физико-химической точки зрения серпентинизация оливинитов и перидотитов имеет здесь ряд существенных особенностей, вытекающих из анализа парагенетических соотношений минералов. Последовательная смена ее стадий хорошо прослеживается на оливине, который в начальную стадию замещается хризотилом с выпадением вторичного магнетита по схеме:



Данный процесс протекает при условии возрастающей кислотности, благодаря чему железо из двухвалентного частично переходит в трехвалентное. В дальнейшем происходит замещение остатков оливина антигоритом и хлоритом.

В заключительную фазу наряду с антигоритом, серпофитом и хлоритом по оливину развивается еще более богатый кремнеземом гидросиликат – тальк – в ассоциации с карбонатом по схеме:



В связи с тем, что одновременно с серпентинизацией оливина происходят последовательные превращения моноклинного пироксена в керсутит – темно-зеленый амфибол – светло-зеленый актинолит – бесцветный тремолит – хлорит и, наконец, – в тальк, освобождающаяся при этих реакция часть кальция почти полностью входит в состав карбоната, и поэтому в числе карбонатов вместо брейнерита преобладают кальцит, доломит, ферродоломит и анкерит. При наличии нескольких карбонатов кальцит замещает все другие и является более поздним.

Из сказанного видно, что на ранних стадиях серпентинизации при повышенной температуре углекислота не принимала участие в химических реакциях, по мере снижения температуры концентрация ее возрастала, а в заключительную стадию гидротермального процесса анион $/\text{CO}_3^{2-}$ оказался уже более сильным, чем анион $/\text{SiO}_4^{4-}$, результатом чего явилось замещение карбонатами силикатов магния и железа.

Образование метасоматических вкрапленных руд

Первичноматематические сульфиды претерпели в процессе серпентинизации значительные метаморфические изменения, выразившиеся в образовании метасоматически переотложенных вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд в серпентинитах.

Метасоматические процессы, протекавшие при участии жидких или газобразных поровых растворов, обусловили перекристаллизацию сульфидов и переработку всей массы вкрапленной руды в целом с изменением минерального и химического состава. Растворение оливина, моноклинного пироксена и первичных сульфидов и отложение новых минералов – антигорита, сульфидов, хлорита и т.п. происходило почти одновременно, благодаря чему порода сохраняет твердое состояние в течение всего процесса, на что указывает повсеместное наличие реликтовых магматических структур в прожилково-вкрапленных рудах независимо от степени их изменения и оруденения.

Замечательной особенностью метасоматического процесса является образование сульфидных псевдоморфоз по оливину и пироксену с одновременным или почти одновременным замещением сидеронитового сульфидного цемента хлоритом и актинолитом – вплоть до образования своеобразных негативных структур, когда силикаты и сульфиды меняются местами. Благодаря хорошей сохранности реликтовой пойкилитовой структуры выявляются следующие закономерности в распределении метасоматических сульфидов.

1. В псевдоморфозах по оливину выделяются в основном пирротин и пентландит, халькопирит очень редок. Пентландит кристаллизуется в виде зернистых агрегатов обычно в периферических частях бывших зерен оливина, прилегающая к наружной серпентиновой каемке.

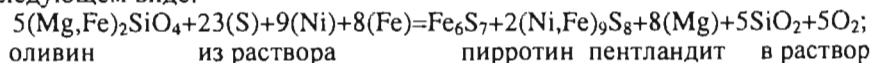
2. Халькопирит находится исключительно в тесных графических сростаниях с беспорядочно ориентированным войлокоподобным хлоритом в промежутках между псевдоморфозами по оливину, на месте бывших сидеронитовых вкрапленников.

3. Независимо от общего первоначального содержания сульфидов в руде в результате метасоматоза большая часть их (главнейшие пирротин и пентландит) перемещается в бывшие зерна оливина, а на месте сидеронитового сульфидного цемента образуется спутанно-волоконистый хлорит в тесных сростаниях с небольшим количеством сульфидов, преимущественно халькопирита и пирротина (см. рис. 77).

Тот факт, что пирротин и пентландит в бывших зернах оливина выделяются только в промежутках между хризотилowymi жилками, практически не затрагивая аналогичных по составу внешних оболочек, указывает на то, что сульфидный метасоматоз протекал в более позднее время и что сульфиды вероятнее всего замещали оливин в период массовой серпентинизации пород. При этом происходит полная перестройка структуры и состава замещаемого минерала. Например, в оливине за исключением железа полностью заменяется анионный состав: из него выносятся катионы Mg^{2+} и анионы SiO_4^{4-} , привносятся анионы S^{2-} , катионы Ni^{2+} и недостающее количество катионов Fe^{2+} , т.е. практически все компоненты являются подвижными, а вхождение в состав новообразований унаследованного от оливина железа до некоторой степени предопределяет замещение его преимущественно сульфидами железа и никеля.

Не менее важным фактором, оказывающим влияние на ход реакций и качественный состав сульфидов в псевдоморфозах, является близость ионных радиусов катионов железа, меди, никеля и магния, равных соответственно 0,83, 0,82, 0,78 и 0,78 А. При наличии некоторого количества железа в оливине катионы магния, благодаря равенству ионных радиусов с таковыми никеля, будут, в первую очередь, замещаться подвижными катионами никеля. Но для образования почти полных сульфидных псевдоморфозов железа, содержащегося даже в железистом оливине с 19–29% фаялитовой молекулы, будет далеко недостаточно, а значит часть его также должна поступать из раствора.

Принимая во внимание замечание Д.С.Коржинского [78] о возможности применения к метасоматическим реакциям, идущим с сохранением объема породы, обычных стехиометрических формул, качественную реакцию замещения оливина пирротинном и пентландитом схематически можно изобразить в следующем виде:



(здесь соотношение магния к железу в оливине принято как 4:1, никеля к железу в пентландите 1:1). Подобную формулу легко можно составить и для реакции замещения пироксена сульфидами.

Что послужило причиной, вызвавшей замещение силикатов сульфидами? По представлению Д.С.Коржинского, для вполне подвижных компонентов при диффузионном метасоматозе (в нашем случае перенос компонентов совершается в основном посредством диффузии через поровый раствор) ход процесса зависит не от реальной концентрации их в растворе, а от их активности, или химических потенциалов. Оказывается, что химическая активность компонентов в значительной степени определяется режимом кислотности метаморфизирующих послемагматических растворов, повышение кислотности раствора вызывает понижение активности всех оснований и повышение активности всех кислот; изменение активности тем значительнее, чем более ионизированы данное основание или кислота, т.е. при данной валентности, чем сильнее основание или кислота. Следовательно, с повышением кислотности послемагматических растворов активность более сильных оснований – оксидов магния, кальция, натрия – понизится больше, чем слабых – оксидов железа, никеля и меди.

Таким образом, повышение кислотности метаморфизирующих растворов в стадию массовой серпентинизации ультраосновных пород и явилось причиной метасоматических реакций вытеснения из оливина и моноклинного пироксена более сильных оснований – катионов магния, кальция более слабыми катионами железа, никеля и меди, а слабых анионов (SiO_4^{4-}) – более сильными анионами S^{2-} с образованием по ним сульфидных псевдоморфоз.

Поскольку метасоматические процессы протекали в тесной связи с тектоническими движениями и трещинообразованием, закономерно появление во вкрапленных рудах сульфидных и сульфидно-силикатных прожилков, возникших путем выполнения трещин отлагающимися из поровых растворов метасоматическими минералами. Нередко благодаря циркуляции растворов по субкапиллярным трещинкам возникают типичные метасоматические сульфидные жилы с крайне расплывчатыми границами [8].

Рудный метасоматоз

Преобразования сульфидных медно-никелевых руд были связаны с процессами аутометаморфизма и серпентинизации материнских пород. Метаморфизирующие растворы и летучие, воздействуя на сульфиды, производили в них значительные изменения – вплоть до полного растворения и переотложения их в виде псевдоморфоз по оливину, пироксену или в графических сростаниях с хлоритом, серпентином и другими гидросиликатами и, наконец, в виде жильных выполнений в массе вкрапленных руд.

Образование вторичного магнетита за счет разложения пирротина и, менее, пентландита знаменует начало процесса рудного метасоматоза сульфидных медно-никелевых руд. В тесной ассоциации с ним находятся маккинавит и виоларит, возникающие по пентландиту (см. рис. 78 и 79), а также борнит, развивающийся за счет халькопирита в беспирротиновых медно-никелевых рудах.

Что же явилось причиной смены обычной парагенетической ассоциации – пирротин + пентландит + халькопирит – новой, более поздней парагенетической ассоциацией – вторичный магнетит + борнит + виоларит + маккинавит? Этот вопрос нами рассмотрен ранее [47] с использованием диаграмм состав-парагенезис минералов в системах: Cu-Fe-S-O, Fe-Ni-S, Fe-Ni-Cu-S. Оказывается замещение пирротина магнетитом могло происходить только по мере возрастания концентрации кислорода в метаморфизирующих растворах в процессе серпентинизации, когда двухвалентное железо частично переходит в трехвалентное. Образование кубанита и маккинавита связано с распадом твердого

раствора халькопирита, по времени и температурному интервалу приближающимся вплотную к автометаморфической стадии минералообразования.

Появление виоларита в числе новообразований по пентландиту в условиях повышенной концентрации кислорода в метаморфизирующих растворах также вполне закономерно. Как вытекает из формулы виоларита – FeNi_2S_4 , принадлежащего к группе линнеита и обладающего кристаллической структурой типа шпинели, никель присутствует в нем в трехвалентном состоянии, тогда как в пентландите никель и железо находятся в двухвалентном состоянии. До сих пор не выяснена физико-химическая сторона процесса замещения пентландита маккинавитом. Согласно экспериментальным данным область его образования располагается в интервале 200–250°C, что вполне соответствует температурным условиям серпентинизации.

В случае резкого повышения кислотности метаморфизирующих растворов и при условии преобладания в рудах меди над никелем, в результате химического метаморфизма первичных пентландито-халькопирито-пирротиновых руд образуются беспирротиновые пентландито-халькопирито-магнетито-борнитовые руды.

В литературе [144] известен и другой пример нахождения беспирротиновых руд – на золото-никелевом месторождении Маккино (США), в которых отмечаются сростания халькопирита с пентландитом, имеющие структуру распада твердого раствора с соотношением минералов примерно 1 : 1. В генетическом отношении они существенно отличаются от рассматриваемых руд.

Гидротермальный метаморфизм руд

В стадию гидротермального метаморфизма в связи с очередным проявлением тектогенеза происходит амфиболитизация, хлоритизация, оталькование и карбонатизация оруденелых ультраосновных пород.

Во вкрапленных рудах отмечается локальное переотложение сульфидов с перегруппировкой вещества под действием сил кристаллизации. Сульфиды выделяются вдоль плоскостей спайности вторичных минералов: биотита, амфибола и талька, нередко в тесных сростаниях с пластинчатым хлоритом и тремолитом. В зонах рассланцевания сульфиды концентрируются в виде удлиненных по сланцеватости агрегатов. Перекристаллизация сопровождается образованием сети наложенных сульфидных, сульфидно-карбонатных, сульфидно-магнетитовых и сульфидно-серпофитовых жил, которые пересекают более ранние метасоматические жилы. Среди сульфидов в них преобладает халькопирит, с которым ассоциируют пирит, арсениды, борнит, валлериит, платиноиды, сфалерит и галенит.

Инъекционные сплошные сульфидные и брекчиевидные руды оказались не менее чувствительными к воздействию послемагматических метаморфизирующих растворов, чем вкрапленные руды в материнских породах: в них происходят дальнейшие полиморфные превращения и в ряде случаев существенные изменения минерального и химического состава. В подавляющем большинстве месторождений прежде всего широко развито явление дисульфидизации пирротина и отчасти пентландита и халькопирита с образованием пирита и магнетита. Этот процесс сопровождается переотложением халькопирита, новообразованием виоларита, нередко сидерита, борнита, маккинавита и выделением таких жильных минералов как серпентин, хлорит, кальцит, доломит и реже ильваит. В зальбандах рудных тел и в местах выклинивания возникли зоны наложенного медного оруденения.

В наиболее сильно метаморфизованных брекчиевидных рудах на крайних флангах рудных тел среди новообразований появляется сидерит, что свиде-

тельствует об участии в конечной стадии минералообразования в химических реакциях также и углекислоты.

Таким образом, главную роль в процессе метаморфизма брекчиевидных и сплошных сульфидных руд играло изменение соотношения концентраций серы, кислорода и углекислоты в метаморфизирующих растворах, наряду с изменением их химической активности по мере падения температуры и давления.

Динамометаморфизм руд

Отмеченные особенности химического метаморфизма брекчиевидных и сплошных сульфидных руд до некоторой степени связаны также с динамометаморфизмом руд. Динамическим воздействием и перекристаллизации подвержены не только брекчиевидные и сплошные сульфидные руды, но и вкрапленные руды в материнских породах вблизи тектонических нарушений.

Под воздействием интенсивного ориентированного давления в первичных сульфидных рудах происходит катаклаз, пластические деформации, частичная и нередко полная перекристаллизация рудных минералов и агрегатов. В результате руды приобретают брекчиевидно-полосчатую, сланцеватую, плейчатую, полосчатую, гнейсовидно-полосчатую и тому подобные текстуры. Наблюдаются значительные изменения в структуре руд [8]. Твердые минералы – магнетит и отчасти пентландит – подвергались в основном дроблению и трещиноватости. Более мягкие – пирротин и халькопирит – испытывали вначале пластические деформации, выражающиеся в явлении трансляции или двойникования зерен по определенным кристаллографическим плоскостям без нарушения их кристаллического единства, а затем по мере возрастания динамических усилий подвергались перекристаллизации с образованием полосчатых гранобластических агрегатов.

При перекристаллизации руд в процессе динамометаморфизма происходили заметные изменения вещественного состава. Наиболее пластичный минерал халькопирит нередко обособлялся в виде отдельных полос или жил в массе метаморфизованной руды. В пирротине разрушались структуры распада твердого раствора и он полностью очищался от пламенивидных включений пентландита. Руда в целом заметно обогащалась новообразованиями пирита и вторичного магнетита. Во вкрапленных рудах наряду с амфиболизацией, хлоритизацией и оталькованием осуществлялась перегруппировка сульфидов в удлиненные линзовидные скопления и полное их очищение от вростков хлорита. Отсутствие структур распада в перекристаллизованных рудах указывает на относительно невысокую температуру процесса динамометаморфизма.

Геологические условия залегания, особенности строения и состав динамометаморфизованных руд не оставляют сомнений в том, что отмеченные изменения обусловлены многократными тектоническими движениями, имевшими место как на конечных стадиях рудоотложения, так и после него. В древнейших месторождениях явления динамометаморфизма и перекристаллизации руд следует рассматривать в неразрывной связи с процессами регионального метаморфизма, протекавшего в условиях стресса.

Стадия послерудной тальк-кальцитовый минерализации

Наиболее поздняя стадия эндогенной минерализации проявляется в виде кальцитовых и тальк-кальцитовых жил, секущих рудные тела. Жилы содержат иногда серпофит и рассеянные сульфиды, преимущественно пирит. В них совершенно отсутствуют метасоматические образования. Эта ассоциация мине-

ралов, резко обособленная от всех предыдущих, являлась завершающей для затухающего эндогенного процесса. Она была тесно связана с послерудными тектоническими нарушениями, которые установлены во всех рудных телах в виде зон развальцевания, брекчирования и рассланцевания с образованием в ряде мест типичной послерудной глинки трения и многочисленных зеркал скольжения.

Вообще следует заметить, что состав комплекса нерудных гидротермальных минералов в рудных телах всегда находится в прямой зависимости от состава боковых пород. Это обстоятельство делает излишним предположение о привносе нерудных компонентов гидротермальными растворами из "глубинного источника". Источником жильных минералов в рудных телах надо считать сами боковые горные породы, из которых компоненты нерудных минералов при метаморфизме и сульфидном метасоматозе мобилизовывались и переходили в раствор. В целом процесс формирования послерудных тальк-кальцитовых жил аналогичен процессу образования жил альпийского типа, представляющих собой результат выполнения трещинных полостей.

Заключение

Основные выводы, полученные в результате проведенных исследований в районе, сводятся к следующему.

1. Печенгский рудный район – это одна из главнейших никеленосных провинций России. В ней сосредоточены значительные концентрации комплексных сульфидных медно-никелевых руд, генетически и пространственно связанных с массивами ультраосновных и основных пород.

2. Главным структурным элементом, контролирующим формирование и размещение месторождений в районе, является протерозойская внутрикратонная рифтогенная Печенга-Имандра-Варзугская вулканическая зона карелид, представляющая собой приразломную грабен-синклиналь, простирающуюся в северо-западном направлении более чем на 70 км, при ширине в центре до 35 км. Северо-восточное ее крыло сложено четырьмя покровами основных вулканитов, разделенных толщами (свитами) туфогенно-осадочных пород печенгской серии общей мощностью более 8000 м, возраста 2,4–1,9 млрд лет; юго-западное, опрокинутое, крыло сложено осадками и вулканитами преимущественно андезитового состава возраста 1,9–1,7 млрд лет.

3. Проходка открытым стволом уникальной Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 до глубины 12260 м, осуществление широкого комплекса геолого-петрографических, минералого-геохимических и геофизических исследований, проведенных в стволе скважин и окружающем пространстве, позволило внести существенные изменения в представления о глубинном строении докембрийской континентальной земной коры, металлогении Кольского п-ова и Балтийского щита вообще и Печенгского района в особенности.

Сейсмическими методами в сочетании с каротажем глубоких скважин удалось проследить продолжение Печенгской структуры на значительное расстояние к югу от выходов медно-никелевых месторождений; определить общую мощность печенгского осадочно-вулканогенного комплекса и отдельных его свит, а также установить мозаично-неоднородное строение нижних слоев земной коры с градиентными изменениями и инверсиями скоростей; закартировать Порьиташский, Луотнинский, Западно-Печенгский и другие региональные разломы. Новейшими вибросейсмическими исследованиями зафиксировано на глубине 3,4–4,5 км аномальное образование с высокой акустической контрастностью в погребенном южном продолжении продуктивной толщи в 4–10 км от устья Кольской сверхглубокой скважины, указывающее на возможное наличие крупного массива базит-гипербазитов.

4. Образование сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги во времени и в пространстве тесно связано с формированием рифтогенного вулканического пояса. Интрузия ультраосновной и основной магмы происходила по серии глубинных разломов, расположенных в осевой части Печенгской структуры, в период завершающей фазы карельской складчатости (средний протерозой). Наибольшее количество никеленосных интрузивов локализовалось в виде удлиненных межпластовых тел – факолитов в пределах довольно мощной и дислоцированной туфогенно-осадочной толщи печенгской серии, залегающей на северо-восточном крыле структуры между Ш и IV покровами

вулканитов. Здесь же сконцентрирована основная масса медно-никелевых месторождений, слагающих Печенгское рудное поле.

5. Другой областью распространения никеленосных ультраосновных пород являются примыкающие к Печенгской структуре консолидированные блоки архейского гранито-гнейсового основания, подвергшиеся тектонической активизации и служившие дополнительной ареной протерозойского магматизма. Сюда относятся Аллареченское и Северо-Восточное рудные поля.

6. Наблюдаются следующие закономерности в размещении месторождений в Печенгском рудном поле.

а) На западном фланге поля месторождений Каула, Промежуточное, Котсельваара, Каммикиви, Семилетка образуют непрерывный линейно-вытянутый **Западный** рудный узел. Локализация месторождений в нем определяется единой сложно изогнутой межпластовой тектонической зоной, расположенной в верхах продуктивной толщи.

б) В центральной части поля месторождения размещаются двумя поясами, точнее ярусами, из которых нижний ярус слагается месторождениями Западное Ортоайви, Северное Соукерйоки, Мирона, Киердживор и Спутник, а верхний – месторождениями Соукер, Райсоайви, Верхнее, Рудная залежь Кольской скважины СГ-3, соединяющаяся в восточном направлении с месторождением Тундровое Восточного рудного узла.

в) **Восточный** рудный узел слагают рудные тела месторождений Тундрового и Пильгуйярвинского (с запада на восток): Седьмое, Юго-Западное, Западное, Центральное, Восточное, Юго-Восточное, Южное и Быстринское, а также месторождения Заполярное и Онки. Все месторождения и рудные тела связаны с мощным, сильно дислоцированным габбро-верлитовым массивом или его апофизами. Вследствие дизъюнктивных послерудных дислокаций рудный узел имеет многоярусное чешуйчато-блоковое строение.

7. Локализация никеленосных интрузивов и связанных с ними месторождений в пределах рудных узлов определяется сочетанием складчатых и разрывных нарушений, простирающихся нередко несколькими ярусами (от 2 до 5 и более) согласно напластованию пород свиты; при этом синклинальные складки определяют размещение, форму и размеры материнских интрузивов и приуроченных к ним рудных тел.

8. Концентрация сульфидного оруденения в пределах материнских интрузивов контролируется, во-первых, первично-магматическими элементами их внутренней структуры в сочетании с ликвацией и кристаллизационной дифференциацией (сингенетические вкрапленные руды), во-вторых, наложенными структурными элементами в позднемагматическую стадию становления интрузивов (эпигенетические жильные сплошные и брекчиевидные сульфидные руды) и, в-третьих, наложенными на собственно магматические образования гидротермальными процессами, аутометаморфизмом и рудным метасоматозом.

Размеры рудных тел определяются протяженностью и мощностью оруденелого перидотитового слоя материнского массива. Глубина распространения оруденения в Западном рудном узле находится в пределах 150–600 м, в Восточном – достигает 2000 м и более.

9. На обоих крайних флангах Печенгской структуры в рудоносной толще отмечены многочисленные более мелкие линзообразные тела основных и ультраосновных пород, однако, промышленных концентраций медно-никелевых руд в них не установлено.

Поисковые работы на продолжении печенгской серии на территории Норвегии также констатировали только убогое сульфидно-никелевое оруденение в гипербазитах.

10. Формирование медно-никелевых месторождений Аллареченского и Северо-Восточного рудных полей связывается с тектоно-магматической активизи-

зацией участков архейского складчатого основания, непосредственно примыкающих с обеих сторон к Печенгской структуре. Тектоническая зональность контролировала как интенсивность и состав магматизма, так и размещение интрузий базит-гипербазитов, их металлогеническую специализацию. Локализация никеленосных интрузивов приурочена к зонам повышенной проницаемости гнейсового комплекса и к разрывным структурам регионального порядка, по которым поступала из мантийного очага то недифференцированная основная магма, то ее дифференциаты, включая рудные перидотиты и оливиниты.

11. Рудообразование – первоначальное накопление и обособление сульфидов в материнских интрузивах – произошло еще в расплавленно-жидком состоянии и с физико-химической точки зрения рассматривается как явление, сопутствующее процессу интрузии, дифференциации и застыванию родоначальной магмы, протекавшему на фоне развития геологической структуры и проявления тектонических напряжений.

Длительный регрессивный процесс формирования месторождений подразделяется на три главных этапа: магматический, пневматолито-гидротермальный и гидротермальный, внутри которых в свою очередь выделяется ряд стадий минерализации, отделенных значительными промежутками времени, тектоническими подвижками и различающихся физико-химическими условиями минералообразования. На собственно магматические образования имело место наложение низкотемпературных гидротермальных процессов автометаморфизма, массовой серпентинизации пород и рудного метасоматоза. Эндогенный процесс минерализации завершается образованием послерудных кальцитовых и тальковых жил, а при региональном метаморфизме как вкрапленные, так и сплошные сульфидные руды под воздействием ориентированного давления испытали интенсивный динамометаморфизм, нередко частичную или полную перекристаллизацию. На примере первичномагматических сульфидных медно-никелевых месторождений Печенгского рудного района видно, насколько сложна и в то же время необходима правильная расшифровка структур и генезиса руд, подвергшихся метаморфизму.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анализы минералов медно-никелевых месторождений Кольского п-ова. Апатиты: КФ АН СССР, 1982. 320 с.
2. Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Апатиты: КНЦ РАН, 1991. 186 с.
3. *Астафьев Ю.А.* Медно-никелевые месторождения Промежуточное в Печенгском районе // Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского п-ова. Л.: Наука, 1970. С. 5–14.
4. *Астафьев Ю.А.* Особенности структуры одного из медно-никелевых месторождений Кольского п-ова. Л.: Наука, 1970. С. 15–21.
5. *Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В., Смолькин В.Ф., Корчагин А.У.* Геологические признаки многофазности никеленосного интрузивного комплекса в Печенгском рудном поле // Геология рудных месторождений. 1985. № 6. С. 43–50.
6. *Астафьев Ю.А., Горбунов Г.И., Гончаров Ю.В. и др.* Структурные условия локализации медно-никелевого оруденения в Печенгском никеленосном районе // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: Наука, 1990. С. 152–158.
7. *Астафьев Ю.А., Козлова Г.В., Медников А.И.* Об изменении ориентировки рудоконтролирующих структур на глубоких горизонтах Каулы (Печенгское рудное поле) // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты: КФ АН СССР, 1988. С. 25–28.
8. Атлас текстур и структур сульфидных медно-никелевых руд Кольского п-ова. Л.: наука, 1973. 178 с.
9. *Бакушкин Е.М.* Интрузии никеленосных ультраосновных пород северного обрамления Печенги // Основные и ультраосновные породы Кольского п-ова и их металлогения. Апатиты. 1975. С. 64–75.
10. *Бакушкин Е.М.* Некоторые геологические особенности карикъявских никеленосных массивов (Кольский п-ов) // Сов. геология. 1983. № 3. С. 65–77.
11. *Бакушкин Е.М.* Распределение и вариации состава сульфидов в ходе дифференциации карикъявских никеленосных массивов (Кольский п-ов) // Минералогия магматических и метаморфических пород Карело-Кольского региона. Петрозаводск: КНЦ АН СССР, 1990. С. 73–85.
12. *Бакушкин Е.М., Данилов С.Н.* Некоторые особенности строения и формирования карикъявских никеленосных интрузивов // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского п-ова. Апатиты. 1987. С. 62–69.
13. *Бакушкин Е.М., Реженева С.А.* Распределение, состав и условия кристаллизации минералов оксидов карикъявских дифференцированных интрузивов (Кольский п-ов) // Зап. ВМО. 1988. Ч. 117. С. 412–421.
14. *Бакушкин Е.М., Якшин Г.Я.* Перспективы поисков никеленосных интрузий на территории северо-восточного обрамления Печенги // Геология рудных месторождений Кольского п-ова. Апатиты. 1981. С. 29–34.
15. *Балабонин Н.Л.* Минералогия и геохимия колчеданного оруденения (северо-запад Кольского п-ова). Апатиты. 1984. 157 с.
16. *Безмен Н.И., Нерадовский Ю.Н.* Пентландит-пирротинное равновесие – распределение никеля // Петрологические основы формирования сульфидных медно-никелевых месторождений и критерии их прогноза. Петрозаводск. 1978. С. 105–106.
17. *Бетехтин А.Г.* О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 476–516.
18. *Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А. и др.* Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958.

19. *Богачев А.И., Горелов В.А., Еселев Я.Х. и др.* О генезисе медно-никелевых руд северо-западной части Кольского полуострова // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск. 1966. С. 339–355.
20. *Богачев А.И., Горелов В.А., Кочнев-Первухов В.И.* Основные черты строения и сульфидного оруднения междуручья Печенги-Лотты (СЗ часть Кольского п-ова). М.-Л.: Наука, 1964. С. 306–311. (Тр. Лаборатории геологии докембрия; Вып. 19).
21. *Боткунов А.И., Гаранин В.К., Готовцев В.В., Кудрявцева Г.П.* Сульфидные включения в оливине из кимберлитовой трубки "Удачная" // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 929–932.
22. *Буковецкий С.* Месторождение свинцового блеска на берегу Варангер-Фиорда // Горный журнал. 1884. Вып. 11.
23. *Буланова Г.П., Шестакова О., Лескова Н.В.* Включения сульфидов в якутских алмазах // Зап. ВМО. 1982. № 5. Ч. III. С. 557–562.
24. *Виноградов Л.А., Гринченко Б.М., Гончаров Ю.В.* Строение и перспективы никеленосности Аллареченского района // Сов. геология. 1991. № 11. С. 30–37.
25. *Виноградов Л.А., Войтеховский Ю.Л., Гончаров Ю.В.* Рудный узел Карикъявр (северо-восточного обрамления Печенги) // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты. 1988. С. 58–61.
26. *Виноградов А.П., Тарасов Л.С., Зыков С.И.* Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита // Геохимия. 1959. № 7. С. 571–607.
27. *Войтеховский Ю.Л.* Геолого-структурные особенности массива-1 (участок Карикъявр) // Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского п-ова. Апатиты. 1987. С. 70–76.
28. *Войтеховский Ю.Л.* Минералогия медно-никелевых руд месторождения Карикъявр (Кольский п-ов) // Петрозаводск: КНИЦ АН СССР, 1990. С. 60–72.
29. *Генкин А.Д., Горбунов Г.И. и др.* Рудная минерализация // Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. С. 178–197.
30. Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: Наука, 1990. 280 с.
31. Геология СССР. Т. XXVII. Мурманская область. М.: Недра, 1958. 714 с.
32. Геоэлектрические исследования с мощным источником тока на Балтийском щите / М.: Наука, 1989. 272 с.
33. Глубинные исследования недр в СССР / Под ред. Е.А. Козловского. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1989. 271 с.
34. Глубинные сейсмические исследования в восточной части Балтийского щита и на прилегающих акваториях / Под ред. Н.В. Шарова. Апатиты. 1985. 107 с.
35. *Годлевский М.Н.* Магматические месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1968. С. 7–83.
36. *Гончаров Ю.В.* О формах нахождения пентландита в сульфидных медно-никелевых рудах Аллареченского месторождения // Материалы по минералогии Кольского п-ова. Л.: Наука, 1968. № 6. С. 5–9.
37. *Гончаров Ю.В.* Структура Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения // Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского п-ова. Л.: Наука, 1970. С. 32–43.
38. *Гончаров Ю.В.* О главных направлениях ориентировки тектонических структур в Печенгского рудном поле // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты. 1978. С. 66–74.
39. *Гончаров Ю.В.* Роль поперечных складчатых структур в размещении рудных тел на медно-никелевом месторождении Восток // Геология рудных месторождений Кольского п-ова. Апатиты. 1981. С. 11–16.
40. *Гончаров Ю.В.* Некоторые особенности размещения жил гранитных пегматитов и их взаимоотношений с медно-никелевыми рудами на месторождении Восток // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты. 1988. С. 62–65.
41. *Гончаров Ю.В.* О роли поперечных (северо-восточных) тектонических структур в размещении медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского п-ова // Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование. Ч. 1. Киев. 190. С. 148–149.
42. *Гончаров Ю.В., Макаров В.Н.* К минералогии карбонатов Аллареченского никеленосного интрузива // Материалы по минералогии Кольского п-ова. Л.: Наука, 1968. № 6. С. 29–34.

43. Горбунов Г.И. Структура месторождения Каула // Основные и ультраосновные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 71–101.
44. Горбунов Г.И. Рудное поле Каула-Каммикиви. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1954. 180 с.
45. Горбунов Г.И. Медно-никелевые месторождения Ортоайви в Печенгском районе // Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова. Вып. 1. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 181–190.
46. Горбунов Г.И. О закономерностях размещения сульфидных медно-никелевых месторождений в Печенгском районе (Кольский п-ов) // Геология рудных месторождений. 1959. № 1. С. 56–69.
47. Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 352 с.
48. Горбунов Г.И. О бурении структурных скважин в Печенгском рудном поле. Апатиты. 1977.
49. Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А. и др. Структуры медно-никелевых полей и месторождений Кольского п-ова. Л.: Наука, 1978. 160 с.
50. Горбунов Г.И., Белков И.В., Макиевский С.И. и др. Минеральные месторождения Кольского полуострова. Л.: Наука, 1981. 272 с.
51. Горбунов Г.И., Велихов Е.П. и др. Глубинное электромагнитное зондирование с МГД-генератором на Кольском п-ове // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 3. С. 578–582.
52. Горбунов Г.И., Гончаров Ю.В., Астафьев Ю.А. Геологическая позиция и направление поисков медно-никелевых месторождений в Печенгском рудном поле // Геология рудных месторождений. 1977. № 3. С. 19–25.
53. Горбунов Г.И., Загородный В.Г., Глазнев В.Н., Шаров Н.В. Основные черты геологии и глубинного строения Балтийского щита // Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита сейсмическими методами. Апатиты. 1986. С. 5–20.
54. Горбунов Г.И., Макиевский С.И., Николаева К.А. Металлогеническая зональность, связанная с тектоно-магматической активизацией Балтийского щита // Сов. геология. 1978. № 4. С. 15–26.
55. Горбунов Г.И., Дистлер В.В., Чернышов Н.М. Общие закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: Наука, 1990. С. 5–11.
56. Горелов В.А., Кольцова З.М., Копытько Б.Г. Медно-никелевое рудопоявление Карикъявр в северо-восточном обрамлении Печенгской структуры // Геология и структура рудных месторождений Кольского п-ова. Апатиты. 1980. С. 53–60.
57. Гриненко Л.Н., Смолькин В.Ф. Изотопный состав и содержания серы в ферро-пикритах и габбро-верлитах Печенгской зоны // Геохимия. 1991. № 9. С. 1250–1261.
58. Дистлер В.В. Твердые растворы платиноидов в сульфидах // Сульфосоли, платиновые минералы и рудная микроскопия. Материалы XI съезда ММА. М.: Наука, 1980. С. 191–200.
59. Дистлер В.В., Лапутина И.П. Необычная ассоциация минералов платиновых металлов из расслоенного габбро-норит-лерцолитового массива на Кольском п-ове // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. " 2. С. 103–116.
60. Дистлер В.В., Филимонова А.А., Гроховская Т.Л., Лапутина И.П. Платиновые металлы в медно-никелевых рудах Печенгского рудного поля // Геология рудных месторождений. 1989. № 6. С. 3–17.
61. Дистлер В.В., Горбунов Г.И. Генетические проблемы медно-никелевых месторождений // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: Наука, 1990. С. 43–51.
62. Елисеев Н.А. Результаты изучения интрузий в сульфидных медно-никелевых месторождениях Печенги и задачи дальнейших исследований // Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 5–16.
63. Елисеев Н.А. Генезис сульфидных медно-никелевых месторождений // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. 1958. Вып. 4. С. 5–16.
64. Елисеев Н.А., Горбунов Г.И., Елисеев Э.Н. и др. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 357 с.
65. Ефимов М.М., Докучаева В.С., Смолькин В.Ф. и др. Основные формационные типы базит-гипербазитов северо-восточной части Балтийского щита (периодизация и особенности размещения) // Петрология и критерии оценки рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Карело-Кольского региона. Апатиты. 1985. С. 3–15.

66. *Загородный В.Г.* Эпохи и структурно-формационные зоны медно-никелевого рудообразования восточной части Балтийского щита // Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. С. 24–27.
67. *Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н.* Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1964. 207 с.
68. *Загородный В.Г., Предовский А.А.* Общие закономерности развития структуры и размещения ультраосновных интрузий Печенги // Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1969. С. 3–18.
69. *Загородный В.Г., Радченко А.Т.* Тектоника раннего докембрия Кольского п-ова. Л.: Наука, 1983. 94 с.
70. *Зак С.И., Кочнев-Первухов В.И., Проскуряков В.В.* Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск. 1972. 130 с.
71. Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. К.О. Кратца. Л.: Наука, 1978. 231 с.
72. *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.
73. *Казанский В.И.* Эволюция рудоносных структур докембрия. М.: Недра, 1988. 286 с.
74. *Киль Д.* Об исследованиях и разведках, проведенных летом 1872 г. на Мурманском берегу Ледовитого океана // Горный журнал. 1873. Т. 2.
75. *Козлов Е.К.* Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Кольского п-ова // Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев: Изд-во АН УССР, 1960. С. 142–149.
76. Кольская сверхглубокая / Под ред. Е.А. Козловского. М.: Недра, 1984. 490 с.
77. *Конради С.А.* Отчет о геологических исследованиях в районе Паз-реки на Кольском п-ове // Отчет о работе Геол. ком-та. 1912, 1913.
78. *Коржинский Д.С.* Режим кислотности послемагматических растворов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 12. С. 3–12.
79. *Корнилов Н.А.* О сульфидных оливинитах и гарибургитах Аллареченского никеленосного интрузива (Кольский п-ов) // ДАН СССР. 1962. Т. 146, № 1.
80. *Корчагин А.У.* Геология и структура одного из месторождений Печенги // Новые данные по месторождениям никеля Кольского п-ова. Апатиты. 1985. С. 10–16.
81. *Корчагин А.У., Смолькин В.Ф., Соколов С.В., Мишарин Н.К., Медников А.И.* К вопросу фазного внедрения рудоносных интрузивов Печенги // Новые данные по месторождениям никеля Кольского п-ова. Апатиты. 1985. С. 16–24.
82. *Котульский В.К.* К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений // ДАН СССР. Нов. Сер. 1946. Т. 51, № 5. С. 381–383.
83. *Котульский В.К.* О магматических и гидротермальных месторождениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 5. С. 147–148.
84. *Котульский В.К.* Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений // Сов. геология. 1948. Сб. 29. С. 11–24.
85. *Кратц К.О., Нумерова В.Н.* Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита // Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР. Вып. 1. Л. 1957. С. 19–34.
86. *Курылева Н.А.* Новые данные к стратиграфии Печенгской формации на Кольском п-ове // ДАН СССР. Нов. Сер. 1948. Т. 60, № 2. С. 267–268.
87. *Кушнер Г.Я.* Особенности размещения и перспективы обнаружения медно-никелевого оруденения в Аллареченском рудном поле (в свете новых данных) // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты. 1988. С. 56–58.
88. *Литвиненко И.В.* Сейсмический метод при изучении глубинного строения Балтийского щита // Зап. ЛГИ. 1963. Т. 46, вып. 2. С. 3–13.
89. *Литвиненко И.В.* Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита // XXVII сес. Междунар. геол. конгр. Геофизика. М. 1984. С. 9–20.
90. *Литвиненко И.В. и др.* Региональные глубинные сейсмические исследования в Печенгском районе Кольского п-ова // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1961. № 49.
91. *Литвиненко И.В., Ленина И.С.* Некоторые результаты изучения сейсморазведкой глубинного строения Печенгской структуры // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. С. 139–147.

92. *Литвиненко И.В., Меламуд М.Е.* Эффективность МОВ при рекогносцировочно-площадном изучении глубинного строения Печенгской структуры // Зап. ЛГИ. 1976. Т. 69, вып. 2. С. 2–10.
93. Литосфера Центральной и Восточной Европы: геотраверсы I, II, V / Под ред В.Б. Соллогуба. Киев. 1987. 168 с.
94. *Лихачев А.П.* О генезисе медно-никелевых месторождений Печенгского и Аллареченского районов // Сов. геология. 1974. № 7. С. 69–84.
95. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита / Под ред. Г.И. Горбунова, Х. Папунена. Л.: Наука, 1985. 330 с.
96. *Налдретт А.Л.* Сульфидные никелевые месторождения: классификация, состав, генезис // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. Т. 2. С. 253–343.
97. *Нерадовский Ю.Н.* Минералогия вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд в серпентинитах Печенгского рудного поля // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Л. 1976. 21 с.
98. *Нерадовский Ю.Н.* Некоторые минеральные ассоциации в серпентинитах печенгского никеленосного комплекса и их поисковое значение // Минералогические критерии комплексной оценки минерального сырья Кольского п-ова. Апатиты. 1982. С. 24–29.
99. *Нерадовский Ю.Н.* Некоторые типоморфные свойства хром-шпинелидов в никеленосных ультраосновных породах Печенги // Зап. ВМО. 1985. Вып. 6. С. 689–702.
100. *Нерадовский Ю.Н.* О прогнозировании промышленного оруденения в интрузивах Печенги по составу сульфидной минерализации в серпентинитах // Прогнозирование месторождений полезных ископаемых на Кольском п-ове. Апатиты. 1985. С. 25–33.
101. Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона / Под ред. Ф.П. Митрофанова, Г.И. Горбунова. Апатиты. 1988. 120 с.
102. *Ольшанский Я.И.* О большой текучести сульфидных расплавов и возможном геологическом значении этого явления // ДАН СССР. 1948. Т. 63, № 2.
103. *Ольшанский Я.И.* Итоги экспериментальных исследований сульфидно-силикатных систем // Тр. ИГН. 1950. Вып. 121.
104. *Осокин А.С.* Минеральный состав сульфидного оруденения в гипербазитах северного обрамления Печенгского синклиория // Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского п-ова. Апатиты. 1977. С. 98–111.
105. Петрология сульфидного магматического рудообразования / В.В. Дистлер, Т.Л. Гроховская, Т.Л. Евстигнеева и др. / Под ред. И.Д. Рябчикова. М.: Наука, 1988. 232 с.
106. *Подгаецкий А.И.* Мурманский берег, его природа, промыслы и значение // Изв. Русск. географ. об-ва. 1890. Т. 26.
107. *Полканов А.А.* Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского п-ова. Ч. 1. Л.-М.: Изд-во АН СССР, 1935.
108. *Полканов А.А.* Геологический очерк Кольского п-ова // Тр. Аркт. ин-та. 1936. Т. I–III.
109. *Полферов Д.В.* Геохимические критерии рудоносности основных и ультраосновных массивов. Л.: Наука, 1968. 63 с.
110. *Попович Д.А.* Свинец на Мурмане // Изв. об-ва изуч. Олонецкой губы. 1915. № 2–3.
111. *Предовский А.А., Жангуров А.А., Ильин Ю.И., Ахмедов А.М.* Новые данные о закономерностях размещения и условиях формирования сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги // Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского п-ова. Апатиты. 1968. С. 61–67.
112. *Предовский А.А., Жангуров А.А., Федотов Ж.А., Смолькин В.Ф.* Проблема пиритовых вулcano-плутонических ассоциаций докембрия восточной части Балтийского щита // Эволюция вулканизма. Петрозаводск. 1976. С. 61–67.
113. Проблема комплексной интерпретации геолого-геофизических данных / Под ред. В.А. Глебовицкого, Н.В. Шарова. Л.: Наука, 1991. 224 с.
114. *Пушкарев Ю.Д., Ронгенен Г.И.* Геохимия изотопов свинца в связи с особенностями формирования рудообразующих систем никеленосных базит-гипербазитов Кольского п-ова // Изотопная геохимия процесса рудообразования. М.: Наука, 1988. С. 150–166.
115. *Скуфьин П.К.* Эволюция вулканизма рудоносной Печенгской структуры (Кольский п-ов) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, № 3. С. 271–283.
116. *Смолькин В.Ф.* Петрология Пильгуйярвинского рудоносного интрузива (Печенга). Апатиты. 1977. Деп. 271 с.
117. *Смолькин В.Ф.* Оливин и клинопироксен Пильгуйярвинского габбро-верлитового интрузива (Печенга) // Минералы и парагенезисы минералов. Л.: Наука, 1978. С. 55–71.

118. *Смолькин В.Ф.* Вулкано-плутонические ассоциации нижнепротерозойских поясов и их рудоносность // *Петрология и критерии рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Карело-Кольского региона. Апатиты. 1985. С. 34–50.*
119. *Смолькин В.Ф.* Петрология и рудогенез коматитовых и пикритовых ассоциаций раннего докембрия (на примере северо-востока Балтийского щита) / Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург. 1992. 42 с.
120. *Смолькин В.Ф.* Коматитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. Санкт-Петербург: Наука, 1992. 272 с.
121. *Спиридонов Г.В., Кравцова О.А.* Новые данные о теллуридах медно-никелевых месторождений Печенги. Деп. ЦНИИЦМЭИ. 1987. № 1689-цм 88. 9 с.
122. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений / А.Д. Генкин, В.В. Дистлер, Г.Д. Гладышев и др. М.: Наука, 1981. 234 с.
123. *Талдыкин С.И.* К вопросу о происхождении медно-никелевых сульфидных месторождений // *Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и географ.* 1959. № 12, вып. 2. С. 5–10.
124. Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевых месторождений Печенги. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1952. 136 с.
125. *Урусов В.С., Карабцев А.А.* О стабильности хромит-магнетитовых шпинелей // *Минералогич. журн.* 1983. Т. 5, № 1. С. 3–16.
126. *Федотов Ж.А., Бакушкин Е.М., Федотова М.Г.* Основной и ультраосновной магматизм северного обрамления Печенгского синклиория // *Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты. 1974. С. 3–18.*
127. *Ферсман А.Е.* Полезные ископаемые Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1941.
128. *Холмов Г.В.* Современные представления о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова // *Тр. ин-та "Гипроникель". 1958. Вып. 3. С. 73–85.*
129. *Шаров Н.В.* Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты. 1993. 145 с.
130. *Юшко-Захарова О.Е., Бурова З.Н.* Селен и теллур в медно-никелевых месторождениях Кольского п-ова // *Тр. ИМГРЭ. 1959. Вып. 3. С. 61–68.*
131. *Яковлев И.А., Киселев Б.Ф.* Особенности строения верхнего никеленосного яруса Печенги // *Геология рудных месторождений Кольского п-ова. Апатиты. 1981. С. 26–29.*
132. *Яковлев Ю.Н., Нерадовский Ю.Н.* О типоморфизме пирротина из пород и руд Печенгского района // *Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского п-ова. Апатиты. 1986. С. 16–23.*
133. *Яковлев Ю.А., Пахомовский Я.А.* Минералы благородных металлов в медно-никелевых рудах Аллареченского района // *Минералы и парагенезисы минералов медно-никелевых и колчеданных руд Кольского п-ова. Апатиты. 1982. С. 64–75.*
134. *Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К.* Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд. Л.: Наука, 1974. 330 с.
135. *Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К.* О роли метаморфизма в формировании сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского п-ова // *Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты. 1988. С. 65–69.*
136. *Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н. и др.* К вопросу о роли метаморфизма в формировании медно-никелевых месторождений северо-запада Кольского п-ова // *Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М.: Наука, 1981. С. 130–138.*
137. *Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н. и др.* Минералогия медно-никелевых месторождений Кольского п-ова. Л.: Наука, 1981. 352 с.
138. *Antere E., Liede J.* Petsamon Nikkeli. Taisteln Strategisesta metallista. Helsinki. 1989. P. 304.
139. *Davidson S.C.* Structural aspects of the geology of the Falconbridge nickel mine. Sudbury district, Ontario // *Trans. Canad. Inst. Mining and Metallurgy. 1946. Vol. 49.*
140. *Hanski E., Smolkin V.F.* Pechenga ferropicrites and of her early Proterozoic picrites in the eastern part of the Baltic Schield // *Precambrian Res. 1989. 45. P. 63–82.*
141. *Hanski E., Hihma H., Smolkin V.F., Vaasjoki.* The age of the Ferropicritic volcanits and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, U.S.S.R // *Bull. Geol. Sos. Finlande. 1990. 62. P. 123–133.*
142. *Hausen H.* Über die prdguartare geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeere // *Bull. Commiss. Geol. Finlande. 1926 № 76.*

143. *Mac Gregor J.* The effect of pressure on the minimum melting composition in the system $MgO-SiO_2-TiO_2$ // Trans. Amer. Geophys. Union. 1966. Vol. 47. № 1.
144. *Milton C., Milton D.* Nickel-gold ore of the Mackinac mine, Snohomish County. Washington // Econ. Geol. 1958. Vol. 53, № 4.
145. *Tanner V.* The problems of an esker. Kollas jokkgaece in Petsamo, Lapland // Fennia. 1928. Vol. 50, № 38.
146. *Vayrynen H.* Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi-Kammikivitunturi in Petsamo // Bull. Comming geol. Finlande. 1938. № 116.
147. *Vogt I.H.L.* Nickel in igneous rocks // Econ. Geol. 1923. Vol. 18, № 4.
148. *Walker R.J., Hanski E.J., Smolkin V.F.* Pechenga (USSR) ferropicrites and associated nickel-ores: Re-Os isotope Constraints on origin // EOS (Trans. Amer. Geophys. Union). 1991. Vol. 72. P. 543.
149. *Yates A.B.* Properties of International Nickel Company of Canada. "Structural Geology of Canadian ore deposits". 1948.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. <i>Г.И. Горбунов</i>	5
---	---

Часть первая

Основные черты геологии, металлогении и глубинного строения Печенгского рудного района	7
Глава 1. История открытия, промышленного освоения и геологического изучения медно-никелевых месторождений Печенги. <i>Г.И. Горбунов</i>	9
Глава 2. Основные черты геологии и металлогении Печенгского рудного района. <i>Г.И. Горбунов</i>	18
Глава 3. Глубинное строение Печенгской структуры. <i>Г.И. Горбунов, Н.В. Шаров</i>	31

Часть вторая

Медно-никелевые рудные поля и месторождения	47
Глава 4. Печенгское рудное поле. <i>Г.И. Горбунов, В.Ф. Смолькин, Ю.А. Астафьев</i>	49
Глава 5. Описание отдельных месторождений Печенгского рудного поля. <i>Г.И. Горбунов, Ю.А. Астафьев, А.У. Корчагин, С.В. Соколов, Ю.В. Гончаров</i>	81
Глава 6. Аллареченское рудное поле. <i>Г.И. Горбунов, Ю.В. Гончаров</i>	167
Глава 7. Северо-Восточное рудное поле. <i>Ю.В. Гончаров, Г.И. Горбунов</i> .	183

Часть третья

Минералого-геохимическая характеристика медно-никелевых руд Печенги и генезис месторождений	193
Глава 8. Минералого-геохимическая характеристика медно-никелевых руд Печенги. <i>Ю.Н. Яковлев, Ю.Н. Нерадовский, С.В. Соколов</i>	195
Глава 9. Генезис медно-никелевых месторождений. <i>Г.И. Горбунов</i>	247
Заключение	270
Литература	274

Научное издание

МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕЧЕНГИ

Ответственный редактор
академик РАН Н.П. Лаверов

Редактор С.С. Мухин
Художник О.В. Кураленко

Подписано к печати 05.05.1999 г.
Формат 72x108 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 25,0.
Тираж 500 экз.
Тип. зак. № 116С , Москва

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия Л.Р. № 050112 от 09.03.95
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 951-04-43

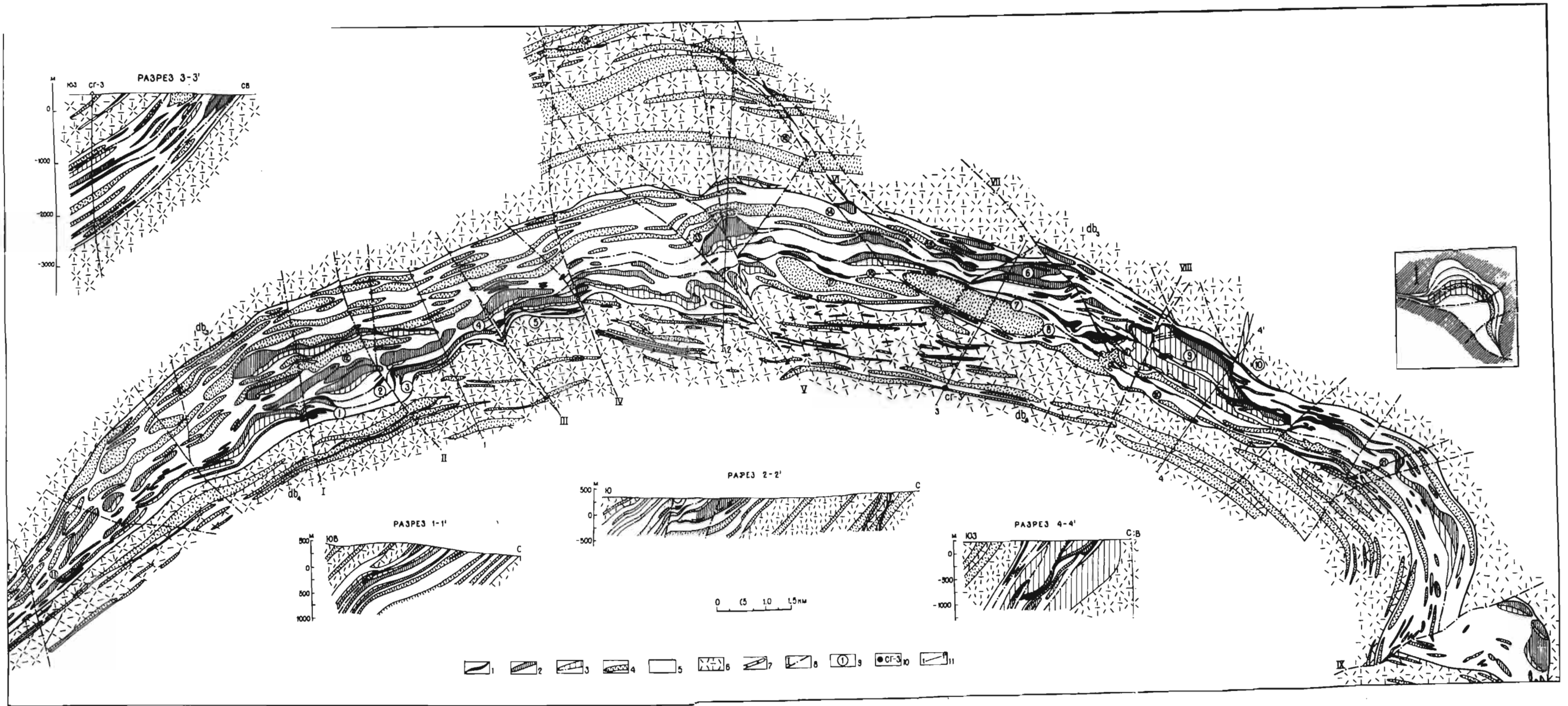


Рис. 9. Схематическая геологическая карта и разрезы Печенгского рудного поля. Составлены Г.И. Горбуновым по материалам Ю.А. Астафьева, Д.Н. Васильева, Ю.В. Гончарова, А.М. Дудкина, Н.И. Захаровой, Г.П. Колесникова, Н.А. Корнилова, А.У. Корчагина, В.Я. Кузенкова, В.С. Ланева, С.В. Соколова, Л.С. Увадьева, Ю.И. Филимонова

1 – сульфидные медно-никелевые руды; 2 – оливиниты, серпентинизированные перидотиты, серпентиниты; 3 – габбро; 4 – габбро-диабазы; 5 – породы четвертичной туфогенно-осадочной толщи; 6 – вулканогенные толщи III (db₃) и IV (db₄) покровов; 7 – туфы пикритового состава; 8 – разрывные тектонические нарушения: I – Кольское, II – Котсельйокское, III – Каммикивское, IV – Ортоайвинское, V – Соукерское, VI – Пахтаярвинское, VII – Кьерд-жипорское, VIII – Пильгуярвинское, IX – Луотнинское; 9 – медно-никелевые месторождения: 1 – Каула, 2 – Промежуточное, 3 – Котсельваара, 4 – Каммикиви, 5 – Семилетка, 6 – Спутник, 7 – Верхнее, 8 – Тундровое, 9 – Пильгуярвинское, 10 – Заполярное; рудопроявления: 11 – Хангслахденваара, 12 – Северо-Каульское, 13 – Соукер; 14 – Северное Соукерйоки, 15 – Колосйоки, 16 – Пахтаярви, 17 – Каменистое, 18 – Райсойяви, 19 – Мирона, 20 – Южно-Пильгуярвинское, 21 – Онки; 10 – сверхглубокая скважина СГ-3; 11 – линии разрезов.