

АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР

**Геология и минералогия
СУЛЬФИДНЫХ
МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
Кольского полуострова**

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
О Р Д Е Н А Л Е Н И Н А К О Л Ъ С К И Й Ф И Л И А Л и м . С . М . К И Р О В А
Г Е О Л О Г И Ч Е С К И Й И Н С Т И Т У Т

Геология и минералогия
СУЛЬФИДНЫХ
МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
Кольского полуострова



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Ленинградское отделение
Ленинград
1 • 9 • 7 • 0

Ответственный редактор
кандидат геолого-минералогических наук
Ю. Н. ЯКОВЛЕВ

**Геология и минералогия сульфидных
медно-никелевых месторождений
Кольского полуострова**

Утверждено к печати

Президиумом ордена Ленина Кольского филиала

им. С. М. Кирова АН СССР

Редактор издательства Н. М. Егорова

Технический редактор Л. М. Семенова

Корректоры З. В. Гришина и О. И. Иващенко

Сдано в набор 25/VI 1969 г. Подписано к печати 13/IV 1970 г.
РИСО АН СССР № 219—61В. Формат бумаги $70 \times 108^{1/16}$.
Бум. л. $4^{2/8}$. Печ. л. $8 + 3$ вкл. ($1^{1/4}$ п. л.) = 12.95 усл. печ. л.
Уч.-изд. л. 12.51. Изд. № 3930. Тип. зак. № 290. М-28363.
Тираж 1000. Бумага типографская № 2. Цена 1 р. 25 к.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последнее время на Кольском полуострове возникла серьезная необходимость обеспечить металлургическую промышленность богатыми сульфидными медно-никелевыми рудами. На разрешение этой проблемы направлены усилия многих производственных и научных учреждений, в первую очередь Кольского районного геологоразведочного управления и Кольского филиала им. С. М. Кирова АН СССР.

О перспективах отдельных районов и возможности открытия в них новых месторождений нельзя судить без знания закономерностей размещения ультраосновных массивов и локализации в них богатого оруденения, без учета особенностей вещественного состава руд и окolorудных пород и изменения их в процессе метаморфизма, а также без применения новейших методов исследования. В этом отношении несомненный интерес представляют помещенные в данном сборнике новые материалы, полученные геологами Кольского филиала АН СССР и Кольского РайГРУ в процессе изучения рудных полей и отдельных медно-никелевых месторождений области.

Сборник открывается двумя статьями Ю. А. Астафьева, в которых обсуждается чрезвычайно важный для понимания структуры Печенгского рудного поля вопрос о возрастном соотношении поперечных и продольных тектонических нарушений и роли каждого из них в локализации богатых руд. В статье В. Н. Макарова, И. С. Богданова, В. Н. Мазаника подробно рассматривается зависимость трещинной тектоники одного из месторождений восточного фланга Печенгского рудного поля от основных структурных факторов, а также влияние последних на отложение богатых руд. Ю. В. Гончаров впервые дает детальную характеристику сложной структуры Аллареченского месторождения, доказывает секущее положение рудной залежи, локализация которой обусловлена сочетанием крутопадающей тектонической зоны и межпластовых отслоений во вмещающих породах. В статье Л. А. Виноградова, В. В. Быкова, а также в статье Ю. Г. Лимбериса и др. приводятся предварительные сведения о новых перспективных районах Кольского полуострова — Южносальнотундровской зоне развития никеленосных норитов и массивов основных-ультраосновных пород Колвицких тундр, с которыми связано $Ti-Fe$ и $Ni-Cu$ оруденение.

В статье Ю. Н. Яковлева показано, что два генетических типа сульфидного медно-никелевого оруденения в ультраосновных породах Аллареченского района имеют специфические черты, учет которых может оказать существенную помощь в оценке перспектив промышленной рудоносности отдельных массивов. Статья В. Н. Макарова, Ю. В. Гончарова, а также следующая статья В. Н. Макарова посвящены детальной минералогической характеристике биотита из вмещающих и измененных

ультраосновных пород Аллареченского месторождения и диопсида из рудоносных ультраосновных пород одного из месторождений Печенги. В статье А. А. Предовского и А. А. Жангурова показано влияние поперечных разрывных нарушений на процессы хлоритизации, амфиболизации и оталькования ультраосновных пород Печенгского рудного поля.

В заключительной статье Ф. И. Свияженинов рассматривает результаты первого успешного применения в промышленных масштабах комплекса геофизических методов разведки при поисках и прослеживании «слепых» жил медно-никелевых руд одного из месторождений Мончегорского района.

Публикуемые в сборнике новые материалы по медно-никелевым месторождениям и рудопрооявлениям Кольского полуострова представляют интерес для широкого круга геологов — как практиков, так и научных работников.

МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПРОМЕЖУТОЧНОЕ В ПЕЧЕНГСКОМ РАЙОНЕ

Печенгское рудное поле находится в пределах туфогенно-осадочной толщи, расположенной между третьим и четвертым покровами эффузивных диабазов (Горбунов, 1959; Горбунов, 1961; Яковлев, 1962; Яковлев и др., 1963). Эта толща занимает центральное положение в разрезе печенгской свиты и прослеживается в виде дуги, обращенной вогнутой стороной к юго-западу. Она повсеместно дислоцирована и прорвана межпластовыми интрузиями основных и ультраосновных пород, с которыми пространственно и генетически связано сульфидное медно-никелевое оруденение.

В истории формирования рудного поля отмечается проявление многократных тектонических движений, которые обусловили развитие сложных пликативных и дизъюнктивных структурных форм. Особенно широкое распространение получили дизъюнктивные нарушения, сыгравшие решающую роль в образовании и размещении медно-никелевых месторождений. Наиболее крупными среди них являются меридиональные поперечные взбросы и широтные межпластовые зоны.

Поперечные взбросы развиты в пределах всего рудного поля и характеризуются крупными зонами дробления, крутыми углами падения и значительной протяженностью. Г. И. Горбунов (1961) высказывал мнение, что они сформировались после внедрения ультраосновных интрузий, но несколько раньше, чем широтные межпластовые зоны. Однако вопросы их взаимоотношений в местах пересечения с этими зонами до настоящего времени изучены еще недостаточно, хотя и отмечалось, что широтные зоны, «где удаётся их наблюдать, срезают и смещают взбросы» (Горбунов, 1959, стр. 63).

Межпластовые тектонические зоны наиболее отчетливо проявились вдоль контактов крупных интрузивов ультраосновных и основных пород, но прослеживаются также во вмещающих сланцах за пределами массивов. Они непосредственно контролируют медно-никелевое оруденение, и изучение как всего рудного поля, так и отдельных месторождений имеет важное практическое значение. Ранее отмечалось, что участки пересечения межпластовых зон с поперечными разрывными нарушениями иногда также являются благоприятными для рудоотложения. Однако если рудоконтролирующие широтные зоны исследованы в пределах рудного поля довольно детально, то вопросы контроля медно-никелевых руд субмеридиональными нарушениями, несмотря на достаточно хорошую к настоящему времени геологическую изученность этого района, все еще остаются нерешенными.

В этом отношении особый интерес представляет месторождение Промежуточное, расположенное на участке сочленения крупного поперечного взброса с широтной межпластовой тектонической зоной.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение расположено в верхней части продуктивной толщи вблизи от перекрывающих эффузивных диабазов четвертого покрова. Площадь участка слагают главным образом туфогенно-осадочные породы, представленные преимущественно филлитами и песчаниками. В них залегают оруденелые интрузивы ультраосновных пород в виде вытянутых по простиранию удлиненных межпластовых тел. В восточной части участка встречена дайка диабаз, а с северо-запада примыкает крупный дифференцированный массив ультраосновных и основных пород, не несущий оруденения (рис. 1).

Туфогенно-осадочные породы имеют субмеридиональное простирание и падение БЮВ под углом от 30 до 80°. Они интенсивно смяты и часто содержат вкрапленность и прожилки сульфидов. Степень смятия и оруденения их заметно увеличивается вблизи контактов с интрузивными телами и крупными тектоническими нарушениями.

На участке месторождения известно четыре интрузива ультраосновных пород (измененных перидотитов). В отличие от других никеленосных массивов рудного поля в их строении отсутствуют основные дифференциаты и на современном эрозионном срезе они сложены только оталькованными серпентинитами. Интрузивы имеют изогнутую линзовидно-удлиненную форму и залегают в туфогенно-осадочной толще субсогласно. Однако контакты ультраосновных тел с вмещающими породами интрузивные, нередко сопровождающиеся вторичными зонами рассланцевания.

Наиболее крупное тело серпентинитов расположено в центральной части месторождения. Оно простирается от взброса в юг-юго-западном направлении и падает на восток-юго-восток под углом от 45 до 80°.

Остальные интрузивные тела обладают незначительными размерами и отличаются прерывистым характером залегания как по падению, так и по простиранию. Они подверглись интенсивному рассланцеванию и также содержат оруденение, преимущественно в виде сульфидной вкрапленности.

Дайка диабаз, о которой шла речь выше, имеет мощность около 7—8 м и является крутопадающей (ЮЗ 70—80°). Она субсогласно залегает в филлитах и прослежена по простиранию в пределах месторождения на 75 м.

Участок месторождения характеризуется сложным сочетанием пликативных и дизъюнктивных нарушений.

Пликативные нарушения проявились главным образом во вмещающих туфогенно-осадочных породах, которые слагают западное крыло крупной синклинальной складки, погружающейся на ЮВ под углом 40—45° с падением осевой плоскости на СВ под углом 65—70°. Кроме того, вмещающие породы повсеместно собраны в складки более высоких порядков, измеряемые единицами и десятками метров, осевые плоскости которых наклонены в западном направлении. Погружение осей этих складок, как правило, совпадает с направлением падения туфогенно-осадочных пород на данном участке.

Пластообразные тела ультраосновных пород примерно повторяют крупные пликативные структуры в филлитах (рис. 1 и 2).

Особенно широкое развитие на месторождении получили дизъюнктивные нарушения, проявившиеся в виде взброса, сдвигов и межслоевых зон скольжения и брекчирования.

В центральной части месторождения хорошо прослеживается взброс, который обладает некоторыми особенностями строения по отношению к аналогичным структурным элементам рудного поля. Он имеет прости-

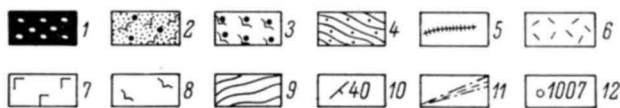


Рис. 1. Геологический план. Составлен с учетом материалов ГРО комбината «Печенганикель» и Котсельварской ГРП.

1 — сплошные и брекчиевидные медно-никелевые руды; 2 — богатые и 3 — бедные вкрапленные руды в серпентинитах; 4 — оруденелые филлиты; 5 — кварцевые жилы; 6 — дайковый диабаз; 7 — габбро; 8 — серпентиниты (измененные перидотиты); 9 — филлиты и песчаники; 10 — элементы залегания пород; 11 — тектонические нарушения; 12 — буровые скважины.

вание 315—320° и крутое невыдержанное падение: в северной части участка юго-западное под углом 75—80°; в южной северо-восточное под углом 75°. Тектонический шов взброса мощностью от 2 до 5—6 м выполнен мелко раздробленными продуктами перетирания преимущественно туфогенно-осадочных пород. Наиболее интенсивно зона смятия проявилась вблизи безникелевого массива ультраосновных и основных пород, расположенного к северу от основного рудного тела. Как видно на геологическом плане (рис. 1) и разрезе по линии В—Г (рис. 2), породы этого массива подверглись перемещениям параллельно плоскости сместителя взброса.

Следует отметить, что во всех аналогичных нарушениях рудного поля вниз смещены породы, расположенные восточнее линии взброса (Горбунов, 1959, 1961). В данном случае видна обратная картина: породы восточного крыла оказались взброшенными и на линии современного эрозионного среза смещенными к югу.

Мощность перемятых пород зоны постепенно уменьшается в юго-восточном направлении, где линия взброса совпадает с простиранием вмещающих сланцев.

Строение зоны дробления и ее взаимоотношение с оруденением свидетельствуют о заложении поперечного нарушения еще до образования эпигенетических руд и дальнейшем его тектоническом развитии в пострудный период.

Так, в северной части месторождения в зоне взброса располагается отдельное рудное тело, сложенное плотной брекчиевидной рудой, в которой обломки филлитов, сцементированные сульфидами, образовали монолитную рудную массу, слабо затронутую поздними тектоническими движениями. Располагаясь в целом параллельно плоскости взброса, это рудное тело не везде приурочено к поперечному нарушению. На верхних горизонтах оно отделяется от раздробленных пород взброса маломощным прослоем окварцованных филлитов, а на глубине находится непосредственно в контакте с зоной смятия. На таких участках в зоне смятия встречаются растащенные угловатые обломки брекчиевидной руды, свидетельствующие о пострудных движениях. Наличие этих движений подтверждается также пересечением зоной взброса жилы массивной руды в юго-восточной части месторождения.

Кроме того, туфогенно-осадочные породы, слагающие зону дробления, не содержат оруденения даже на участках соприкосновения с пластообразным телом брекчиевидных руд, и тектонический шов зоны на значительном протяжении располагается обособленно по отношению к рудному телу.

Таким образом, по времени образования зона брекчиевидных руд и безрудная зона дробления представляют два разновозрастных этапа тектонического развития взброса: дорудный и пострудный.

На завершающей стадии движения в зоне взброса имели горизонтальный характер, о чем свидетельствуют многочисленные тектонические борозды на зеркалах скольжения в филлитах, находящихся в зоне смятия.

Все это позволяет сделать предположение, что образование крупного взброса было длительным, многостадийным процессом, а окончательное формирование сместителя произошло несколько позднее отложения эпигенетических брекчиевидных руд на месторождении и завершилось, по-видимому, горизонтальными перемещениями, которые повсеместно отмечаются в пределах оруденелой широтной зоны Печенгского рудного поля (Горбунов, 1961; Яковлев, 1962), а также более поздними движениями по субмеридиональному тектоническому нарушению.

Кроме взброса, на месторождении широко развиты тектонические нарушения сбросо-сдвигового характера. Наиболее крупное из них

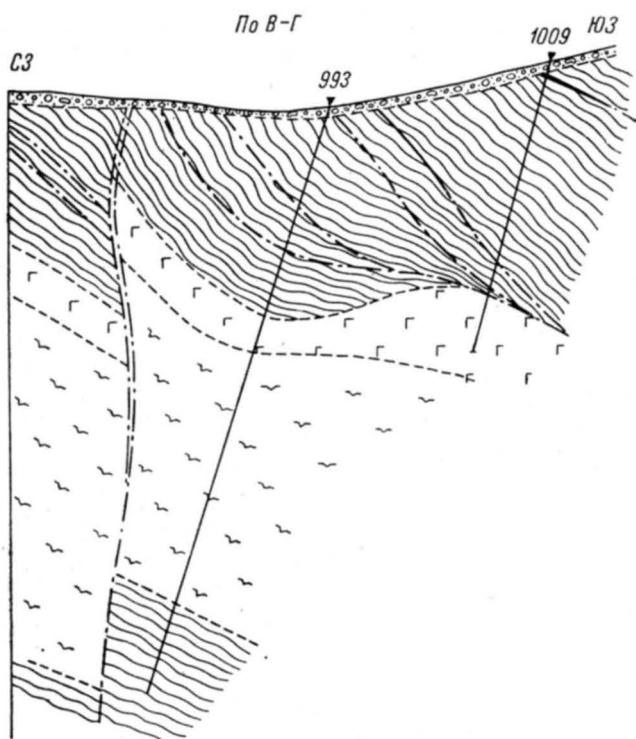
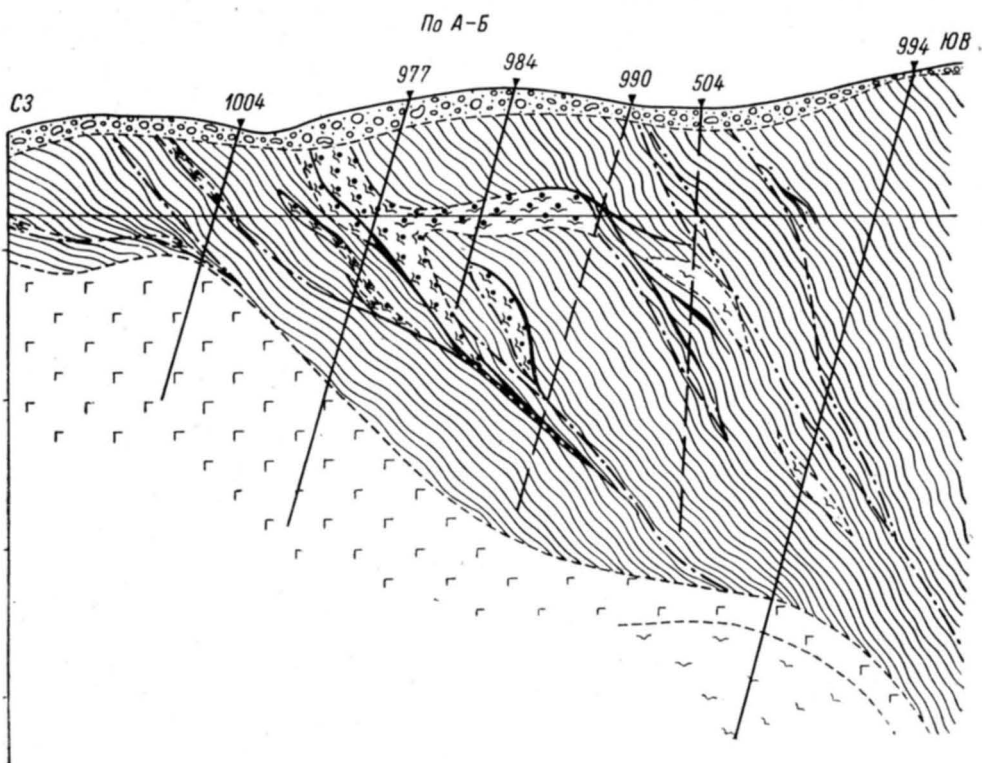


Рис. 2. Геологические разрезы. Составлены с учетом материалов ГРО комбината «Печенганикель» и Котсельваарской ГРП.
Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

на рассматриваемом участке проходит параллельно линии взброса и представлено также перемятыми туфогенно-осадочными породами. Это нарушение занимает почти согласное положение в филлитах и падает на северо-восток под углом $45-60^\circ$. Оно имеет несколько опережающих тектонических зон, отходящих в субширотном направлении и сопровождающихся телами брекчиевидной руды незначительной мощности ($0.2-0.3$ м) и протяженности (десятки метров).

Следует отметить, что перемятый материал, слагающий эти нарушения, также нередко содержит растащенные рудные обломки. Кроме того, на отдельных участках тектонических зон наблюдаются прожилки сплошной руды мощностью $0.2-0.3$ м, характеризующиеся незначительной

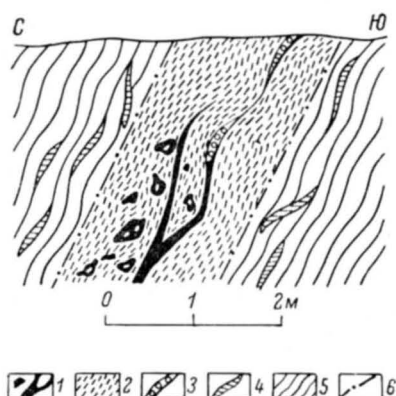


Рис. 3. Детали строения поперечного тектонического нарушения. Зарисовка стенки восточного борта на гор. 299 м.

1 — сплошная и брекчиевидная медно-никелевая руда; 2 — раздробленные жилки; 3 — карбонатные жилки; 4 — кварцевые жилки; 5 — филлиты; 6 — границы тектонической зоны.

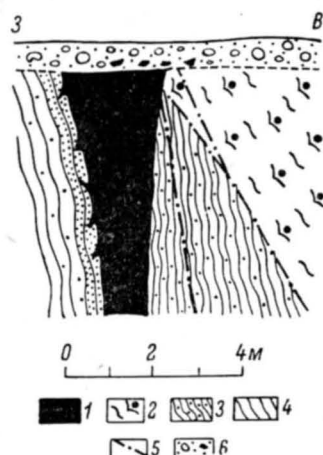


Рис. 4. Тектонический шов субмеридионального нарушения, выполненный сплошной медно-никелевой рудой. Зарисовка стенки северного борта на гор. 323 м.

1 — сплошная медно-никелевая руда; 2 — бедные вкрапленные руды в рассланцованных серпентинитах; 3 — оруденелый филлит; 4 — филлит; 5 — тектонические нарушения; 6 — морена.

протяженностью по падению и простиранию. Эти прожилки сопровождаются карбонатными гнездами и не затронуты поздними тектоническими подвижками, что свидетельствует об их образовании после завершения дизъюнктивной тектоники на данном участке (рис. 3).

Повышенное содержание сульфидов в тектонических нарушениях наблюдается на тех участках, где зоны смятия соприкасаются с никеленосными ультраосновными интрузивами. Так, на верхних горизонтах месторождения тектонический шов этой крупной субмеридиональной зоны выполнен массивной рудой мощностью около 2 м, а прилегающие филлиты сильно деформированы и также обогащены сульфидом (рис. 4).

Рассматривая участки сочленения поперечных нарушений с тектоническими зонами субширотного простирания, необходимо подчеркнуть, что последние не секут меридиональные зоны, а встречаясь под острым углом, плавно сливаются с ними. При этом породы восточного фланга месторождения смещены к юг-юго-востоку, о чем свидетельствуют направление штриховки и положение задир на зеркалах скольжения, а также подворот пластов сланцев к СЗ на участках сочленения тектонических зон СВ простирания с поперечными нарушениями.

СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУДНЫХ ТЕЛ

Месторождение Промежуточное представлено несколькими рудными телами субмеридионального простирания, приуроченными к ультраосновным породам и зонам смятия в филлитах.

Морфология рудных тел, представленных оруденелыми серпентинитами, определяется главным образом размерами и элементами залегания ультраосновных интрузивов. Как по падению, так и по простиранию они образуют волнообразные изгибы, повторяя складчатую структуру вмещающих сланцев, и характеризуются невыдержанной мощностью.

На флангах месторождения иногда отмечаются ответвления рудных тел в филлитах в виде апофиз массивной и брекчиевидной руды протяженностью в десятки метров.

Большое влияние на формирование рудных тел оказали тектонические нарушения, проявившиеся вдоль границ интрузивов. Они прослеживаются параллельно контактам интрузивов со сланцами, но иногда занимают и секущее положение, пересекая как ультраосновные, так и туфогенно-осадочные породы. Наиболее интенсивно эти зоны проявились по лежащему боку ультраосновных тел, особенно на участках синклинальных и антиклинальных перегибов. Они имеют прерывистый характер и прослежены на глубину, значительно превышающую протяженность никеленосных интрузий по падению.

Из рудных тел, залегающих в филлитах на современном эрозионном срезе, следует отметить пластообразную залежь брекчиевидных руд, приуроченную к зоне взброса. Она простирается в юго-восточном направлении и круто падает параллельно поверхности взброса на северо-восток.

На месторождении Промежуточное развиты руды тех же четырех типов, что и на остальных месторождениях Печенги, отличаются они лишь незначительными текстурно-структурными и количественно-минералогическими особенностями. Как видно на геолого-структурном плане и приведенных разрезах, максимальное развитие на месторождении имеют вкрапленные и брекчиевидные руды. Сплошные сульфидные и прожилково-вкрапленные руды в филлитах получили незначительное распространение.

Главными рудообразующими минералами для всех разновидностей являются пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит; реже встречаются ильменит, сфалерит, пирит, арсениды никеля.

Вкрапленные руды в серпентинитах являются на месторождении главным промышленным типом. Они преобладают во всех рудных телах и в зависимости от содержания сульфидов, как и на других месторождениях Печенги, подразделяются на бедные и богатые.

Бедные вкрапленные руды содержат редкую сульфидную вкрапленность, сгущение которой наблюдается лишь вблизи нижних контактов никеленосных интрузивов с туфогенно-осадочными породами. Для них характерны вкрапленная и равномерно-вкрапленная текстуры. Сульфиды, образуя скопления неправильной формы, располагаются преимущественно между псевдоморфозами талька, хлорита, серпентина и карбоната по первичным породообразующим минералам. В скоплениях преобладает пирротин, который, находясь в тесном сростании с пентландитом и халькопиритом, образует оторочки по периферии силикатов. В интенсивно рассланцованных серпентинитах сульфиды образуют уплощенные формы, вытянутые параллельно сланцеватости.

Отличительной особенностью бедных вкрапленных руд от аналогичных руд других месторождений является повышенное содержание магнетита. Совместно с сульфидами магнетит образует изометричные вкрапленники, центральная часть которых нередко содержит пластинчатый антигорит

в виде войлокоподобных прорастаний. Такие образования характерны для бедных вкрапленных руд месторождения и отмечаются во всех рудных телах.

Богатые вкрапленные руды имеют значительно меньшее распространение и пространственно приурочены только к юго-западному участку наиболее крупного рудного тела. Они характеризуются повышенным содержанием сульфидов и залегают в донных частях никеленосных интрузивов, как правило, в контакте со сплошными и брекчиевидными рудами.

В отличие от хорошо изученных богатых вкрапленных руд Каулы, где независимо от густоты сульфидной вкрапленности можно наблюдать закономерные ориентированные пластинки хлорита и сульфидов по спайности бывших зерен пироксенов, сильно оруденелые серпентиниты рассматриваемого месторождения обладают сланцеватой текстурой и интенсивными изменениями (серпентинизацией, хлоритизацией, оталькованием и карбонатизацией), которые повсеместно настолько велики, что реликтовая первично-магматическая пойкилитовая структура перидотитов не сохраняется.

Сульфиды здесь представлены чаще вытянутыми образованиями размером до 3—4 мм. Минеральный состав их аналогичен слабо оруденелым серпентинитам и отличается лишь отсутствием магнетита и несколько повышенным содержанием арсенидов никеля.

Брекчиевидные руды располагаются преимущественно в нижних частях крупных рудных тел, выполняя тектонические зоны на контактах ультраосновных интрузивов с филлитами и в самих интрузивах. Нередко они прослеживаются непосредственно во вмещающих туфогенно-осадочных породах, продолжаясь на десятки метров за пределы интрузивных тел, или образуют отдельные пластовые залежи, приуроченные к субмеридиональным нарушениям. Распределение оруденения в этих зонах очень неравномерно и находится в зависимости от интенсивности их проявления. Так, например, на контактах никеленосных интрузивов с вмещающими породами, где тектоническая зона выражена очень слабо, почти на всем протяжении брекчиевидная руда имеет незначительную мощность, а на участках, где зона проходит по серпентинитам, достигает 1.5 м и более.

Руда состоит из обломков вмещающих пород, сцементированных сульфидами, степень насыщенности которыми очень непостоянна и колеблется от 5—10 до 50%. Как правило, богатые брекчиевидные руды развиты на контактах с ультраосновными интрузивами или в непосредственной близости от них, а бедные — в филлитах.

Сульфидный цемент имеет главным образом аллотриоморфнозернистую структуру, реже порфировидную. Иногда наблюдаются структуры замещения.

Наиболее распространенным из рудообразующих минералов является пирротин, имеющий разнообразные формы выделения и сложное полисинтетически-двойниковое строение.

Характерным является отсутствие игольчатого антигорита, обычно находящегося в тесном срастании с пирротинном и имеющего значительное распространение в брекчиевидных рудах других месторождений. Основным никельсодержащим минералом является пентландит. Он представлен порфировидными вкрапленниками и более мелкими пламенивидными образованиями. Эти две формы характерны для всех участков месторождения за исключением рудного тела, приуроченного к взбросу, где пентландит наблюдается только в виде пламенивидных выделений в пирротине. Одной из особенностей минерального состава брекчиевидных руд является отсутствие виоларита, часто замещающего пентландит на верхних го-

ризонтах и флангах других месторождений Печенгского рудного поля (Горбунов, 1961).

Сплошные сульфидные руды концентрируются преимущественно вдоль нижних контактов ультраосновных тел, а также частично выполняют поперечные тектонические зоны и полости отслоения во вмещающих туфогенно-осадочных породах на участках соприкосновения с оруденелыми серпентинитами. Они, как и на Кауле, пространственно тесно связаны с брекчиевидными рудами и имеют с ними постепенные переходы. Особенно благоприятными местами для локализации этого типа оруденения являются участки выклинивания никеленосных интрузивов, где густая сульфидная вкрапленность переходит в сплошную руду, образующую по контактам сильно оруденелых серпентинитов оторочку (рис. 5). Иногда жилы сплошной руды продолжают за пределы никеленосных массивов, но они, как правило, отличаются незначительной протяженностью по простиранию и падению. Так, в восточной части месторождения на участке выклинивания основного рудного тела встречена жила сплошной руды мощностью до 2—2.5 м.

По тектурным и структурным особенностям выделяются сплошные руды с порфировидной структурой, где в основной массе зернистых агрегатов пирротина и халькопирита располагаются округлые зерна пентландита, и сплошные мелкозернистые, характеризующиеся относительно равномерным распределением рудных минералов. Первая разновидность отмечается преимущественно на контактах с оруденелыми серпентинитами; вторая — в жилах, расположенных во вмещающих туфогенно-осадочных породах. По сравнению с Каулой здесь отсутствуют полосатые руды. Повсеместно в пирротине наблюдаются двойники давления. Они отсутствуют только в местах, где сплошная руда выполняет полости отслоения в сланцах.

Отдельные участки рудного тела, приуроченного к поперечной тектонической зоне, отличаются повышенным содержанием халькопирита и пирита, образующих так называемые «матовые» руды.

Оруденелые филлиты имеют подчиненное значение. Они слагают участки рудных тел в виде прерывистых узких полос, приуроченных к оруденелым тектоническим зонам, главным образом вблизи подошвы рудоносных интрузивов. Мощность их незначительна и колеблется от долей метра до нескольких метров.

Сульфиды в них представлены прожилками, вкрапленностью, просечками и отдельными гнездами неправильной формы в мелких полостях отслаивания. Наиболее значительное распространение имеет прожилково-вкрапленная форма оруденения. Иногда оруденелые филлиты обладают полосчатым строением, обусловленным приуроченностью сульфидов к прослоям определенного состава.

Рудная часть в них аналогична другим печенгским месторождениям и отличается лишь незначительным содержанием рутила.

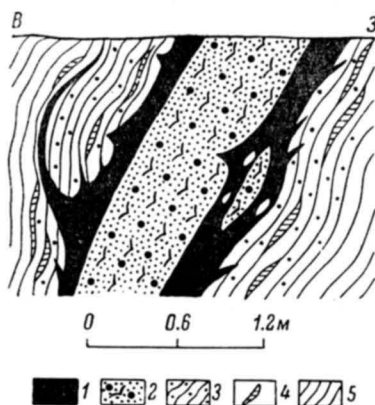


Рис. 5. Строение рудного тела на участке выклинивания оруденелых ультраосновных пород. Зарисовка стенки южного борта на гор. 311 м.

1 — сплошная медно-никелевая руда; 2 — богатые вкрапленные руды в серпентинитах; 3 — оруденелый филлит; 4 — кварцевые жилки; 5 — филлит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные свидетельствуют, что на месторождении Промежуточное вкрапленное оруденение в основном приурочено к ультраосновным породам, локализация богатых сплошных и брекчиевидных медно-никелевых руд контролируется преимущественно тектоническими нарушениями, проходящими вдоль контактов никеленосных интрузивов и частично поперечными зонами субмеридионального направления.

Условия залегания и состав руд месторождения почти такие же, как на других месторождениях Печенгского рудного поля, отличаются от них лишь меньшими размерами рудных тел и некоторыми особенностями минерального состава: отсутствием игольчатого антигорита в сульфидном цементе брекчиевидных руд; отсутствием виоларитизации пентландита; повышенным содержанием магнетита в слабо оруденелых серпентинитах; интенсивным изменением богатых вкрапленных руд, выразившимся в хлоритизации, серпентинизации и отальковании, которые нацело затушевали реликтовую пойкилитовую структуру перидотита.

Учитывая изложенное о возрастных соотношениях поперечных и продольных тектонических нарушений и их роли в размещении оруденения, необходимо отметить следующее:

а) процесс образования взброса был длительным, многостадийным, причем окончательное формирование сместителя произошло несколько позднее образования эпигенетических брекчиевидных руд и завершилось горизонтальными перемещениями;

б) взброшенными оказались породы восточного участка, а не западного, как это отмечается для других аналогичных нарушений рудного поля;

в) субширотные межпластовые зоны на данном участке не секут меридиональный взброс, а, встречаясь под острым углом, плавно сливаются с ним;

г) зона взброса сопровождается оперяющими тектоническими зонами субширотного направления, наличие которых увеличивает перспективность нахождения медно-никелевых рудных тел по простиранию взброса как к северу, так и к югу от рассматриваемого участка.

Литература

- Г о р б у н о в Г. И. О закономерностях размещения сульфидных медно-никелевых месторождений в Печенгском районе (Кольский полуостров). Геология рудных месторождений, 1959, № 1.
- Г о р б у н о в Г. И. Геологическое положение пояса ультраосновных и основных интрузий. В кн.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
- Я к о в л е в И. А. Особенности структуры одного из медно-никелевых месторождений печенгской группы. В сб.: Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. Тр. ИГЕМ, вып. 82, 1962.
- Я к о в л е в И. А., Л. И. У в а д ъ е в, Б. М. Г р и н ч е н к о. Некоторые новые данные о строении Печенгского синклиория. Геология рудных месторождений, 1963, № 6.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ОДНОГО ИЗ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕЧЕНГИ

Рассматриваемое месторождение известно с 1921 г., но изучение его началось по существу в 1945—1946 гг. Первая работа, освещающая геологическое строение этого участка, написанная Г. И. Горбуновым, вышла в начале 50-х годов. Позднее, на основании геологической карты масштаба 1 : 2000, составленной Г. И. Горбуновым, и результатов детальной разведки, проведенной геологоразведочной партией СЗГУ (Л. И. Увадьев, А. У. Хуснуяров), месторождение было описано более детально. В 1964—1967 гг. в результате очистных работ и эксплуатационной разведки пройдено большое количество подземных горных выработок и буровых скважин. Большинство этих выработок было осмотрено и детально закартировано автором. Это позволило проследить основные рудоконтролирующие дизъюнктивные нарушения, охарактеризовать последовательность их развития и взаимоотношения с рудным телом.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение расположено в центральной части Печенгского рудного поля, в пределах толщи туфогенно-осадочных пород, залегающей между третьим и четвертым покровами эффузивных диабазов. Среди пород этой толщи выделяются филлиты, песчаники, туфы и туффиты. Они непосредственно вмещают основные и ультраосновные интрузии, с которыми связано медно-никелевое оруденение. Преобладающее простирание пород В-СВ с падением на Ю-ЮВ под углом от 30 до 60° (рис. 1).

Эффузивные породы имеют распространение только в южной части месторождения и представлены авгитовыми диабазами нескольких разновидностей, отличающихся друг от друга структурными особенностями и положением в разрезе.

Интрузивные породы слагают крупный дифференцированный массив мощностью до 200 м, который простирается в субширотном направлении более чем на 2000 м и прослежен по падению на 1000—1200 м.

Сложен он (снизу вверх) серпентинитами (преобладающее распространение), пироксенитами и габбро (рис. 2). Пироксениты образуют невыдержанный по простиранию прослой с максимальной мощностью до 40—60 м. Они имеют довольно резкий переход к серпентинитам и постепенный — к габбро. Верхняя часть массива сложена габбро, которое к лежащему боку обогащается пироксеном, или же сменяется непосредственно пироксеновыми

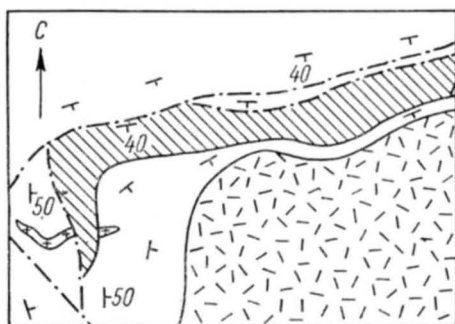


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района месторождения (по Г. И. Горбунову).

1 — породы ультраосновного массива; 2 — дайковый диабаз; 3 — туфогенно-осадочные породы; 4 — эффузивные диабазы; 5 — тектонические зоны.

серпентинитами. Ультраосновной массив претерпел интенсивные автометаморфические и последующие гидротермальные изменения, выразившиеся в амфиболитизации, серпентинизации, отальковании и карбонатизации. Сохранившаяся реликтовая структура магматических пород свидетельствует о том, что серпентиниты образовались за счет перидотитов или оливинитов (Горбунов, 1961).

Из более молодых изверженных пород, участвующих в геологическом строении района месторождения, отмечаются дайки диабазы. Они характеризуются крутым падением и главным образом субмеридиональным простиранием. Жильные образования различного минералогического состава могут быть разделены на две группы: 1) ультраосновные породы, к которым

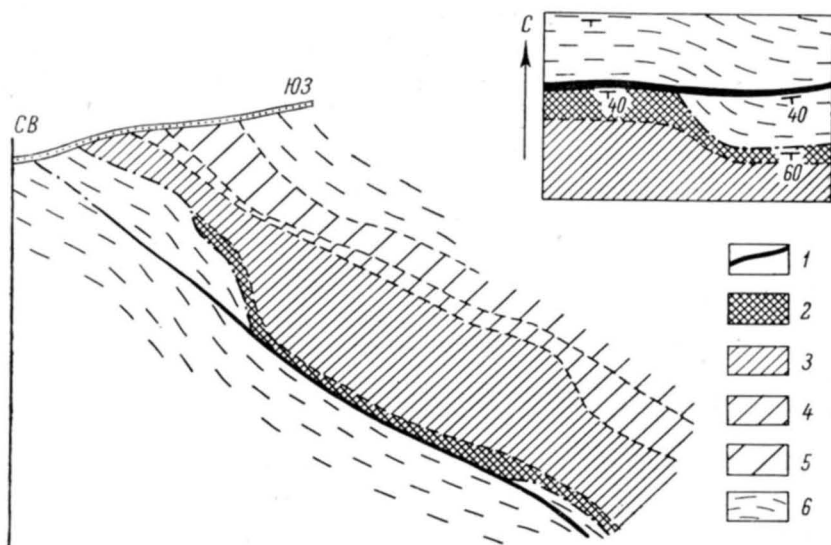


Рис. 2. Геологический разрез. Составлен с учетом материалов ГРО комбината «Печенганикель» и Котсельваарской ГРП. В рамке — строение участка, характеризующего переход оруденелой тектонической зоны в подстилающие филлиты (план).

1 — сплошные и брекчиевидные медно-никелевые руды; 2 — оруденелые серпентиниты; 3 — серпентиниты; 4 — пироксениты; 5 — габбро; 6 — филлиты и песчаники.

приурочены жилы серпентина, хлорита, талька, карбоната и сульфидов; 2) туфогенно-осадочные породы, к которым приурочены жилы кварца, карбоната и сульфидов. Мощность жил варьирует от 0.1 см до 1.0 м, протяженность — до нескольких десятков метров.

Все породы месторождения испытали влияние складчатых деформаций. Особенно интенсивному смятию подверглась туфогенно-осадочная толща, собранная в различные по величине складки нескольких порядков, оси которых полого погружаются в юго-восточном направлении, а осевые плоскости падают на В-СВ. Распределены складки неравномерно, что обусловлено различием механических свойств и литологического состава смятых пород.

Кроме пликтивных деформаций, на участке месторождения получили широкое развитие крупные дислокации дизъюнктивного типа. Особенно следует отметить рудоконтролирующую тектоническую зону субширотного простирания, прослеженную главным образом по лежащему боку никеленосного интрузива, и поперечный взброс, расположенный на западном фланге месторождения. Оба эти крупные разрывные нарушения занимают важное место в структуре месторождения и всего рудного поля.

Месторождение приурочено к низам ультраосновного дифференцированного массива и представлено одним рудным телом, простирающимся в субширотном направлении. Рудное тело падает на Ю-ЮВ под углами от 20 до 60°. Мощность его характеризуется невыдержанными величинами как в направлении падения, так и по простиранию.

На флангах рудное тело образует ответвления в подстилающие филлиты и прослеживается в них по простиранию иногда на значительное расстояние. Особенно характерно в этом отношении ответвление, расположенное в восточной части месторождения. Ответвления рудного тела на

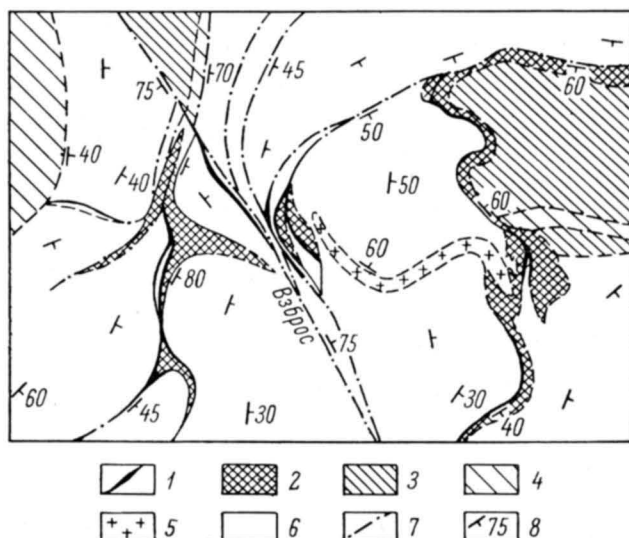


Рис. 3. Геологическое строение западного фланга месторождения. Погоризонтный план. Составлен с учетом материалов ГРО комбината «Печенганикель» и Котсельваарской ГРП.

1 — сплошные и брекчиевидные медно-никелевые руды; 2 — оруденелые серпентиниты; 3 — серпентиниты; 4 — пироксениты; 5 — дайковый диабаз; 6 — филлиты и песчаники; 7 — тектонические зоны; 8 — элементы залегания.

западном фланге отличаются слабым развитием тектонической зоны и незначительной концентрацией сульфидного оруденения.

По простиранию рудное тело образует локальные раздувы, приуроченные к определенным участкам месторождения, а именно:

а) к западному флангу, где контакт массива с вмещающими сланцами проходит в меридиональном направлении и имеет сложное строение (рис. 3); б) к центральной части месторождения, где широтная рудоконтролирующая зона соприкасается с ультраосновным массивом, а синклинальный прогиб подошвы массива осложнен антиклинальным перегибом меньшей амплитуды; в) к участкам резкой смены углов падения и простирания массива, сопровождающихся образованием ответвлений в филлиты лежачего бока (рис. 2).

Рудное тело сложено в основном брекчиевидными и вкрапленными рудами. Брекчиевидные руды располагаются в нижних частях рудного тела, выполняя широтную межпластовую тектоническую зону. Скопления их чаще образуются на контакте с филлитами в углублениях подошвы ультраосновного массива; на участках антиклинальных перегибов мощность их резко уменьшается. Они прослеживаются также в самом массиве и

нередко залегают в подстилающих сланцах, сопровождаясь вкрапленным и прожилково-вкрапленным оруденением.

Вкрапленные руды значительно преобладают по распространенности над остальными типами руд месторождения. Они располагаются главным образом в придонной части никеленосного интрузива и, повторяя его контуры, прослеживаются почти на всем протяжении. Увеличение концентрации сульфидной вкрапленности отмечается преимущественно в центральной части месторождения, где субширотная оруденелая тектоническая зона соприкасается с ультраосновным интрузивом. Следует отметить, что распределение вкрапленного оруденения не везде подчиняется влиянию складчатой структуры. Нередко можно наблюдать на участках антиклинальных перегибов сохранение той же мощности оруденелых серпентинитов, что и в синклинальных углублениях. Но, как правило, повышенное содержание сульфидов и увеличение мощности как вкрапленных, так и брекчиевидных руд наблюдается на участках интенсивного проявления тектонических движений, что выделяет главную роль тектонического фактора в процессе локализации руд.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Структура месторождения сформировалась в результате длительных и сложных геологических процессов, протекавших в нижне-протерозойское время. Характерной особенностью структуры месторождения, как и всего рудного поля, является наличие системы субширотных дизъюнктивных нарушений, контролирующих локализацию сульфидного медно-никелевого оруденения и образовавших так называемую Главную оруденелую тектоническую зону. Формирование этой оруденелой зоны произошло в основном в результате неоднократного подновления ранее заложенных нарушений. Следует отметить, что расшифровка характера и последовательности деформаций, происходивших на различных этапах тектонического развития Главной зоны, будет способствовать пониманию сложной обстановки геологического развития района в целом, а также определению основных связей между тектоникой и процессами рудообразования.

Главная оруденелая тектоническая зона прослеживается преимущественно параллельно контакту интрузива со сланцами, но иногда занимает и секущее положение, пересекая как ультраосновные, так и туфогенно-осадочные породы. Наиболее интенсивно она проявляется в центральной части месторождения, особенно на участках синклинальных прогибов подошвы интрузива. На флангах месторождения зона сложно ветвится, причем одни ветви проходят непосредственно по контакту интрузива, а другие — в подстилающих туфогенно-осадочных породах. На глубину Главная зона прослежена более чем на 1000 м, но равномерного распространения на этой площади не имеет, сопровождаясь раздувами и пережимами. В ней сосредоточена основная часть богатых брекчиевидных и массивных руд.

В отличие от других месторождений Печенги оруденелая широтная тектоническая зона в пределах рассматриваемого месторождения обладает рядом особенностей, основные из них: а) неоднократное проявление тектонических движений; б) отсутствие сульфидов в зоне на верхних горизонтах месторождения, несмотря на ее значительную мощность и приуроченность к подошве интрузива; в) образование ответвлений значительной протяженности в филлиты лежащего бока на западном и особенно на восточном флангах месторождения; г) незначительная амплитуда перемещения по тектонической зоне; д) приуроченность оруденения определенного типа к зонам тектонических подвижек различных стадий.

В широтной зоне отчетливо выделяются три стадии тектонических движений, различающихся по времени проявления и имеющих важное значение в формировании рудного тела.

1. Результатом тектонических движений ранней стадии явилось образование зоны дробления мощностью до 3—4 м в приконтактной части интрузива. Эта зона проявилась на всем протяжении интрузива, независимо от его пространственного положения и представлена перематыми породами главным образом ультраосновного состава. Характерным для контактовой зоны, образованной в раннюю стадию, является отсутствие сульфидного цемента в ней даже на глубоких горизонтах месторождения, несмотря на приуроченность к подошве интрузива. Эта мощная зона перематых пород в результате более поздних деформаций, сопровождавшихся метаморфическими процессами, была спрессована и сцементирована нерудными минералами (серпентином, хлоритом, тремолитом, карбонатом). Особенно отчетливо ее строение выражено на флангах месторождения, где слабо сказывается или совсем не проявилось влияние более поздних дизъюнктивных нарушений.

2. Последующая стадия тектонических движений, имеющая наиболее важное значение в локализации оруденения, отличается более крупным масштабом проявления и прямолинейностью перемещения блоков. Наиболее интенсивно эти движения проявились в центральной части месторождения и сопровождались мощной зоной дробления (до 10 м) как интрузивных, так и туфогенно-осадочных пород. Характерным для этого периода является образование тектонических зон в подстилающих сланцах, также несущих сульфидное оруденение (рис. 2). Эти оруденелые тектонические зоны, мощностью до 5—6 м, прослеживающиеся в туфогенно-осадочных породах, отмечаются как на западном, так и на восточном флангах месторождения. Особенно большое значение имеет зона восточного фланга, содержащая значительное количество сульфидных руд и выделенная рудными геологами как отдельное «Северное рудное тело». Переход этой зоны от интрузива в филлиты приурочен к участку, где синклинальный прогиб подошвы интрузива сменяется антиклинальным перегибом и одновременно сопровождается изменением угла падения подошвы интрузива до 55—60°. Тектоническая зона, сохраняя прежние элементы залегания, не повторяет контуры массива, а продолжается далее на восток в подстилающих сланцах (рис. 2). По простиранию она прослежена на несколько сот метров с максимальным удалением по нормали от интрузива на 45—50 м. Причем на верхних горизонтах зона на значительном расстоянии не содержит оруденения; на нижних — количество сульфидов увеличивается. Следует отметить, что повышенное содержание сульфидов никеля в зоне наблюдается вблизи интрузива, а также там, где прослеживаются мелкие ультраосновные тела или их обломки. При значительном удалении от ультраосновного интрузива сульфидное оруденение постепенно затухает, а тектоническая зона, продолжаясь затем в сланцах, уменьшается в мощности.

3. Поздняя стадия тектонических движений имела место в пострудный период и сопровождалась образованием глинок трения (Астафьев, Афанасьев, 1967). Эти нарушения занимают различное положение относительно рудного тела и наблюдаются висячем и в лежащем боках залежей богатых сульфидных руд, пересекают их, а также прослеживаются на контактах интрузива с вмещающими породами. Движения этой стадии явились завершающим этапом тектонического развития месторождения.

Выделенные зоны тектонических подвижек первой и второй стадий контролируют локализацию оруденения определенного типа.

С контактовой зоной ранней стадии связано только рядовое вкрапленное оруденение незначительной мощности в серпентинитах. Оно просле-

живается по лежащему боку интрузива повсеместно, за исключением горизонтов, расположенных вблизи дневной поверхности. Сульфидная вкрапленность представлена преимущественно пирротинном, в меньшей степени пентландитом и халькопиритом. С удалением от контакта в сторону висячего бока массива количество сульфидов уменьшается и резко возрастает содержание магнетита.

К зонам тектонических движений второй стадии приурочены массивные, брекчиевидные и богатые вкрапленные, так называемые серые руды эпигенетического типа. Наиболее широко они развиты на участках, где тектоническая зона соприкасается с ультраосновным массивом. Однако значительный процент брекчиевидных руд отмечается также в зоне, продолжающейся по филлитам на восточном фланге месторождения.

Следует заметить, что так же как и контактовые зоны ранней стадии, тектонические зоны этого периода не содержат сульфидов на верхних горизонтах месторождения, даже в том случае, когда они приурочены к подошве массива.

Минеральный состав и текстурно-структурные особенности богатых эпигенетических руд аналогичны рудам других месторождений, детально описанных Г. И. Горбуновым (1965).

Сложное строение контакта интрузива на западном фланге месторождения, а также отсутствие заметных смещений, когда широтная тектоническая зона пересекает отдельные выступы этого интрузива, дают основание предполагать, что движения по широтной зоне в период рудообразования отличались незначительной амплитудой. Положение штриховки и задыр на зеркалах скольжения в сланцах, главным образом на участках развития тектонических зон второй стадии, свидетельствуют о том, что движения происходили в горизонтальном или близком к нему направлениях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При изучении структуры месторождения выделяется длительное многостадийное развитие Главной широтной тектонической зоны, выразившееся в неоднократном подновлении ранее заложенных нарушений. Значительная подвижность зоны и связь оруденения определенного типа с тектоническими движениями различных стадий обусловили пространственное распределение сульфидной минерализации. С зонами тектонических движений ранней стадии связано только рядовое вкрапленное оруденение в серпентинитах, а к зонам тектонических движений второй стадии приурочены брекчиевидные, массивные и богатые вкрапленные руды.

При проведении поисковых и разведочных работ необходимо учитывать следующие явления.

1. Раздувы рудного тела и ответвления богатых руд в филлиты лежащего бока приурочены к участкам резкого изменения углов падения и простирания подошвы никеленосного интрузива.

2. Тектонические зоны, расположенные в сланцах, подстилающих никеленосный интрузив, даже без видимой связи с ультраосновными породами и широкого проявления сульфидной минерализации могут служить поисковым признаком на медно-никелевые руды.

Литература

- Астафьев Ю. А., А. П. Афанасьев. О минералогическом составе и условиях образования тектонических глинок медно-никелевых месторождений Печенги. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 5, изд. «Наука», Л., 1967.

- Горбунов Г. И. Рудопроявления в интенсивно метаморфизованных горных породах. В кн.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
- Горбунов Г. И. Минералого-геохимические особенности сульфидных медно-никелевых руд Печенги. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 4, изд. «Наука», М.—Л., 1965.

В. Н. МАКАРОВ, И. С. БОГДАНОВ, В. Н. МАЗАНИК

ТРЕЩИННАЯ ТЕКТНИКА ОДНОГО ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Изучением строения Печенгского рудного поля и отдельных его месторождений, в том числе и восточного фланга, занимался ряд исследователей (Горбунов, 1959, 1961, 1967; Яковлев, 1962, 1965; Яковлев и др., 1963).

В период разведки месторождения было развито представление, что строение месторождения определяется субширотной тектонической зоной, проходящей по лежащему боку оруденелого ультраосновного массива и подстилающих его вулканогенно-осадочных пород (Горбунов, 1961). В этот же период были установлены крупные поперечные разрывные структуры. Позднее А. А. Предовский высказал предположение, что поперечные структуры играют решающую роль в контроле размещения как ультраосновных массивов, так и оруденения. Продольные структуры, по его мнению, подчинены поперечным (Предовский и др., 1969). Таким образом, предшествовавшие исследования касались в основном наиболее крупных структурных элементов рудного поля и месторождений. Тектонические нарушения более высоких порядков, трещинная тектоника месторождения практически не были изучены, вследствие трудности выполнения этой задачи по керновым материалам.

Горные работы, проводимые на месторождении, значительно расширяют возможности исследователей, а результаты изучения тектоники месторождения представляют определенный интерес как для планирования горных работ, так и для решения вопроса о структурном контроле оруденения.

Строение месторождения, по нашим данным, определяется по меньшей мере тремя структурными факторами: 1) тектонической зоной, приуроченной к лежащему боку массива основных-ультраосновных пород, и ее оперяющими нарушениями; 2) поперечными разрывными тектоническими нарушениями; 3) пологими флексурными перегибами. Поперечные разрывные и складчатые нарушения, несмотря на генетическую общность (Предовский и др., 1969), по-разному сказались на трещиноватости пород месторождения.

В настоящее время наиболее изучена продольная тектоническая зона. Она в большинстве случаев проходит по контакту ультраосновного тела и подстилающих вулканогенно-осадочных пород. В исключительно редких случаях она располагается целиком во вмещающих породах или срезает ультраосновное тело. Ориентировка этой зоны не везде выдержанная — азимут падения $200-260^\circ$, угол падения в среднем 68° (на отдельных участках от 52 до 82°). Мощность изменчива: от долей метра на одних участках до 20 м на других.

По тектонической зоне отмечаются вторичные изменения ультраосновных пород, но крайне неравномерно проявившиеся и не везде четко выраженные: почти повсеместно в тектонической зоне породы интенсивно брекчированы и рассланцованы, несколько реже наблюдается почти полное перетирание и последующая гидротермальная переработка пород с образованием «глинки трения», представленной, как и на западном фланге Печенгского рудного поля, тальком и гидрохлоритом (Астафьев, Афанасьев, 1967).

По продольной тектонической зоне устанавливается вторичное минералообразование: оталькование, серпентинизация, карбонатизация, окварцевание.

Для вмещающих пород характерно окварцевание и карбонатизация. Кварц развит в виде гнезд и прожилков, мощностью до 10 см и более, иногда совместно с железистыми карбонатами, судя по охристым продуктам их разложения в зоне окисления. Карбонатизация типична и для ультраосновных пород, но здесь обычно развиты кальцит и железистый доломит, иногда с тальком, но без кварца. На некотором удалении от тектонической зоны иногда отмечается хлоритизация, но крайне неравномерная и местами очень слабо выраженная.

Наиболее типичное вторичное изменение пород в зоне субширотного тектонического нарушения — оталькование: все ультраосновные породы вдоль тектонического шва в той или иной степени оталькованы, а местами превращены в тальковые сланцы.

Оруденение в тектонической зоне наиболее богатое и представлено брекчиевидными, реже массивными рудами. В примыкающих к нарушению ультраосновных телах развито прожилково-вкрапленное и густовкрапленное оруденение. Распределение полезных компонентов в них крайне неравномерное, но рудная вкрапленность более крупная, чем в среднем по месторождению, а руды имеют более высокое содержание полезных компонентов.

Субширотная тектоническая зона осложняется по крайней мере тремя разновозрастными группами оперяющих тектонических нарушений. Наиболее ранние оперяющие нарушения по простиранию совпадают с простиранием субширотной зоны, почти всегда залечены, мощность их 10—15 см. Эти оперяющие нарушения формировались, вероятно, при вертикальных перемещениях вдоль продольной тектонической зоны.

Вторая группа оперяющих нарушений представлена системами, одна из которых пересекается с продольной тектонической зоной под небольшим углом (азимут падения 200° , угол падения $60-70^\circ$), а вторая располагается под крутым углом к этому нарушению (азимут падения $80-100^\circ$, угол падения $50-60^\circ$). Мощность нарушений до 10—15 см, иногда более. По нарушениям отмечается разнообразная минерализация, но чаще всего это серпофитовые жилы, иногда с карбонатом и сульфидами. Содержание последних находится в зависимости от их содержания во вмещающих породах. Распределение сульфидов в жильной массе крайне неравномерное. Ориентировка оперяющих нарушений по отношению к продольной тектонической зоне позволяет предполагать, что в период их формирования перемещения были преимущественно в горизонтальной плоскости.

Третья группа оперяющих тектонических нарушений выражена наиболее четко и представлена двумя системами, почти параллельными продольной тектонической зоне. Одни из них круто падают к юго-западу (азимут падения $210-230^\circ$, угол падения $60-90^\circ$). Эти нарушения наиболее мощные, сопровождающие их зоны дробления достигают 0.5—1.0 м и прослеживаются на значительные (до 800—1000 м) расстояния по простиранию (рис. 1). Вторая система — пологопадающие к северу нарушения обычно небольшой мощности.

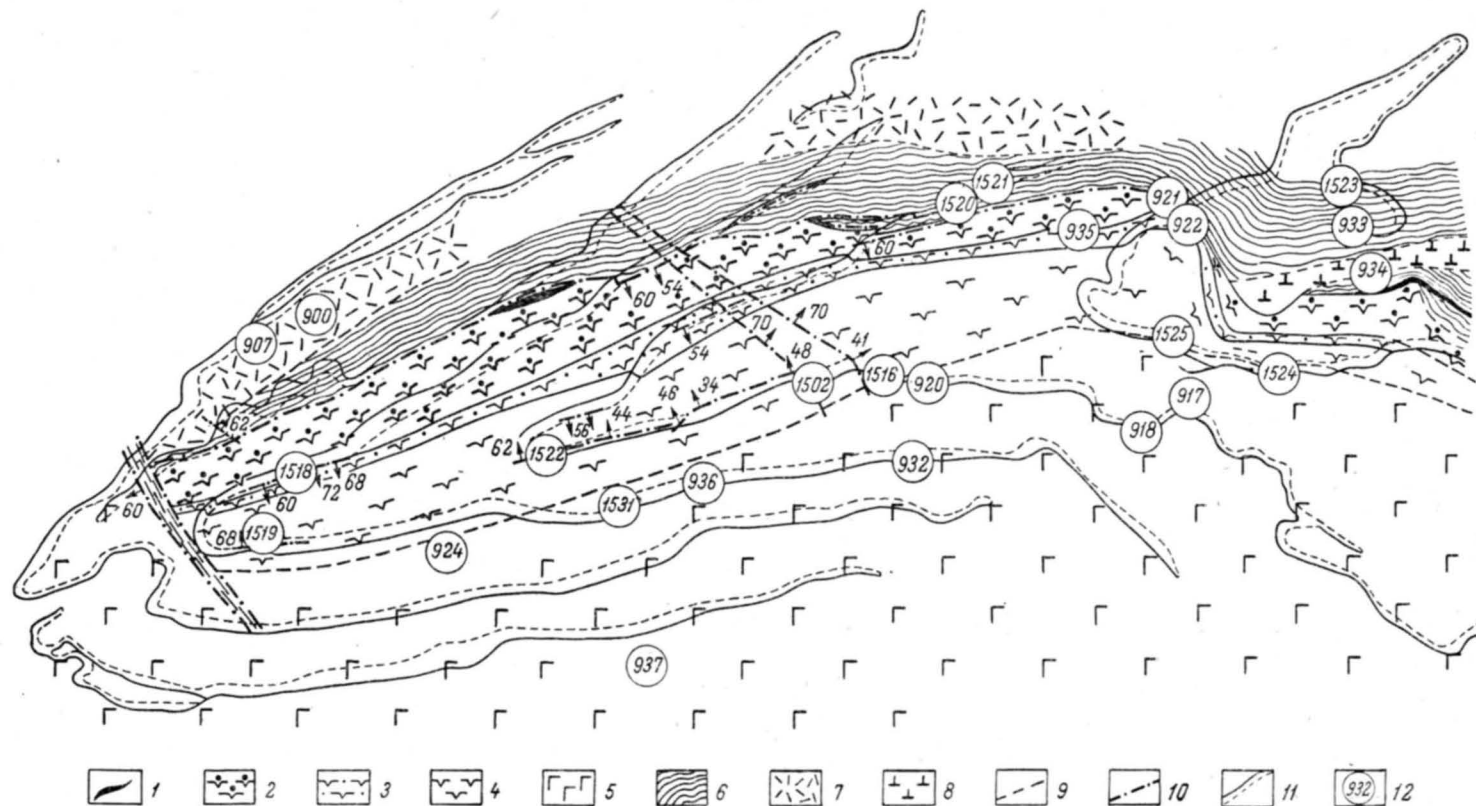


Рис. 1. Схематический геолого-структурный план центральной части месторождения и участка изучения трещиноватости пород. Использованы материалы геологической службы Ждановского горнообогатительного комбината.

1 — жилы тела массивных и брекчиевидных руд; 2 — оруденелые серпентиниты; 3 — слабо оруденелые серпентиниты; 4 — нерудные ультраосновные породы; 5 — габбро; 6 — вулканогенно-осадочные породы; 7 — диабазы; 8 — габбро-диабазы; 9 — геологические границы; 10 — тектонические нарушения; 11 — положение горных работ в период изучения трещиноватости; 12 — участки изучения трещиноватости.

Как в тех, так и в других системах обычно отмечаются значительные количества сульфидов и содержание полезных компонентов в них выше, чем в окружающих ультраосновных породах. На участках, где такие нарушения проходят по габбро, сульфиды представлены исключительно пиротином и пиритом, либо содержат небольшие количества халькопирита.

Поперечные тектонические нарушения изучены значительно хуже. Это обусловлено тем, что в процессе разведки, вследствие расположения разведочных профилей почти параллельно им, выявлена лишь часть этих нарушений. В процессе отработки эти месторождения вскрываются лишь на небольших участках, что затрудняет их изучение.

Тщательная документация бортов карьеров позволила выявить в пределах центрального рудного тела два разрывных поперечных нарушения.

Одно из них, ограничивающее с запада центральное рудное тело, в процессе разведки установлено не было, и предполагалось, что рудное тело к западу плавно выклинивается. Это — нарушение крупных размеров как по амплитуде смещения, измеряемой сотнями метров, так и по мощности зоны тектонической переработки пород (до 10—15 м). В тектонической зоне породы брекчированы, рассланцованы и оталькованы.

Нарушение в центральной части рудного тела имеет значительно меньшую амплитуду (первые метры) и представлено зоной, ограниченной двумя плоскостями смещения, почти параллельными между собой. Породы, заключенные между этими плоскостями, более трещиноваты, а в пределах ультраосновного тела, особенно в лежащем его боку, приобретают плитчатую отдельность. Вторичные изменения незначительны. Наиболее крупный флексурный перегиб ограничивает с востока центральное рудное тело. Несколько меньший перегиб отмечается в восточной части центрального рудного тела. С флексурными перегибами сопряжены короткие, но мощные разрывные нарушения, параллельные или субпараллельные продольной тектонической зоне. Эти нарушения выполнены, как правило, брекчиевидными или массивными рудами.

ТРЕЩИНОВАТОСТЬ

Многофазное тектоническое развитие месторождения обусловило сложную картину трещиноватости в рудоносных и рудовмещающих породах. Трещиноватость пород находится в зависимости как от петрографических особенностей и прочностных характеристик пород, так и от структурного положения участка.

На ориентировку трещиноватости и ее интенсивность основное влияние оказали, вероятно, продольная тектоническая зона, оперяющие ее нарушения и флексурные перегибы. Поперечные разрывные нарушения оказывают на трещиноватость значительно меньшее влияние.

Трещиноватость вулканогенно-осадочных пород. В тонкозернистых и мелкозернистых туфогенно-осадочных породах трещиноватость представлена тремя четко выраженными системами (рис. 2). Основная масса трещин ориентируется параллельно контакту с ультраосновными породами, т. е. продольному тектоническому нарушению (азимут падения 215—245°, угол падения 50—90°). Трещины закрытые или полуоткрытые, но хорошо подчеркиваются гипергенными процессами. Несколько в меньшем количестве более пологие трещины, прямые, тонкие, часто закрытые, секущие все слои и более крупнозернистые и тонкозернистые, часто с зеркалами скольжения (вторая система скалывания).

Почти в меридиональном направлении (азимут падения 80—100° и 265—275°, угол падения 70—90°) развиты короткие крутопадающие трещины с неровными краями, почти всегда открытые, иногда, особенно

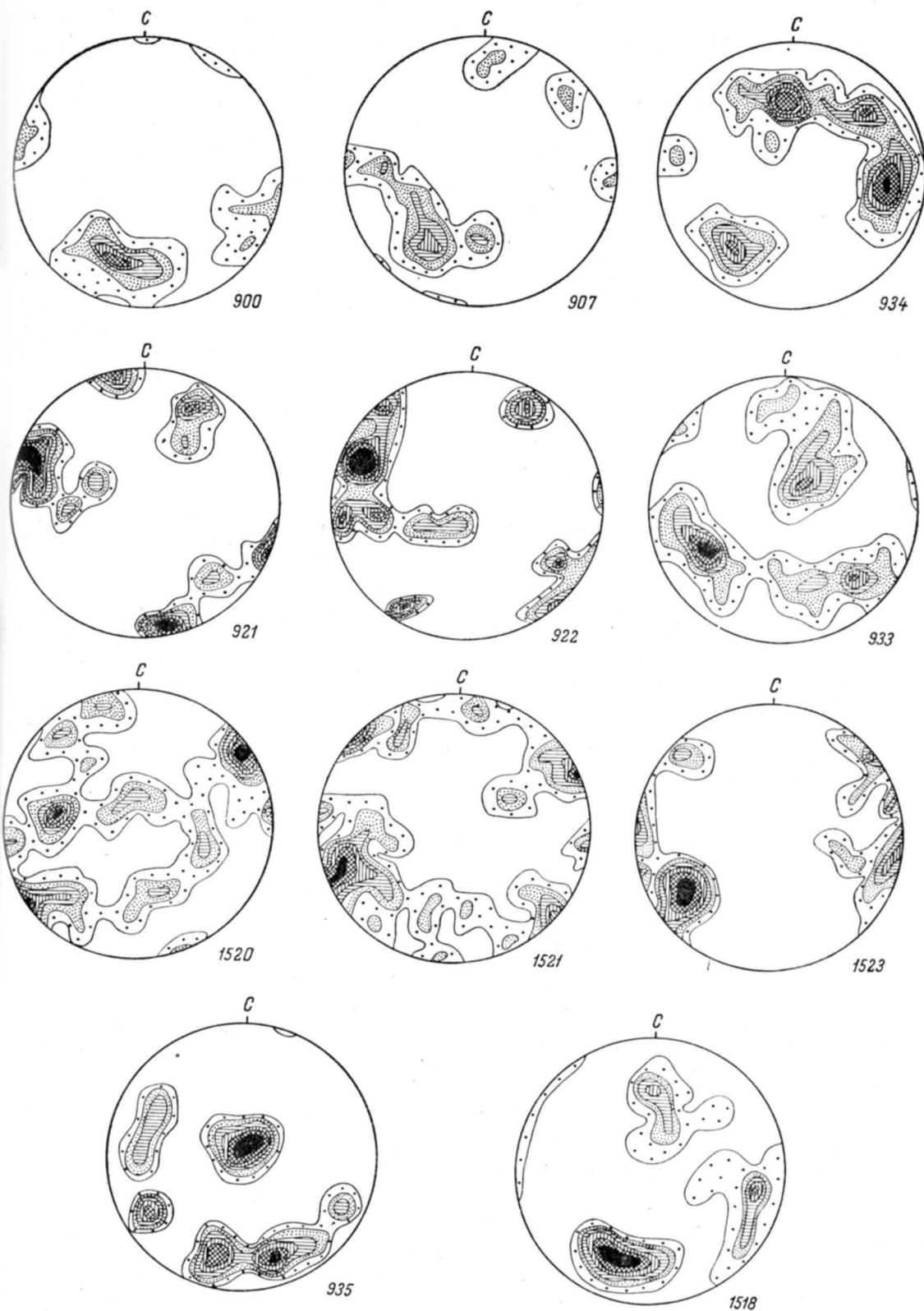


Рис. 2. Диаграммы трещиноватости вмещающих пород и ультраосновного массива. Изолинии проведены через 2%.

Точки наблюдения 900, 907 и 934 — в диабазах и габбро-диабазях; точки наблюдения 921, 922, 933, 1520, 1521 и 1523 — в вулканогенно-осадочных породах; точки наблюдения 935 и 1518 — в руде.

вблизи рудного тела, выполненные кварцево-карбонатными жилами. Эти трещины более крупные в грубозернистых породах: вероятно, трещины отрыва.

В восточной части центрального рудного тела, где намечается флексурный перегиб, ориентировка трещиноватости меняется (точка наблюдения 922, рис. 2): наиболее интенсивная трещиноватость в системах с западным и северо-западным падением. В зонах, сопряженных с поперечными разрывными тектоническими нарушениями, наряду с системами трещиноватости, характерными для ненарушенных блоков пород, появляются новые системы, но уже на удалении 30—50 м от тектонического шва они не устанавливаются.

Интенсивность трещиноватости в вулканогенно-осадочных породах находится в прямой зависимости от их литолого-петрографических особенностей: в тонкозернистых породах (филлитах, туфосланцах) среднее расстояние между трещинами, ориентированными параллельно контакту с ультраосновными породами, оценивается в 0.16 м, в то время как в крупнозернистых породах (туфопесчаниках) это расстояние достигает 0.30 м и в единичных случаях даже 0.75 м (точка наблюдения 1521, рис. 2). Литологические особенности пород наибольшее влияние оказывают именно на эту систему трещиноватости. Интенсивность трещиноватости в другой системе сколовых нарушений (азимут падения 10—60°, угол падения 20—50°) практически не зависит от состава пород. Среднее расстояние между трещинами этой системы 0.3—0.4 м, а между трещинами отрыва колеблется от 0.2 м в грубозернистых породах до 0.5—0.7 м в тонкозернистых. Ориентировка трещиноватости во вмещающих породах свидетельствует о том, что ее формирование проходило под влиянием нагрузок субширотного направления (движение горных масс почти параллельно простиранию пород).

В некоторых случаях устанавливается четвертая система трещиноватости — трещины сколовые, падающие к северо-востоку (азимут падения 30—50°, угол падения 30—80°). Формирование их могло произойти лишь при вертикальных перемещениях горных масс вдоль контакта с ультраосновным телом. Меньшая интенсивность и локальное развитие трещин этой системы может быть обусловлено тем, что в период ее формирования породы были достаточно пластичны, либо разгрузка напряжений проходила по ранее сформировавшимся системам трещин.

Практически почти все трещины во вмещающих породах являются закрытыми, так что ни одна система не была использована в качестве рудовмещающей. Лишь в зонах флексурных перегибов, в местах, где происходит существенная переориентировка трещиноватости, крупные трещины отрыва были открытыми и выполнены пентландит-халькопирит-пирротинowymi рудами.

Трещиноватость рудоносных ультраосновных пород. В рудном теле ориентировка трещиноватости в основном совпадает с таковой во вмещающих породах: здесь выявляется три системы трещин. Наиболее четкая — первая система трещин, имеющих простирание, совпадающее с ориентировкой продольной тектонической зоны (азимут падения 185—200°, угол падения 60—70°).

Вторая система — трещины, пологопадающие к северо-востоку, почти того же простирания. Обе эти системы трещин ровные, с гладкой поверхностью, часто с зеркалами скольжения. Некоторые трещины, имеющие почти такую же ориентировку, как трещины скалывания второй системы, вероятно, являются трещинами отрыва, но в более поздние этапы формирования месторождения по ним прошли движения, вызванные тангенциальными напряжениями.

Для третьей системы трещин характерны сравнительно редкие, но мощные крутопадающие трещины субмеридионального простирания. Эти трещины обычно открытые и стенки их не несут признаков перемещений вдоль их плоскостей: вероятно, трещины отрыва.

В участках рудного тела, непосредственно примыкающих к поперечным разрывным тектоническим зонам, ориентировка трещиноватости резко меняется и преобладающим развитием здесь пользуются трещины, оперяющие эти нарушения. Интенсивность трещиноватости в рудном теле достаточна высока: наибольшая густота трещин характерна для системы, параллельной продольной тектонической зоне, среднее расстояние между трещинами в которой равно 0.15 м.

Вторая система сколовых трещин развита слабее. Среднее расстояние между соседними трещинами 0.35 м, а на отдельных участках оно достигает 1 м и более. Еще более редки поперечные трещины — среднее расстояние между ними 0.6 м.

Ориентировка трещиноватости в рудном теле позволяет заключить, что трещины формировались главным образом вследствие вертикальных нагрузок, т. е. при перемещении горных масс вдоль продольной тектонической зоны в вертикальном направлении. Ориентировка же борозд на зеркалах скольжения в некоторых трещинах позволяет предполагать, что при более поздних движениях в горизонтальном направлении эти же системы использовались для разгрузки возникающих в массиве напряжений.

В период формирования богатых руд часть трещин (главным образом субпараллельных продольной тектонической зоне) была открыта. Они вмещают сульфидно-карбонатно-серпентиновые жилы.

Трещиноватость нерудоносных ультраосновных пород (серпентинизированных перидотитов и пироксенитов). В нерудоносных ультраосновных породах сохраняются в общем все те же системы трещин, что и в рудном теле, но трещины, параллельные продольной тектонической зоне, здесь развиты несколько слабее, а трещины, падающие к северо-востоку, более выдержаны, протяженны и часты (в среднем 0.3 м, рис. 3). В зонах, примыкающих к поперечным разрывным тектоническим нарушениям, кроме того, появляются диагональные трещины (азимут падения $310-350^\circ$, угол падения $50-90^\circ$), но прослеживаются они на незначительные расстояния, хотя густота их в таких зонах достаточно высока (в среднем 0.4 м).

Поперечные трещины, как и в рудном теле, довольно редки (среднее расстояние между трещинами 0.45 м, хотя часто оно превышает 1.5 и даже 2.0 м).

Трещиноватость габбро. Ориентировка трещиноватости в габбро несколько отличается от ориентировки в рудном теле (рис. 3). Трещины с юго-западным падением, прямые и ровные в рудном теле, в массиве габбро выражены хорошо, но значительно более редкие, короткие и менее выдержанной ориентировки. В то же время трещины с северо-восточным падением (азимут падения $10-60^\circ$, угол падения $40-60^\circ$) в габбро приобретают значительно большую протяженность (иногда прослеживаются на десятки метров), большую мощность и густоту (среднее расстояние между трещинами 0.38 м).

Трещины субмеридионального простирания — крупные, неровные и более редкие: среднее расстояние — 1.5 м и более. В участках, сопряженных с поперечными разрывными нарушениями, фиксируется диагональная система трещин со средним расстоянием между соседними трещинами в 0.5 м. Трещины в серпентинизированных перидотитах, пироксенитах и габбро не несут оруденения, но часто выполнены серпофитом,

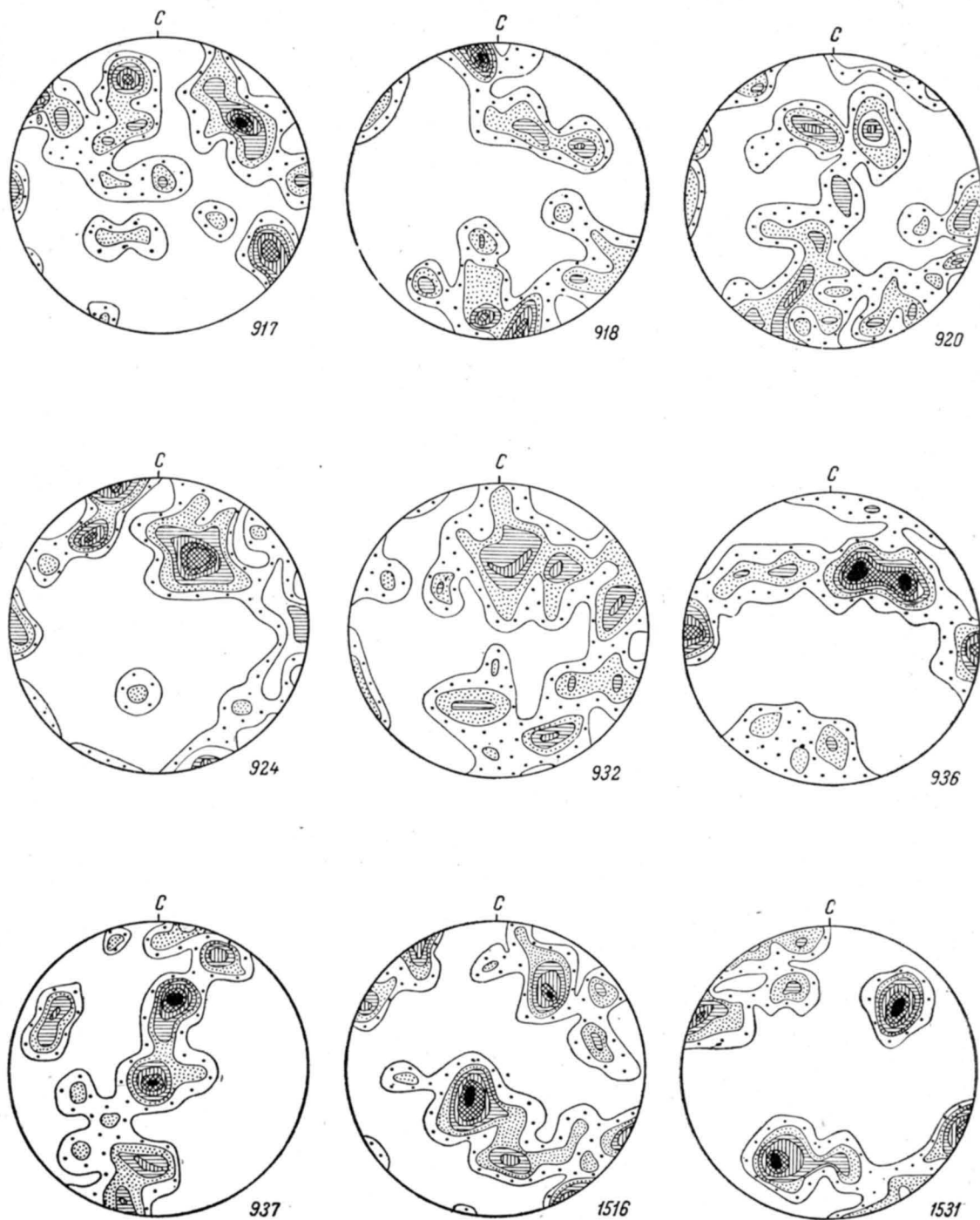


Рис. 3. Диаграммы трещиноватости нерудоносных ультраосновных пород и габбро. Изолинии проведены через 2%.

Точки наблюдения: 917, 918, 920, 924, 932, 936, 937, 1524, 1531 — в габбро; 1502, 1516, 1519, 1522, 1525, 1528 — в нерудоносных ультраосновных породах.

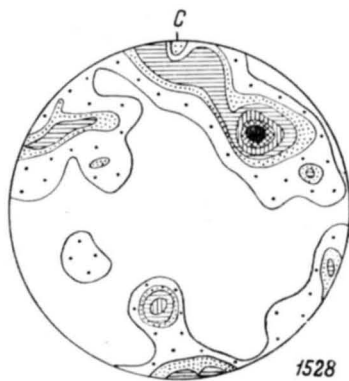
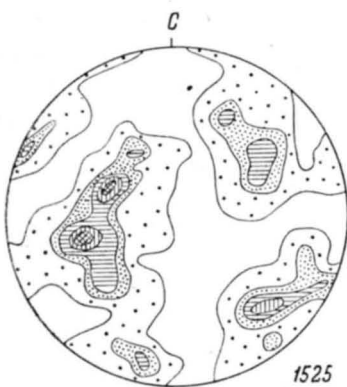
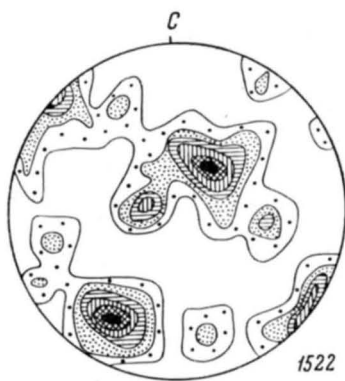
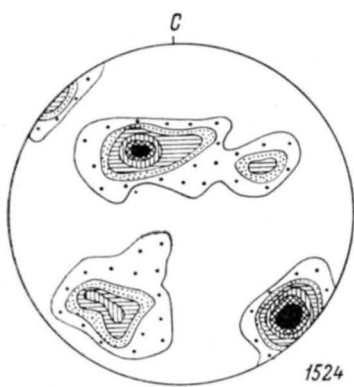
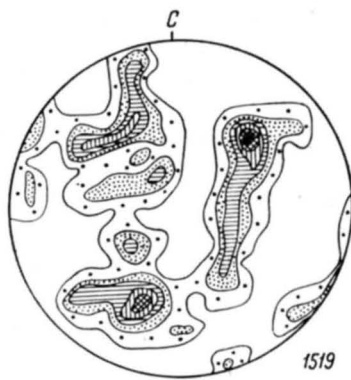
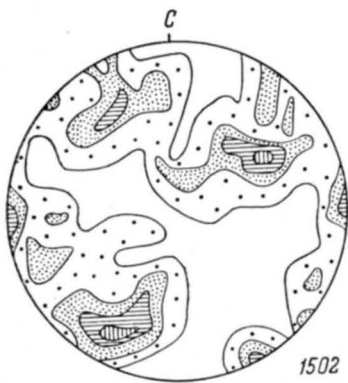


Рис. 3 (продолжение).

карбонатом, амфибол-асбестом, хлоритом, изредка с сульфидами, преимущественно безникелевыми.

Интенсивность трещиноватости в зависимости от структурного положения блока. Уже отмечалось, что вблизи поперечных тектонических структур характер трещиноватости несколько меняется, что выражается как в появлении новых систем трещин, так и в изменении интенсивности трещиноватости вообще.

Вблизи поперечных тектонических нарушений разрывного характера увеличение интенсивности трещиноватости наблюдается во всех примыкающих к нему породах — от пород вулканогенно-осадочной толщи до габбро включительно. Но по простиранию пород влияние этого типа поперечных нарушений сказывается на относительно небольшом расстоянии.

Поперечные пликативные нарушения — флексурные перегибы — сопровождаются резким увеличением интенсивности трещиноватости вблизи контакта ультраосновного тела и вмещающих его вулканогенно-осадочных пород. Однако при значительной выдержанности такой частоты трещиноватости по простиранию наблюдается довольно быстрое затухание ее в поперечном плане: уже неоруденелые ультраосновные породы значительно менее трещиноваты, а в габбро влияние флексурных перегибов сказывается еще слабее.

Для количественной оценки влияния структурного положения породы на интенсивность трещиноватости в ней были сопоставлены результаты замеров в четырех точках в нерудоносных ультраосновных породах (точки наблюдения 1522, 1524, 1502, 1519, рис. 3). Точка 1522 характеризует трещиноватость в блоке, не подвергшемся воздействию поперечных тектонических нарушений. Интенсивность трещиноватости в нем минимальная и составляет 22 трещины на 16 м³ породы. В точке 1524, расположенной в зоне флексурного перегиба, трещиноватость нерудоносных ультраосновных пород несколько выше и составляет 35 трещин на 16 м³ породы.

Наиболее интенсивная трещиноватость характерна для зон поперечных разрывных нарушений (точка наблюдения 1502, 1519). Здесь количество трещин достигает 44 на 16 м³.

ПЕРВИЧНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ — ПОЛОСЧАТОСТЬ И ЛИНЕЙНОСТЬ

Полосчатость и линейность в породах основного ультраосновного массива Ждановского месторождения отмечались еще в процессе его разведки (Елисеев и др., 1961). Для установления связи трещиноватости массива с первично-магматическими структурными элементами и возможного влияния прототектонической трещиноватости на ориентировку и интенсивность более поздних систем трещин изучалась ориентировка темноцветных минералов в основных и ультраосновных породах. Так как во многих случаях такая ориентировка вследствие мелкозернистости пород и интенсивной постериорной минерализации макроскопически устанавливается с трудом, в местах замеров трещиноватости отбирались ориентированные образцы, из которых изготовлялись ориентированные шлифы. В шлифах ориентировка оси с определялась как линия пересечения двух плоскостей спайности или (в случае невозможности определения ориентировки обеих плоскостей) плоскости спайности и плоскости оптических осей.

Линейные структуры характерны для всех без исключения пород — как ультраосновных, так и габбро и порфиритовых габбро (габбро-диа-

базов). Наиболее четко эти структуры выражены в рудоносных ультраосновных породах. Подавляющее большинство кристаллов пироксена ориентировано осью *c* грубо параллельно линии погружения ультраосновного массива (линейность 1). Второй слабо выраженный максимум выходов осей *c* пироксенов ориентирован перпендикулярно первому и располагается в плоскости, параллельной контакту ультраосновного массива.

Линейные структуры в габбро выражены значительно хуже, что, возможно, до некоторой степени может быть объяснено короткопризматическим габитусом кристаллов пироксена. Тем не менее большинство кристаллов пироксена ориентированы осью *c* в плоскости, параллельной контакту габбро и ультраосновных пород с максимумом, соответствующим ориентировке линии погружения интрузивного тела. Почти всегда более или менее четко фиксируется и вторая линейность, грубо перпендикулярная первой.

В поперечных тектонических зонах линейные структуры несколько переориентированы в соответствии с ориентировкой контактов массива: в зоне флексурного перегиба (точки наблюдения 917 и 918) плоскость, в которой ориентированы оси *c* в габбро, располагается почти в меридиональном направлении, т. е. развернута на 30—60° по сравнению с обычной ее ориентировкой. Тем не менее полное соответствие ориентировки линейных структур контактам интрузива на этом участке не достигается.¹

На участках, непосредственно примыкающих к поперечным разрывным тектоническим нарушениям, линейные структуры выражены менее четко (точка наблюдения 920). Возможно, вблизи разрывных нарушений происходила частичная переориентировка кристаллов пироксена.

Протектоническая трещиноватость в массиве проявилась значительно слабее, чем связанная с формированием продольных и поперечных тектонических структур. Действительно, лишь в пределах рудоносной части ультраосновного массива наиболее развиты трещины, совпадающие с плоскостью ориентировки линейных структур (структур течения). Часть из них, возможно, являясь пластовыми трещинами, позднее использовалась для разгрузок тектонических напряжений.

Не исключено, что крутопадающие трещины, перпендикулярные указанным и также проходящие параллельно линейным структурам, являются тектонически обновленными продольными протектоническими трещинами (*S*). Поперечные трещины развиты значительно слабее и на диаграммах четких максимумов не образуют.

Подводя итог вышесказанному, можно сделать следующие выводы.

1. Трещиноватость горных пород месторождения обусловлена развитием трех типов структур: продольной тектонической зоны, поперечных разрывных нарушений и флексурных перегибов.

2. Ориентировка структурных элементов второго и третьего порядков позволяет заключить, что движения по продольной и некоторым поперечным разрывным нарушениям проходили неоднократно. Так, движения вдоль продольной тектонической зоны проходили вначале в вертикальном направлении, затем в горизонтальном и снова в вертикальном. Трещины, связанные с первым этапом движения вдоль тектонической зоны, выполнены безрудными жилами. Жилы, заполняющие более поздние трещины, содержат рудные минералы. Содержание полезных компонентов в этих жилах несколько выше, чем во вмещающих их породах.

3. Наиболее благоприятными структурами в качестве рудовмещающих для богатого оруденения являются трещины отрыва в участках, примы-

¹ Возможно, такое соответствие было в ультраосновных породах, но в связи с интенсивной актинолитизацией в них пироксена ориентировка последнего не определялась во избежание грубых ошибок.

кающих к поперечным складчатым и, в меньшей мере, к разрывным нарушениям. На этих участках рудные тела прослеживаются на значительное расстояние во вмещающих туфогенно-осадочных породах.

Литература

- Астафьев Ю. А., А. П. Афанасьев. О минералогическом составе в условиях образования тектонических глинок медно-никелевых месторождений Печенги. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 5, изд. «Наука», Л., 1967.
- Горбунов Г. И. О закономерностях размещения сульфидных медно-никелевых месторождений в Печенгском районе (Кольский полуостров). Геология рудных месторождений, 1959, № 1.
- Горбунов Г. И. Основные черты тектоники и структуры пояса интрузий. В кн.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
- Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений. Изд. «Недра», М., 1967.
- Елисеев Н. А., Г. И. Горбунов, Э. Н. Елисеев, В. А. Масленников, К. Н. Уткин. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
- Предовский А. А., А. А. Жангуров, Ю. И. Ильин, А. Т. Ахмедов. О возможной новой интерпретации структуры поля Печенги. В сб.: Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Изд. «Наука», Л., 1969.
- Яковлев И. А. Особенности структуры одного из медно-никелевых месторождений Печенгской группы. Тр. ИГЕМ, вып. 82, 1962.
- Яковлев И. А. К вопросу о структурном контроле оруденения в Печенгском рудном поле. Тр. Всесоюзн. совещ. по геологии никеленосных месторождений территории СССР, Изд. АН СССР, Л., 1965.
- Яковлев И. А., Л. И. Увадьев, Б. М. Гринченко. Некоторые новые данные о строении Печенгского синклиория. Геология рудных месторождений, 1963, № 6.

Ю. В. ГОНЧАРОВ

СТРУКТУРА АЛЛАРЕЧЕНСКОГО СУЛЬФИДНОГО МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В 1957 г. на территории, расположенной южнее Печенгского рудного поля, было найдено Аллареченское месторождение, залегающее среди древнейших пород гнейсового комплекса. Это первое месторождение богатых медно-никелевых руд в нашей стране, открытое среди гнейсов архея. Его открытие подтвердило предположения, высказанные после изучения Ловнозерского месторождения, о возможности нахождения медно-никелевых руд в районах развития архейских образований, примыкающих с юга к печенгскому протерозойскому складчатому поясу.

В результате развернувшихся комплексных поисковых работ в Аллареченском никеленосном районе вскоре было выявлено еще одно промышленное месторождение — Восток — и несколько рудопроявлений. Однако для дальнейшего проведения поисков возникла необходимость установления основных закономерностей локализации медно-никелевого оруденения в древнейших породах. Решению этой задачи в определенной мере будет способствовать изучение структуры выявленных рудоносных участков.

На Аллареченском месторождении был выполнен большой объем геофизических и буровых работ, после чего оно было сдано в эксплуа-

тацию и с 1962 г. отрабатывается открытым способом. Данные разведочных работ и результаты исследований, проведенных в основном на керновом материале, изложены в ряде отчетов и освещены в печати (Козлов, 1960, 1961; Корнилов, 1962, 1963, 1966а, 1966б; Богачев и др., 1964; Богачев и Кочнев-Перухов, 1965; Богачев и др., 1966, и др.). Ниже дается геологическая характеристика месторождения по материалам предыдущих исследователей, а также приводятся новые данные, касающиеся его структуры, полученные в процессе эксплуатации.

Описываемый район расположен южнее полосы хорошо известных медно-никелевых месторождений Печенги. В геологическом отношении он характеризуется широким развитием архейских пород, представленных переслаивающимися биотитовыми, гранато-биотитовыми и амфиболо-биотитовыми гнейсами и полевошпатовыми амфиболитами. Почти всюду они интенсивно мигматизированы плагио- и плагиомикроклиновыми гранитами. Породы гнейсового комплекса имеют в основном северо-западное простирание и смяты в крутые складки. В качестве отдельных структур выделяется ряд небольших куполов, разделенных синклинальными прогибами.

Среди пород гнейсового комплекса часто встречаются небольшие интрузивы ультраосновных пород, почти всегда сильно измененных. К. Д. Беляев в 1958 г. разделил их по характеру минерализации на наиболее распространенные безникелевые и менее распространенные никеленосные, приуроченные, по его мнению, к региональным разломам. Однако структурный контроль размещения ультраосновных интрузий в районе окончательно не установлен и на сегодняшний день.

Аллареченское медно-никелевое месторождение связано с небольшой по размерам интрузией ультраосновных пород, залегающей среди нерасчлененного комплекса биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов, полевошпатовых амфиболитов и мигматизирующих их плагио- и плагиомикроклиновых гранитов. Гнейсы и амфиболиты незакономерно чередуются между собой и образуют слои различной мощности (от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров), сильно изменчивые по простиранию и падению. Мигматизация чаще послойная, реже носит секущий характер. Мощность гранитных прослоев различна: от нескольких миллиметров до 10—12 м и более. Контакты между гранитами, гнейсами и амфиболитами резкие или постепенные. Породы имеют северо-западное и субмеридиональное простирание и западное или юго-западное падение.

Относительно плагиогранитов следует отметить, что широко распространенные в них гнейсовидные текстуры, а также согласное залегание с гнейсами и амфиболитами и встречающиеся очень тонкие переслаивания друг с другом позволяют нам согласиться с А. К. Яковлевой и Ю. Н. Яковлевым, относящими эти породы к гранито-гнейсам. Жильные крупнозернистые граниты с пегматоидным строением они выделяют в самостоятельную группу пегматитов.

Никеленосный интрузив, залегающий среди пород гнейсового комплекса, сложен преимущественно измененными ультраосновными породами, среди которых наибольшее распространение имеют метаперидотиты (метагарцбургиты) и метаоливиниты. В резко подчиненном количестве присутствуют метагиперстениты. Небольшим развитием пользуются биотито-амфиболовые и хлорито-талковые породы, приуроченные главным образом к краям интрузива и зонам рассланцевания внутри его.

Одной из особенностей интрузива является достаточно сильный метаморфизм слагающих его гипербазитов (Козлов, 1960, 1961; Корнилов, 1962, 1963, 1966а; Богачев и др., 1964), проходивший в несколько стадий. По данным Н. А. Корнилова, ультраосновные породы первоначально

подверглись автометаморфическим изменениям, которые выразились в образовании серпентина и иддингсита по оливину и хлорита и талька — по пироксену. По интенсивности и масштабу проявления эти изменения незначительны. В последующую стадию породы повсеместно подверглись амфиболитизации, причем амфибол (актинолит-тремолитового ряда) замещал и первичные и вторичные минералы. Проявившаяся затем биотитизация наиболее интенсивно затронула рассланцованные участки. И наконец, оталькование, хлоритизация и карбонатизация завершили общий процесс метаморфизма пород массива.

Среди медно-никелевых руд месторождения по текстурным особенностям и составу выделяются два основных типа: вкрапленные руды в ультраосновных породах и сплошные сульфидные руды. Кроме них, небольшим распространением пользуются вкрапленные руды во вмещающих породах и еще меньшим — брекчиевидные.

Относительно формы интрузива первоначально существовало представление, что он имеет характер дайки. Затем геологи разведочной партии, в частности А. У. Хуснуяров и В. И. Намоюшко, высказали мнение, что на участке имеются два дайкообразных тела, занимающих секующее положение среди вмещающих пород и падающих навстречу друг другу. В 1959 г. Е. К. Козлов на основании просмотра первых разведочных скважин сделал вывод, что интрузив представляет собой пластовое перидотитовое тело, которое в процессе складчатости приобрело форму синклинальной складки.¹ К такому же выводу пришли позднее и геологи Аллареченской ГРП, занимавшиеся детальной разведкой месторождения.

К началу эксплуатационных работ о строении месторождения сложилось следующее представление. Считалось, что интрузив залегает согласно с вмещающими породами и приурочен к ядру синклинальной брахискладки, вытянутой в меридиональном направлении, западное крыло которой на отдельных участках опрокинута на восток. Оруденение сосредоточено в западном крыле и самой южной части восточного крыла интрузива, остальная часть его сложена метаморфизованными ультраосновными породами, почти лишенными сульфидной вкрапленности. Интрузив имеет корытообразную форму и протягивается в меридиональном направлении. Южная часть его постепенно изгибается к юго-востоку. Наибольшая ширина его наблюдается в центральной части. В северном и южном направлениях рудоносный интрузив воздымается, выходит под ледниковые отложения и выклинивается. В составе его выделяется несколько рудных тел. На северном продолжении интрузива (примерно в 400 м от него) находится несколько мелких тел оруденелых ультраосновных пород, составляющих так называемый Северный участок.

Выяснение структуры месторождения на первых этапах исследований явилось сложной задачей, поскольку весь фактический материал, на который могли опереться исследователи, включал в себя результаты бурения и данные по одному коренному обнажению и двум шурфам. Основным структурным элементом месторождения, по мнению большинства исследователей, являлась вытянутая в меридиональном направлении синклинальная брахискладка, к ядру которой и приурочено небольшое тело гипербазитов. Считалось, что складка имеет асимметричное строение: западное крыло ее крутое и на отдельных участках опрокинута, восточное крыло — более пологое. Форма и положение рудного тела целиком контролируется этой структурой.

¹ Отметим, что в 1964 г. после изучения разрезов по многочисленным скважинам Е. К. Козлов пришел к заключению, что интрузия была первично-трещинной, внедрившейся по зоне разлома в складчатое основание архея, но в протерозойское время она приобрела складчатую форму.

Позднее, в 1963 г., Г. И. Горбунов отмечал, что вдоль крутопадающего западного крыла складки проходит тектоническое нарушение типа сброса, на севере примыкающее под острым углом к региональному Ала-Акка-ярвинскому разлому, и что локализация массивов перидотитов на этом участке обусловлена сочетанием двух структурных элементов — субмеридионального крутопадающего сброса и синклинальной складки.

В последнее время геологами Аллареченской ГРП — В. А. Гореловым и другими высказывалось мнение, что интрузив залегает на участке пересечения двух региональных разломов и приурочен к блокированной складке.

Таковы представления о морфологии, условиях залегания и структуре Аллареченского месторождения, которые сложились перед началом его эксплуатации. Естественно, что при сложном геологическом строении района и ограниченности фактического материала только буровыми и геофизическими данными целый ряд вопросов структуры участка не мог быть решен однозначно и требовал дальнейших исследований.

За последнее время, начиная с 1962 г., при изучении структуры участка в процессе очистных работ нами собран материал, позволяющий по-иному представить строение месторождения.

Установлено, что месторождение представлено одним рудным телом, осложненным многочисленными разветвлениями и апофизами (рис. 1, см. вкл.). Некоторые из апофиз были приняты при разведке за самостоятельные рудные тела. Никеленосный интрузив в своей северной части имеет корытообразную форму и постепенно воздымается. Оба крыла его в плане сближаются, затем соединяются, и интрузив прерывается. Промышленное оруденение здесь сосредоточено в западном крыле интрузива. К центральной части месторождения форма массива все более усложняется. Западное крыло постепенно становится круче, затем приобретает вертикальное положение, и наконец, восточное падение его меняется на западное. При этом существенные изменения претерпевают и очертания крыла. Оно часто разобрано на несколько ветвей, сопровождается апофизами в сторону лежащего и висящего боков, испытывает частые раздувы и пережимы. В отличие от этого восточное крыло интрузива в основном сохраняет свое положение и форму; наиболее существенными изменениями для него являются лишь синусоидальные изгибы по простиранию.

Размах крыльев интрузивного тела к центральной части месторождения постепенно нарастает. Донная часть корытообразного тела массива постоянно испытывает продольные и поперечные перегибы, придающие ей волнистые очертания.

Оруденелыми здесь являются западное крыло и примыкающая к нему донная часть массива. Однако и в остальной части интрузива по мере продвижения к югу интенсивность сульфидной вкрапленности все время возрастает.

На южном фланге месторождения, где оруденелым является уже весь интрузив, рудная залежь представляет собой серию субпараллельных жил, наклоненных к западу и соединяющихся на глубине (рис. 1, 2). Жилы остались непрослеженными до конца ни по простиранию, ни по падению, поскольку при разведке считалось, что южный фланг месторождения по своему строению аналогичен северному.

Вместе с массивом и рудное тело характеризуется большой изменчивостью формы, мощности и элементов залегания, особенно резко выраженной в западной части. Наиболее сложную форму оно имеет в гранито-гнейсах или на контакте с ними (рис. 3), когда сопровождается многочисленными ответвлениями сплошных руд. Сульфиды по трещинам проникают в окружающие гранито-гнейсы, образуют мелкие линзообразные раздувы, соединяются с соседними прожилками. Самая простая форма — пласто-

образная — наблюдается в амфиболитах, но и здесь нередко апофизы в сторону лежащего или висячего бока. Следует заметить, что очертания рудной залежи меняются не только при смене вмещающих пород; они очень изменчивы и в пределах толщ одного и того же состава, что наглядно видно на приведенных разрезах (рис. 2).

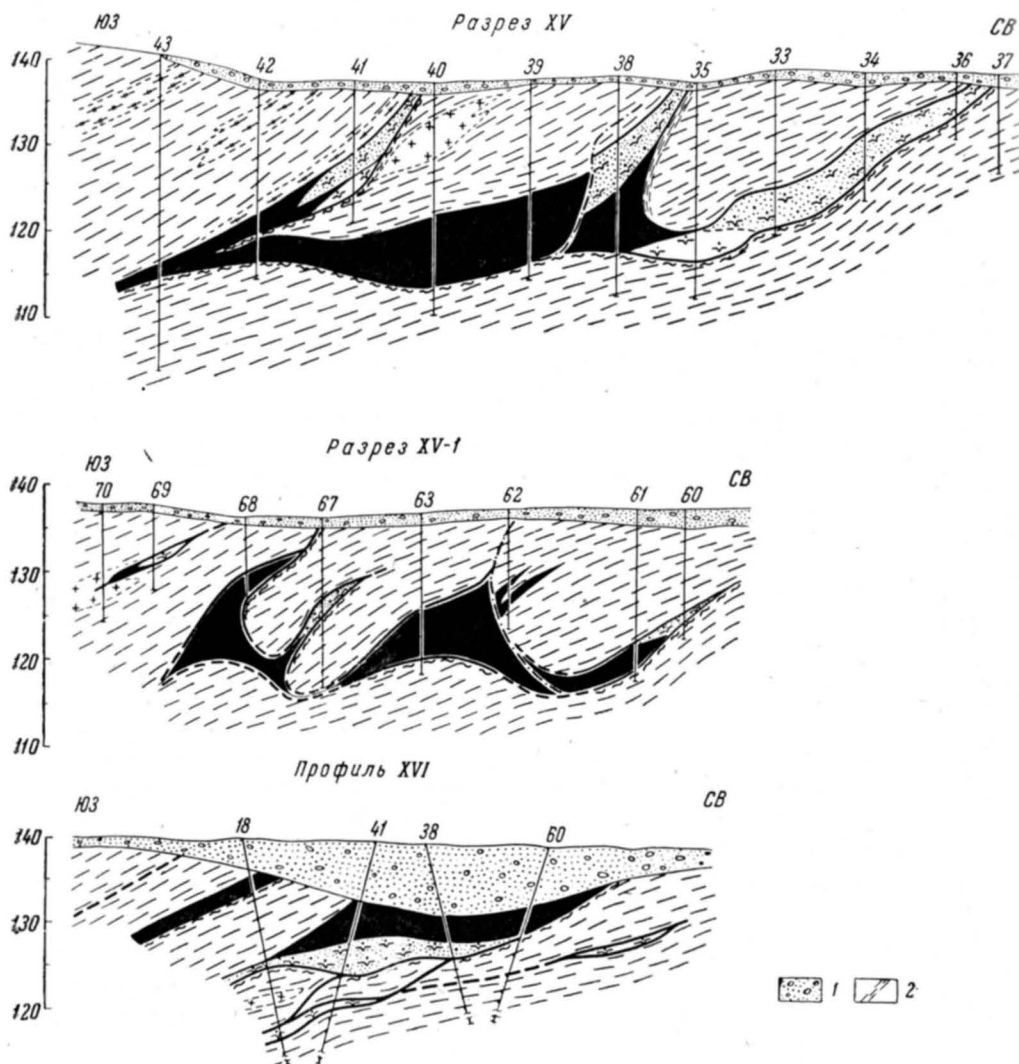


Рис. 2. Поперечные разрезы через южный фланг Аллареченского месторождения. Составлены автором с учетом данных ГРО Аллареченского рудника и Аллареченской ГРП.

1 — четвертичные отложения; 2 — рассланцевание пород. Остальные обозначения те же, что и на рис. 1.

Мощность рудного тела колеблется от 15—20 м до тонкого проводника, причем меняется она по простираанию и падению. Максимальная мощность наблюдается в северной и центральной частях месторождения, на южном фланге она не превышает 4—5 м. Уменьшение ее происходит при переходе залежи из одних пород в другие, при разветвлениях и пережимах. Очень часто резкие колебания мощности обусловлены измене-

ниями направления и угла падения. В подобных случаях она может меняться от 20—30 см до 3—4 м на расстоянии всего двух-трех метров.

На всем протяжении залежи отчетливо выражено непостоянство ее элементов залегания: направления падения и угла падения. Западное крыло в южной части месторождения имеет западное падение под углами 50—55° (рис. 1), в центральной части падения на запад сохраняется, но угол становится значительно круче (до 85°), а к северу падение постепенно сменяется восточным с углами до 60 и даже 30°. Восточное крыло залежи более пологое и на всем протяжении наклонено к западу (30—40°). На самом южном фланге сульфидные жилы падают еще положе (25—30°).

Рудное тело в северной части месторождения залегает в основном в полевопатовых амфиболитах, в центральной — преимущественно в гранито-гнейсах и гнейсах, на южном фланге — почти полностью в биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсах. Таким образом, оно контактирует со всеми наиболее распространенными породами разреза, что позволяет проследить их взаимоотношения. Проведенные исследования показывают, что простирание рудного тела в основном совпадает с простиранием вмещающих пород (рис. 1). Однако в поперечных разрезах рудное тело нередко занимает секущее положение, причем это в равной мере относится и к случаям, когда оно сложено только сплошными рудами, и когда преобладающим развитием пользуется вкрапленное оруденение в ультраосновных породах (рис. 4). Второе чаще наблюдается в северной части месторождения, так как именно здесь наибольшим распространением пользуются вкрапленные руды. В частности, в разрезе по профилю II (рис. 5) западное крыло залежи, сложенное почти одними оруденелыми метаперидотитами, при своем выполаживании к востоку пересекает вмещающие породы.

Еще чаще встречаются случаи, когда секущий характер рудного тела затушеван согласным залеганием гнейсов в непосредственной близости от контакта. Однако такое положение сохраняется лишь на расстоянии ближайших 2—3—5 м (редко более), а иногда всего нескольких сантиметров. За этими пределами согласие нарушается, и рудное тело оказывается секущим. Эта особенность, подмеченная еще в 1964 г. Е. К. Козловым при анализе кернового материала, наиболее резко выражена в западном крыле залежи.

На некоторых участках (главным образом в центральной части месторождения) в пределах 4—5-метровой околорудной зоны гнейсы смяты в мелкие складки и иногда сплюснуты. Рудное тело при этом имеет зигзагообразную форму, повторяющую лишь крупные складки. С удалением от контакта гнейсы залегают спокойно и под более пологими углами.

В общем плане несогласное залегание рудного тела с вмещающими породами выступает еще резче. По всей западной части месторождения амфиболиты, гнейсы и гранито-гнейсы имеют западное падение под углами от 25—30 до 40°. Такое же и даже более пологое залегание имеют по-

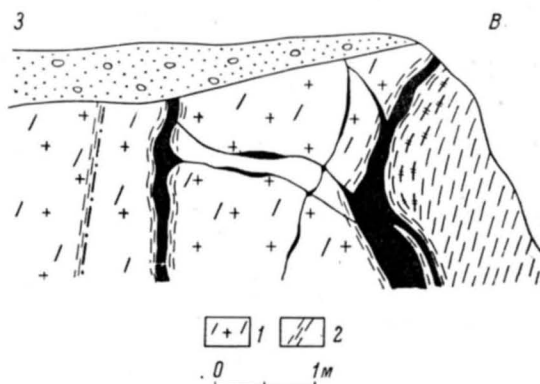


Рис. 3. Форма рудного тела в гранито-гнейсах и на контакте с ними. Зарисовка забоя, гор. 140—135 м.

1 — гранито-гнейсы; 2 — расланцевание пород. Остальные обозначения те же, что и на рис. 1.

роды, находящиеся между двумя крыльями никеленосного интрузива. В то же время западное крыло интрузии, где сосредоточена основная масса руд, занимает крутонаклонное, вертикальное положение, а в северной части имеет даже восточное падение.

Таким образом, взаимоотношения рудного тела с вмещающими породами (биотитовыми и амфиболо-биотитовыми гнейсами и полевошпатовыми амфиболитами) свидетельствуют о его несогласном залегании.

Особого внимания заслуживает вопрос взаимоотношений рудного тела с гранитами (гранито-гнейсами). По этому поводу существуют две точки

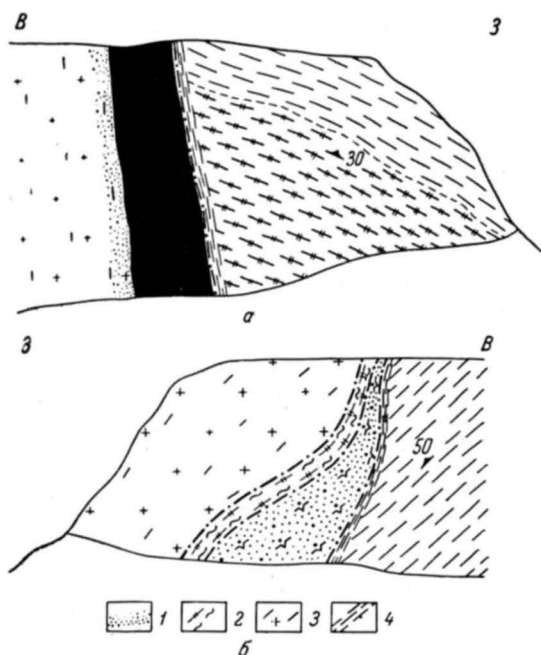


Рис. 4. Секущее положение рудного тела, сложенного сплошными (а) и вкрапленными (б) рудами. Зарисовки забоев, профили VI и V, гор. 130—125 м; по А. Е. Лисичеву.

1 — сульфидная вкрапленность в околорудной зоне; 2 — биотито-амфиболовые породы; 3 — гранито-гнейсы; 4 — рассланцевание пород. Остальные обозначения те же, что и на рис. 1.

гранитами (или пегматитами). Напротив, рудное тело, выполненное сплошными и вкрапленными рудами, часто проходит по контакту с гнейсами или амфиболитами и даже заходит в граниты (гранито-гнейсы). В районе профиля VI (рис. 1) среди плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов развита серия трещин, выполненных сульфидами и оруденелыми сильно измененными метапериidotитами, которые в ряде случаев образуют «затеки» в граниты. Чаще всего рудное тело, залегающее в гранитах, сложено сплошными рудами и представлено серией жил и прожилков.

Подводя итог характеристике формы, условий залегания и взаимоотношений рудной залежи с вмещающими породами, рассмотрим, чем обусловлена такая ее форма. Пластообразное восточное крыло большей частью залегает согласно с вмещающими породами, но так как угол падения его в общем несколько круче, чем у окружающих пород, то на отдельных участках оно занимает секущее положение, которое почти всегда затуще-

зрения. Одни исследователи (Богачев и др., 1964, 1966) считают, что граниты оказывают интенсивное воздействие на ультраосновные породы, причем по времени своего образования они занимают промежуточное положение между сингенетическим и эпигенетическим оруденением. Другие исследователи, в частности К. Д. Беляев, Г. И. Горбунов, А. К. Яковлева, Ю. Н. Яковлев, считают ультраосновные породы более молодыми, чем граниты (гранито-гнейсы). Правда, выделенные А. К. Яковлевой и Ю. Н. Яковлевым среди гранитов пегматоидные разности могут, по их мнению, пересекать и ультраосновные тела, т. е. быть более молодыми образованиями.

Данные, полученные в карьере, позволяют отметить, что в пределах отрабатанной части месторождения не встречено пересечений ультраосновных пород

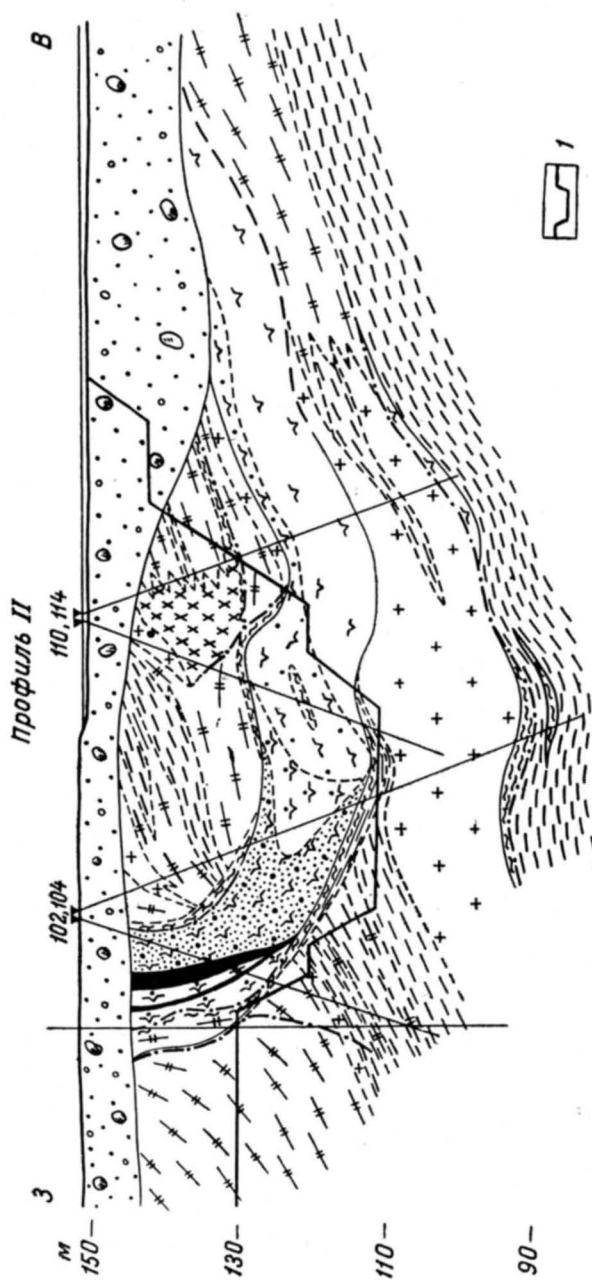


Рис. 5. Поперечный разрез в северной части Аллареченского месторождения. Составлен автором с учетом данных ГРО Аллареченского рудника и Аллареченской ГРП.

1 — контур карьера на август 1967 г. Остальные обозначения те же, что и на рис. 1—4.

вано вторичным рассланцеванием гнейсов, непосредственно прилегающих к контакту. Таким образом, пластообразная форма восточного крыла залежи обусловлена, по-видимому, системой межпластовых отслоений, которые могли возникнуть во вмещающей толще при межслоевых скольжениях. Очертания сложного по форме западного крыла определены в основном тектонической зоной, проходящей в этом месте, а также межпластовыми отслоениями во вмещающих породах, примыкающих под различными углами к этому нарушению.

В целом конфигурация залежи определяется сочетанием тектонической зоны и межпластовых отслоений во вмещающих породах.

При изучении строения месторождения большое внимание было уделено северному и южному флангам, где предполагались выходы замка синклинальной брахискладки под ледниковые отложения. На северном фланге, отработанном сейчас почти полностью до профиля IV, вмещающие породы по всему разрезу имеют западное падение, без замковых соединений. На южном фланге они также наклонены к западу (рис. 2). То же самое наблюдается и во всей центральной части. Следовательно, повсеместное западное падение вмещающих пород и отсутствие замковых соединений свидетельствуют о том, что в структуре месторождения предполагая синклинальная брахискладка не имеет места.

Сопоставляя элементы залегания вмещающих пород по всему месторождению, можно видеть, что в общем породы залегают полого и наклонены к западу. Лишь около западного крыла рудоносного интрузива они имеют крутое падение с переменным значением угла. В общем плане структурное положение вмещающих пород напоминает флексуру с перегибом слоев на том участке, где сейчас проходит западное крыло залежи (рис. 6). Образование мелкой дополнительной складчатости в гнейсах около рудного тела, возможно, обусловлено нагнетанием пластичного материала в места флексуорообразного перегиба (Белоусов, 1962). Эрозионный срез позволяет предполагать, что мы имеем дело с самыми нижними частями флексуры, поэтому характерные формы ее не везде выражены отчетливо.

Важным структурным элементом месторождения является ослабленная тектоническая зона, проходящая по западному крылу залежи. По мнению Г. И. Горбунова, в этом месте проходит сброс, оперяющий региональный Алла-Аккаярвинский разлом. Следует отметить, что в карьере не установлено признаков сбросового характера субмеридиональной тектонической зоны, позволивших бы к тому же оценить амплитуду перемещений. Характерной особенностью ее является невыдержанность по простиранию и падению. Морфологически зона выражена рассланцеванием пород или серией сближенных трещин, полости которых обычно выполнены сплошной рудой, и лишь в редких случаях она сопровождается дроблением и перетиранием пород. В тех местах, где рудное тело не выходит под ледниковые отложения, ослабленная зона прослеживается в виде тонкого тектонического шва по поверхности коренных пород.

Образование зоны не сопровождалось интенсивным дроблением пород, о чем свидетельствует почти полное отсутствие оруденелой тектонической брекчии, которая, например, в сульфидных медно-никелевых месторождениях Печенги развита широко и по распространенности уступает лишь оруденелым серпентинитам (Горбунов, 1959, 1965). В то же время в сплошной руде нередко мелкие обломки и большие, как бы закатанные глыбы (до 1.0—1.5 м в поперечнике) оруденелых измененных ультраосновных пород.

О том, какова роль субмеридиональной ослабленной тектонической зоны как рудоконтролирующего фактора, можно судить по тому, что именно к ней приурочена основная масса сплошных руд. На это указывал еще Г. И. Горбунов, а позднее Н. А. Корнилов (1966б). В самой северной

части месторождения, где тектоническая зона не совсем отчетлива, затухает и вкрапленное оруденение, вплоть до полного исчезновения. В южной части месторождения, где эта зона также проявилась слабо, мощность рудного тела уменьшается, образуются пережимы, разветвления, происходит выклинивание жил.

Среди других разрывных структур на месторождении следует отметить ряд дорудных и пострудных нарушений, а также широко распространенную трещиноватость пород. К первым из них относятся два субширотных нарушения в районе профиля VI (рис. 1), занимающих секущее положение по отношению к общему простиранию пород. К западу оба нарушения затухают после разворота в северо-западном направлении.

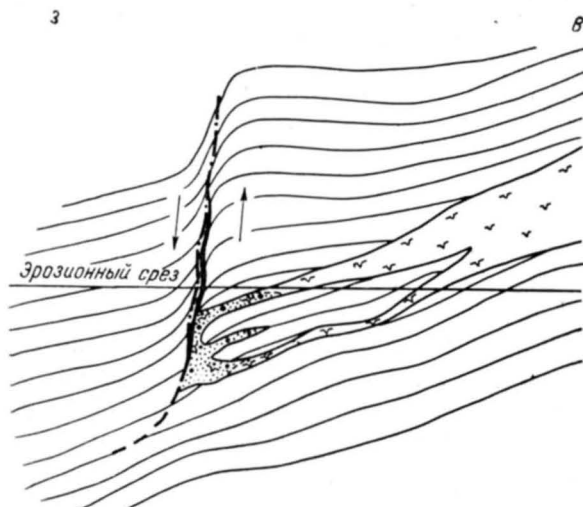


Рис. 6. Структурная схема Аллареченского месторождения.

Обозначения те же, что и на рис. 1.

Поперечное к основному простиранию пород положение тектонических нарушений и залегающие здесь граниты оказали определенное влияние на развитие субмеридиональной тектонической зоны на этом участке. Подходя с севера, рудное тело здесь резко меняет направление на юго-восточное, ветвится и выклинивается, а с юга изменяет простирание на северо-западное и тоже выклинивается.

Серия небольших дорудных смещений с тонкой глиной трения отмечена и в южной части месторождения. Нарушения почти совпадают с простиранием гнейсов, но секут их по падению. Влияние их на оруденение заключается в том, что они играют роль экранирующих плоскостей и обуславливают местные раздувы в рудной залежи.

Таким образом, дорудные дизъюнктивные нарушения на месторождении развиты широко, однако определяющее влияние на размещение оруденения оказывает лишь субмеридиональная тектоническая зона, что подтверждает вывод, сделанный в этом отношении Г. И. Горбуновым.

Выявленные особенности морфологии и условий залегания рудного тела, установление рудоконтролирующей роли субмеридиональной тектонической зоны и данные, свидетельствующие об отсутствии синклинали складки во вмещающих породах, позволили в ряде разрезов по-иному представить строение рудной залежи. Бурением скважин эксплуатационной разведки в районе профиля XIII подтверждена правильность внесенных изменений.

Пострудное нарушение отчетливо прослеживается в северной части месторождения (район профилей II—IV). Оно имеет субширотное простирание и крутое (70° к югу) падение. В восточной части оно еще круче, а на верхних горизонтах в некоторых местах даже наклонено к северу под углом 80° . Нарушение представляет собой зону дробления мощностью до 0.2 м с рыжевато-бурой глиной трения. Оно сопровождается рассланцеванием пород со стороны висячего бока, дроблением вмещающих и оруденелых ультраосновных пород лежащего бока и серий мелких трещин оперения. В оруденелых метаперидотитах отмечаются многочисленные зеркала скольжения. По этому нарушению южная часть рудного тела смещена к востоку. Величина смещения лежит в пределах первых метров.

Кроме крупных разрывных нарушений, породы данного участка разбиты густой сетью мелких трещин. Наиболее распространены трещины отдельности, разбивающие породы на блоки прямоугольной и ромбовидной формы, и трещины скалывания. Около рудного тела и тектонических нарушений большим развитием пользуются также трещины сланцеватости. Статистические замеры мелких трещин и результаты их обработки показали, что во всех вмещающих породах отчетливо выделяется по несколько систем трещин, причем наибольшее количество систем отмечается в гнейсах.

В то же время в ультраосновных породах по сравнению с остальными практически нет четких локальных максимумов трещин. Выявленные в них системы можно параллелизовать с некоторыми системами в других породах, а расхождения в элементах залегания объяснить различием физико-механических свойств пород. Однако то обстоятельство, что в гранито-гнейсах по сравнению с ультраосновными породами фиксируются два резко выраженных максимума, а в гнейсовой толще отчетливо выделяются уже несколько систем трещин, может служить дополнительным аргументом в пользу более молодого возраста гипербазитов по отношению к остальным породам района месторождения.

Подводя итог всему изложенному материалу, можно сделать следующие выводы.

В структуре месторождения предполагавшейся брахисинклинали нет. Вмещающие породы повсеместно имеют западное падение без замковых соединений. Залегают они в основном полого и лишь около западного крыла рудной залежи имеют крутые углы наклона. Интрузив и связанное с ним оруденение занимает в общем секующее положение среди вмещающих пород. Локализация их контролируется ослабленной тектонической зоной в слоистых породах, которая, возможно, относится к системе оперяющих нарушений регионального Алла-Аккаярвинского разлома. Морфология рудной залежи определяется сочетанием ослабленной тектонической зоны и межпластовых отслоений во вмещающих породах.

Литература

- Бел о у с о в В. В. Складчатость Триалетского хребта (морфология, история, механизм образования). В сб.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования, Изд. АН СССР, М., 1962.
- Б о г а ч е в А. И., В. А. Горелов, В. И. Кочнев-Первухов. Основные черты строения и сульфидного оруденения междуречья Печенги—Лотты. (Северо-западная часть Кольского полуострова). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19, 1964.
- Б о г а ч е в А. И., В. И. Кочнев-Первухов. О некоторых петрохимических критериях никеленосных гипербазитовых интрузий (на примере Алла-реченского района). Сов. геология, 1965, № 11.
- Б о г а ч е в А. И., В. А. Горелов, Я. Х. Еселев, В. И. Кочнев-Первухов, Л. С. Динкевич. О генезисе медно-никелевых руд северо-западной части Кольского полуострова. В сб.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии, Карельское кн. изд., Петрозаводск, 1966.

- Горбунов Г. И. О закономерностях размещения сульфидных медно-никелевых месторождений в Печенгском районе (Кольский полуостров). Геология рудных месторождений, 1959, № 1.
- Горбунов Г. И. Минералого-геохимические особенности сульфидных медно-никелевых руд Печенги. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 4, изд. «Наука», М.—Л., 1965.
- Козлов Е. К. Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Кольского полуострова. В сб.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Изд. АН УССР, Киев, 1960.
- Козлов Е. К. Основные итоги изучения и перспективы открытия медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове. В сб.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова, Мурманское кн. изд., 1961.
- Корнилов Н. А. О сульфидных оливинитах и гарцбургитах Аллареченского никеленосного интрузива (Кольский полуостров). ДАН СССР, т. 146, № 1, 1962.
- Корнилов Н. А. О переотложении вкрапленных сульфидов в процессе формирования сульфидных медно-никелевых месторождений. ДАН СССР, т. 152, № 2, 1963.
- Корнилов Н. А. Метасоматические изменения боковых пород в районах сульфидного медно-никелевого оруденения северо-запада Кольского полуострова. В сб.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании, изд. «Недра», М., 1966а.
- Корнилов Н. А. К металлогении сульфидно-никелевых рудных полей. ДАН СССР, т. 167, № 4, 1966б.

Л. А. ВИНОГРАДОВ, В. В. БЫКОВ

НИКЕЛЕНОСНЫЕ НОРИТЫ ЮЖНОСАЛЬНОТУНДРОВСКОЙ ЗОНЫ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

В последнее время на Кольском полуострове, в районе южного сочленения гранулитовой формации с беломорскими гнейсами в гранулитах выявлена зона развития многочисленных норитовых тел с сульфидным медно-никелевым оруденением (Виноградов, 1969).

Нориты приурочены к нижней части толщи пород, известных как гиперстеновые гнейсо-диориты. Эта толща входит в состав южного крыла Сальнотундровского синклинория и погружается к север-северо-востоку под углами от 15 до 60°.

Предлагаемая статья посвящена предварительной характеристике норитовых тел и связанного с ними оруденения.

МОРФОЛОГИЯ И СТРОЕНИЕ НОРИТОВЫХ ТЕЛ

Все известные в настоящее время интрузивы представляют собой линзы или силлоподобные залежи, строго согласные с гнейсоватостью вмещающих пород. Размеры их от 0.5 м по мощности и нескольких десятков метров по простиранию до 10—15 м по мощности и до 600—800 м в длину. Широко распространены также межпластовые жилородные нориты мощностью 0.1—0.5 м.

В районе горы Элгорас норитовое тело мощностью 3—5 м прослежено по падению (в борту каньона) на расстоянии более 300 м. На всем обнаженном участке мощность его существенно не меняется и оно остается строго межпластовым. Нередко (участки рек Конья и Печа) мощность норитов по простиранию меняется: они то раздуваются до нескольких метров, то выклиниваются. Большинство норитовых тел имеет мощность до 1—3 м и только в отдельных случаях она превышает 10 м. Выклиниваются нориты

обычно постепенно, но наблюдались случаи выклинивания типа «конского хвоста».

Часто нориты рассланцованы в согласии с рассланцеванием вмещающих, причем с краев мелкие тела рассланцованы значительно сильнее, чем в середине. В более мощных телах (до 3—5 м) на контактах появляются зоны дробления шириной до 0.5 м, заполненные сильно выветренным материалом. Иногда такие зоны наблюдаются только в одном из контактов — висячем или лежащем.

Одним из существенных признаков норитов является их глыбовая отдельность, тогда как вмещающие кристаллические сланцы имеют плитчатую отдельность.

Мелкие тела норитов в большинстве случаев обладают симметричным строением. Общей характерной чертой для них является уменьшение крупности зерна по мере уменьшения мощности самого тела. Так, полуметровые жилковидные тела бывают, как правило, мелко- и тонкозернистыми (хотя всегда полнокристаллическими), тогда как линзы мощностью до 1.5—2.0 м и больше имеют уже средне-, а иногда и крупнозернистое сложение.

В более мощных интрузивах (до 10 м) изредка наблюдается очень слабая дифференциация на мезократовую верхнюю и среднюю части и на несколько более меланократовую нижнюю часть. В некоторых sillolodopodobnykh залежах в приподошвенной части присутствуют своеобразные гломерокристаллические образования плагиоклаза, иногда содержащего кварцевые зерна. Размер таких образований — от нескольких сантиметров до 0.5—0.6 м. Они имеют форму крупных гнезд или изометричных стяжений. Иногда вместо них или вместе с ними присутствуют слоевидные скопления плагиоклаза, залегающие согласно в теле норита. Толщина таких «слоев» различна и колеблется от нескольких миллиметров до 0.4—0.5 м. Длина их не установлена.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Предварительное изучение норитов показало, что на всем протяжении продуктивной толщи (45—50 км) минеральный состав, структуры и текстуры различных тел очень близки друг другу. В большинстве случаев это меланократовые или мезократовые среднезернистые породы, гипидиоморфной и реже габбровой структуры. Текстура обычно массивная, но часто нориты, как отмечалось, бывают интенсивно рассланцованы и в этом случае они утрачивают свои структурные и текстурные особенности.

В качестве типичного примера ниже описаны строение и состав одного из норитовых тел в районе р. Россйок (рис. 1). Описание разреза дано в соответствии с условными обозначениями к рис. 1.

1. Кварц-гранат-полевошпатовый гранулит. Иногда содержит небольшое количество обыкновенной роговой обманки, диопсида и силлиманита. В нем присутствуют тонкие меланократовые прослои диорит-кристаллосланцев (гнейсо-диоритов).

2. Норит среднезернистый, меланократовый. Плагиоклаз, присутствующий в очень небольших количествах, располагается между крупными зернами ромбического пироксена. Норит всюду рассланцован согласно с контактами интрузива и гнейсоватостью вмещающих пород. В верхней части разреза рассланцевание более интенсивное, чем внизу.

3. Средне-, иногда крупнозернистый, мезократовый норит, слабо рассланцованный. Слагает основную массу интрузивного тела, за исключением его придонной части.

4. Интенсивно рассланцованный норит, частично превращенный в катаклазит и (или) милонит.

5. Прослой лейкократового норита, иногда содержащие небольшое количество граната (на рис. 1 изображены схематически). Мощность прослоя 0.15—0.20 м. Здесь же образуются скопления плагиоклаза неправильной формы типа гломерокристаллических.

6. Участки слабо рассланцованного меланократового норита в катаклазированной и милонитизированной норитовой массе.

7. Нориты, содержащие слабое сульфидное медно-никелевое оруденение вкрапленного, прожилкового и гнездового типов.

8. Точки отбора образцов.

Азимут падения контактов 57° , угол 60° .

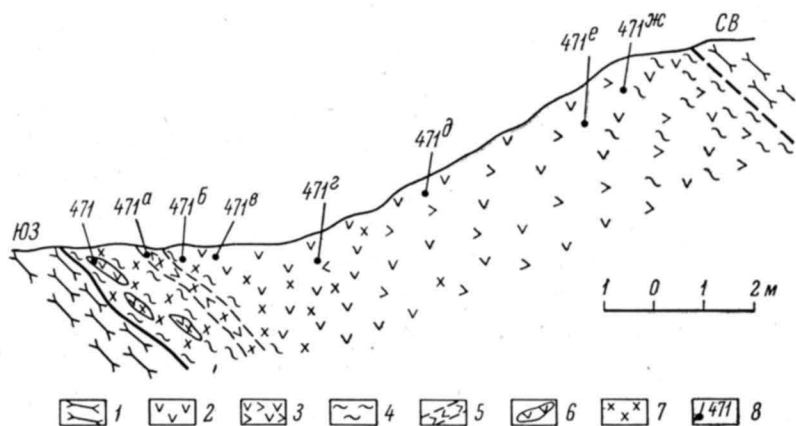


Рис. 1. Петрографический разрез норитового тела с сульфидным оруденением в донной части (участок р. Россйок).

Объяснения в тексте.

Уже отмечалось, что для многих норитовых тел характерно близкое сходство в составе породообразующих минералов. Ромбический пироксен является наиболее магнезиальным гиперстеном, а зачастую — бронзитом ($N_g=1.686-1.690$; $N_m=1.681-1.686$; $N_p=1.673-1.679$). Моноклинный пироксен относится также к наиболее богатой магнием разновидности диопсида и в некоторых случаях имеет состав пижонита ($N_g=1.719$; $N_m=1.697$; $N_p=1.690$).

Плагиоклаз относится к битовниту № 70—75. Если состав ромбических и моноклинных пироксенов является более или менее постоянным, то плагиоклаз норитов довольно часто изменяется в сторону раскисления. Обычно это происходит в сильно рассланцованных телах, причем плагиоклаз в них, как правило, катаклазирован гораздо сильнее, чем остальные минералы. Здесь он часто приобретает состав лабрадора № 50—55 и андезина № 45, приближаясь по содержанию анортитовой молекулы к плагиоклазу пород, вмещающих нориты.

В отдельных случаях наблюдается раскисление плагиоклаза в направлении от центра интрузивного тела к контактам.

Как и во многих разновидностях гранулитов района, в норитах часто наблюдается ориентировка удлиненных минералов по направлению плоскостей сланцеватости, которые, в свою очередь, обычно совпадают со «слоистостью» (с плоскостями контактов различных по составу гранулитов). Соответственно во многих случаях ориентирована и оптическая индикатриса плагиоклазов. Кроме этого, было замечено, что очень часто оси индика-

трис *Nm* ориентированы почти перпендикулярно к плоскостям сланцеватости, а плоскость *Ng—Nr*, следовательно, близко совпадает со сланцеватостью. Такие сочетания наблюдались нами пока только в слабо рассланцованных норитах. Массивные же породы как будто не обнаруживают

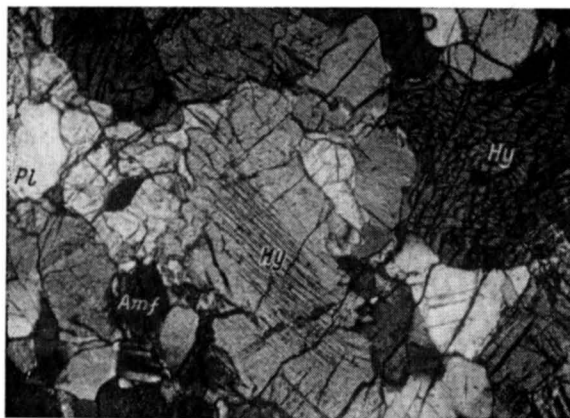


Рис. 2. Среднезернистый гиперстенит (0.4 м от лежащего контакта). Увел. 40, обр. 471.

Pl — плагиоклаз; Hu — гиперстен; Amf — роговая обманка.

Породообразующие минералы норитов, как правило, замещены вторичными очень незначительно. Даже в случае интенсивного рассланцевания они скорее подвергаются дроблению и милонитизации, чем переходу в другие минералы. Однако изоморфные замещения в них развиты, по-видимому, довольно широко, хотя по этому вопросу имеются пока только отдельные разрозненные наблюдения.

Из вторичных минералов в породах развиты серицит, скаполит, эпидот и альбит — по плагиоклазу; хлорит, биотит и зеленая роговая обманка — по пироксенам; хлорит и биотит развиваются также по бесцветной первичной роговой обманке.

Контактовое воздействие норитов на вмещающие породы в петрографическом составе последних отражается очень незначительно. В них появляется небольшое количество биотита, а чаще они только слабо освещаются.

Ниже дано краткое описание петрографических разновидностей норита из разных участков (рис. 1).

1. Неравнозернистый гиперстенит гипидиоморфной структуры (рис. 2) следующего минерального состава (в %): гиперстен (Hu) 80,

подобных соотношений, поэтому возникновение оптической ориентировки кристаллов, по-видимому, следует связывать с процессом рассланцевания норитов.

Как видно на зарисовке разреза (рис. 1), в слабо дифференцированном интрузивном теле сульфидное оруденение приурочено к лежащему боку и сконцентрировано в слое существенно меланократового норита мощностью от 1 до 2 м. Дальше описан своеобразный и редкий случай приуроченности оруденения к висящему боку интрузивного тела, однако в подавляющем большинстве маломощных линз и пластовых тел сульфиды распределены равномерно по всему разрезу.

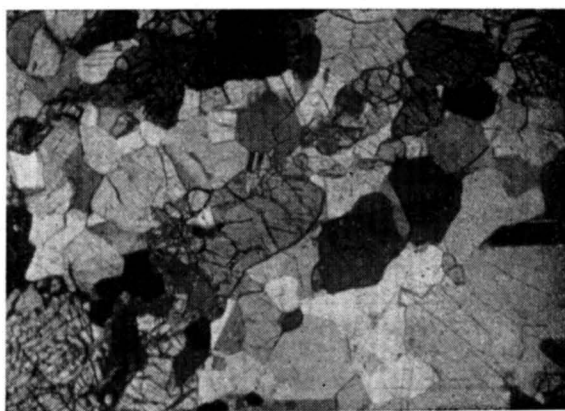


Рис. 3. Мезократовый норит (1.0 м от лежащего контакта). Увел. 40, обр. 471а.

роговая обманка (Amf) 2—7, плагиоклаз (Pl) 5—10. Роговая обманка и плагиоклаз образуют мелкие, ксеноморфные зерна, занимающие промежутки между гиперстеном. Большинство зерен гиперстена и плагиоклаза имеет аномальное угасание. Последний часто имеет расплывчатые, нечеткие двойниковые швы, иногда видны только следы таких швов. По составу является лабрадором № 51—58. В одном случае отмечена обратная зональность плагиоклаза — внутренняя часть зерна имеет состав № 55, а внешняя состоит из битовнита № 75. Роговая обманка имеет непостоянный состав (cNg от 12 до 25°), $2V$ от —80 до —86°, но ближе всего находится к обыкновенной роговой обманке. Кроме того, в породе встречаются единичные зерна сфена.

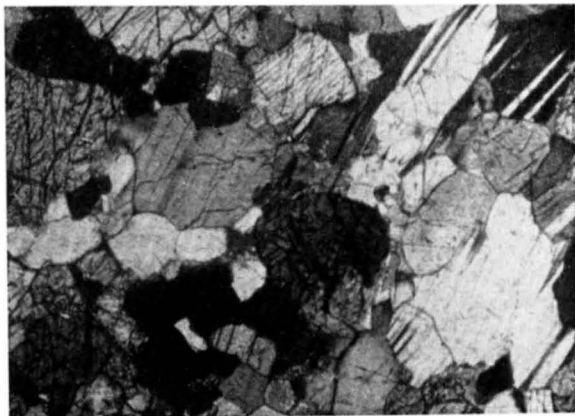


Рис. 4. Среднезернистый, лейкократовый норит (1.6 м от лежачего контакта). Увел. 40, обр. 471б.

2. Мезократовый норит (рис. 3) относительно равномернозернистый, структура — габбровая, порода средне- или мелкозернистая.

Часто, однако, гиперстен является более крупным, чем остальные зерна.

Битовнит № 75—80 и гиперстен ($cNg=0^\circ$; $2V=-88^\circ$) составляют около 70 % породы и присутствуют примерно в равных количествах. Обыкновенная роговая обманка ($cNg=18-19^\circ$; $2V=-84^\circ$) содержится в количестве 2—3 %, образуя мелкие ксеноморфные кристаллы, расположенные в промежутках между зернами основной массы.

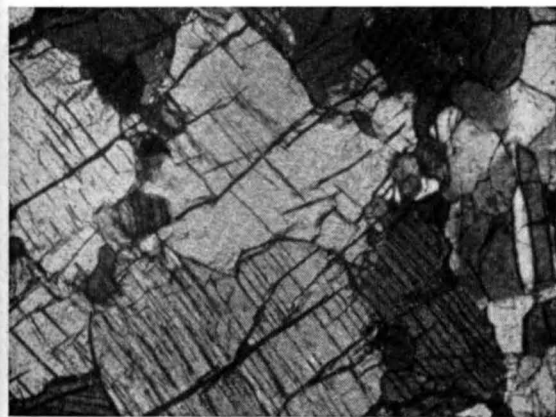


Рис. 5. Норит (2 м от лежачего контакта). Увел. 40, обр. 471в.

структуры несколько более крупнозернистый, чем мезократовая разность. Минеральный состав (в %) следующий: плагиоклаз — от 5 до 70, гиперстен — 10—20, биотит — 1—2, гранат — до 10, рудные минералы от 3 до 8. Состав минералов очень близок описанному в предыдущих разностях.

4. Меланократовый норит (рис. 5) еще более крупнозернистый, с гипидиоморфнозернистой структурой, с заметно выраженной близкой ориен-

Мелкие зерна сфена, иногда идиоморфные, обычно ассоциируются с гиперстеном. По количеству они не превышают 1—2 % состава породы.

Текстура породы сланцеватая. Меланократовые и лейкократовые компоненты располагаются в виде узких полос. (На фото отражаются слабо; заметны только в общей массе шлифа).

3. Лейкократовый норит (рис. 4) гипидиоморфной

тировкой зерен гиперстена. Минеральный состав (в %): гиперстен — 75—80, плагиоклаз 5—8, роговая обманка — единичные, но крупные зерна, биотит — 1—2, сфен — отдельные зерна, обычно замещенные лейкоксеном.

Рудные минералы — от 2 до 6 %.



Рис. 6. Крупнозернистый гиперстенит (3 м от лежачего контакта). Увел. 40, обр. 471г.

Плагиоклаз и гиперстен часто имеют аномальное угасание. Гиперстен иногда сдвойникован.

5. Крупнозернистый гиперстенит (рис. 6), состоящий на 80—85% из гиперстена. Плагиоклаз и единичные зерна остальных минералов занимают незначительное место в промежутках между зернами гиперстена. Рудные минералы присутствуют в количестве примерно от 1 до 3%.

6. Норит мезократовый (рис. 7) разнотекстурный, структура участками габбровая, частью гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав (в %): гиперстен — 50—60, плагиоклаз — 30—35, диопсид — мелкие, одиночные зерна, роговая обманка — 2—3, рудные — очень мелкие, единичные зерна.

В отличие от вышеописанных разностей, здесь, кроме обыкновенной (бесцветной) роговой обманки, занимающей промежутки между крупными зернами гиперстена, встречается вторичный, тонковолокнистый амфибол ($cNg = 7-8^\circ$, $2V$ от -50 до -70°), развитый по диопсиду. Как и раньше, гиперстен здесь несколько крупнее зерен остальных минералов. Текстура породы сланцеватая.

Выше по разрезу расположен аналогичный этому (пункт 6) мезократовый норит вплоть до самого висячего контакта. Он характеризуется на примере обр. 471ж (рис. 8, см. также рис. 1). Порода мезократовая, неравномернозернистая, где крупные зерна гиперстена (до 3—4 мм) разделяются менее крупными кристаллами остальных минералов. В составе: гиперстен ($cNg = 0^\circ$; $2V = -88^\circ$) — 50—60 %, плагиоклаз (№ 72—75) — 30—35 %, диопсид ($cNg = 43-46^\circ$; $2V = 58-40^\circ$) — 2—3 %, обыкновенная роговая обманка, замещающая гиперстен — 2—3 %. Рудные минералы — в виде единичных, микроскопических вкрапленников.

Порода заметно катаклазирована, текстура (в массе) отчетливо сланцеватая.

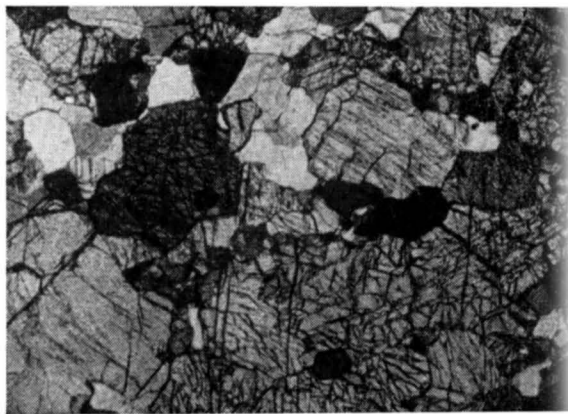


Рис. 7. Норит (6 м от лежачего контакта). Увел. 40, обр. 471д.

Из описания разреза видны такие характерные черты норита, как повышенная магнезиальность меланократовых компонентов, обогащение ими нижней части норитового тела, наличие граната в приконтактовых частях и отсутствие его в середине интрузива, раскисление плагиоклаза норитов в контакте с вмещающими породами, большие размеры зерен гиперстена в сравнении с остальными породообразующими минералами, а также обогащение сульфидами донной части интрузивного тела.

Все эти черты строения, по-видимому, заслуживают специального исследования для познания их природы, а также для выяснения природы самих норитовых тел.

Приведенная характеристика относится к телам, развитым на северо-западном участке продуктивной полосы (район р. Россйок), где часто сохраняются первичные структуры пород, в силу слабого рассланцевания норитов. По имеющимся предварительным данным, на других участках полосы (участок горы Элгорас) нориты часто бывают интенсивно рассланцованы, в связи с чем в породах (главным образом в составе лейкократовых компонентов) происходят значительные изменения.

Сульфидное оруденение представляет собой обычное для большинства медно-никелевых руд сочетание пирротина, пентландита, пирита, халькопирита, магнетита и других минералов, связанных с основными и ультраосновными породами. Существенным обстоятельством является присутствие никелевых сульфидов практически во всех телах норитов независимо от их мощности.

Мелко- и тонкозернистые жилковидные нориты содержат очень тонкую, часто микроскопическую вкрапленность сульфидов; в более крупных телах вкрапленники становятся крупнее, а уже в линзах мощностью 2—3 м размер отдельных гнезд достигает до 0.5—1.0 см.

Содержание сульфидов в норитах обычно невелико: в среднем от 2 до 5%, но в отдельных телах оно увеличивается до 8—10%, а местами — больше 15—20%. Судя по предварительным наблюдениям, в случае концентраций в лежащем боку оруденение выдерживается как по простиранию, так и по падению норитового тела иногда на расстоянии 200—300 м и более. В большинстве случаев, как отмечено выше, тела норитов имеют изотропное строение без признаков дифференциации и сульфиды в них чаще всего распределены равномерно по всему разрезу. Однако нередко и в маломощных телах сульфиды концентрируются в лежащем боку, создавая полосы обогащенных ими пород.

Во всех рассланцованных телах норитов сульфиды также рассланцованы, в результате чего они часто имеют форму тонких пластинок.

Оруденелые нориты нередко сопровождаются зонами обохривания вмещающих пород. Лучшее всего такие зоны выражены в породах, подстилающих интрузивы. Мощность обохренных пород достигает иногда 1—2 м. На участке горы Элгорас в продуктивной полосе отмечена зона интен-

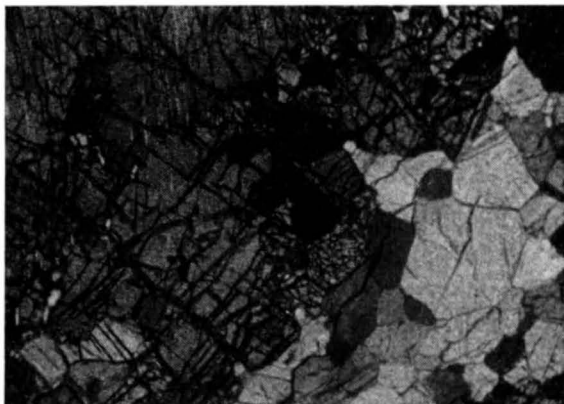


Рис. 8. Крупнозернистый, мезократовый норит (10 м от лежащего контакта). Увел. 40, обр. 471ж.

сивного обохривания гранулитов мощностью 18—20 м, в которой присутствуют мелкие (до 0.5—1.0 м) тела рудоносных норитов.

Как отмечалось, сульфиды присутствуют в норитах в форме вкрапленников, гнезд, шлиров и в редких случаях — как тонкие прожилки.

Шлиры наблюдаются гораздо реже, чем вкрапленность, они обычно приурочены к донным частям норитов. Размер их до 5—6 см при толщине до 1 см. Прожилки встречаются еще реже, чем шлиры. Длина их не превышает нескольких сантиметров при толщине 1—2 мм. Они всегда заполняют небольшие трещины внутри интрузивных тел. Наиболее широко

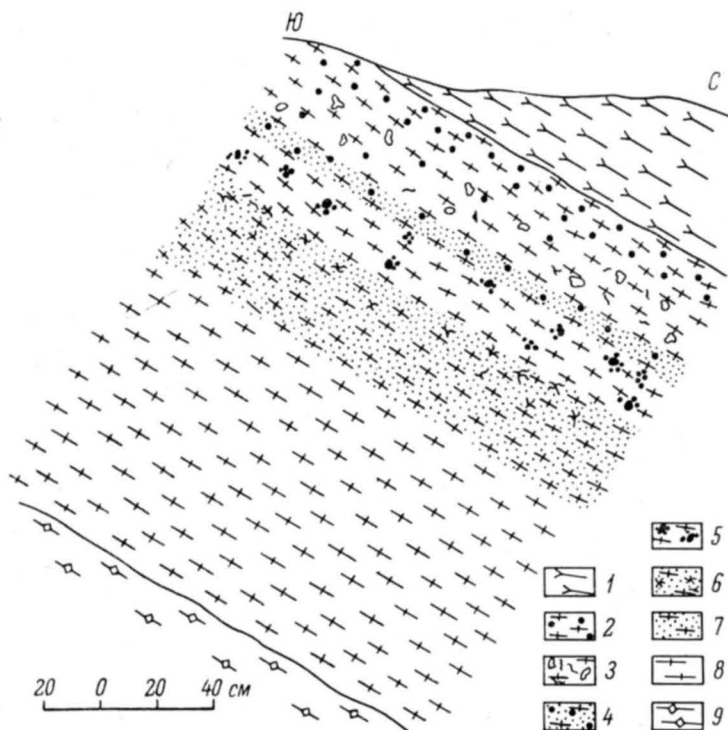


Рис. 9. Разрез норитового тела, содержащего сульфидное медно-никелевое оруденение в висячем боку. Верховья р. Коньей (по падению обнажено на расстоянии 6—7 м).

Объяснения в тексте.

развитым является вкрапленное и гнездовое оруденение. В виде примера ниже описан разрез оруденелой части мезократового норита мощностью несколько больше одного метра (рис. 9).

Согласное норитовое тело погружается по азимуту 10° под углом 30° и обнажено на расстоянии 7 м по падению. Описание приводится в соответствии с условными обозначениями к рис. 9. (Для удобства описания разрез условно разделен на «слои»).

1. Породы кровли представлены лейкократовыми мелкозернистыми кристаллическими сланцами с четко выраженной сланцеватостью.

2. Верхняя приконтактовая часть тела (ширина около 0.15 м) сложена мелкозернистым, сильно рассланцованным норитом, содержащим около 2% сульфидов, которые образуют относительно равномерно рассеянную вкрапленность. Вкрапленники имеют неправильную форму и выполняют промежутки между породообразующими минералами. Размеры их варьируют от 0.1 до 0.4 мм, а единичные достигают 1 мм.

3. Ниже следует слой (0.20 м) мелкозернистого интенсивно рассланцованного норита, сильно трещиноватого и обохренного. В нем часто видны пустоты выщелачивания размером от 1—2 мм до 5—7 см, в которых иногда присутствуют реликты сульфидов. В отдельных участках сохранилась мелкая вкрапленность с размером зерен от 0.2 до 1.0 мм, составляющая также около 2% породы.

4. Еще ниже расположен семисантиметровый слой мелкозернистого норита, содержащего единичные, очень мелкие вкрапленники сульфидов.

5. Далее следует среднезернистый, меланократовый норит (около 0.20 м), незначительно рассланцованный. Сульфиды в нем образуют гнезда размером в среднем 1—2 см, но встречаются также отдельные небольшие шпилы до 3—5 см длины. Эти образования замещены в породе неравномерно и, по-видимому, не имеют какой-либо ориентировки; в составе сульфидов преобладает халькопирит. Между крупными выделениями присутствует мелкая вкрапленность сульфидов размером от микроскопической до 0.2—0.5 мм. Изредка встречаются прожилки, заполняющие трещины в норите. Содержание сульфидов в этом слое с учетом гнездовых образований составляет примерно 10—12%.

6. Ниже лежит слой (0.20 м) мелкозернистого меланократового норита, содержащий около 3—4% мелкой сульфидной вкрапленности, размером 0.2—2.0 мм.

7. Затем следует тот же норит (0.10—0.15 м), но содержащий 0.8—1.0% сульфидов с размером вкрапленников в среднем 0.1 мм.

8. Ниже расположен метровый слой мелкозернистого массивного меланократового норита без видимых сульфидов.

9. Крупнозернистые, лейкократовые, гранатсодержащие кристаллические сланцы, подстилающие слой 8.

Таким образом, норитовое тело, имеющее мощность несколько больше 2 м, содержит метровый слой, обогащенный сульфидами, количество которых составляет около 5—6% всей породы. Повышенная концентрация сульфидов в данном случае имеет необычное положение — у висячего бока интрузива. Привлекает внимание также увеличение крупности зерна вблизи висячего контакта (см. слой 5), где присутствует наибольшее количество сульфидов. Нижняя половина разреза представлена мелкозернистым, безрудным норитом.

Как отмечалось, концентрация сульфидного оруденения в лежащем (или очень редко в висячем) боку интрузивных тел наблюдается в норитах гораздо реже, чем равномерная вкрапленность по всему разрезу. Имеются основания предполагать, что и в данном случае характер оруденения меняется по простиранию норитового тела к юго-западу, где мощность его, по-видимому, увеличивается до 3—4 м, а оруденение становится равномерно-вкрапленным во всем интрузиве. Шлировое и гнездовое оруденение здесь исчезает, а преобладают вкрапленники размером от 1 до 3—4 мм. Норит также становится более крупнокристаллическим и относительно равномерно-зернистым во всем разрезе.

Состав сульфидов. Ограниченность материала и слабая изученность рудных компонентов норитов позволяют дать самую общую их характеристику, которая отражает только главные черты оруденения: состав и взаимоотношения сульфидов, количественные соотношения между ними в разных формах выделений и некоторые детали их структуры.

Рудные минералы находятся примерно в следующих количественных соотношениях (в %): пирротин — 30—35, пирит — 25—30, халькопирит — 10—15, пентландит 8—10, и 10—15% приходится преимущественно на гематит, отдельные зерна магнетита, хромита, рутила и ильменита. Поскольку все изученные образцы взяты только из естественных обнаже-

ний, сульфиды в них широко замещаются вторичными минералами, в результате чего нередко от них остаются ноздреватые конкреции, сложенные гидроокислами железа. Пирротин часто замещается марказитом и мельниковитом, реже пиритом колломорфной структуры; пентландит — бравоитом и виоларитом, а по халькопириту изредка развивается азурит.

Указанный выше минеральный состав сульфидов характерен для равномерной мелкой и средней вкрапленности в слабо расщепленных

и массивных поритах. В случае же более крупных гнездовых или прожилковидных образований состав сульфидов может быть самым различным. Например, может увеличиваться количество пирротина до 60—70% за счет уменьшения пирита, или наоборот; иногда образуются тонкие халькопиритовые прожилки или относительно крупные зерна. Содержание же пентландита (или бравоита и др.), по предварительным данным, остается близким к 8—10%.

В большинстве случаев сульфидные минералы образуют тесные срастания в пределах одного вкрапленника или гнезда (рис. 10, а и б), но при увеличении размеров сульфидных выделений их составные части иногда обособляются. Так образуются пиритовые гнезда, апофизы которых в силикатную часть породы (рис. 11) выполнены пентландитом и бравоитом с очень небольшим количеством пирита.

Пирротин образует агрегаты различных размеров, обычно ксеноморфные, во вкрапленниках и гнездах — чаще изометричные, реже встречаются микропрожилки. В большинстве случаев вмещает другие суль-

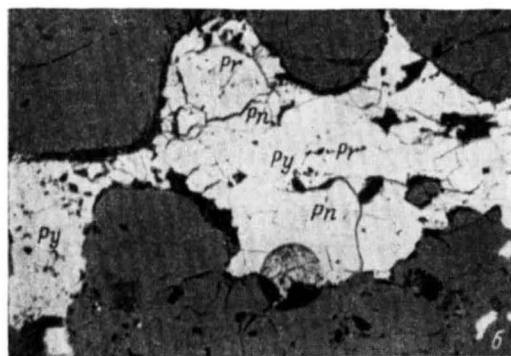
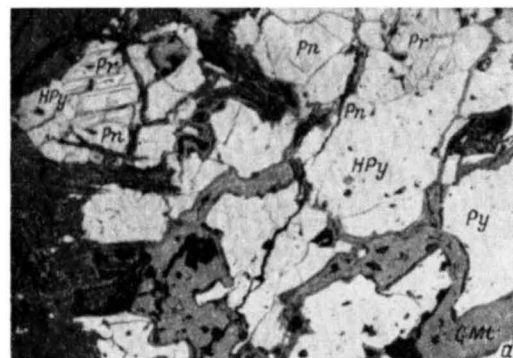


Рис. 10. Типичная ассоциация минералов во вкрапленных (а) и гнездовых (б) образованиях сульфидов. Район горы Элгорас. Увел. 300.

Py — пирротин; Py — пирит; HPy — халькопирит; Pn — пентландит (с бравоитом и виоларитом); Gmt — гидрогематит.

фиды. Встречаются ячеистые и скелетные формы агрегатов. В пирротине обычно проявлена спайность по одному и реже по двум направлениям. Замещение марказитом и меньше — мельниковитом происходит вдоль трещин спайности и с краев агрегатов.

Пирит, как и пирротин, имеет изометричные формы выделений, чаще всего тесно с ним ассоциирующие. Иногда слагает отдельные ксеноморфные агрегаты, имеющие изометричную форму. Микропрожилки отмечаются чаще, чем для пирротина. Кристаллическая структура в массе пирита обычно не проявляется, но нередко отдельные идиоморфные зерна, которые с увеличением размеров иногда бывают скелетными.

Халькопирит чаще всего обладает приспособленными формами, располагаясь на границах пиритовых с пирротиновыми, пирротиновых с пентландитовыми и т. д. агрегатов. Занимает промежутки между этими

минералами. Реже встречается в виде мелких, изолированных от других сульфидов включений в силикаты и очень редко — как отдельные крупные включения. Вместе с пирротинном нередко образует «расслоенные» выделения. Граница между ними ровная, прямая (рис. 12). Встречаются брусковидные образования халькопирита, расположенные внутри пирротина и ограниченные по ширине двумя плоскостями спайности последнего, создающие довольно часто микропрожилки. Кристаллические формы не проявлены. В очень редких случаях слабо замещается азуритом.

Пентландит обычно слагает изометричные, иногда клиновидные выделения внутри пирротина (рис. 13). Очень редко встречаются пламенивидные образования. В относительно крупных сульфидных гнездах иногда наблюдаются мелкие пентландит-бравойтовы апофизы, отходящие от них в силикатную часть породы.

В пределах гнездового оруденения нередко обособления пентландита в форме небольших изометричных агрегатов, тогда как во вкрапленниках он всегда находится в тесном срастании с другими сульфидами.

Часто встречаются сочетания пирротин—халькопирит—пентландит, пирит—пентландит—халькопирит и т. п. в виде чередующихся полосок,

сложенных этими минералами (рис. 14). В пентландите хорошо выражена спайность по одному или двум направлениям. Замещается преимущественно бравоитом, имеющим унаследованные формы выделений и грубо-трещиноватую блоковую структуру агрегатов. Замещению подвергаются либо участки пентландитовых выделений, либо целиком весь пентландит. Виоларит, как правило, проникает по трещинам спайности или окаймляет пентландит. Чисто виоларитовых образований не наблюдается.

Гематит образует мелкие, изометричные, иногда как бы ограниченные агрегаты, распо-

ложенные в породе обособленно от сульфидов. Гидрогематит (?) развит в отдельных широких трещинах, секущих сульфиды. Здесь он имеет жильные формы и колломорфную структуру (рис. 10).

Ильменит и рутил присутствуют в виде единичных, хорошо ограниченных (ильменит) зерен, также не связанных с сульфидами. В шлифах наблюдаются редко.

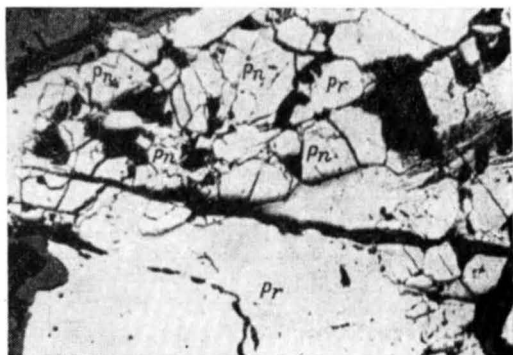


Рис. 11. Гнездовые образования пирита с пентландитом. Район горы Элгорас. Увел. 300. Обозначения те же, что на рис. 10.

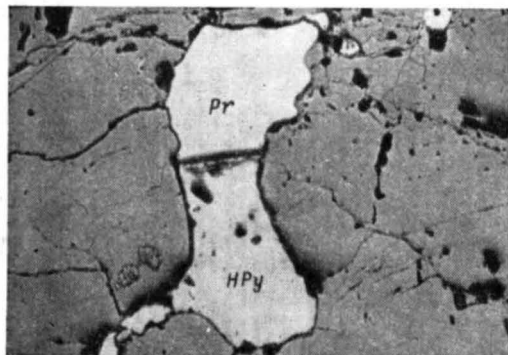


Рис. 12. Расслоенный вкрапленник сульфидов в порите.

Обозначения те же, что на рис. 10.

Выше отмечалось, что медно-никелевые сульфиды присутствуют только в границах норитового тела. Наблюдались случаи, когда тонкая контактовая полоса вмещающих кристаллосланцев была обогащена рудными компонентами за счет сульфидов, заключенных в норите. Однако

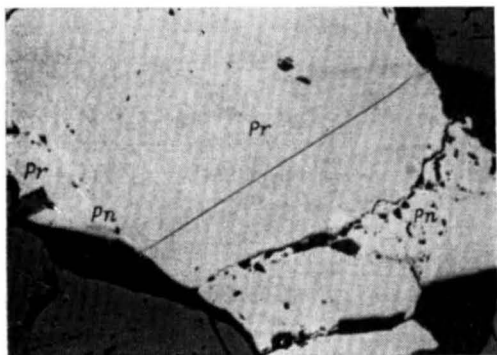


Рис. 13. Пентландит в пирротине. Верховья р. Конья. Увел. 300.

Обозначения те же, что на рис. 10.

характер оруденения здесь существенно другой. Пирротин составляет основную массу — 80—90%. Гематит, часто тесно связанный с пирротинном, составляет до 10% от состава рудных компонентов. Пирит встречается в виде единичных мелких изометричных зерен, окруженных тонким халькопиритовым ободком. Никелевые же минералы образуют только очень редкие, микроскопические вроски в пирротине.

Более или менее определенные количественные соотношения между сульфидными минералами обуславливают, соответственно, подобные же соотношения между главными полезными компонентами сульфидов: никелем, медью и кобальтом.

В настоящее время проанализировано около 50 штучных проб, взятых с различных участков оруденелых норитов. Наиболее выдержанными взаимоотношениями полезных компонентов характеризуется равномерно-рассеянная вкрапленность в массивных, слабо измененных норитах. В гнездовых участках (в массивных норитах) также проявляются более или менее определенные взаимоотношения между никелем, медью и кобальтом. Наиболее закономерно распределены они в случае гнездового и шлирового оруденения, в сильно рассланцованных норитах.

В первом и втором случаях преобладающим компонентом обычно является никель. Медь составляет (грубо) третью часть от содержания никеля, а кобальт (уже более закономерно) — одну десятую количества никеля. В шлировых же участках гораздо реже выдерживаются подобные взаимоотношения и только между никелем и кобальтом. Медь в одних случаях составляет здесь сотые доли от количества никеля, а в других — превышает его в два-три раза.

С целью предварительной оценки качества сульфидов в отношении никеля, меди и кобальта по нашей просьбе Н. А. Алейниковым в лабораторных условиях² было произведено опытное обогащение нескольких

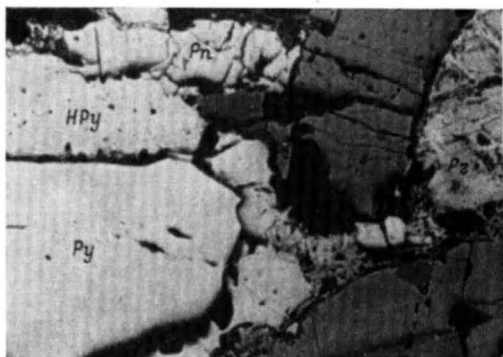


Рис. 14. Ассоциация: пирит—халькопирит—пентландит. Верховья р. Олдой. Увел. 300.

Обозначения те же, что на рис. 10.

² Горнометаллургический институт Кольского филиала им. С. М. Кирова Академии Наук СССР.

образцов рудоносных норитов. После этого было установлено, что примерно 10—30%-ный сульфидный концентрат содержал от 1.5 до 3% никеля, от 0.5 до 1% меди и от 0.05 до 0.5% кобальта.

Выводы

1. Почти все норитовые тела, независимо от их размеров, содержат бедное сульфидное медно-никелевое оруденение, которое практически не выходит за их пределы. В тех случаях, когда сульфиды присутствуют во вмещающих породах, они уже рядом с контактом почти не содержат никелевых минералов.

2. В большинстве случаев сульфидное оруденение является равномерно-вкрапленным, но отмечена также концентрация сульфидов в нижней придонной части линз и пластовых залежей.

3. Количественные соотношения между сульфидными минералами и, соответственно, между никелем, медью и кобальтом характеризуются заметным постоянством, хотя следует учитывать, что они наблюдались пока только в условиях поверхностных обнажений.

4. Учитывая развитие норитов на большой территории и отмечая полное сходство характера оруденения и его минерального состава с известными сульфидными рудами медно-никелевых месторождений, связанных с основными изверженными породами, следует считать необходимыми поиски и оценку крупных норитовых тел в пределах Южносальготундровой зоны.

В качестве оснований для этого вывода можно привести следующее: во-первых, ранее (Виноградов, 1969) было показано, что в норитах ясно проявлена тенденция к дифференциации, что позволяет надеяться на образование практически интересных концентраций сульфидов в крупных телах, если таковые удастся обнаружить. Во-вторых, очень близкое сходство норитов с более крупными никеленосными норитовыми телами других районов, для которых Е. К. Козловым и работами Кольского КрайГРУ была доказана их промышленная ценность, позволяют считать, что находки в описанном районе более мощных тел норитов являются достаточно вероятными.

5. Очевидно, что в описанном районе существует своеобразное проявление основного и ультраосновного магматизма в условиях гранулитовой фации метаморфизма вмещающих пород. При мощности в несколько метров и долей метра жилообразные тела норитов характеризуются многими признаками нормальных интрузивных пород, включая слабую дифференциацию и сульфидное медно-никелевое оруденение. Тем не менее «интрузивными» они названы условно; действительный же генезис норитов должен служить предметом их дальнейшего изучения.

Литература

Виноградов Л. А. Новые медно-никелевые рудопроявления на Кольском полуострове. В сб.: Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Изд. «Наука», Л., 1969.

НОВЫЕ МАССИВЫ РУДОНОСНЫХ ОСНОВНЫХ-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

В 1966—1967 гг. работами Кольского РайГРУ в Мурманской области открыты ильменито-титаномагнетитовые руды в южной части Кольского полуострова, в 50 км на юго-восток от г. Кандалакши. Здесь, на участке площадью 36 км², выявлено 11 тел ультраосновных пород, с двумя из которых связано оруденение.

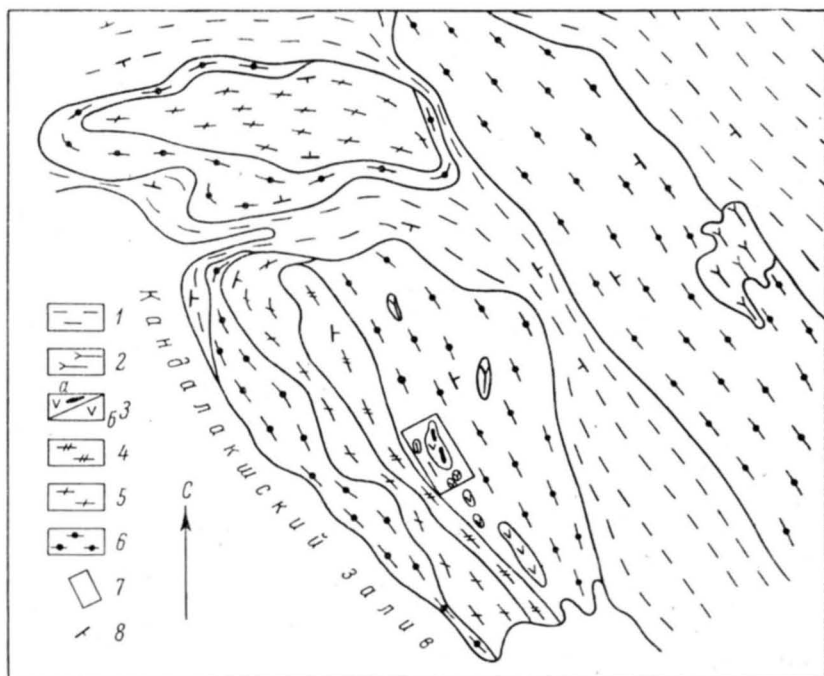


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Кольвицких тундр. Составлена по материалам съемок Мурманской экспедиции Кольского РайГРУ.

Архей: 1 — биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы. Протерозой: 2 — щелочные граниты; 3, а — оруденелые пироксениты; 3, б — пироксениты; 4 — габбро-анортозиты; 5 — анортозиты; 6 — гранатовые габбро-амфиболиты; 7 — район нахождения оруденелых гипербазитов; 8 — элементы залегания пород.

Описываемые тела залегают среди гранатовых габбро-амфиболитов, составляющих периферическую часть Кольвицкого габбро-анортозитового массива (рис. 1). Большинство выходов ультраосновных пород участка отчетливо фиксируются магниторазведкой. Наиболее крупный из них имеет длину 4 км, ширина его до 1 км, размеры остальных изменяются от 0.2×0.5 до 1.0×0.2 км (рис. 2). В плане форма тел линзовидная, вытянутая в северо-западном направлении согласно с вмещающими породами. Крупный массив в северо-западной части усложнен расщеплением на две ветви.

Наиболее изученными являются два дифференцированных массива — Центральный и Юго-западный, в которых обнаружено оруденение. Сло-

жены они в основном (на 80%) среднезернистыми оливинсодержащими пироксенитами, с резко подчиненными им перидотитами, оливинитами и основными породами. Перидотиты и оливиниты наблюдались лишь в эндоконтактовых частях массивов, где отмечалось переслаивание их с пироксенитами и основными породами. Основные породы представлены гранатовыми габбро, габбро-норитами и анортозитами; с ними пространственно и генетически связаны вкрапленные и сплошные ильменито-ти-

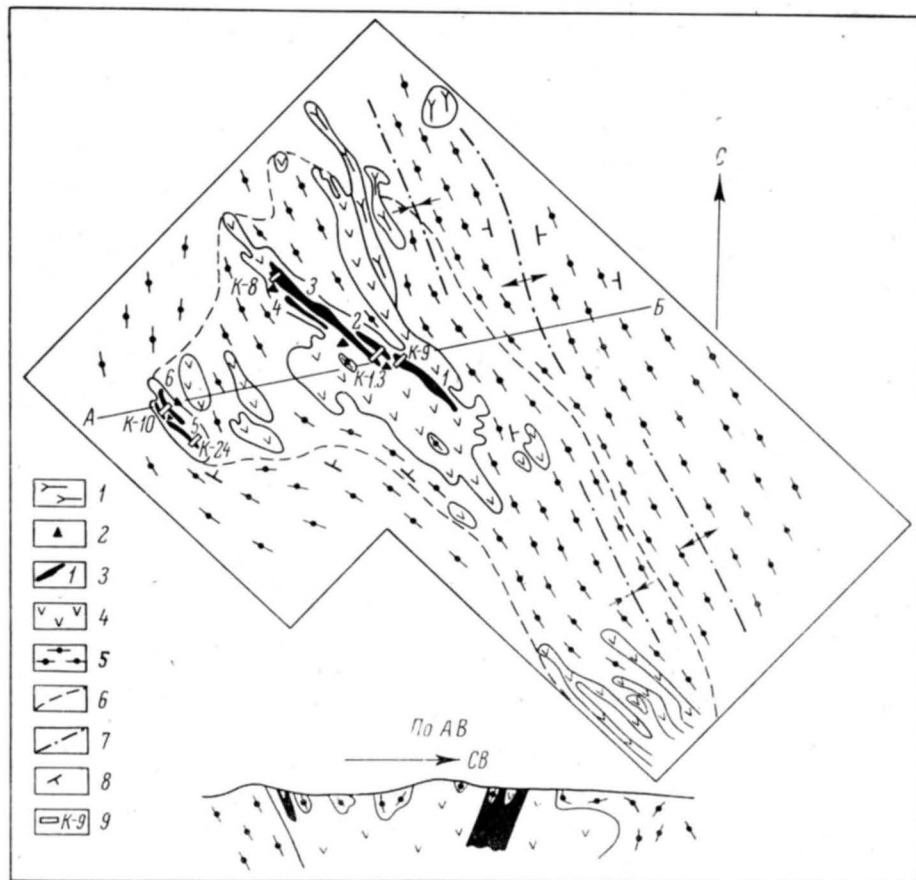


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района нахождения титаномангнетитовых руд (составлена по материалам поисковых работ Мурманской и Геофизической экспедиций Кольского РайГРУ).

1 — щелочные граниты; 2 — пирротин-халькопиритовое оруденение; 3 — тела титаномангнетитовых руд и их номера; 4 — пироксениты; 5 — гранатовые габбро-амфиболиты; 6 — проекция глубинного контура интрузии; 7 — оси мелких складок; 8 — элементы залегания пород; 9 — каналы и их номера.

таномангнетитовые руды. Мы объединили руды и контролирующие их размещение основные породы в рудный комплекс. Образования комплекса составляют две параллельные зоны северо-западного простирания, мощностью от первых десятков до первых сотен метров. Меньшая из них (протяженностью в несколько сот метров) расположена в центре Юго-западного массива, большая (длиной в несколько километров) — в северо-восточной эндоконтактовой части Центрального массива; на карте они не показаны из-за малой мощности, распространение их ограничено протяженностью рудных тел (рис. 2). Рудные зоны имеют сложное строение. Простирание полосчатости в породах массивов согласное с ориентировкой их контактов;

Результаты силикатных анализов

Порода	Компо							
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO
Пироксенит (обн. 3637, обр. 3637)	48.12	1.24	4.34	2.43	9.54	0.19	15.55	16.38
Оливиновый пироксенит (обн. 8786, обр. 8786)	47.36	1.14	4.01	3.22	9.62	0.21	14.75	17.59
Перидотит (обн. 8787, обр. 8787)	42.04	0.68	3.38	2.46	11.00	0.18	6.36	31.44
Пироксеновый оливинит (обн. 8787, обр. 8787-А)	41.82	0.74	3.74	3.71	10.34	0.18	6.56	27.79

Примечание. Образцы из коллекции Е. Д. Чалых, КрайГРУ. Анализы выполнены в Цен

падение ее в Центральном массиве на юго-запад, а в Юго-западном — на северо-восток под углами 60—80°. Контакты массивов с вмещающими породами согласные.

На основании геолого-геофизических данных все закартированные тела базит-гипербазитов участка рассматриваются как апикулярная часть единой мощной интрузии, уходящей на глубину до 2—3 км (рис. 2). Выходы аналогичных пород в виде прерывистой цепочки прослежены в юго-восточном направлении на 20 км (рис. 1). Минеральный состав пород обычный. Ультраосновные разновидности состоят из переменных количеств пироксенов, представленных диопсидом и в меньшей степени гиперстеном, и оливина. По пироксенам развита в небольшом количестве зеленая и бурая роговая обманка; оливин в той или иной степени серпентинизирован. Основные породы сложены неизмененным плагиоклазом (лабрадор-битовнитом), моноклинным и ромбическим пироксенами (диопсид, гиперстен) и гранатом, обычно развивающимся вокруг зерен пироксенов. Кроме серпентина и амфибола, из вторичных минералов отмечены биотит, флогопит, хлорит, тальк и карбонаты; из аксессуарных — шпинель, ульвошпинель и апатит. Рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом и сульфидами. Структуры пород панидиоморфнозернистые, пойкилитовые, келифитовые и катакластические; текстуры — массивные, линейные и гнейсовидные.

Результаты силикатных анализов ультраосновных пород массивов приведены в табл. 1.

Образования рудного комплекса фиксируются в массивах магнитными аномальными зонами, интенсивностью 5—30 тыс. γ; дифференциация магнитного поля в зонах отражает внутреннее строение комплекса.

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРУДЕНЕНИЯ

Центральная рудная зона, как было отмечено выше, расположена в северо-восточной эндоконтактной части Центрального массива. Она имеет сложное полосчатое строение, состоит из четырех кулисообразно расположенных рудных тел №№ 1, 2, 3 и 4 (рис. 2), залегающих в гранатовых габбро и габбро-норитах, плагиопироксенитах и непосредственно в ультраосновных дифференциатах массива (сплошные руды). Тела №№ 1, 2 и юго-западная часть рудного тела № 3 сложены вкрапленными рудами, переходящими по простирацию (тела №№ 3 и 4) на северо-западе в сплошные, которые обнажаются здесь на более низких (50—70 м) гипсометрических уровнях.

Таблица 1

ультраосновных пород, вес. %

Проценты											Сумма
K ₂ O	Na ₂ O	п. п. п.	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	NiO	CoO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	S	
0.26	1.20	0.85	0.03	—	0.05	0.07	0.015	0.02	0.26	Следы	100.54
0.20	1.05	1.03	0.02	—	0.02	0.07	0.016	0.05	0.21	0.01	100.56
0.18	0.67	1.17	0.03	—	0.01	0.22	0.023	0.01	0.57	Следы	100.41
0.27	0.86	3.07	0.17	—	0.01	0.19	0.021	0.01	0.45	0.03	99.96

тальной химической лаборатории СЗТГУ.

Рудные массы образуют мощные (до 40 м и более) простые линзо- и пластообразные тела полосчатого строения, обусловленного наличием в них в различной степени оруденелых прослоев мощностью от 0.1 до 15 м. Вкрапленные руды имеют постепенные и реже резкие контакты с вмещающими их породами, сплошные — резкие прямолинейные или слабо извилистые. Падение тел на юго-запад — 60—80°.

Оба типа руд имеют довольно однообразное строение и качественный состав. Текстура их густовкрапленная и массивная, структура аллотриоморфнозернистая, а также решетчатая и пластинчатая — распада твердого раствора.

По составу руды ильменито-титаномагнетитовые, главными минералами являются титаномагнетит и ильменит, второстепенными — ульвошпинель, шпинель, сульфиды и гидроокислы железа. Силикаты содержатся в количестве до 10—20%, представлены они равномерно рассеянными зернами и агрегатами (табл. 2).

Таблица 2

**Предварительная характеристика морфологических типов
титаномагнетитовых руд**

Типы руд	Общее количество рудных минералов	Содержание, вес. %			
		титаномагнетит	ильменит	Fe _{вал}	TiO ₂
Сплошные (массивные) . . .	Более 80	50—70	10—20	50—55	12—14
Вкрапленные богатые и средние	30—80	30—65	5—15	21—40	5—10
Вкрапленные бедные (оруденелое гранатовое габбро)	До 30	До 25	До 5	Менее 20	Менее 4

Титаномагнетит образует изометрические зерна (0.1—3 мм) и сростки (2—5 мм). Преобладают зерна 0.7—1.5 мм; мелкие зерна — 0.1—0.3 мм — составляют не более 1—2%. Контуры зерен прямолинейные и угловатые. Все зерна насыщены мелкими (0.01 мм и менее) пластинчатыми и линзовидными выделениями ильменита, шпинели и ульвошпинели (продукты распада твердых растворов), образующих полосчатые, решетчатые и сетчатые структуры.

Ильменит, помимо пластинчатых выделений в титаномагнетите, представлен отдельными изометрическими зернами (0.1—2.0 мм) и их сроста-

Химическая характеристика титаномагнетитовых руд

Типы руд	Среднее содержание, вес. %									$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Fe}_{\text{вал}}}$	$\frac{\text{Ni}}{\text{Cu}}$
	Fe _{вал}	TiO ₂	Cu	Ni	Co	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	S	P		
Вкрапленные ильменито-титаномагнетитовые	37.3	7.4	0.18	—	—	—	—	—	—	0.19	—
	32.3	6.9	0.17	—	—	0.3	—	—	—	0.21	—
	37.9	7.46	0.13	0.085	0.029	0.26	0.17	0.38	0.023	0.20	0.65:1
Сплошные ильменито-титаномагнетитовые — северо-западный фланг, тело № 3	54.13	12.45	0.062	0.076	0.038	0.28	0.14	0.21	0.22	0.23	1.21:1

ниями. Наиболее часто встречаются зерна размером 0.5—0.7 мм. Контуры зерен прямолинейные или ступенчатые с бухтообразными втеками. Во вкрапленных рудах несколько больше ильменита и сульфидов, продукты распада твердых растворов в титаномагнетите не столь обильны (различаются только при больших увеличениях).

Сульфиды (до 1—2%) представлены халькопиритом, кубанитом, борнитом, ковеллитом, пирротинном, пиритом, пентландитом, валлериитом и мельниковит-марказитом, чаще они находятся в тесном сростании друг с другом. Рассеянные их вкрапленники (0.05—0.5 мм) располагаются как среди рудной массы и силикатов, так и в их межзерновых промежутках.

Гидроокислы железа развиваются в основном по сульфидам, наблюдаются они по краям зерен и трещинкам или обособленно в изометрических и жилковидных скоплениях среди нерудных минералов. В единичных случаях в ассоциации с сульфидами отмечены чешуйки графита.

Силикаты образуют зерна до 3 мм в поперечнике (преобладают 0.5—1.5 мм), в них почти постоянно присутствуют мельчайшие (менее 0.001 мм) пылевидные и пластинчатые включения магнетита, ильменита и сульфидов.

К промышленным рудам отнесены породы с содержанием Fe_{вал} свыше 20% и TiO₂—4%, им соответствуют показанные на рис. 2 рудные тела.

Предварительная химическая характеристика рудных тел по результатам опробования приводится в табл. 3.

Количественно-минералогическая характеристика¹ вкрапленных руд (в классах +0.63 0.063 мм, вес.%) следующая: магнетит и титаномагнетит — 56.57, ильменит — 5.14, пироксен — 23.85, оливин — 9.01, шпинель и ульвошпинель — 2.93, сульфиды — 0.23, полевой шпат — 1.67, гранат — 0.54, кварц — 0.01, лимонит, рутил, графит — единичные знаки, слюда — редкие знаки.

Вторая рудная зона расположена в средней части Юго-западного массива в 1.5 км к западу от первой. Она также имеет полосчатое строение, обусловленное чередованием (переслаиванием) полос габбро-норитов, анортозитов и гранатовых габбро-амфиболитов мощностью 1—10 м со сплошными массами ильменито-титаномагнетита. Сбли-

¹ Анализы выполнены в лаборатории КрайГРУ минералогом И. А. Саковой.

женные полосы (мощностью 1—6 м) объединяются в два рудных тела (№№ 5 и 6) с суммарной мощностью 10—15 м каждое (рис. 2). Форма их сложная — сплошные руды образуют прожилки и струйки, сливающиеся в жилы, блоки и тела сложной формы. Контакты жил с вмещающими породами, как правило, резкие, прямолинейные, волнистые и угловатые. Вмещающие породы на контактах с рудами имеют реакционные оторочки мощностью 1—2 см, состоящие из граната, амфибола и хлорита, а в рудах наблюдается уменьшение зернистости. Изредка отмечается тонкое переслаивание руд с габброидами, в этом случае контакты постепенные. Руды ильменито-титаномagnetитовые, минеральный состав их и текстурно-структурные особенности аналогичны описанным выше.

Среднее содержание полезных компонентов: $Fe_{\text{нал}}$ — 53%, TiO_2 — 12.5%, V_2O_5 — 0.5%, Cu — 0.013% и Ni — 0.02%; $Ni : Cu = 0.65 : 1$.

Сульфиды меди и никеля встречаются, как было отмечено выше, повсеместно в виде вкрапленности в титаномagnetитовых рудах.

Заслуживает внимания пространственно обособленное от титаномagnetитовых руд прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение порфириовидных оливиновых пироксенитов, наблюдавшихся в пределах обеих описанных выше зон в непосредственной близости от тел титаномagnetитовых руд. Порфириовидные пироксениты образуют серии (до шести и более во второй зоне) параллельных даек, залегающих обычно в контактах между разновидностями основных-ультраосновных пород или тел титаномagnetитовых руд.

Дайки имеют согласные и секущие контакты с вмещающими их породами. В первом случае падение даек согласное с элементами залегания образований рудного комплекса, однако отмечаются и случаи пересечения или контакты по падению последних, во втором случае они пересекают образования рудного комплекса под острыми углами. Контакты дают прямолинейные и извилистые, иногда сорванные; несут следы подвижек, расслаивания, захвата и переплавления вмещающих пород (палингенеза). Мощности оруденелых даек изменяются от нескольких сантиметров до 8—10 м; отдельные дайки прослежены по простиранию на 80—100 м.

Результаты химических анализов оруденелых пироксенитов

Привязка зон медного оруденения к телам титано-магнетитовых руд	Содержание, вес. % (по редким пробам)										Ni : Cu : Co
	Cu	Ni	Co	Fe _{нал}	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	S	P		
Северо-западный фланг тела № 3 (первая рудная зона)	0.42—0.71	0.11—0.15	0.02	12.9	1.3	0.24	0.05	1.10	0.02	1:4.3:0.2	
Юго-восточный фланг тел № 3 и 2 (первая рудная зона)	0.11—1.25	0.04—0.23	0.01	12.0	1.2	0.10	0.03	0.6	0.02	1:3:0.1	
Северо-западный фланг тел № 5 и 6 (вторая рудная зона)	0.42—0.82	0.07—0.20	0.02	12.0	1.0	0.05	0.05	0.9	0.02	1:5:0.2	

Оруденелые порфировидные пироксениты пересекают сплошные титаномагнетитовые руды, на этом основании предполагается, что они являются наиболее поздними образованиями рудного комплекса ультраосновных массивов.

Состав сульфидов из порфировидных пироксенитов аналогичен описанному выше. Сульфиды образуют неравномерную вкрапленность и тончайшие прерывистые прожилки (мощностью до 1—1.5 мм), составляют до 5—20% объема породы. Результаты химических анализов отдельных проб с никелево-медным оруденением приводятся в табл. 4.

Дайки оруденелых порфировидных пироксенитов встречены всюду, где вскрыты титаномагнетитовые руды. Это дает основание полагать, что протяженность зон сульфидного оруденения может оказаться соизмеримой с протяженностью титаномагнетитовых тел. Мономинеральная фракция сульфидов содержит меди около 7.5 и никеля до 2.5%.

В результате проведенных поисковых работ в районе намечились следующие закономерности.

1. Титаномагнетитовые руды залегают внутри дифференцированных массивов основного-ультраосновного состава. Положение рудных залежей контролируется линейными зонами распространения пород рудного комплекса (габброидов), в которых широко развиты элементы прототектоники (полосчатые и линейные текстуры, зоны тонкого переслаивания, согласное залегание разновозрастных образований и др.). Сплошные руды залегают в лейкократовых гранатовых норитах, анортозитах и пироксенитах, вкрапленные — в гранатовых (рудных) габброидах, плагиошироксенитах и пироксенитах.

2. Все петрографические разновидности основных-ультраосновных пород, как и руды, содержат значительные количества (до 5—7%) магнетита, ильменита, титаномагнетита, сульфидов и шпинели, имеют полнокристаллические магматические структуры и постепенные переходы в руды, указывающие на генетическое родство их и формирование на значительной глубине.

3. Развитие катакластических структур во вмещающих породах и рудах, сопровождающихся тончайшими (волосными) прожилками магнетита и ильменита, а также согласных трещин, выполненных сплошными ильменито-титаномагнетитовыми рудами (тектонизированные контакты, зоны закалки), свидетельствует о многоактности тектонических движений при формировании руд.

4. Анализ взаимоотношений типов руд и контактов их с вмещающими породами дает основание предположить позднемагматический генезис титаномагнетитовых руд и их образование путем дифференциации и отжата расплава.

5. Выявленное рудопроявление является наилучшим на Кольском полуострове; ценность его возрастает в связи с повышенными содержаниями ванадия и меди. Не исключено также, что обособленные рудопроявления меди и никеля могут иметь комплексное значение при оценке титаномагнетитовых руд.

Благоприятные географо-экономические условия района ставят его в число перспективных для развертывания здесь дальнейших поисковых работ.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СИНГЕНЕТИЧЕСКОГО И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПОВ МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АЛЛАРЕЧЕНСКОМ РАЙОНЕ

Геолого-геофизическими работами, проведенными в Аллареченском никеленосном районе за последние 10 лет, выявлено более двухсот мелких тел ультраосновных пород, подавляющая часть которых почти не содержит сульфидов меди и никеля и относится к числу так называемых неникеленосных; в немногих наблюдается бедная (рассеянная) сульфидная вкрапленность и лишь единичные несут промышленное медно-никелевое оруденение.

В связи с этим вопросы оценки никеленосности тех или иных массивов при проведении геологоразведочных работ приобретают особенно важное значение. Этой проблеме посвящена целая серия работ, направленных на ее разрешение с позиций общей геологии, металлогении, петрологии, метаморфизма и петрохимии (Козлов, 1961; Богачев и др., 1964; Богачев, Кочнев-Первухов, 1965, и др.). Вероятно, определенную помощь здесь может оказать и сравнительная характеристика особенностей минерального состава богатых руд и ультраосновных пород с убогим медно-никелевым оруденением. Практически это означает сравнение эпигенетического и сингенетического типов оруденения, так как, по мнению большинства исследователей, богатые медно-никелевые руды (вкрапленные, брекчиевидные и сплошные) являются эпигенетическими, а рассеянная вкрапленность сульфидов в ультраосновных породах — сингенетической. Правда, отдельные исследователи часть сплошных (Богачев и др., 1966) и богатых вкрапленных руд (Корнилов, 1962) относят к сингенетическим.

В настоящее время в Аллареченском районе известно два месторождения богатых медно-никелевых руд (Аллареченское и Восток) и несколько рудопроявлений с непромышленной сульфидной минерализацией в измененных ультраосновных породах (Акким, Аннама, Хихнаярви и др.). В пределах месторождений есть как сингенетические, так и эпигенетические руды, но последние резко преобладают над первыми. А на участках с непромышленной сульфидной минерализацией эпигенетические руды отсутствуют.

В качественном отношении сингенетические и эпигенетические руды обладают сходным минеральным составом сульфидной части. Но при более внимательном рассмотрении обнаруживаются и значительные различия в физических свойствах и структуре отдельных минералов, их вторичных преобразованиях, а также в содержании второстепенных минералов и химизме руд. Краткой характеристике этих различий и посвящается настоящая работа, причем особенности эпигенетического оруденения рассматриваются на примере богатых руд месторождений Аллареченское и Восток, а сингенетического — на примере слабо оруденелых ультраосновных пород этих же месторождений и участков Акким, Аннама и Хихнаярви. Основанием для выбора последних является сравнительная выдержанность оруденения в отдельных ультраосновных массивах и значительное сходство минерального состава сульфидной вкрапленности.

Следует отметить, что выполнение такого сравнения затрудняется слабой изученностью минералогии медно-никелевых руд вообще и сингенетических — в особенности. Достаточно сказать, что точные сведения

о составе, структуре и физических свойствах даже главных минералов сингенетических руд в литературе почти отсутствуют. Поэтому количественную сравнительную характеристику минерального состава тех и других руд в целом ряде случаев дать просто невозможно и приходится ограничиваться качественными данными.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И ОТДЕЛЬНЫХ УЧАСТКОВ

Аллареченский никеленосный район приурочен к северо-западному окончанию Терско-Нотозерского антиклинория, сложенного сильно метаморфизованными породами докембрия, среди которых наибольшим распространением пользуются гнейсы кольской серии и различные магматические формации. На севере района, вдоль границы с Печенгским синклинорием, развиты сланцы и сланцеватые амфиболиты тундровой серии, а в южной части района — гиперстеновые диориты гранулитового комплекса.

Породы кольской серии представлены биотитовыми, гранато-биотитовыми и амфиболо-биотитовыми гнейсами и подчиненными полевошпатовыми амфиболитами, местами сланцеватыми. Все они неравномерно и довольно тонко переслаиваются друг с другом, всюду мигматизированы.

Среди магматических формаций преобладают граниты, гнейсо-граниты и ультраосновные породы, реже встречаются габбро-амфиболиты и гнейсодиориты. Многочисленные тела ультраосновных пород, располагающиеся главным образом среди гнейсов и амфиболитов кольской серии, залегают примерно согласно с последними. Сами ультраосновные породы почти всегда сильно изменены: амфиболизованы, биотитизированы, хлоритизированы, реже серпентинизированы и оталькованы; в приконтактных зонах они часто рассланцованы.

В связи с тем, что более 90 % территории района перекрыто четвертичными отложениями, мощностью от нескольких метров до 20—25 м, его геологическое строение выяснено недостаточно. Согласно последним данным (Богачев и др., 1964; Богачев и др., 1966), породы кольской серии образуют несколько брахиантиклинальных (куполовидных) структур, разделенных синклинальными прогибами. В центральных частях брахиантиклиналей залегание пород пологое, а в краевых — крутое, осложненное складчатостью более высоких порядков.

Четкой зависимости расположения ультраосновных массивов от этих структур первого порядка не установлено.

Месторождение Аллареченское расположено в 50 км к югу от пос. Никель. Оно приурочено к небольшому пластообразному массиву метAPERИДОТИТОВ и метаОЛИВИНИТОВ, пологопадающему на запад и вытянутому в меридиональном направлении на 1000—1100 м при максимальной ширине 180—200 м. Ранее считалось, что массив залегает согласно с вмещающими гнейсами и амфиболитами, образующими асимметричную брахисинклинальную складку (Козлов, 1960; Богачев и др., 1964, и др.). По изучению Ю. В. Гончаровым структуры месторождения в процессе его отработки (с 1963 г.) показало (Горбунов и др., 1968), что массив и рудная залежь в целом являются несогласными по отношению к вмещающим породам; это особенно четко устанавливается на западном фланге. Выяснено также, что месторождение представлено одним рудным телом, осложненным многочисленными разветвлениями и апофизами. Основная часть руд представлена сплошными и богатыми вкрапленными («серыми»), которые приурочены главным образом к западному флангу, где проходит

ослабленная тектоническая зона; бедные вкрапленные и особенно брекчиевидные руды пользуются значительно меньшим развитием.

Подробно строение Аллареченского месторождения рассматривается в статье Ю. В. Гончарова в настоящем сборнике.

Месторождение Восток находится в 4 км к востоку от Аллареченского месторождения и образует с ним единое рудное поле. Оруденение связано с небольшими телами ультраосновных пород (метапериidotитов), залегающими примерно согласно с вмещающими породами, среди которых здесь преобладают гранито-гнейсы и амфиболиты, а гнейсы играют подчиненную роль; довольно часто встречаются секущие и согласные тела пегматитов. Вся толща пород полого ($20-40^\circ$) падает на юго-запад, испытывая небольшие перегибы по падению и простиранию. Тела ультраосновных пород сосредоточены в двух этажах, получивших название верхней и нижней рудных зон. Для ультраосновных тел характерно резкое преобладание (в 2—5 раз) размеров по падению над размерами по простиранию. На месторождении широко развиты брекчиевидные и вкрапленные руды, сплошные встречаются редко.

Более подробная характеристика месторождения приведена в работе Ю. Н. Яковлева и А. К. Яковлевой (1967), где оно названо «восточным флангом Аллареченского месторождения».

Рудопроявление Акким находится в 10—12 км к югу от месторождения Восток. Здесь выявлено несколько ультраосновных массивов линзо- и пластообразной формы, залегающих примерно согласно с вмещающими породами. Размеры массивов варьируют в следующих пределах: мощность — от 1—3 до 200 м, длина по простиранию — от 50—70 до 400 м, по падению они прослежены от 100—200 до 600 м.

Среди вмещающих пород преобладают гранито-гнейсы и амфиболовые гнейсы, а в средней части разреза — полевошпатовые амфиболиты. Они неравномерно переслаиваются друг с другом и имеют довольно выдержанное юго-западное падение ($40-60^\circ$). Часто встречаются жилы пегматитов (до 10—20 м мощностью), которые пересекают как вмещающие породы, так и ультраосновные массивы.

Отдельные тела ультраосновных пород сильно серпентинизированы и почти не содержат сульфидов меди и никеля, другие главным образом амфиболизированы и несут бедное сульфидное оруденение. В последних сульфидная вкрапленность распределена неравномерно: она концентрируется в нескольких горизонтах мощностью от 0.2—0.5 до 3—5 м, тяготеющих к лежащему боку массивов. В этих горизонтах содержание сульфидов увеличивается до 7—10 об. %, ¹ тогда как в промежутках между ними не превышает 1—3 %.

Рудопроявление Аннама расположено на крайнем юго-востоке района, примерно в 35—40 км от Аллареченского месторождения. Здесь также известно несколько небольших пластообразных тел ультраосновных пород, отдельные из которых обладают невысоким и довольно равномерным содержанием сульфидов (3—5, иногда до 7 %). Мощность тел изменяется от 1—2 до 15—20 м, длина по простиранию — от 40—60 до 300—350 м.

Ультраосновные породы (метапериidotиты) почти нацело амфиболизированы, местами биотитизированы, хлоритизированы и оталькованы. Они залегают, по-видимому, согласно в толще гранато-полевошпатовых амфиболитов с прослоями гнейсов и гранито-гнейсов. И вмещающие и ультраосновные породы пересечены жилами пегматитов (до 5—10 м), вблизи которых ультраосновные породы изменены — замещены актинолитом, антофиллитом, куммингтонитом и в меньшей мере хлоритом.

¹ Здесь и далее по тексту содержание минералов дается в объемных процентах.

Почти всюду прослой гнейсов в лежащем боку ультраосновных тел (а иногда и в висячем) содержат обильную вкрапленность пирротина и мелкочешуйчатого графита, а в отдельных зонах смятия и дробления среди карбонатного цемента встречается вкрапленность галенита и сфалерита.

Вмещающие породы имеют юго-западное падение, в южной части пологое ($20-30^\circ$), а в северной крутое ($50-60^\circ$).

Рудопроявление Хихнаярви по своему строению и характеру минерализации в ультраосновных и вмещающих породах сходно с рудопроявлением Аннама, хотя и находится в противоположной части района — примерно в 20—25 км к западу от Аллареченского месторождения. Из нескольких ультраосновных тел, выявленных на этом участке, одно содержит заметную вкрапленность сульфидов (1—3, иногда до 5%). По отношению к вмещающим породам этот массив является согласным; форма его пластовая, осложненная складчатой структурой участка. Мощность его достигает 40—50 м, по простиранию он прослежен до 1000 м, максимальная глубина залегания около 80 м. Ультраосновные породы сильно изменены — амфиболизированы, хлоритизированы и оталькованы.

Среди вмещающих пород преобладают биотитовые гнейсы и полевошпатовые амфиболиты, нередко скарнированные, которые образуют пологую (падение крыльев $15-25^\circ$) брахисинклинальную складку меридионального простирания, осложненную в северной части антиклинальным перегибом. Часто встречаются жилы пегматитов (до 5—7 м), секущие вмещающие и ультраосновные породы. Прослой гнейсов в лежащем боку массива почти всюду содержат обильную вкрапленность пирротина и графита, а иногда встречаются своеобразные пирротино-графитовые сланцы.

ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СИНГЕНЕТИЧЕСКОГО И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПОВ ОРУДЕНЕНИЯ

Морфология сульфидной вкрапленности. Оруденение сингенетического типа в Аллареченском районе представлено одной разновидностью — рассеянной вкрапленностью сульфидов в относительно слабо измененных ультраосновных породах. Количество сульфидов обычно не превышает 3—5%, поэтому по содержанию меди и никеля такие оруденелые породы не относятся к числу руд, но в дальнейшем изложении для краткости они будут именоваться «сингенетическими рудами».

Эпигенетическое оруденение достаточно разнообразно: это массивные и брекчиевидные руды, сильно измененные ультраосновные породы с густой вкрапленностью сульфидов, а также экзоконтактовые и вмещающие породы с вкрапленностью и прожилками сульфидов (Яковлев, Яковлева, 1967). Содержание сульфидов здесь колеблется в широких пределах — от следов до 90—95%; и хотя различные породы (главным образом экзоконтактовые и вмещающие) с убогой эпигенетической вкрапленностью сульфидов также не являются промышленными рудами, в дальнейшем все разновидности этого типа оруденения будут называться «эпигенетическими рудами».

Определение генетического типа для большей части разновидностей руд не вызывает сомнения; затруднения возникают лишь при рассмотрении оруденения в ультраосновных породах, где оно может принадлежать обоим типам. В этом случае приходится прибегать к учету морфологических особенностей сульфидной вкрапленности в сингенетических и эпигенетических рудах.

Ведущей формой развития сульфидов в сингенетических рудах является сидеронитовая вкрапленность, в которой сосредоточено не менее

90 % сульфидов; часто встречаются мелкие «эмульсионные» и каплевидные включения и иногда — гнездообразные и шпировидные обособления. В ультраосновных породах с эпигенетическим оруденением основная масса сульфидов заключена в метасоматической вкрапленности; значительно меньшую роль играют рудно-силикатные псевдоморфозы, прожилки и мелкие хлопьевидные выделения сульфидов («сыпь»). Таким образом, главное значение имеют признаки различия сидеронитовой и метасоматической вкрапленности как основных форм развития сульфидов в этих типах оруденения.

На основании литературных данных (Елисеев и др., 1961) и собственных наблюдений в табл. 1 дается сравнительная морфологическая характеристика сидеронитовой и метасоматической вкрапленности сульфидов в ультраосновных породах.

Таблица 1

Основные признаки сидеронитовой и метасоматической вкрапленности сульфидов в ультраосновных породах района

Сидеронитовая вкрапленность	Метасоматическая вкрапленность
Приурочена к слабо измененным (серпентинизированным) ультраосновным породам, сохранившим структуру и не подвергшимся тектоническим воздействиям.	Приурочена к сильно измененным ультраосновным породам, нередко полностью амфиболизированным и расщепленным.
Вкрапленники располагаются в промежутках между зернами серпентинизированных оливина и пироксена.	Вкрапленники располагаются в промежутках между зернами амфибола, биотита и других вторичных силикатов.
Вкрапленники содержат реликты оливина, реже пироксена.	Нерудные включения во вкрапленниках представлены амфиболом, биотитом, хлоритом.
Отчетливая зависимость формы вкрапленников от состава породы.	Примерно одинаковая форма вкрапленников во всех породах.
Четкость и сравнительная плавность границ вкрапленников — слабое замещение оливина и пироксена.	Зазубренность контуров вкрапленников, проникновение сульфидов по плоскостям спайности амфибола и биотита, наличие нитевидных прожилков и «усов».
Замещение всех сульфидов, а особенно пентландита магнетитом.	Сульфиды магнетитом не замещаются.
Обилие среди сульфидов структур распада твердых растворов — макиавита в пентландите, кубанита в халькопирите и пентландите и др.	Структуры распада твердых растворов почти не наблюдаются (за исключением пластинчатых вростков пентландита в пирротине).
Вкрапленники окружены каемкой талька, реже серпентина; вторичные силикаты частично замещают сульфиды.	Каевок талька нет, зато сами вкрапленники часто представляют собой сульфидно-силикатные сростки (с хлоритом, амфиболом и др.).

Следует отметить также различие между «эмульсионной» вкрапленностью и «сыпью», которые обладают примерно одинаковыми размерами (0.001—0.05 мм, редко до 0.1 мм). Для первой из них характерны следующие черты: округленная (овальная, шаро- и грушевидная) форма, приуроченность главным образом к зернам пироксена, реже оливина, часто одинаковая ориентировка соседних включений и преимущественно биминеральный (халькопирит-пирротинный или пентландит-пирротинный)

состав, хотя встречаются и мономинеральные и комплексные (халькопирит-пентландит-пирротиновые) выделения.

В сыпи сульфидные включения обладают угловатой, хлопьевидной формой, они приурочены к крупным зернам амфибола, в которых распределены беспорядочно, сложены преимущественно халькопиритом, но иногда содержат неправильные включения других сульфидов.

При наложении поздних метаморфических процессов сидеронитовая вкрапленность изменяется и теряет свои специфические черты, в конце концов превращаясь в интерстициальную и метасоматическую. В начальную стадию изменения образующиеся вторичные силикаты (амфибол, флогопит) врезаются во вкрапленники своими окончаниями, придавая им неправильную, зазубренную форму.

На границе их с сульфидами часто возникает каемка тонкозернистого магнетита, замещающего сульфиды. В дальнейшем при более интенсивном процессе амфибол и флогопит пронизывают вкрапленники насквозь, разбивая их на изолированные включения, обычно лишённые магнетита — он концентрируется в самостоятельные обособления. По-видимому, интенсивная амфиболизация, биотитизация и рассланцевание ультраосновных пород сопровождаются перекристаллизацией и перераспределением сульфидов бывшей сидеронитовой вкрапленности. Но так как зоны рассланцевания и полного изменения, как правило, не охватывают ультраосновные тела целиком, в породах с богатым эпигенетическим оруденением (вплоть до «серых» руд) почти всегда можно обнаружить реликты сингенетического оруденения.

Эмульсионная вкрапленность сохраняется значительно дольше даже в сильно амфиболизированных породах, но при рассланцевании и она изменяется, превращаясь в сыпь или исчезая совсем.

Минералогическая характеристика руд. Минеральный состав сингенетических и эпигенетических руд достаточно разнообразен — в них насчитывается до 50—60 минералов, из которых основную часть составляют рудные, главным образом сульфиды и окислы (Яковлев, Яковлева, 1967). Об основных чертах сходства и различия этих руд можно судить по простому сопоставлению их качественного минерального состава, которое дается в табл. 2, где все минералы разделены на три группы: главные (слагают основную массу руд), второстепенные (встречаются часто, но играют подчиненную роль) и минералы-примеси (встречаются редко и в незначительном количестве); кроме того, отдельно рассматриваются рудные и нерудные минералы.

Необходимо иметь в виду, что в табл. 2 состав сингенетических руд приведен для их наименее измененных, «свежих» разновидностей, которые в районе встречаются редко. Обычно же ультраосновные породы в той или иной степени амфиболизированы и биотитизированы, сульфиды в них часто преобразованы, в результате чего наряду с первичными минералами постоянно присутствуют и некоторые более поздние. Количество последних резко возрастает в зонах дробления и проявления околотрещинного метаморфизма, главным образом за счет появления дисульфидов и гидроокислов железа, а иногда и вторичных минералов меди. Кроме того, макинавит, присутствующий в сингенетических рудах как второстепенный минерал, ранее был описан нами (Яковлев, Яковлева, 1967) в качестве основной разновидности валлериита. Путаница в определении этих минералов и основные различия между ними детально рассмотрены недавно А. Д. Генкиным и Л. Н. Вальсовым (Генкин, Вальсов, 1967).

Из табл. 2 следует, что главные и некоторые второстепенные рудные минералы входят в состав как сингенетических, так и эпигенетических руд; они представлены в них своими различными генерациями, но это не отражено в табл. 2.

Одной из отличительных черт сингенетических руд является относительная простота состава: рудные минералы представлены в основном сульфидами и в меньшей мере окислами, нерудные — преимущественно силикатами. Из числа рудных минералов наиболее примечательными, типоморфными являются макинавит, троилит и титаномagnetит. Макинавит образует многочисленные и разнообразные обособления в пентландите, реже в халькопирите и кубаните. Троилит широко развит лишь в отдельных массивах ультраосновных пород, а титаномagnetит распространен повсеместно. Кроме того, для многих минералов сингенетических руд характерны структуры распада твердых растворов.

Минеральный состав эпигенетических руд значительно разнообразнее, главным образом за счет второстепенных минералов и минералов-примесей. Среди последних в эпигенетических рудах появляется группа таких нехарактерных для медно-никелевых месторождений минералов, как молибденит, арсенопирит, галенит, сульфовисмутиды меди и свинца, а также вторичные сульфиды меди и гидроокислы железа. Кроме того, среди второстепенных минералов этих руд примечательно почти постоянное присутствие виоларита и частое — борнита и миллерита.

Помимо этих общих черт различия минерального состава, уже сейчас можно проследить отличия

Таблица 2

Минеральный состав сингенетических и эпигенетических руд Аллареченского района

Группы минералов	Сингенетические		Эпигенетические	
	рудные	нерудные	рудные	нерудные
Главные.	Пирротин, пентландит, халькопирит, титаномagnetит.	Оливин, гиперстен.	Пирротин, пентландит, халькопирит.	Актинолит, куммингтонит, биотит, флогопит, полевые шпаты, кварц, гранат, роговая обманка.
Второстепенные.	Троилит, макинавит, кубанит, шиннель, ильменит, magnetит.	Серпентин, тальк, актинолит.	Виоларит, борнит, миллерит, марказит, мельниксит, magnetит.	Реликты гиперстена и оливина, хлориты, карбонаты, флогопит, салит.
Минералы-примеси.	Халькопирротин, валлепирит, графит, рутил.	Апатит, карбонаты, хлорит, флогопит.	Ильменит, арсенопирит, сфалерит, галенит, молибденит, теллуриды, теллуровисмутиды платины и палладия, сульфовисмутиды (?) меди и свинца, платиноиды, золото и медь самородные, бравонит, валлепирит, халькозин, дигенит, кокетлин, гидроокислы железа, гематит.	

тельные особенности в формах развития, физических свойствах и структуре некоторых минералов (в первую очередь главных рудных), которые свойственны сингенетическому или эпигенетическому типам оруденения.

Пирротин является самым распространенным рудным минералом: обычно он составляет 40—50% от общего количества сульфидов, а иногда и 70—80%.

В сингенетических рудах он представлен первой генерацией, имеющей мелкозернистое строение и слагающей большую часть сидеронитовой вкрапленности, эмульсионных и каплевидных включений. Иногда sdвойникован, но двойники простые. Содержит пластинчатые вроски пентландита, в нем часто наблюдаются реликтовые включения гиперстена и оливина. Слабомагнитен. Обладает отчетливым коричневым (а иногда — оливковым или сиреневым) оттенком, двуотражение и анизотропия сравнительно слабые.

В некоторых ультраосновных массивах ведущим сульфидом железа является не пирротин, а троилит (на крайнем северном фланге месторождения Восток, рудопоявление Акким). От пирротина отличается более светлым оттенком, отчетливой отдельностью (спайностью) и наличием тонких просечек магнетита.

Пирротин эпигенетических руд — второй генерации — образует метасоматическую вкрапленность, субграфические сростки с вторичными силикатами и прожилки в ультраосновных, экзоконтактовых и вмещающих породах, а также неправильные сплошные обособления в брекчиевидных и массивных рудах. Здесь он обычно крупнозернистый, почти всегда sdвойникован, причем двойники часто сложные, особенно в брекчиевидных рудах. Пластинчатые вроски пентландита встречаются чаще, нерудные включения представлены амфиболами, биотитом, иногда кварцем, полевыми шпатами, гранатом и др. Сильно магнитен, двуотражение и анизотропия отчетливые.

Химический состав и параметры ячейки определены лишь для пирротина эпигенетических руд, главным образом массивных и брекчиевидных. По данным нескольких анализов, состав его меняется в узких пределах — от Fe_9S_{10} до $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$. Как правило, он чисто моноклинный, с параметрами (в кХ): $a_0 = 5.937\text{—}5.944$; $b_0 = 3.426\text{—}3.429$; $c_0 = 5.679\text{—}5.685$ и $\beta = 89^\circ 31' \text{—} 89^\circ 44'$. Лишь в оруденелых экзоконтактовых породах обнаружена гексагональная ($a_0 = 3.440$ и $c_0 = 3.734$ кХ) модификация пирротина (Яковлев, Яковлева, 1967).

Троилит сингенетических руд имеет следующие параметры ячейки (в кХ): $a_0 = 5.959\text{—}5.971$ (± 0.004) и $c_0 = 11.752\text{—}11.775$ (± 0.006).

Пентландит составляет обычно 10—30% общего количества сульфидов (с изменениями в пределах 1—70%).

В сингенетических рудах развит пентландит первой генерации, который образует изометрические и неправильные включения в сидеронитовой вкрапленности, таблитчатые и округлые выделения в эмульсионных и каплевидных обособлениях сульфидов, а также пластинчатые образования в халькопирите; последние ассоциируют с кубанитом и являются, очевидно, продуктами распада сложного твердого раствора.

Характерной особенностью пентландита первой генерации является почти постоянное присутствие макинавита, который образует в нем жгуто- и дендритовидные, пластинчатые, неправильнополосчатые («бурундучные») и решетчатые выделения, очень напоминающие структуры распада твердых растворов. Содержание макинавита обычно не превышает 10—20% объема пентландита, но на отдельных участках увеличивается до 50—70%.

Пентландит эпигенетических руд — второй генерации — представлен крупнозернистыми (от 0.3—1.0 до 15—20 мм) порфировидными вкрапленниками и их агрегатами в сплошных сульфидных массах, каемками шесто-

ватых индивидов около нерудных включений, мелко- и среднезернистыми выделениями в метасоматической и интерстициальной вкрапленности. В центральной части крупных порфировидных вкрапленников нередко встречаются мелкие идиоморфные кристаллы магнетита.

В пирротине сингенетических и эпигенетических руд есть клиновидные пластинчатые и пламенивидные выделения пентландита, которые располагаются вдоль плоскостей отдельности пирротина и тяготеют к границам его зерен, трещинам, прожилкам нерудных минералов, а также к двойниковым швам. Вероятно, это наиболее поздний пентландит, возникающий в процессе преобразования руд.

Химический состав установлен лишь для пентландита массивных и брекчиевидных руд; он оказался близким к составу пентландита печенгских месторождений (Елисеев и др., 1961), но с заметно меньшим содержанием кобальта в отдельных пробах. Отношение $Ni : Fe$ (в атомных количествах) для большей части анализов находится в пределах 1.077—1.079, но иногда увеличивается до 1.087 (шестоватые индивиды в жилах массивной руды Аллареченского месторождения).

Рентгеноструктурный анализ нескольких проб показал, что пентландит сидеронитовой вкрапленности обладает наибольшими размерами ячейки ($a_0 = 10.097$ кХ), массивных и брекчиевидных руд — средними, близкими к стандартным ($a_0 = 10.015$ кХ), а оруденелых экзоконтактовых и вмещающих пород — минимальными ($a_0 = 9.999$ кХ).

Халькопирит в бедных вкрапленных рудах нередко преобладает над пентландитом и даже пирротинном, но обычно содержание его примерно вдвое меньше, чем пентландита.

В сингенетических рудах он представлен неправильными и овальными выделениями в сидеронитовой вкрапленности, отдельные из которых содержат пластинчатые вроски пентландита и кубанита и клиновидные — макинавита; жгутовидными обособлениями в пентландит-макинавитовых агрегатах; таблитчатыми и серповидными — в эмульсионной и каплевидной вкрапленности. Все морфологические разновидности халькопирита первой генерации имеют соломенно-желтый цвет с едва заметным зеленоватым оттенком. Двуотражение и анизотропия не заметны, двойники не наблюдались.

В эпигенетических рудах халькопирит второй генерации образует неправильные выделения с остроазубренными контурами в метасоматической и интерстициальной вкрапленности, субграфические сращения с вторичными силикатами, прожилки (часто ветвящиеся), а также сплошные крупнозернистые массы. Все разновидности обладают зеленовато-желтым цветом, особенно в брекчиевидных рудах и экзоконтактовых породах. Очень часто сдвойникован, двойники ланцетовидные, типа олеандровых листьев, полисинтетические. Всегда отчетливо анизотропен. Во вмещающих и экзоконтактовых породах для халькопирита второй генерации очень характерна ассоциация с борнитом и миллеритом, которые встречаются также и в брекчиевидных рудах.

В борните иногда встречаются пластинчатые, решетчатые и линзовидные выделения халькопирита, которые, вероятно, обязаны своим возникновением более всего поздним процессам разложения борнита.

Химический состав установлен для халькопирита эпигенетических руд: по результатам нескольких анализов он очень близок теоретическому, с незначительным преобладанием железа над медью. В то же время параметры ячейки отдельных проб заметно различаются: $a_0 = 5.266—5.283$ кХ и $b_0 = 10.392—10.414$ кХ.

Магнетит наиболее широко распространен в оруденелых ультраосновных породах, где содержание его составляет 1—5, иногда до 10%; постоянно присутствует он также в массивных рудах Аллареченского место-

рождения, а в рудах других типов играет незначительную роль. В ультраосновных породах он представлен двумя генерациями; к первой из них относится так называемый титаномagnetит, образующий мелкую (до 0.1—0.5 мм) вкрапленность округлой или таблитчатой формы среди силикатов и обладающий закономерным (решетчатым) или неправильным расположением телец ильменита. Нередко в нем наблюдаются также линзовидные вросстки шпинели, располагающиеся под углом 45° к пластинкам ильменита. Титаномagnetит кристаллизуется раньше всех сульфидов — они замещают его главным образом magnetитовую часть.

С процессом автометаморфизма связано возникновение magnetита второй генерации, который образует мелкую вкрапленность и полосовидные скопления в прожилках серпентина, каемки около сидеронитовой вкрапленности, прожилки и линзовидные обособления в самих сульфидах, пластинчатые и клиновидные выделения в хлорите, флогопите.

В массивных рудах развит magnetит третьей генерации — в виде довольно крупных (0.2—1.0, иногда до 5—7 мм) идиоморфных вкрапленников или их агрегатов.

Преобразование сингенетических и эпигенетических руд. Как сингенетические, так и эпигенетические руды района после своего образования подвергались неоднократным изменениям, которые соответствуют проявлению автометаморфизма, регионального и околотрецинного метаморфизма.

Автометаморфическими изменениями затронуты только сингенетические руды, что служит дополнительным признаком отличия их от эпигенетических. В процессе автометаморфизма происходит серпентинизация оливина и отчасти пироксена и развитие magnetита второй генерации. Как правило, ультраосновные породы района серпентинизированы лишь в незначительной степени — количество серпентина не превышает 10—20 % от общего объема породы, лишь в отдельных массивах увеличиваясь до 30—40 %.

Замещение сульфидов magnetитом начинается с периферии сидеронитовых вкрапленников и развивается как сплошным фронтом, так и по сети прожилков. Характерно, что наиболее часто и полно замещается пентландит, в котором magnetит образует прямолинейные прожилки, несколько реже — халькопирит, и значительно реже и менее полно — пирротин, причем здесь magnetит развивается главным образом в виде неправильных включений и каемок.

С процессами более позднего метаморфизма, протекавшего в несколько последовательных периодов, связаны преобразования сингенетических руд, отмеченные выше, а также амфиболизация и биотитизация ультраосновных пород, отложение эпигенетических руд и изменение всех руд в зонах расслаивания и смятия. Интересно, что в последних наиболее заметные изменения испытывают массивные и брекчиевидные руды. В них пирротин и халькопирит приобретают сложное двойниковое строение, в ряде случаев претерпевают перекристаллизацию, что обусловлено, возможно, проявлением динамометаморфизма. Во вкрапленных рудах эти явления наблюдаются значительно реже.

Примечательной является также пиритизация руд, сопровождающая заключительные этапы метаморфизма. На участках с непромышленным оруденением она проявляется локально, а в пределах месторождений наблюдается повсеместно. Наиболее интенсивно пирит развивается в эпигенетических рудах, главным образом в брекчиевидных и массивных. Здесь он образует тончайшие субграфические срастания с халькопиритом, пентландитом и реже — пирротином; крупные (до 10—15 мм в длину) шнуровидные выделения, пересекающие несколько зерен первичных сульфидов и имеющие поперечно-шестоватое строение; петельчатые про-

жилки, каемки, цепочки изолированных зерен, а также гнездообразные и неправильные скопления.

В сингенетических рудах возникают лишь мелкие изометрические или линзовидные включения пирита, большей частью среди халькопирита.

К числу характерных вторичных процессов, проявляющихся в рудах района, относятся также дисульфидизация пирротина и виоларитизация пентландита, обусловленные, по-видимому, гидротермальным околотрепчинным метаморфизмом. Незначительные изменения пирротина и пентландита наблюдаются очень часто, а интенсивные — сравнительно редко, в определенных зонах, чаще всего в брекчиевидных рудах. Здесь пирротин замещается мелкозернистым агрегатом мельниковита, марказита, пирита и карбонатов, к которым иногда присоединяются гидроокислы железа. Форма таких агрегатов очень разнообразна: встречаются неравномерно-полосчатые, концентрически-зональные, почковидные обособления и сплошные массы.

Развитие виоларита начинается с появления мелких выделений внутри пентландита и каемок с периферии его зерен и вдоль трещин спайности. Затем каемки расширяются, разбивают зерна пентландита на ряд полигональных блоков и часто полностью замещают их. Интенсивная виоларитизация сопровождается иногда образованием мелкозернистого миллерита, но это явление свойственно только богатым эпигенетическим рудам.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РУД

Промышленные эпигенетические руды месторождений Аллареченское и Восток обладают сходным химическим составом, что характеризуется близкими соотношениями главных рудных компонентов. Так, отношение $Ni:Cu$ в них составляет в среднем соответственно 2.2:1 и 2.0:1, с изменениями в пределах 1.6:1—2.8:1 для руд отдельных типов, а отношение $Ni:Co$ составляет 40—50:1, с колебаниями от 40:1 до 80:1 (Богачев и др., 1966). В целом более низким отношением $Ni:Co$ обладают бедные вкрапленные руды, а наиболее высоким — массивные и брекчиевидные. Отношение $Ni:Cu$ самое низкое в оруденелых экзоконтактных и вмещающих породах, где медь часто преобладает над никелем.

О соотношении тех же компонентов в сингенетических рудах можно судить по результатам опробования, а также по данным количественных спектральных анализов штучных проб (табл. 3), выполненных в Лаборатории физических методов исследования Геологического института Кольского филиала АН СССР (аналитики М. Ф. Лялина и Г. Р. Ожигова).

Эти анализы показывают, что оруденелые ультраосновные породы участков Хихнаярви и Аннама заметно отличаются от промышленных руд более высоким отношением $Ni:Cu$, тогда как в породах участка Акким оно более низкое. Соотношение $Ni:Co$ в оруденелых породах всех участков в 4—6 раз ниже, чем в промышленных рудах, что является хорошим отличительным признаком. Кстати, для безрудных ультраосновных пород района отмечаются еще более высокие отношения $Ni:Cu$ и примерно того же порядка — $Ni:Co$ (Богачев и др., 1966).

По содержанию селена промышленные руды месторождений также близки друг к другу. Для них характерно постепенное уменьшение содержания селена в направлении от массивных к бедным вкрапленным и оруденелым вмещающим породам (Яковлев, Астафьева, Астафьев, 1968).

Что же касается сингенетических руд, то они оказываются значительно беднее селеном, чем любая разновидность эпигенетических — об этом свидетельствуют результаты анализов (табл. 4) 32 проб (анализы выполнены В. В. Астафьевой, Г. П. Зайцевской и В. А. Попович в химико-аналитической лаборатории Геологического института Кольского филиала

Таблица 3

Количественные спектральные анализы ультраосновных пород с вкрапленностью сульфидов (в %)

Рудопоявление Хихнаярви				Рудопоявление Акким				Рудопоявление Аннама			
номер образца	Ni	Cu	Co	номер образца	Ni	Cu	Co	номер образца	Ni	Cu	Co
116/18.6	0.34	0.066	0.017	560/187.2	0.20	0.170	0.019	500/38.8	0.10	0.022	0.011
116/20.0	0.30	0.059	0.020	560/195.5	0.18	0.035	0.016	500/42.9	0.10	0.020	0.010
116/27.5	0.12	0.064	0.008	560/227.7	0.23	0.100	0.018	500/46.6	0.11	0.011	0.012
130/14.2	0.25	0.032	0.021	560/276.3	0.20	0.360	0.014	500/48.5	0.11	0.030	0.014
130/22.0	0.20	0.012	0.020	560/286.3	0.26	0.360	0.012	500/51.0	0.11	0.021	0.010
130/25.7	0.26	0.038	0.018	656/269.2	0.13	0.040	0.014	493/23.0	0.18	0.056	0.012
130/34.3	0.34	0.002	0.018	656/294.7	0.08	0.024	0.011	493/24.2	0.16	0.020	0.014
130/50.5	0.27	0.034	0.018	656/314.8	0.10	0.110	0.007	493/28.9	0.16	0.030	0.015
130/58.9	0.32	0.130	0.018	656/316.0	0.32	0.330	0.015	493/37.0	0.15	0.030	0.014
140/23.0	0.14	0.022	0.014	553/57.0	0.16	0.027	0.013	493/39.3	0.12	0.038	0.010
140/30.0	0.19	0.034	0.016	553/89.2	0.19	0.052	0.016	496/43.3	0.16	0.120	0.021
140/48.0	0.33	0.340	0.017	594/494.8	0.19	0.008	0.015	496/46.5	0.06	0.021	0.011
52/35.1	0.17	0.048	0.014	594/519.0	0.20	0.022	0.025	496/48.5	0.05	0.027	0.010
52/56.5	0.30	0.240	0.014	594/528.0	0.22	0.014	0.024				
Сумма . . .	3.53	1.121	0.233	Сумма . . .	2.66	1.652	0.229	Сумма . . .	1.57	0.446	0.164
Среднее . . .	0.25	0.080	0.017	Среднее . . .	0.19	0.118	0.016	Среднее . . .	0.12	0.034	0.013
Ni : Cu		3.1 : 1		Ni : Cu		1.6 : 1		Ni : Cu		3.5 : 1	
Ni : Co		15.2 : 1		Ni : Co		11.6 : 1		Ni : Co		9.6 : 1	

Таблица 4

Содержание серы и селена в сингенетических рудах участков Хихнярви
(обр. 1—10), Акким (обр. 11—22) и Аннама (обр. 23—32), вес. %

Номер образца	S	Se	Номер образца	S	Se
1	1.15	Не обнаружено	17	1.89	0.0007
2	2.09	» »	18	2.21	0.0008
3	0.26	» »	19	1.57	Не обнаружено
4	0.23	» »	20	2.06	» »
5	0.94	» »	21	0.73	» »
6	0.84	» »	22	0.85	» »
7	1.22	» »	23	1.61	» »
8	0.10	» »	24	0.60	» »
9	0.55	» »	25	0.61	» »
10	0.73	» »	26	0.13	» »
11	1.86	0.0005	27	0.45	» »
12	1.57	0.0004	28	0.12	» »
13	2.17	0.0001	29	0.13	» »
14	0.58	Не обнаружено	30	0.46	» »
15	0.59	» »	31	0.05	» »
16	0.16	» »	32	0.10	» »

Примечание. Среднее арифметическое из 32 проб: S — 0.905; Se — 0.00008. Отношение S : Se = 11300 : 1.

Таблица 5

Сравнительные данные о распределении селена в сингенетических и эпигенетических рудах

Типы руд	Количество проб	Содержание Se, %		Среднее содержание S, %	Среднее отношение S : Se	Содержание Se в сульфидной массе, %
		от—до	среднее			
Бедные вкрапленные — эпигенетические	40	0.0000—0.0056	0.0012	3.77	3100	0.0116
Оруденелые вмещающие породы	11	0.0000—0.0015	0.0007	3.27	4700	0.0078
Сингенетические руды	32	0.0000—0.0008	0.00008	0.905	11300	0.0032

Примечание. Для эпигенетических руд использованы данные Ю. Н. Яковлева, В. В. Астафьевой, Ю. А. Астафьева (1968, табл. 1, 2, 4, 5).

АН СССР; селен определялся полярографическим методом). Сравнительные данные по обоим типам руд сведены в табл. 5, где из числа эпигенетических помещены лишь бедные вкрапленные и оруденелые вмещающие породы. Из табл. 5 следует, что содержание селена в сингенетических рудах в 11—15 раз ниже, а в пересчете на сульфидную массу (принимая содержание серы в ней равным 36.5% — по аналогии со всеми эпигенетическими рудами района) в 2.4—3.6 раза ниже, чем в самых бедных эпигенетических. Возможно, это в какой-то мере обусловлено недостаточной чувствительностью (0.0001%) определения селена полярографическим методом: в 27 пробах он вообще не был обнаружен. Но если даже допустить, что в каждой из этих 27 проб его содержится 0.00005%, получим среднее содержание в рудах 0.00012% (в сульфидной массе 0.0048%), а отношение серы к селену составит 7500 : 1. Таким образом, даже в этом случае степень концентрации селена в сингенетических рудах остается очень низкой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании изложенного можно наметить следующие основные черты различия сингенетического и эпигенетического типов оруденения в ультраосновных породах.

1. Главной формой развития сульфидов сингенетического типа является сидеронитовая вкрапленность, подчиненное значение имеют эмульсионные и каплевидные включения; значительно реже встречаются гнездообразные и шпировидные обособления. В эпигенетических рудах основная масса сульфидов заключена в метасоматической вкрапленности, второстепенную роль играют сульфидно-силикатные сростания и прожилки.

2. Для минерального состава сингенетических руд характерна относительная простота и наличие таких типоморфных минералов, как титаномагнетит, троилит, макинавит; в то же время структурные соотношения минералов, нередко очень сложные, обусловленные распадом твердых растворов.

Минеральный состав эпигенетических руд более разнообразен и характеризуется наличием многих второстепенных минералов, не свойственных медно-никелевым месторождениям (молибденит, арсенопирит, галенит, борнит, сульфовисмутиды меди и свинца, ильваит и др.). Структуры распада твердых растворов наблюдаются здесь редко.

3. Главные рудные минералы, принимающие участие в образовании как сингенетических, так и эпигенетических руд, представлены в них различными генерациями, которые отличаются морфологическими и структурными особенностями, а также физическими свойствами.

4. Среди вторичных преобразований в сингенетических рудах характерным является замещение первичных сульфидов магнетитом, а в эпигенетических — интенсивная пиритизация и виоларитизация.

5. Сингенетические руды обладают более высоким отношением $Ni:Cu$ и значительно меньшим отношением $Ni:Co$, а также гораздо меньшим содержанием селена, чем эпигенетические руды района, для которых примечательно высокое содержание главных компонентов и хорошая выдержанность состава.

Эти признаки могут быть использованы в качестве вспомогательных для предварительной оценки рудоносности отдельных массивов ультраосновных пород. Для дальнейшего более обоснованного и успешного их применения необходимы детальные и по возможности количественные исследования главных и наиболее распространенных второстепенных минералов сингенетических и эпигенетических руд.

Литература

- Богачев А. И., В. А. Горелов, В. И. Кочнев-Первухов. Основные черты строения и сульфидного оруденения междуречья Печенги—Лотты. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 19, 1964.
- Богачев А. И., В. И. Кочнев-Первухов. О некоторых петрохимических критериях никеленосных гипербазитовых интрузий (на примере Аллареченского района). Сов. геология, 1965, № 11.
- Богачев А. И., В. А. Горелов, Я. Х. Еселев, В. И. Кочнев-Первухов, Л. С. Динкевич. О генезисе медно-никелевых руд северо-западной части Кольского полуострова. В сб.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых. Тр. Геол. инст., Петрозаводск, 1966.
- Генкин А. Д., Л. Н. Вяльсов. О валлерните и макинавите и условиях их нахождения в рудах. Геология рудных месторождений, 1967, № 2.
- Горбунов Г. И., Ю. А. Астафьев, Ю. В. Гончаров, В. Н. Макаров, Ю. Н. Яковлев. Некоторые итоги изучения структур медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. В сб.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова, Изд. Кольского филиала АН СССР, Апатиты, 1968.

- Елисеев Н. А., Г. И. Горбунов, Э. Н. Елисеев, В. А. Масленников, К. Н. Уткин. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
- Козлов Е. К. Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Кольского полуострова. В сб.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон, Изд. АН УССР, Киев, 1960.
- Козлов Е. К. Основные итоги изучения и перспективы открытия медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове. В сб.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова, Мурманское кн. изд., 1961.
- Корнилов Н. А. О сульфидных оливинитах и гарцбургитах Аллареченского никеленосного интрузива (Кольский полуостров). ДАН СССР, т. 146, № 1, 1962.
- Яковлев Ю. Н., А. К. Яковлева. Минеральный состав руд и окколрудных пород восточного фланга Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения (Мурманская обл.). В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. 5, изд. «Наука», Л., 1967.
- Яковлев Ю. Н., В. В. Астафьева, Ю. А. Астафьев. Распределение селена в медно-никелевых рудах Печенгского и Аллареченского районов. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, изд. «Наука», Л., вып. 6, 1968.

В. Н. МАКАРОВ, Ю. В. ГОНЧАРОВ

К МИНЕРАЛОГИИ БИОТИТОВ АЛЛАРЕЧЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В районе Аллареченского месторождения биотит является одним из наиболее распространенных породообразующих минералов. Он широко развит в биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсах и полевошпатовых амфиболитах, иногда превращенных в биотитовые сланцы, а также в контактовых зонах ультраосновного массива. Для последних характерно разнообразие парагенетических ассоциаций, в которых устанавливается биотит. Он встречается в биотито-амфиболовых, амфиболо-биотитовых и почти мономинеральных породах (слюдитах), кварцево-биотито-гранатовых породах, биотито-карбонатных, биотито-кварцевых и биотито-халькопиритовых жилах.

В гнейсах, залегающих на значительном удалении от контакта с ультраосновными породами, биотит образует агрегаты субпараллельно ориентированных чешуй 0.5 мм в длину и 0.2 мм в поперечнике, довольно неравномерно распределенных в породе. Отдельные полосы обогащены биотитом, вследствие этого порода имеет более или менее хорошо выраженную полосчатую текстуру. Если гнейс перемят, то наиболее обогащенными биотитом оказываются замковые части микроскладок, а прослои, обедненные слюдой, состоят из кварца, плагиоклаза и микроклина или кварца и плагиоклаза.

В шлифах биотит из этих пород зеленовато-бурый. Он очень редко не затронут вторичными изменениями. В большинстве случаев эти изменения выразились в хлоритизации. На начальных стадиях процесса лишь в отдельных чешуях слюды вдоль спайности или по границам отмечаются тонкие каймы хлорита бледно-зеленого цвета. Если же процесс заходит далеко, то многие чешуи слюды нацело замещены хлоритом. В таких случаях хлорит находится в тесном срастании с сагенином или лейкоксеном, а местами — с цоизитом и эпидотом. Плагиоклаз в этих породах серицитизирован, причем степень серицитизации плагиоклаза пропорциональна степени хлоритизации биотита.

В полевошпатовых амфиболитах основным темноцветным породообразующим минералом является роговая обманка. Местами амфиболит

интенсивно биотитизирован, вплоть до почти мономинеральных биотитовых сланцев. Биотит темно-бурый, образует субпараллельно ориентированные удлиненные чешуйки размером до 1.5—2.0 мм в длину и 0.3—0.4 мм в поперечнике, которые развиваются по амфиболу, плагиоклазу, кварцу.



Рис. 1. Кварцево-биотито-гранатовая порода. Шлиф. Увел. 40.

Редьёвские зерна — гранат; светло-серые и темные чешуйки — биотит; белое — кварц.

Замещение этих минералов биотитом иногда сопровождается появлением в роговой обманке светло-зеленого слабо плеохроирующего хлорита и развитием серицита по плагиоклазу. В некоторых случаях наблюдается вторичный эпидот и цоизит. Биотит хлоритизации не подвергается.

Вблизи контакта с ультраосновным массивом амфиболиты и гнейсы сильно биотитизированы и вследствие ориентированного расположения чешуй биотита приобретают сланцеватый облик. Биотит макроскопически черный, в шлифах — коричневый. Чешуйки часто деформированы, размер их от 0.5—1.5 до 5 мм в длину и до 0.5—1 мм в поперечнике. По биотиту местами развивается зеленоватый хлорит. Иногда и амфибол наряду с замещением биотитом подвергается хлоритизации, что обычно сопровождается выделением магнетита. Лейкократовые минералы в таких породах представлены исключительно кварцем, а плагиоклаз в них не устанавливается.

Биотито-амфиболовые и амфиболо-биотитовые породы наблюдаются в приконтактных частях интрузива, где проходит тектоническое нарушение, а также в узких тектонических зонах внутри интрузива и состоят в основном из биотита и актинолита (Корнилов, 1962).

Кварцево-биотито-гранатовые породы состоят из граната, биотита, небольшого количества кварца, плагиоклаза, с отдельными зернами роговой обманки. Биотит мелкочешуйчатый, до 1—1.5 мм в длину и 0.2—0.3 мм в поперечнике. Биотит и гранат развиваются по кварцу и плагиоклазу и образуют между собой тесные сращения (рис. 1). Но местами биотит пронизывает гранат, а в отдельных его чешуйках встречаются червеобразные включения граната.

Биотито-карбонатные жилы также встречаются в приконтактных частях интрузива. Биотит в них иногда имеет зеленоватый оттенок. В шлифах плеохроирует в буровато-коричневых тонах, в ряде случаев волнисто угасает. Чешуйки достигают 3 мм в длину, часто деформированы. Карбонат в этих жилах представлен анкеритом и находится между пачками и отдельными чешуйками биотита. Вместе со слюдой он деформирован, что выразилось в подробленности зерен и часто наблюдающемся изгибе двойниковых полосок. Несколько реже с лейстами биотита контактирует железистый кальцит, а вдоль плоскостей спайности биотита развиваются

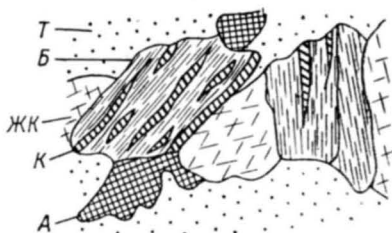


Рис. 2. Взаимоотношения биотита с карбонатами. Зарисовка окрашенного шлифа при увел. 40.

Б — биотит; ЖК — железистый кальцит; А — анкерит; К — безжелезистый кальцит; Т — тальк.

прожилки безжелезистого кальцита (рис. 2). Биотит, совместно с железистым кальцитом замещающий анкерит, пересекается безжелезистым кальцитом.

Биотито-кварцевые жилы небольшой мощности и длиной до 1—1.5 м встречены среди биотитовых гнейсов вблизи контакта с рудным телом. По мере удаления от контакта количество биотита в этих жилах уменьшается. Биотит имеет черный цвет, в шлифах в проходящем свете — зеленовато-бурый. Размер чешуек до 5 мм в длину.

На границе измененных ультраосновных пород, превращенных почти нацело в актинолитовые амфиболиты, со сплошными сульфидными рудами отмечаются биотито-халькопиритовые (рис. 3) линзовидные тела мощностью до 15—20 см. Биотит черного цвета, чешуйки его достигают 5—8 см в поперечнике. Толщина некоторых пачек 0.5—1 см. И пачки и отдельные че-

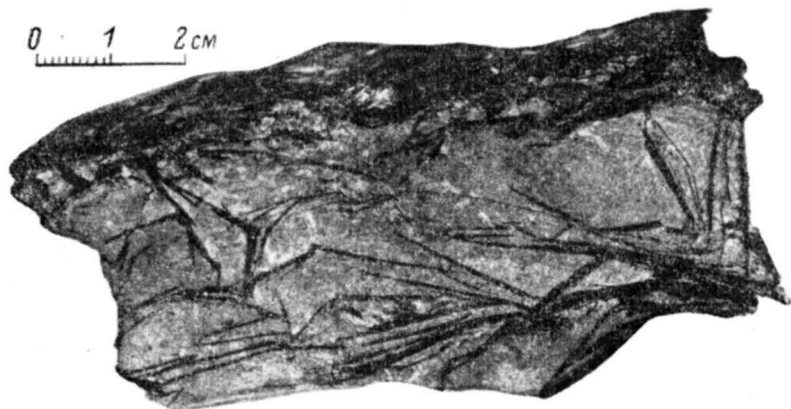


Рис. 3. Крупночешуйчатый биотит в сульфидной жиле. Полированный образец.

Черное — биотит; серое — сульфиды.

шуйки изогнуты, деформированы, расколоты ступенеобразно по спайности. Часть пачек слюды находится внутри жил, на некотором удалении от контакта. Между чешуйками и пачками биотита, а также в ступенчатых трещинах в них развиты сульфиды, главным образом халькопирит. Местами вместе с сульфидами присутствует гранат, который иногда встречается в промежутках между лейстами биотита в виде самостоятельных выделений.

В шлифах заметно, что биотит вдоль спайности иногда подвергается гидратации, что фиксируется изменением окраски и снижением интенсивности плеохроизма.

Описываемые биотиты изучались оптически, рентгенометрически, а некоторые химически и термически. Результаты оптических определений сведены в табл. 1 и свидетельствуют о том, что биотиты из вмещающих пород (амфиболитов и гнейсов) незначительно отличаются от биотитов пород контактовой зоны ультраосновного массива. Биотиты из указанной контактовой зоны характеризуются в общем несколько более низкими показателями преломления, но пределы колебания их значений у биотитов из разных по составу пород достаточно широки. Наибольшим значением показателя преломления характеризуются биотиты из биотито-кварцевой жилы и кварцево-биотито-гранатовой породы, минимальным — из почти мономинерального биотитового слюдита.

Рентгенометрические исследования выполняли В. Н. Макаров и Ю. П. Меньшиков по методу Дебая, а на монокристалльных пластинках —

Таблица 1

Оптические свойства биотитов

Номер образца	Породы, из которых взят биотит	$Ng = Nm$	Np	$Ng - Np$	Плеохроизм	
					по Ng	по Np
20	Биотито-халькопиритовая жила . . .	1.649	1.590	0.059	Темно-коричневый	Желтовато-коричневый
207	Биотито-халькопиритовая жила . . .	1.651	1.591	0.060	Буровато-коричневый	Светло-коричневый
167	Слюдит	1.646	1.586	0.060	То же	То же
93-7*	Амфиболо-биотитовая порода . . .	1.647	1.580	0.067	Коричневый	Светло-желтый
215-в	Кварцево-биотитогранатовая порода	1.655	1.591	0.064	Темно-коричневый	Светло-коричневый
228	Биотито-карбонатная жила	1.651	1.592	0.059	Буровато-коричневый	Светло-коричневый с зеленым оттенком
229	Биотито-кварцевая жила	1.669	1.602	0.067	Зеленовато-бурый	Светло-коричневый
505	Полевопатовый амфиболит . . .	1.655	1.591	0.064	Темно-бурый	То же
611	Биотитовый гнейс	1.663	1.595	0.068	То же	»

* Данные Н. А. Корнилова (1962). Остальные оптические определения выполнены В. В. Колесниковой. Точность измерений ± 0.002 .

дифрактометрически. Порошкограммы биотитов позволили заключить, что все слюды относятся к политипу 1М (или 3Т). Параметры $c \sin \beta$ (табл. 2), изменение которых отражает изовалентные изоморфные замещения ($Fe^{++} \rightarrow Mg$) в октаэдрах, почти идентичны у биотитов из разных по составу пород, что свидетельствует об узких пределах таких изоморфных замещений. Довольно значительная изменчивость параметра b , находящегося в зави-

Таблица 2

Параметры кристаллической решетки биотитов

Номер образца	Породы, из которых взят биотит	$a \sin \beta$	b	$c \sin \beta$
20	Биотито-халькопиритовая жила	5.320	9.25	9.97
207	Биотито-халькопиритовая жила	—	9.22	10.02
167	Слюдит	5.316	9.24	10.02
215-в	Кварцево-биотитогранатовая порода . .	5.320	9.234	10.02
228	Биотито-карбонатная жила	—	9.250	10.06
229	Биотито-кварцевая жила	5.340	9.280	10.05
505	Полевопатовый амфиболит	—	9.13	9.93
611	Биотитовый гнейс . .	—	9.23	10.03

симости от среднего радиуса октаэдрического катиона (Михеев, 1957), отражает, по всей видимости, изоморфные замещения по типу $R^{2+} \rightarrow R^{3+}$.

По дифрактограммам от монокристалльных пластинок оценивалась интенсивность базальных рефлексов, что позволило с некоторой приближенностью судить о составе октаэдрических слоев слюд. По соотношению интенсивностей базальных рефлексов 004 и 005 (табл. 3) и отсутствию рефлекса 002 можно заключить, что биотиты представлены магнезиально-железистыми и железистыми разностями (Gower, 1957; Брэдли, Грим, 1965).

В нашем распоряжении имеется четыре химических анализа биотитов: из биотито-кварцевой и биотито-халькопиритовой жил и кварцево-биотито-гранатовой и амфиболо-биотитовой пород (табл. 4).

Таблица 3

Соотношение интенсивностей базальных рефлексов
004 и 005 биотитов

Номер образца	Породы, из которых взят биотит	I_{004}/I_{005}	Железистость, %
20	Биотито-халькопиритовая жила	1.08	65
207	Биотито-халькопиритовая жила	1.12	65
167	Слюдит	1.13	65
215-в	Кварцево-биотито-гранатовая порода . .	1.10	65
228	Биотито-карбонатная жила	1.22	75
229	Биотито-кварцевая жила	1.71	95
505	Полевопатитовый амфиболит	0.97	60
611	Биотитовый гнейс . .	1.16	65

Пересчет результатов химического анализа биотитов на структурные формулы по методу Д. П. Сердюченко (1948а) показал, что состав слюд колеблется в значительных пределах: хотя все слюды могут быть отнесены к магнезиально-железистым разностям, содержание Fe^{2+} в октаэдрах колеблется от 1.05 у биотита из амфиболо-биотитовой породы до 1.96 — у биотита из биотито-кварцевой жилы. Соотношение $\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg}$ изменяется соответственно от 0.40 до 0.79.

В незначительных пределах колеблется содержание трехвалентных катионов в октаэдрических слоях — от $0.32Al_{IV}$ и $0.04Fe_{IV}^{3+}$ в биотите из амфиболо-биотитовой породы до $0.328Al_{IV}$ и $0.146Fe_{IV}^{3+}$ в биотите из биотито-халькопиритовой жилы.

Все изученные биотиты по составу тетраэдрических слоев близки к ряду сидерофиллит-истонит; минимальным содержанием Si_{IV} характеризуется слюда из биотито-халькопиритовой жилы ($Si_{IV}=2.58$). Для этого же биотита характерно и максимальное содержание Ti (0.188 на формульную единицу).

Количество калия, натрия и кальция у всех без исключения биотитов меньше теоретического, что компенсируется изоморфными замещениями в октаэдрических слоях. Кальций в изученных биотитах присутствует в ничтожных количествах.

Кроме химических анализов, для ряда биотитов были выполнены количественные рентгеноспектральные и полуколичественные спектральные анализы (аналитики Л. И. Полежаева, В. А. Цыпнятов, Е. А. Медникова), результаты которых приведены на рис. 4.

Таблица 4

Химический состав биотитов, %

Компоненты	Номер образца			
	20	229	215-в	93-7
SiO ₂	33.89	32.58	34.82	36.63
TiO ₂	3.29	1.40	2.32	1.80
Al ₂ O ₃	17.38	16.06	16.40	16.61
Fe ₂ O ₃	2.56	2.83	2.21	0.78
FeO	20.85	28.56	22.86	16.90
MnO	0.06	0.19	0.15	0.07
MgO	9.97	4.26	8.58	14.35
CaO	0.45	Следы	0.21	0.04
Na ₂ O	0.46	0.12	0.28	1.08
K ₂ O	9.03	8.78	8.74	7.47
H ₂ O ⁺	1.42	4.75	2.86	3.01
H ₂ O ⁻	0.09	0.12	0.02	0.71
F	0.41	0.11	0.16	0.14
Cl	Не определено			0.09
Сумма	99.86	99.76	99.61	99.68
Поправка на F, Cl	0.17	0.04	0.07	0.07
Сумма с учетом поправки	99.69	99.72	99.54	99.61
Тетраэдрические слои:				
Si	2.583	2.689	2.694	2.75
Al	1.229	1.227	1.171	1.14
Ti	0.188	0.084	0.135	0.11
Z	4.0	4.0	4.0	4.0
Октаэдрические слои:				
Al	0.328	0.328	0.315	0.32
Fe ³⁺	0.146	0.109	0.121	0.04
Fe ²⁺	1.282	1.961	1.473	1.05
Mn	0.004	0.010	0.009	0.005
Mg	1.117	0.525	0.994	1.59
Y	2.877	2.933	2.912	3.005
Межслоевые катионы:				
Ca	0.037	—	0.014	0.005
Na	0.064	0.020	0.037	0.15
K	0.861	0.902	0.845	0.72
X	0.962	0.922	0.896	0.875
ОН	0.702	1.975	1.472	1.84
F	0.096	0.025	0.037	0.04
O	10.601	10.000	10.246	10.06

Примечание. Обр. 20 — биотит из биотито-халькопиритовой жилы (аналитик Л. Ф. Ганнибал); обр. 229 — биотит из биотито-кварцевой жилы (аналитик Е. А. Кульчицкая); обр. 215-в — биотит из кварцево-биотито-гранатовой породы (аналитик А. В. Мокрецова); обр. 93-7 — биотит из амфиболо-биотитовой породы (Корнилов, 1962). Аналитик Е. И. Успенская.

На рисунке видно, что пределы колебания содержаний TiO_2 в биотитах достаточно широки. Максимальными содержаниями TiO_2 характеризуются биотиты из гнейсов, минимальными — биотиты из полевошпатовых амфиболитов. Наблюдаются также различия в количестве и составе элементов-примесей. Биотиты из гнейсов отличаются повышенным содержанием ванадия и циркония и пониженным содержанием хрома и никеля, биотиты из полевошпатовых амфиболитов характеризуются повышенным содержанием хрома, никеля и кобальта, а по содержанию ванадия и циркония занимают промежуточное положение между биотитами из гнейсов и пород контактовой зоны.

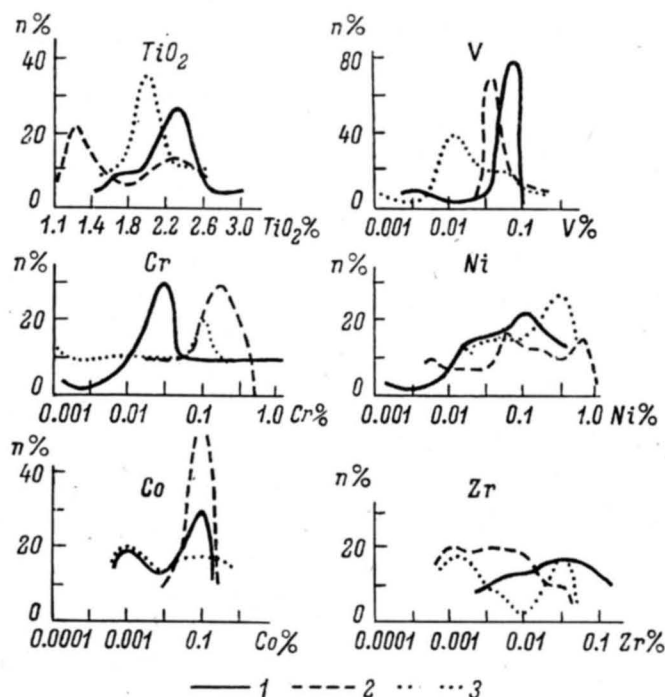


Рис. 4. Распределение содержаний TiO_2 и элементов примесей в биотитах из гнейсов (1), амфиболитов (2) и пород контактовой зоны ультраосновного тела (3).

По результатам определения щелочей пламенно-фотометрическим методом (аналитики Л. В. Гавриленко и М. П. Тарасова) можно заключить, что в биотитах из гнейсов и биотито-кварцевых жил роль Na в положении X незначительна, в то время как у слюд из амфиболитов содержание Na достаточно высоко. Для биотитов из гнейсов и амфиболитов характерны повышенные содержания Li_2O и Rb_2O (0.03 и 0.1 соответственно). В них же устанавливаются, хотя и невысокие, примеси Cs_2O (0.0007% в биотите из амфиболитов и 0.0004% в биотите из гнейсов). Биотиты из пород контактной зоны имеют почти в два раза более низкие содержания Li_2O и Rb_2O , а содержание Cs_2O в них ниже чувствительности метода.

Выше уже отмечалось, что местами биотит подвергся вторичным изменениям. В гнейсах биотит частично хлоритизирован. В породах контактовой зоны, а также в амфиболитах и гнейсах вблизи рудного тела отмечается изменение окраски биотита, уменьшение степени плеохроизма, снижение двупреломления. Термические и дифрактометрические исследования показывают, что такие изменения объясняются частичной гидратацией биотита:

на термограммах появляется низкотемпературный эндотермический эффект (рис. 5), а рефлекс 001 несколько увеличивается и становится диффузным.

Таким образом, по ряду признаков (состав тетраэдрических и октаэдрических слоев, состав элементов-примесей, взаимоотношения с другими минералами, в частности — с хлоритами) биотиты из разных по составу пород несколько разнятся между собой, что, с одной стороны, может быть объяснено особенностями состава пород, а с другой — спецификой условий их образования.

Вопрос взаимосвязи химизма биотитов с условиями их образования неоднократно обсуждался в литературе.

По мнению ряда исследователей, с увеличением степени метаморфизма возрастает магнезиальность биотитов за счет уменьшения их железистости (Barth, 1936; Другова, Глебовицкий, 1965, и др.). Большая устойчивость

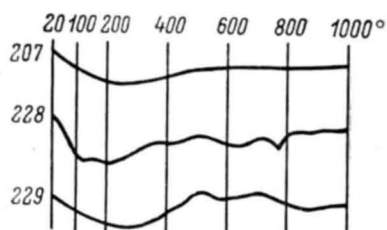


Рис. 5. Термограммы биотитов.

Обр. 207 — из биотито-халькопиритовой жилы; обр. 228 — из биотито-карбонатной жилы; обр. 229 — из биотито-кварцевой жилы.

магнезиальных биотитов при высоких температурах показана и экспериментально (Eugster, 1956, 1957, и др.). Вместе с тем некоторые исследователи считают, что с повышением степени метаморфизма железистость биотита возрастает (Harker, 1932), а некоторые (Горошников, 1967) связывают железистость биотита с железистостью пород. Такое разнообразие мнений объясняется тем, что существенное влияние на состав биотита оказывает окислительно-восстановительный потенциал. Если учесть, что парциальное давление кислорода в ультраосновных породах было низким (местами сохраняется железистый оливин), то ясно, что железистый биотит мог быть устойчивым в достаточно широких пределах.

Вместе с тем присутствие высокожелезистого биотита в маложелезистых биотито-кварцевых жилах является признаком образования его при относительно невысоких температурах, поскольку большую железистость этой слюды нельзя объяснить особенностями химизма ни жильной породы, ни вмещающих ее гнейсов.

Состав тетраэдрических слоев биотитов также находится в зависимости от условий их образования. По мнению ряда исследователей (Haggy, 1950; Shelling, 1957, и др.), с увеличением температуры образования биотита возрастает его глиноземистость. По мнению Л. П. Никитиной и В. Я. Хильтовой (1964) и Б. И. Горошникова (1967), изучавших биотиты из богатых глиноземом пород, существует обратная зависимость — более высокотемпературные биотиты беднее алюминием в тетраэдрических слоях. По данным А. А. Маракушева (1966), в глиноземистых породах содержание алюминия в тетраэдрах биотита с повышением температуры уменьшается, а в малоглиноземистых — возрастает.

Наиболее высокоглиноземистыми породами, из которых химически изучен биотит, являются кварцево-биотито-гранатовые. По составу тетраэдров этот биотит аналогичен биотитам, возникшим при температурах, соответствующих эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (Никитина и Хильтова, 1964; Маракушев, 1966). Это согласуется и с данными по количественным соотношениям биотита и граната в породах (Schmid, 1966). Как отмечалось, местами биотит ассоциирует с железистым кальцитом, устойчивым в сравнительно узких температурных пределах (400—500°), что также хорошо согласуется с высказанным предположением.

По данным Д. П. Сердюченко (19486), биотиты, возникающие при более высоких температурах, характеризуются повышенными содержаниями титана в тетраэдрических слоях,¹ не зависящими от количества титана в породе. К такому же мнению приходят Г. М. Другова и В. А. Глебовицкий (1965), Б. И. Горошников (1967) и др.

Исходя из этого, можно предположить, что более титанистые биотиты гнейсов формировались при более высоких температурах, чем биотиты из амфиболитов и пород контактовой зоны.

ВЫВОДЫ

1. Биотиты во всех без исключения породах являются железистыми и по составу тетраэдров близки к ряду сидерофиллит—истонит.

2. Исходя из состава биотитов и парагенетических ассоциаций, в которых они развиты, можно предположить, что их возникновение в амфиболитах и породах контактной зоны ультраосновной интрузии связано с метаморфизмом эпидот-амфиболитовой субфации.

Это свидетельствует в пользу того, что ультраосновные породы в районе подверглись региональному метаморфизму, как это отмечалось Е. К. Козловым (1960, 1961) и другими исследователями.

3. Биотит из гнейсов является несколько более высокотемпературным и образовался, по-видимому, одновременно с роговой обманкой в амфиболитах.

Литература

- Брэдли У. Ф., Р. Е. Грим. Слюдистые минералы глин. В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. Изд. «Мир», М., 1965.
- Горошников Б. И. Биотиты высокоглиноземистых пород докембрия Украины. Минер. сб. Львовского гос. ун-та, т. 21, вып. 2, 1967.
- Другова Г. М., В. А. Глебовицкий. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. В сб.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, изд. «Наука», М.—Л., 1965.
- Козлов Е. К. Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Кольского полуострова. В сб.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон, Изд. АН УССР, Киев, 1960.
- Козлов Е. К. Основные итоги изучения и перспективы открытия медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове. В сб.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова, Мурманское кн. изд., 1961.
- Корнилов Н. А. О сульфидных оливинитах и гарцбургитах Аллареченского никеленосного интрузива (Кольский полуостров). ДАН СССР, т. 146, № 1, 1962.
- Маркушев А. А. Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах. Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1966.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Никитина Л. П., В. Я. Хильтова. Особенности кристаллического строения железисто-магнезиальных слюд и роговых обманок метаморфических пород. В сб.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита, изд. «Наука», М., 1964.
- Сердюченко Д. П. О химической конституции и классификации слюд. ДАН СССР, т. 59, № 3, 1948а.
- Сердюченко Д. П. О кристаллохимической роли титана в слюдах. ДАН СССР, т. 59, № 4, 1948б.
- Тепикин В. Е. О координации титана в слюдах. В сб.: Конституция и свойства минералов, изд. «Наукова думка», Киев, 1966.
- Barth T. F. W. Structural and Petrological studies in Dutchess Country. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 47, 1936, № 11.
- Eugster H. P. Stability of hydrous iron silicates. Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst. Washington (1955—1956), 55, 1956.

¹ По данным В. Е. Тепикина (1966), четырехвалентный титан входит только в тетраэдрические слои слюд.

- Eugster H. P. Stability of annite. Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst. Washington (1956—1957), 56, 1957.
- Gower J. A. X-ray measurement of the iron-magnesium ratio in biotites. Amer. Journ. Sci., v. 225, 1957.
- Harker A. Metamorphism. 1932.
- Harry W. T. Aluminium replacing silicate in some silicate lattice. Miner. Mag., v. 36, 1950.
- Schmid R. Granatchemismus als Indikator des Metamorphosegrades in der Zone Ivred—Verbano (Norditalien). Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., Bd. 46, 1966, № 2.
- Shelling N. J. Notes on the petrology and mineralogy of the Barrovian metamorphic zones. Geol. Mag., v. 94, 1957, № 4.

В. Н. МАКАРОВ

ВТОРИЧНЫЙ ДИОПСИД ИЗ РУДОНОСНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Моноклинные пироксены являются одними из наиболее распространенных минералов в основных и ультраосновных породах восточного фланга Печенгского рудного поля. Они развиты в серпентинизированных перидотитах, серпентинитах, габбро, порфириовидных и эссекситовых габбро, габбро-пегматитах и пироксенитах. В серпентинизированных перидотитах и серпентинитах пироксен развит в виде крупных ксеноморфных зерен, бесцветных или розоватых оттенков, иногда частично замещенных бурой роговой обманкой, а местами (преимущественно в поперечных тектонических зонах) и актинолитом. Бурая роговая обманка и актинолит часто

Т а б л и ц а 1

Оптические свойства пироксенов из основных и ультраосновных пород

Номер образ-ца	Порода	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	cN_g , град.	(+) $2V$, град.	Пироксены
	Перидотиты, пироксеновые оливиниты*	—	—	—	0.031	—	40—50°	Авгит
	Пироксениты*	1.715	—	1.689	0.023	38—42°	46—54°	»
		1.718	—	1.694	0.030			
	Габбро	1.712	—	1.697	0.019	38—48°	40—49°	»
					0.029			
223	Аксинит-карбонат-пироксеновая жила**	1.709	1.687	1.677	0.032	47°	52—61°	Диопсид
294	Пироксеновая жила**	1.713	—	1.680	0.033	42°	—	»
295		1.699	—	1.667	0.032	42°	—	»
374	Пироксен-антигоритовая жила**	1.706	1.685	1.676	0.030	42°	—	»
		1.700	—	1.670	0.030	42°	—	»

* Данные Б. И. Папушис (Елисеев и др., 1961).

** Определения В. В. Колесниковой.

образуют с пироксеном гомоосевые сростания. Здесь он более идиоморфен, иногда имеет кристаллическую огранку и тогда образует короткопризматические кристаллы. В пироксенитах пироксен почти не замещается постериорными минералами. Лишь в редких случаях, главным образом в зонах поперечных разрывных тектонических нарушений, пироксен частично замещается актинолитом и хлоритом. В габбро пироксен крупнозернистый: в меланократовых разностях — идиоморфен, в лейкократовых — ксеноморфен по отношению к плагиоклазу. В порфировидных и эссекситовых габбро пироксен развит в виде зерен неправильной формы размером до 3—4 мм с пойкилитовыми включениями разрушенного альбитизированного, хлоритизированного и соссюритизированного плагиоклаза. В разновидностях с равнозернистым строением пироксен имеет удлиненную форму (Елисеев и др., 1961).

Оптические свойства пироксенов из основных и ультраосновных пород приведены в табл. 1. Б. И. Папушис (Елисеев и др., 1961) установлено, что моноклинный пироксен в различных породах однотипен, хотя даже в пределах одного штуфа могут встречаться отличающиеся по оптическим свойствам зерна. Отдельные кристаллы имеют зональность. Тогда краевые части их богаче титанистым компонентом (Елисеев и др., 1961). Вайринен (Väyrynen, 1938) относит часть моноклинных пироксенов к пизжонитам. По Н. А. Елисееву, пироксены должны быть отнесены к авгитам и титаноавгитам.



Рис. 1. Беспорядочно ориентированные кристаллы диопсида в диопсид-антигоритовом прожилке. Шлиф 226. Увел. 25, без анализатора.

Вторичные моноклинные пироксены развиты в виде мономинеральных жил в ассоциации с антигоритом, реже — с карбонатами.

По морфологии кристаллов и агрегатов вторичные пироксены резко отличаются от первично-магматических. Если для последних характерны короткопризматические, близкие изометричным кристаллы, то вторичные характеризуются тонкопризматическим габитусом кристаллов. Сечение таких кристаллов в десятки раз меньше их длины.

Наиболее характерным агрегатом диопсид-антигоритовых жил является беспорядочно ориентированное расположение крупных кристаллов диопсида с выполнением промежутков между ними крупночешуйчатым антигоритом (рис. 1, 2). Грани кристаллов диопсида часто являются ориентирующими для антигоритовых агрегатов. Зародыши антигоритовых кристаллов располагаются обычно на всех гранях, без предпочтения каких-либо из них. Признаков оседания зародышей не наблюдается. Обычно агрегаты антигорита веерообразные, что обусловлено геометрическим отбором

кристаллов, ориентированных плоскостью (001) перпендикулярно грани кристалла диопсида. Значительно реже наблюдаются ориентированные сростания, когда (001) антигорита соответствует грани призмы (100) диопсида.

Местами наблюдается многостадийное развитие прожилков. Кристаллизовавшиеся на первой стадии развития прожилка диопсид и антигорит передроблены и в случае пологой ориентации прожилка оседают на нижнюю стенку трещины. В крутопадающих жилах такие обломки фиксируются на обеих стенках. Выступающие из мелкозернистой массы диопсид-антигоритового состава обломки



Рис. 2. Взаимоотношения диопсида с серпентиновыми минералами — антигоритом (чешуйки) и серпофитом (изотропный). Шлиф 226, николи скрещены.

диопсидовых кристаллов служат «затравками» для новых кристаллов. Вследствие геометрического отбора агрегат достигает стадии друзового роста, а в редких случаях и стадии параллельно-шестоватого роста.

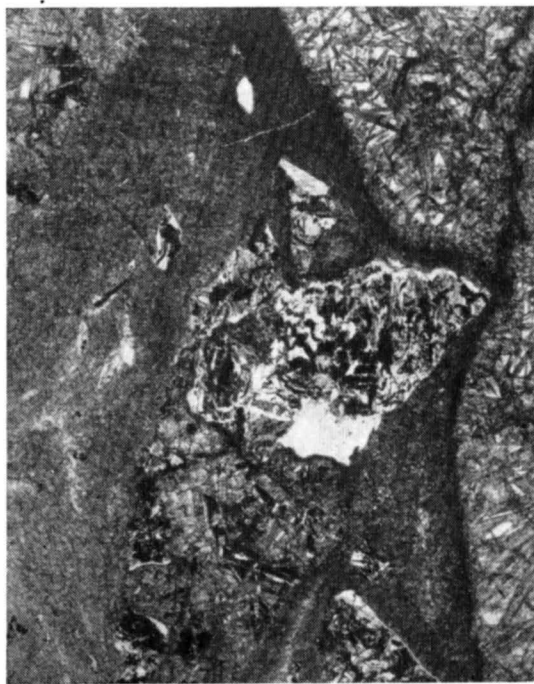
Нередко наблюдается и выполнение жил тонкокристаллическими и мелкокристаллическими агрегатами антигорит-диопсидового состава. Возможно, эти агрегаты еще более поздние, так как в них иногда устанавливаются обломки крупнозернистых пироксеновых агрегатов.

В этих же жилах часто наблюдаются и обломки вмещающих пород (рис. 3). Во всех без исключения случаях эти обломки представлены серпентинитами по перидотитам. Первично-магматические минералы в них не встречаются. Тонкокристаллический агрегат серпентиновых минералов (серпофит) образует пол-

ные псевдоморфозы по оливину. По контакту с антигорит-диопсидовым агрегатом серпофит перекристаллизован в крупночешуйчатый антигорит. Чешуи ориентированы так, что подчеркивают контуры обломка. В обломках содержится значительное количество рудных минералов в виде крупных вкрапленников между серпентиновыми псевдоморфозами по оливину и мелкой рудной пыли в них. Состав рудных минералов однообразен. На 97—99% это магнетит. Лишь в некоторых зернах устанавливаются мелкие реликты пирротина и пентландита. Халькопирит не был встречен вовсе.

В самих антигорит-диопсидовых жилах отчетливо намечаются две генерации рудных минералов. Ранние рудные минералы — магнетит и очень редко — ильменит. Кристаллы пироксена разрывают эти рудные зерна. Вторая генерация рудных минералов представлена сульфидами. Агрегаты их явно более поздние, чем пироксен, и иногда метасоматически замещают его кристаллы, вплоть до образования полных псевдоморфоз сульфидов по пироксену. Состав сульфидов — пирротин, пентлан-

дит и халькопирит, последние в подчиненных количествах. Выделения их в пирротине напоминают структуры распада твердых растворов. Очень часто сульфиды развиты в виде мелких округлых вкрапленников. Состав их тот же. Еще одна характерная особенность пироксеновых жил выполнения — кристаллизация под давлением, следствием чего является изогнутость кристаллов (рис. 4). Некоторые призмы диопсида изогнуты на 90° и более, в большинстве случаев без нарушения сплошности кристаллов, а в случае разрывов образовавшееся пространство залечено пироксеном же. Это является свидетельством воздействия тектонических нагрузок на жильный минерал в период кристаллизации диопсида. Изредка наблюдается рост кристаллов диопсида в тонкокristаллическом серпентиновом агрегате. В таких породах, главным образом на участках, подвергшихся складчатости, в отслоениях развиваются крупные кристаллы диопсида, раздвигающие слои рассланцованного серпентинита. В «тенях давления» вырастает крупнокristаллический антигорит.



Взаимоотношения диопсида с другими нерудными минералами свидетельствуют о том, что рост его кристаллов проходил после серпентинизации ультраосновного массива и развития серпентитовых жил. Кристаллизация вторичного диопсида и крупночешуйчатого антигорита была почти одновременной: иногда наблюдается слабое разъедание кристаллов пироксена и замещение его антигоритом, но местами чешуи последнего изогнуты растущими кристаллами пироксена. В свою очередь в некоторых случаях антигорит местами нарастает на гранях призм пироксена (рис. 5).

Рис. 3. Обломки серпентинизированной ультраосновной породы в пироксеновой жиле. Шлиф 315. Увел. 5, без анализатора.

Почти повсеместно наблюдается развитие тонкодисперсных агрегатов серпентиновых минералов по пироксену, главным образом вдоль трещин отдельности по (001).

Изредка и в небольших масштабах отмечается замещение пироксена амфиболами актинолит-тремолитового ряда. Как и во вмещающих породах, амфиболы образуют с пироксеном гомоосевые срастания.

Кроме описанных жил выполнения, вторичный диопсид развивается и метасоматически в жилах серпентин-карбонатного, серпентин-аксинит-карбонатного и аксинит-карбонатного состава.

В таких жилах диопсид в ассоциации с кальцитом, а иногда и с антигоритом и бесцветным или слабоокрашенным маложелезистым хлоритом развивается по более раннему карбонату, — вероятно, железистому доломиту. В случае если диопсид ассоциирует с карбонатами и аксинитом, он более ранний. Карбонат — исключительно безжелезистый кальцит —

более поздний. На гранях пироксена нарастают кристаллы аксинита, иногда хорошо образованные, собранные в друзовые агрегаты (рис. 5). Кристаллизация аксинита началась до завершения кристаллизации диопсида, вследствие чего имеются грани совместного роста. Иногда наблюдается частичное замещение диопсида амфиболом ряда актинолит—тремолит.

Оптические свойства описываемого моноклиального пироксена довольно постоянны, независимо от состава прожилка и вмещающей его породы. Несколько разнятся по оптическим свойствам кристаллы разных зарождений, но эти различия незначительны (табл. 1).



Рис. 4. Изогнутые кристаллы диопсида в актинолит-диопсидовой жиле. Шлиф 375. Увел. 25, без анализатора.

Полученные данные были нанесены на диаграмму клиноэнстатит-диопсид-геденбергит-пижонита, составленную Г. М. Брауном (Brown, 1960). Все точки расположились в непосредственной близости от вершины диопсида (рис. 6).

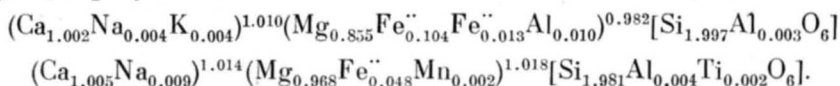
Некоторое представление о химизме описываемых диопсидов могут дать результаты спектрального силикатного анализа, приведенные в табл. 3. Они свидетельствуют о высоком постоянстве состава исследуемого минерала, соответствующего на структурную единицу $\text{Si}=2$, $\text{Mg}=0.8-1.0$, $\text{Fe}^{++}=0.1$, $\text{Ca}=0.8-1.0$ и небольших количеств Ti , Al , Mn , что хорошо согласуется с данными рентгенометрических определений. Несколько повышенное содержание CaO и MgO в обр. 374 позволяет допустить небольшую примесь в нем карбоната.

Для оценки химизма описываемых диопсидов из обр. 376 и 909 были выделены мономинеральные фракции и проанализированы химически (табл. 4). Пересчет химического состава на структурную формулу дал

Рентгенометрические исследования пироксенов, выполненные в лаборатории Геологического института В. П. Меньшиковым и автором, показали, что все моноклинные пироксены из жил независимо от состава последних являются диопсидами (табл. 2). Это отчетливо видно по дифракционной картине в области $18^{\circ}30'-20^{\circ}00'$. В указанной области у диопсида устанавливаются три пика приблизительно равной высоты, тогда как у других моноклиновых пироксенов в этой области проявляются лишь два пика (у клиноэнстатита и пижонита совмещаются рефлексы 311 и 310, а у геденбергита рефлексы 221 и 310) (Kuno, Hess, 1953).

Порошкограммы исследуемых диопсидов были проиндексированы на ЭВМ Минск-1 Э. М. Медведевой и для них были определены параметры кристаллической решетки.

следующие результаты:



Структурные формулы почти аналогичны теоретической формуле диопсида и хорошо согласуются с данными рентгенметрического и количественного спектрального силикатного анализов.

Геологическое положение и парагенетические ассоциации, в которых встречается онисываемый диопсид, не оставляют сомнений в том, что он является постериорным минералом. Наличие в диопсидовых и диопсидсодержащих жилах ксенолитов серпентинизированных ультраосновных пород и перекристаллизация тонкокристаллических серпентиновых минералов в контактных зонах этих жил позволяет заключить, что они формировались после серпентинизации ультраосновного массива.

Диопсид является типичным минералом регионально метаморфизованных осадочных и изверженных пород.

Наиболее характерен диопсид для пироксено-роговиковой фации метаморфизма, однако в существенно карбонатной среде он может возникать и при более низкотемпературном метаморфизме — эпидот-амфиболовой фации (Дир и др., 1965).

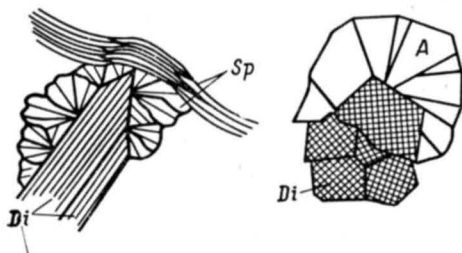


Рис. 5. Взаимоотношение диопсида (Di) с антигоритом (Sp) и аксинитом (A). Зарисовка в шлифе. Увел. 65.

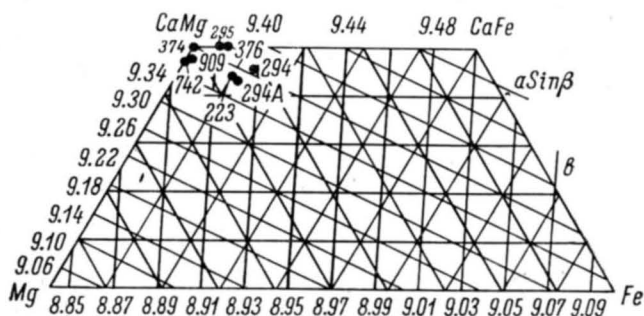


Рис. 6. Положение точек вторичных диопсидов (по величинам $a \sin \beta$ и b) на диаграмме Г. М. Брауна (Brown, 1960).

По данным У. Ф. Уинкса (Дир и др., 1965), декarbonатизация кремнеземистых доломитов с образованием диопсида отвечает температурам $350-550^\circ$ в зависимости от парциального давления углекислоты, и эти данные соответствуют геологическим наблюдениям по региональному метаморфизму (Eskola, 1922, и др.). По данным Ф. И. Тернера (Turner, 1963), изучавшего фазовые превращения в системе кальцит-доломит-кварц в условиях прогрессивного метаморфизма при $P_{\text{CO}_2}P_{\text{H}_2\text{O}} = 1000$ бар, диопсид устойчив при $540-700^\circ$. По его мнению, широкие колебания $P_{\text{CO}_2}P_{\text{H}_2\text{O}}$, наблюдающиеся в природе, могут несколько изменить температурные интервалы устойчивости ряда парагенезисов. Снижение P_{CO_2} благоприятствует более раннему возникновению волластонита (после

Таблица 2

Порошкограмма диопсида

Линии	<i>hkl</i>	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$ измеренное	$\frac{d}{n}$ вычисленное
1	021	1	3.342	3.344
2	220	5	3.23	3.234
3	221	10	2.99	2.991
4	310	3	2.94	2.958
5	311	4	2.88	2.895
6	131	3	2.56	2.565
7	002, 221, 11 $\bar{2}$	9	2.52	2.521; 2.512; 2.518
8	311	3	2.30	2.304
9	202, 040, 112, 22 $\bar{2}$	2ш	2.21	2.190; 2.233; 2.210; 2.201
10	330	4	2.15	2.158
11	331	5	2.13	2.133
12	421	2	2.10	2.108
13	041	4	2.04	2.041
14	202, 240, 40 $\bar{2}$	3	2.04	2.007; 2.015; 2.015
15	241	1	1.97	1.958
16	331	1	1.86	1.860
17	—	4	1.84	—
18	20 $\bar{3}$	6	1.75	1.743
19	31 $\bar{3}$	2	1.656	1.657
20	440, 22 $\bar{3}$	9	1.622	1.617; 1.623
21	530, 40 $\bar{3}$	1	1.587	1.588; 1.588
22	600, 350, 11 $\bar{3}$	3	1.554	1.564; 1.550; 1.559
23	402	4	1.525	1.524
24	332, 13 $\bar{3}$	3	1.504	1.506; 1.503
25	060	3	1.488	1.488
26	422, 62 $\bar{2}$	2	1.445	1.442; 1.447
27	260, 531	9	1.423	1.418; 1.423
28	152	5	1.406	1.407
29	223, 601	1	1.391	1.390; 1.391
30	512, 621, 710	7	1.328	1.327; 1.328; 1.326
31	20 $\bar{4}$, 551	1	1.315	1.313; 1.314
32	062, 640	7	1.281	1.281; 1.281
33	004	4	1.262	1.262
34	352	6	1.248	1.248
35	171	1	1.236	1.236
36	024, 171	3	1.215	1.215; 1.215
37	153, 370	3	1.183	1.185; 1.182
38	800	4	1.173	1.173
39	604	4	1.147	1.147
40	820, 553	1	1.134	1.134; 1.134
41	224	1	1.107	1.107
42	280	1	1.083	1.085
43	660, 281, 75 $\bar{2}$	9	1.075	1.078; 1.075; 1.075
44	353	9	1.0709	1.0708
45	462	5ш	1.0647	1.0647
46	821, 20 $\bar{5}$	2р	1.0488	1.0496; 1.0481
47	533, 31 $\bar{5}$	4	1.0411	1.0414; 1.0414
48	372, 17 $\bar{3}$	3	1.0292	1.0299; 1.0290
49	—	5ш	1.0160	—
50	—	3	1.0017	—
51	—	3	0.9914	—

Примечание. $a \sin \beta = 9.384$; $b = 8.928$; $c \sin \beta = 5.050$.

Таблица 3

Состав вторичного диопсида по данным количественного
спектрального силикатного анализа

Компоненты	Номер образца					
	223	294	1052	1096	1112	974
SiO ₂	51.80	55.30	58.00	54.00	55.80	47.90
TiO ₂	0.08	0.12	0.13	0.12	0.13	0.10
Al ₂ O ₃	1.30	0.77	1.11	0.83	0.99	0.76
FeO+Fe ₂ O ₃ . .	3.72	2.54	4.00	2.32	3.61	2.62
MnO	0.17	0.17	0.33	0.24	0.24	0.16
MgO	16.20	18.80	13.30	13.90	14.00	21.50
CaO	18.50	18.40	20.30	23.50	22.30	23.90

диопсида); поле тремолита расширяется, особенно в магнезиальных породах, тогда как поле диопсид+тремолит+кальцит становится весьма узким.

По данным Д. В. Калинина (1967), основанным на экспериментах, в гидротермальных условиях нижняя температурная граница синтеза диопсида из карбонатов и хлоридов ~370°.

Описываемый диопсид, вероятно, возникал либо метасоматически по карбонатным прожилкам, либо из карбонатных растворов. Так, если суммировать экспериментальные и расчетные данные и учитывать относительно невысокое давление CO₂ в период формирования диопсидовых жил,¹ температура их формирования может быть оценена в 400—500°, причем первая цифра более вероятна.

Экспериментальные данные по фазовым превращениям свидетельствуют, что серпентиновые минералы могут быть синтезированы при температуре ниже 500°. Без введения каких-либо других реагентов, кроме воды, серпентинизация оливина осуществлялась лишь при температуре ниже 400° (серпентин+брусит → форстерит+пар), а железосодержащие оливины серпентинизируются при еще более низких температурах с выделением магнетита или гематита (Дир и др., 1966).

Исходя из этого, возникновение диопсида, фиксирующее некоторое повышение температуры по сравнению с процессом серпентинизации, трудно объяснить с позиций гидротермального генезиса. Наиболее вероятной

Таблица 4

Химический состав пироксенов
из антигрит-диопсидовых жил

Компоненты	Номер образца	
	376	909
SiO ₂ . . .	53.20	54.22
TiO ₂ . . .	Не определено	0.12
Al ₂ O ₃ . .	0.30	0.06
Fe ₂ O ₃ . .	0.55	0.08
FeO . . .	3.35	1.60
MnO . . .	Не определено	0.11
MgO . . .	15.20	17.68
CaO . . .	24.90	25.62
Na ₂ O . . .	0.10	0.12
K ₂ O . . .	0.10	0.027
H ₂ O ⁺ . . .	0.77	0.59
H ₂ O ⁻ . . .	1.20	0.12
Сумма . .	99.67	100.35
Si	1.997	1.981
Al	0.003	0.004
Ti	—	0.002
Al	0.010	—
Fe	0.013	—
Fe	0.104	0.048
Mn	—	0.002
Mg	0.855	0.968
Ca	1.002	1.005
Na	0.004	0.009
K	0.004	—

Примечание. Анализ обр. 376 выполнен в лаборатории «Гизожруда», Кривой Рог; по обр. 909 — аналитик А. В. Мокрецова, Кольский филиал АН СССР.

¹ В жильных образованиях наиболее распространены серпентиновые минералы. Карбонаты имеют подчиненное значение.

причиной возникновения диопсида является воздействие на ультраосновные породы растворов, возникающих в процессе метаморфизма фации зеленых сланцев.

Литература

- Елисеев Н. А., Г. И. Горбунов, Э. Н. Елисеев, В. А. Масленникови К. Н. Уткин. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
- Дир У. А., Р. А. Хауи, Дж. Зусман. Породообразующие минералы. Изд. «Мир», М., т. 2, 1965; т. 3, 1966.
- Калинин Д. В. О нижних температурных границах тремолита, диопсида, волластонита в гидротермальных условиях (экспериментальные данные). Геология и геофизика, 1967, № 1.
- Brown G. M. Effect of ion substitution on cell dimension of clinopyroxenes Amer. Miner., v. 45, 1960, cell № 1—2.
- Escola P. On contact phenomena between gneiss and limestone in western Massachusetts. Journ. Geol., v. 30, 1922, № 2.
- Kuno H., H. H. Hess. Unit cell dimensions of clinoenstatite and pigeonite in relation to other common clinopyroxenes. Amer. Journ. Sci., v. 251, 1953, № 10.
- Turner F. J. Thermodynamic appraisal of steps in progressive metamorphism of siliceous dolomitic limestones. New Jahrb. Miner. Monatsh, 1963, № 1.
- Väyrynen H. Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi-, Kammikivittunturi in Petsamo. Bull. Comm. Geol. Finl., 1938, № 116.

А. А. ПРЕДОВСКИЙ, А. А. ЖАНГУРОВ

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ИЗМЕНЕНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ПЕЧЕНГИ В ЗОНАХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Процессы изменения ультраосновных пород Печенги постоянно привлекают к себе внимание исследователей. Первые сведения по этому вопросу содержатся в публикациях Г. Хаузена (Hausen, 1926) и Х. Вайринена (Väyrynen, 1938). Важным моментом в истории исследования измененных ультраосновных пород Печенги явились выводы Н. А. Елисеева (1958) о связи эпигенетического медно-никелевого оруденения с постмагматическим гидротермальным метаморфизмом пород. Эти выводы базировались на данных, полученных Н. А. Елисеевым и его сотрудниками (Елисеев и др., 1952; Елисеев и др., 1961). К тому же и более позднему периоду относятся работы Г. И. Горбунова (1965, 1967), Н. А. Корнилова (1958, 1966) и других, содержащие некоторые дополнительные сведения. Нами на основании детальных исследований и вслед за Е. К. Козловым и В. Г. Загородным (Козлов, 1961) высказаны предположения о зависимости процессов изменения ультраосновных пород и формирования медно-никелевых руд от регионально-метаморфических явлений (Предовский и др., 1968). По нашим данным, регрессивные гидротермальные процессы изменения пород закономерно приводят к мобилизации и накоплению никеля, имеют сложный обменный характер и в значительной степени подчинены крупным поперечным разрывным нарушениям (Предовский и др., 1969).

В настоящей статье на примере одного из детально изученных участков (Зап. Ортоайви) показано влияние поперечного разрывного нарушения на некоторые особенности процессов изменения ультраосновных пород.

Положение опробованных объемов пород иллюстрируется продольным вертикальным разрезом (рис. 1), построенным по данным И. А. Яковлева. Дальнейшее изложение базируется в основном на сопоставлении данных по составам в разной степени измененных ультраосновных пород (метаперидотитов), располагающихся в пределах (рис. 1) объемов в зоне разрывного нарушения, на некотором расстоянии от нее и в эндоконтакте интрузивного тела.

Опробование производилось по ограниченным интервалам керна точечным методом, в зависимости от состава и степени изменения пород. Полученные единичные пробы, представительные для отдельных интервалов керна, для более надежного усреднения объединены в группы. Последние сопоставлялись на основании детального петрографического изучения. В настоящем сообщении сопоставляется шесть групп, объединяющих 40 проб. Это только часть проб, взятых на участке Зап. Ортоайви, причем приводимые здесь данные хорошо согласуются с остальными. Результаты химического анализа групп, произведенного в ЦХЛ СЗТГУ в 1967 г., и необходимые пересчеты помещены в таблице. Основные данные отражены на графиках рис. 2 (а и б), обсуждение которых проводится ниже.

Для дальнейшего изложения важны хотя бы краткие сведения о последовательности изменения и минеральном составе пород. Наши наблюдения по общей последовательности минералообразования в измененных ультраосновных породах хорошо согласуются с выводами Н. А. Елисеева и других исследователей Печенги, работы которых упоминались выше. В наиболее схематизированном виде последовательность процессов такова: серпентинизация оливина (одновременно с частичным развитием биотита и керсутита по моноклинному пироксену) — актинолитизация и хлоритизация (одновременно со сменой хризотила антигоритом и серпофитом) — тремолитизация — оталькование — карбонатизация. Отдельные из перечисленных этапов проявлены неравномерно и частично перекрываются, как например два последних. Наиболее неоднородно и сложно проявлены процессы амфиболитизации. Более мощны и почти повсеместны серпентинизация, хлоритизация и оталькование, но и для них установлены отклонения от схемы. Рассматриваемые ниже с точки зрения их химизма группы измененных пород 1—5 имеют следующий минеральный состав. Серпентинизированный перидотит (группа 1 на рисунках и в таблице) представляет собой наименее измененную породу за пределами зоны активного влияния разрывного нарушения. Из первичных минералов в породе присутствуют

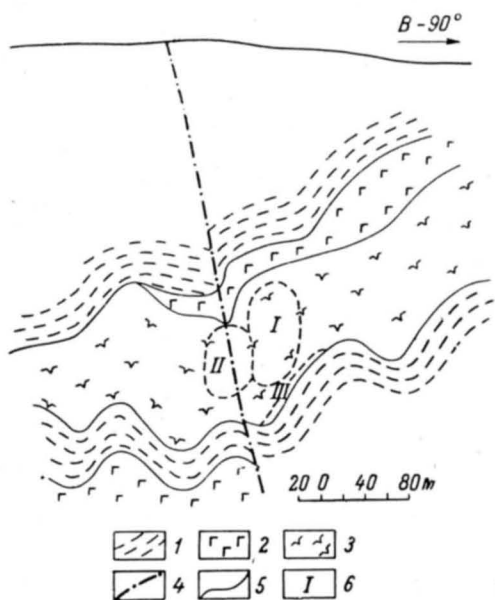


Рис. 1. Расположение опробованных объектов пород на продольном вертикальном разрезе участка. Геологическая ситуация воспроизведена по данным И. А. Яковлева.

1 — вмещающие метаалевропелитовые туфитовые сланцы; 2 — габбро; 3 — измененные ультраосновные породы (метаперидотиты); 4 — зона тектонического разрыва; 5 — дневная поверхность; 6 — опробованные объемы пород. Римскими цифрами обозначены метаперидотиты на некотором удалении от зоны разлома (I), в зоне разлома (II) и в эндоконтакте интрузивного тела (III).

Результаты химического

Пространственное положение	Ультраосновные породы за пределами зоны тектонического разрыва						Ультраосновные пороческого		
Характеристика пород	серпентинизированный перидотит			хлоритизированный апоперидотитовый серпентинит			хлоритизированный апоперидотитовый серпентинит		
Номера групп на рисунках	1			2			3		
Первичные номера групп	п-6/уп			п-14/уп			п-30/уп		
Количество единичных проб	2			3			12		
Окислы	вес. %	пересчет на 100%	мол. %	вес. %	пересчет на 100%	мол. %	вес. %	пересчет на 100%	мол. %
SiO ₂	36.24	36.08	29.59	37.51	37.65	31.20	37.00	37.08	30.55
TiO ₂	0.90	0.90	0.56	0.90	0.90	0.56	0.95	0.95	0.59
Al ₂ O ₃	3.36	3.34	1.63	4.08	4.09	2.00	3.46	3.47	1.68
Fe ₂ O ₃	10.55	10.50	3.28	8.08	8.11	2.54	9.37	9.39	2.90
FeO	6.89	6.86	4.77	6.76	6.78	4.71	7.15	7.16	4.93
MnO	0.21	0.21		0.19	0.19	—	0.22	0.22	—
CaO	2.96	2.94	2.62	3.01	3.02	2.69	3.54	3.55	3.13
MgO	30.07	29.93	37.01	29.95	30.06	37.07	28.45	28.52	35.03
CuO	0.025	0.025	—	0.05	0.05	—	0.02	0.02	—
NiO	0.25	0.25	—	0.25	0.25	—	0.24	0.24	—
CoO	0.02	0.02	—	0.02	0.02	—	0.022	0.022	—
Na ₂ O	0.14	0.14	—	0.11	0.11	—	0.12	0.12	—
K ₂ O	0.21	0.21	—	0.15	0.15	—	0.10	0.10	—
S в пересчете на SO ₃	Следы	Следы	—	0.02	0.02	—	0.16	0.16	—
CO ₂	0.44	0.44	0.50	0.44	0.44	0.50	0.49	0.49	0.55
H ₂ O ⁻	0.92	0.92	—	1.38	1.38	—	1.00	1.00	—
H ₂ O ⁺	7.28	7.24	20.04	6.76	6.78	18.73	7.50	7.51	20.64
Сумма . .	100.46	100.00	100.00	99.66	100.00	100.00	99.79	100.00	100.00
Аналитики	С. И. Быкова, Л. Л. Баранова						Л. Л. Баранова		

анализа групповых проб

ды в зоне влияния тектони- разрыва			Эндоконтактовая часть интрузивного тела			Типичные вмещающие сланцы		
хлоритизированный и оталько- ванный апоперидотитовый серпентинит			хлоритизированная и оталько- ванная пироксен-амфиболовая порода			метаалевропелитовый туф- фитовый филлит		
4			5			6		
п-66/уп			п-9/уэк			ор-10		
12			1			10		
вес. %	пересчет на 100%	мол. %	вес. %	пересчет на 100%	мол. %	вес. %	пересчет на 100%	мол. %
39.30	39.52	33.50	42.12	42.22	37.77	48.90	49.45	57.74
1.26	1.27	0.81	1.48	1.48	0.99	1.67	1.69	1.48
4.03	4.05	2.03	5.13	5.14	2.70	13.85	14.00	9.63
8.60	8.65	2.76	4.65	4.66	1.57	7.18	7.26	3.19
8.36	8.40	5.97	11.06	11.08	8.28	8.00	8.09	7.90
0.21	0.21	—	0.15	0.15	—	0.07	0.07	—
3.54	3.56	3.24	7.40	7.41	7.08	2.82	2.85	3.56
25.60	25.74	32.52	21.35	21.40	28.51	5.66	5.72	9.95
0.025	0.025	—	< 0.01	< 0.01	—	—	—	—
0.23	0.23	—	0.20	0.20	—	Не опре- делено	—	—
0.0173	0.02	—	—	—	—		—	—
0.12	0.12	—	0.10	0.10	—		2.73	—
0.05	0.05	—	< 0.05	< 0.05	—	2.40	2.43	—
0.22	0.22	—	1.34	1.34	—	8.96 (S = 3.58)	S = 3.62	—
0.49	0.49	0.57	0.11	0.11	0.13	0.32	0.32	0.51
0.88	0.88	—	0.30	0.30	—	0.22	0.22	—
6.54	6.57	18.60	4.34	4.35	12.97	1.53	1.55	6.04
99.47	100.00	100.00	99.79	100.00	100.00	98.90	100.00	100.00
Л. Л. Баранова			Н. И. Пахомова, З. А. Прокофьева			С. И. Быкова		

оливин (10%), моноклинный пироксен (10%) и сильно измененный плагиоклаз (менее 1%). Минералы ранних этапов преобразования представлены биотитом (6—7%), керсутитом (3—5%), серпентинитом (в основном хризотилом — 55—60%), более поздние — актинолитом (менее 1%) и хлоритом (2—3%). Основной рудный минерал — магнетит (5—6%), относящийся к средним и поздним этапам изменения.

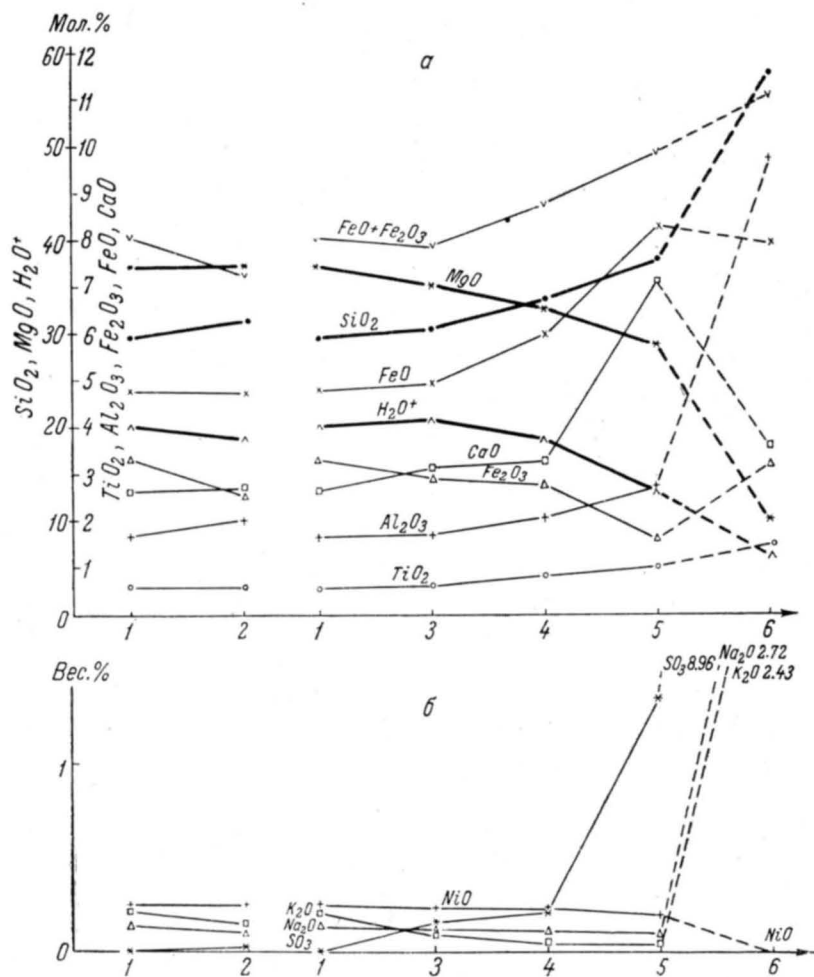


Рис. 2. Сопоставление составов групп пород.

По вертикали: а — содержание в мол. % SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , H_2O^+ и б — в вес. % NiO , K_2O , Na_2O , SO_3 ; по горизонтали — группы. За пределами зоны разлома: 1 — серпентинизированный перидотит; 2 — хлоритизированный апоперидотитовый серпентинит; в зоне разлома: 3 — хлоритизированный апоперидотитовый серпентинит; 4 — хлоритизированный и оталькованный апоперидотитовый серпентинит; 5 — эндоконтактовая хлоритизированная и оталькованная пироксен-амфиболовая порода; 6 — типичный для вмещающих пород металабровепелитовый туфитовый филлит. Степень изменения пород возрастает слева направо.

Хлоритизированный апоперидотитовый серпентинит (группа 2), представляющий сильно измененные породы за пределами активного влияния разрывного нарушения, имеет в своем составе следующие минералы: оливин (5—8%), керсутит (1—3%), биотит (2%), серпентин (хризотил, антигорит, серпופит — 35—40%), хлорит (20—25%), тремолит (1%). Кроме того, присутствуют магнетит (5—10%) и апатит (1%).

Хлоритизированный апоперидотитовый серпентинит (группа 3), характеризующий наименее измененные породы зоны разрывного нарушения, имеет следующий состав: моноклинный пироксен (15—20%), керсутит (менее 1%), биотит (2—3%), серпофит (35%), актинолит (4%), хлорит (30%), магнетит (8—10%).

Наиболее измененные породы зоны разрывного нарушения, представленные хлоритизированным и оталькованным апоперидотитовым серпентинитом (группа 4), в своем составе содержат: моноклинный пироксен (10—15%), керсутит (до 1%), биотит (до 2%), серпентин (5—40%), актинолит (1—15%), хлорит (20—30%), тремолит (1—20%), тальк (10—30%), карбонат (1—3%), магнетит, сульфиды, апатит (вместе до 8%).

Измененная эндоконтактовая порода (группа 5) содержит следующие минералы: моноклинный пироксен (до 15%), керсутит (до 1%), зеленый амфибол (менее 1%), биотит (1—2%), хлорит (30—35%), тремолит (до 20%), тальк (15—18%), сульфиды, магнетит, сфен (вместе — до 10%). Оценка количественного содержания основных минералов пород в группах 1—5 является приближенной в связи со сложностью структуры и наличием тонких сростаний.

Различия в химизме рассмотренных групп, которые лишь угадываются при сопоставлении минерального состава пород, отчетливо иллюстрируются рис. 2, а, б. В левых частях рисунков 2, а и б (сопоставление групп 1 и 2) показан характер изменения состава пород за пределами влияния зоны разрыва. При усилении степени регрессивного изменения пород, в данном случае при хлоритизации, здесь устанавливается снижение содержания конституционной воды и окиси железа и возрастание содержания кремнезема, глинозема, в незначительной степени — окиси кальция. Заслуживает внимания сохранение уровня содержания окиси магния, закиси железа и двуокиси титана. Из подчиненных компонентов пород окись никеля остается практически на постоянном уровне, содержание щелочей снижается, а серы — растет. Таким образом, намечается потеря окисного железа (в связи с этим и общего железа), воды и щелочей и незначительный привнос кремнезема и глинозема. Потеря воды не должна вызывать удивления, так как в рассматриваемом случае развивается процесс хлоритизации уже серпентинизированной ранее породы. Замечательно сохранение содержания никеля, сопоставимого в этом отношении с магнием, а также резкое преобладание никеля (десятые доли вес.%) над серой (не выше сотых долей вес.%). Интересно также отсутствие явлений накопления никеля, несмотря на отчетливое нарастание содержания серы как в группах 1—2, так и в ряду групп 1—4.

В правых частях рис. 2, а и б сопоставление групп 1, 3 и 4 характеризует качество и интенсивность процессов изменения метаперидотитов в зоне влияния разрывного нарушения. Данные по группе 1 нанесены в этой части рисунков для сравнения. Как следует из рисунков, в зоне влияния разрывного нарушения, так же как и за ее пределами, при изменении пород происходит увеличение содержания глинозема, кремнезема и окиси кальция. При этом рост содержания двух последних компонентов происходит более интенсивно, чем за пределами зоны нарушения. Кроме того, увеличивается концентрация закиси железа (за счет окиси и при росте общего содержания железа) и двуокиси титана. Снижается в ощутимой степени содержание окиси магния и конституционной воды.

Для малых компонентов устанавливается снижение концентрации окиси никеля (на 0.02 вес.%, см. таблицу), щелочей (особенно калия) и заметный рост содержания серы (до 0.22 вес.% в SO_3). Снижение концентрации никеля при серпентинизации и хлоритизации подтверждается количественным спектральным анализом многих десятков проб, данные по которым здесь не рассматриваются.

Таким образом, для процессов изменения метасперидотитов в зоне влияния тектонического разрыва намечается привнос кремнезема, глинозема, кальция, титана, закисного железа (с восстановлением части окисного) и серы, а также вынос магния, воды, щелочей и никеля. Показательно и в этой зоне соответствие в поведении никеля и магния. Важно подчеркнуть сближение уровней содержания никеля и серы, а также частично проявленное зеркальное сходство графиков для пар закисное—окисное железо и кремнезем — окись магния.

Как видно, влияние зоны разрывного нарушения выражается не только в усилении привноса (кремнезем, глинозем, кальций, сера) или выноса компонентов (вода, щелочи), но и в качественном изменении процесса (проявление привноса закисного и восстановления окисного железа, привноса титана, выноса магния, никеля). Объяснение названным различиям может быть, по нашему мнению, найдено, если сравнить рассмотренные данные с составами эндоконтактных пород ультраосновного интрузивного тела (группа 5), а также с типичными вмещающими метаалевропелитовыми туффовыми филлитами (группа 6). При этом сравнении обнаруживается, что в зоне разрывного нарушения усиливается подача как раз тех компонентов (кремнезема, глинозема, закисного железа, кальция, титана, серы), которые присутствуют во вмещающих туффовых метаосадках в высоких концентрациях и в результате многостадийного обмена ощутимо обогащают эндоконтактные разности измененных ультраосновных пород (группа 5). Следовательно, разрывные нарушения такого типа, как рассматриваемые, усиливают обменные процессы между изменяющимися ультраосновными и вмещающими породами и являются каналами интенсивной миграции и обмена веществом.

В заключение необходимо провести некоторые дополнительные соображения. Прежде всего заслуживает внимания избирательное накопление закисного железа и кальция в эндоконтактных разностях измененных ультраосновных пород. По всей вероятности, оно является отражением специфического минералообразования как на магматической стадии формирования интрузивных тел (увеличение содержания пироксена в придонных частях в связи с контаминационными явлениями), так и при их метаморфогенных изменениях (амфиболизация, сульфидизация). Намечающееся интенсивное восстановление железа может, вероятно, связываться не только с увеличением потенциала серы, но, что пока остается только предположением, с возможным участием в реакциях углерода (графита) вмещающих пород (Германов, 1965). Содержание последнего в метаосадках Зап. Ортоайви в среднем составляет несколько менее 2 вес.% (наши данные). Первые предположения об участии углерода в гидротермальном процессе принадлежат Э. Н. Елисееву (1958).

Обменные процессы метаморфогенно-гидротермальных преобразований пород, по нашим данным, включают участие и габброидных дифференциатов. В рассматриваемом случае дополнительным источником кальция, например, могли служить тела габбрового состава (см. рис. 1). В настоящей статье это обстоятельство нами не обсуждалось.

Любопытно поведение щелочей, содержание которых снижается в ультраосновных породах, и в то же время остается высоким во вмещающих. Этот вопрос заслуживает рассмотрения, но, по-видимому, может быть решен только при всестороннем рассмотрении обменных явлений.

Наконец, привлекают внимание некоторые особенности поведения никеля. Приведенные выше сведения показывают прежде всего, что в умеренно измененных породах типа группы 1 (см. таблицу) заметная доля никеля может присутствовать в силикатной форме. При изменении магматических силикатов (вынос магния и привнос серы), вероятно, начинается формирование сульфидов с никелем. Наши предварительные данные указывают

на то, что заметная по масштабам сульфидная минерализация в метапегматитах как будто бы возникает не раньше этапа активной хлоритизации. Кроме того, накопление никеля в сульфидных формах может идти в участках, пространственно отдаленных от зон его мобилизации, например, в сопряженных с поперечными межпластовыми зонами разрывов, что вообще свойственно гидротермальным рудообразующим процессам (Предовский, 1966).

Отмеченный выше факт выноса никеля при начавшемся уже привносе серы может быть связан как с переотложением формирующихся сульфидов никеля, так и с независимой на первых порах от серы миграцией никеля в составе сложных гидратированных комплексов.

Литература

- Германов А. И. Геохимическое значение органического вещества в гидротермальном процессе. *Геохимия*, 1965, № 7.
- Горбунов Г. И. Минералого-геохимические особенности сульфидных медно-никелевых руд Печенги. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. IV, изд. «Наука», М.—Л., 1965.
- Горбунов Г. И. Гидротермальный жильный комплекс в ультраосновных и основных породах Печенги. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып. V, изд. «Наука», Л., 1967.
- Елисеев Н. А. Генезис сульфидных медно-никелевых месторождений. Вестн. ЛГУ, № 24, серия геол. и геогр., вып. 4, 1958.
- Елисеев Н. А., Г. И. Горбунов, Э. Н. Елисеев, В. А. Масленников, К. Н. Уткин. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
- Елисеев Н. А., Б. И. Папушис, Г. И. Горбунов, К. Н. Уткин, М. В. Денисова, А. М. Быбочкин. Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги. Изд. АН СССР, М., 1952.
- Елисеев Э. Н. Минералогия и геохимия сульфидных медно-никелевых месторождений. Вестн. ЛГУ, № 24, серия геол. и геогр., вып. 4, 1958.
- Козлов Е. К. Основные итоги изучения и перспективы открытия медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове. В сб.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова, Мурманское кн. изд., 1961.
- Корнилов Н. А. О рудном метасоматозе в Печенгских сульфидных медно-никелевых месторождениях. Изв. Карельск. и Кольск. филиалов АН СССР, 1958, № 4.
- Корнилов Н. А. Околорудные изменения сульфидных жил медно-никелевых месторождений северо-запада Кольского полуострова. В сб.: Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму, Л., 1966.
- Предовский А. А. Специфика исследования гидротермальноизмененных пород рудоносных площадей. В сб.: Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму, Л., 1966.
- Предовский А. А., А. А. Жангуров, Ю. И. Ильин, А. М. Ахмедов. Новые данные по закономерностям размещения и условиям формирования сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. В сб.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова, Изд. Кольского филиала АН СССР, Апатиты, 1968.
- Предовский А. А., А. А. Жангуров, Ю. И. Ильин, А. М. Ахмедов. О возможной новой интерпретации структуры рудного поля Печенги. В сб.: Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита, изд. «Наука», Л., 1969.
- Hausen H. Über die präquartäre Geologie des Petsamo—Gebietes am Eismeere. *Büll. Comm. Geol. Finl.*, 1926, № 76.
- Väyrynen H. Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi, Kammikivittunturi in Petsamo. *Büll. Comm. Geol. Finl.*, 1938, N 116.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ПОИСКАХ И ПРОСЛЕЖИВАНИИ СЛЕПЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ ЖИЛ

В последние годы сокращается число вновь открываемых месторождений никелевых руд, которые залегают вблизи дневной поверхности. При изучении слепых месторождений, расположенных на глубинах порядка нескольких сотен метров, методика и техника поисков наиболее сложны. В этом случае одно лишь определение оптимальной сети скважин требует предварительной информации о глубине и элементах залегания, морфологии рудных тел и данных об их масштабах.

Один из наиболее рациональных путей получения указанной информации — это использование методов поисковой и разведочной геофизики. При этом вначале выполняется комплекс наземных геофизических методов, решающих общеструктурные задачи и задачи геокартирования: гравиразведка, магнитная съемка, различные модификации электроразведки (в частности, вертикальные электрические зондирования — ВЭЗ) и комбинированное профилирование.

Затем применяются методы, связанные с использованием стволов скважин для возбуждения и измерения физических полей. В одном случае распределение этих полей в плане изучается на дневной поверхности (метод заряда). В других случаях стволы скважин служат для наблюдения в разрезе физических полей, зависящих от характеристик рудных тел, которые находятся в около- или межскважинном пространстве (методы радиоволнового просвечивания, САФИ, скважинного заряда). Необходимым дополнением к этим работам являются каротажные исследования, решающие ряд частных и общих задач: установление характера разреза по электрическим или магнитным данным, определение мощности и элементов залегания рудных тел, корреляция разрезов, определение характера электрической анизотропии пород и т. д.

В период с 1958 по 1964 г. на одном из никеленосных массивов Мончегорского плутона выполнялись комплексные поисковые работы с применением методов рудной разведочной геофизики. Кроме автора этой статьи, являющегося ответственным исполнителем полевых и камеральных работ, в работах участвовали сотрудники кафедры геофизических методов разведки ЛГУ — профессор А. С. Семенов, доцент А. Н. Макаров и геофизической лаборатории ЦНИГРИ — старшие научные сотрудники А. Д. Петровский и В. Н. Векслер. В полевых исследованиях принял значительное участие старший техник И. П. Харламов. Координация с геологическими работами осуществлялась главным геологом Мончегорской ГРП С. М. Рутштейном и автором.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ИССЛЕДУЕМОГО МАССИВА

По данным Е. К. Козлова (Козлов и др., 1953) и С. М. Рутштейна (Петровский и др., 1961), массив (рис. 1) представляет собой дифференцированную интрузию ультраосновных пород с осью, полого наклоненной к юго-западу под углом $10-15^\circ$. В поперечном сечении приподошвенная часть интрузии имеет мульдообразную форму с относительно симметричным падением бортов к центру (под углом $35-40^\circ$) и

с постепенным выполаживанием в центральной, наиболее глубокой части массива.

Подстилающими интрузию породами являются архейские гнейсы и диорито-гнейсы в восточной и северной частях, а в южной — средне-протерозойские метагаббро. Западная часть массива сочленяется с другим хорошо изученным массивом, также сложенным ультраосновными породами. Породы кровли эродированы.

Верхняя часть интрузии представлена толщей пироксенитов (бронзититов) мощностью до 700 м. Эта толща включает в себя пологозалегающее пластообразное тело оруденелых оливиновых пироксенитов (так называемый «рудный пласт 330»). Пироксенитовая толща сменяется книзу 400-метровой зоной перемежаемости, сложенной чередующимися пластами пироксенитов, оливиновых пироксенитов и перидотитов. Ниже зоны перемежаемости залегает 100—150-метровая перидотитовая толща. Ее подстилает маломощная зона контаминации, сложенная норитами и кварцевыми норитами.

В массиве сравнительно широко развиты сбросы, преимущественно двух направлений: северо-восточного (с падением на восток) и меридионального. Сброшенными являются восточные блоки пород. Вдоль северо-восточных сбросов располагаются многочисленные диабазовые дайки. Верхние горизонты массива до глубины 200—250 м были хорошо изучены буровыми и подземными работами при разведке пластовых вкрапленных руд; при этом жильные руды не были отмечены.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННЫХ ЧАСТЕЙ МАССИВА

В 1940 г. структурная скважина С-1, заложенная в центральной части массива, встретила на глубине 401 м сульфидно-магнетитовую жилу мощностью 6 см. В 1950—1951 гг. скв. 350 и 804 примерно на тех же горизонтах были встречены оруденелые зоны смятия.

В 1957 г. структурная скважина 791 встретила на глубине 874 м сульфидную жилу с промышленной мощностью и содержанием никеля и меди. Рудное подсечение скв. 791 и послужило непосредственным толчком развития широких поисковых работ в глубинных частях массива. Крупные исследования, обосновывавшие возможность нахождения здесь слепых медно-никелевых жил, были выполнены Е. К. Козловым и С. М. Рутштейном.

В течение 1957—1959 гг. партией Западного геофизического треста (ЗГТ) под руководством С. С. Шкорбатова на Мончегорском плутоне были проведены гравиметрические работы, позволившие, в частности, уточнить форму описываемого массива.

Основной задачей геофизических исследований в 1958 г. были определение формы, размеров, глубины и элементов залегания рудных тел, встреченных скв. С-1 и 791. Скв. С-1 в 1958 г. была специально подготовлена для геофизических исследований.

Из примененных геофизических методов часть была ранее достаточно методически отработана на Мончегорском плутоне. К ним можно отнести МСК,¹ КИ² и магнитную съемку. Другая часть методов дорабатывалась с участием автора в процессе полевых работ на данном массиве. Сюда относится метод заряда в наземном и скважинном (корреляционном) вариантах, радиоволновое межскважинное просвечивание и метод скважинных амплитудно-фазовых измерений (САФИ).

¹ Каротаж методом скользящих контактов.

² Комбинированное профилирование.

Техника и методика работ по радиопросвечиванию были разработаны А. Д. Петровским (1959) для условий месторождения Ниттис-Кумужье. Метод и аппаратура САФИ были созданы В. И. Векслером (1959) в применении к условиям того же месторождения. Внедрение этих методов на исследуемом массиве произведено автором в 1958—1959 гг. при консультации А. Д. Петровского и В. И. Векслера. Это было первым применением методов радиопросвечивания и САФИ в производственном масштабе.

Для прослеживания структур верхних горизонтов массива и решения задач геокартирования в его центральной части были выполнены (в масштабе 1 : 10000) магнитная съемка, ВЭЗ и комбинированное профилирование.

Главная задача была решена комплексом разведочных геофизических методов, среди которых ведущее место заняли метод заряженного тела и радиопросвечивание. Результаты исследований 1958 и 1959 гг. освещены в работах А. С. Семенова, А. Д. Петровского, Ф. И. Свияженинова и др. (1962).

Выполненные геофизические исследования определили принадлежность рудных подсечений по скв. С-1 и 791 к протяженным слепым телам жильной формы и позволили обосновать заложение следующих глубинных скважин (1165, 1181 и др.). В свою очередь, проходка этих скважин подтвердила выводы геофизических работ о жильном характере глубинных руд массива. С 1959 г. разведочные геофизические работы продолжались в нарастающем объеме до 1964 г., когда опробование глубинных жил скважинами с поверхности было закончено. За этот период было пробурено около 30 скважин, глубиной от 800 до 1230 м, причем каждая последующая скважина намечалась целенаправленно с учетом результатов комплексных геофизических работ. Опыт применения поисково-разведочного комплекса, сочетавшего разведочные геофизические методы и бурение глубоких скважин, позволил (начиная с 1960 г.) использовать для оценки масштабов глубинного жильного поля сеть поисковых скважин 400×200 м. Для сравнения отметим, что сеть поисковых скважин на месторождении Ниттис в свое время была принята равной 100×50 м.

МЕТОДИКА³ И РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Комплекс разведочных геофизических исследований включал в себя метод заряженного тела, метод межскважинного радиоволнового просвечивания, метод САФИ и каротаж.

МЕТОД ЗАРЯЖЕННОГО ТЕЛА

Данный вид исследований применялся в двух вариантах — наземном и скважинном.

Наземные наблюдения. Планомерные исследования по этому методу были начаты в 1958 г., причем задача, поставленная перед методом заряда, не являлась стандартной. Она усложнялась большой глубиной рудных подсечений, их малым числом, неизученностью электрических свойств пород и руд и, наконец, ограниченной возможностью объемных исследований из-за малого количества скважин.

В течение четырех лет исследований по методу заряда применялся вариант съемки градиентов потенциала поля заряда (съемка градиентов). Длина линии *MN* в 1958 г. составляла 40 м, шаг 40 м. При детализации использовалась линия *MN* — 20 м с шагом 20 м. В 1959—1961 гг. разнос

³ В данной статье рассматриваются только отдельные, специфические для условий Мончегорского района методические вопросы.

линии *MN* и шаг съемки равнялись 20 м. Сила тока в цепи заряда поддерживалась в пределах одного ампера. Заземление линии «бесконечность» всегда находилось в одном и том же месте в 5 км к югу от исследуемого массива.

В 1958 г. впервые на Кольском полуострове, помимо продольных градиентов (по профилю), снимались также и поперечные (вкрест профиля)

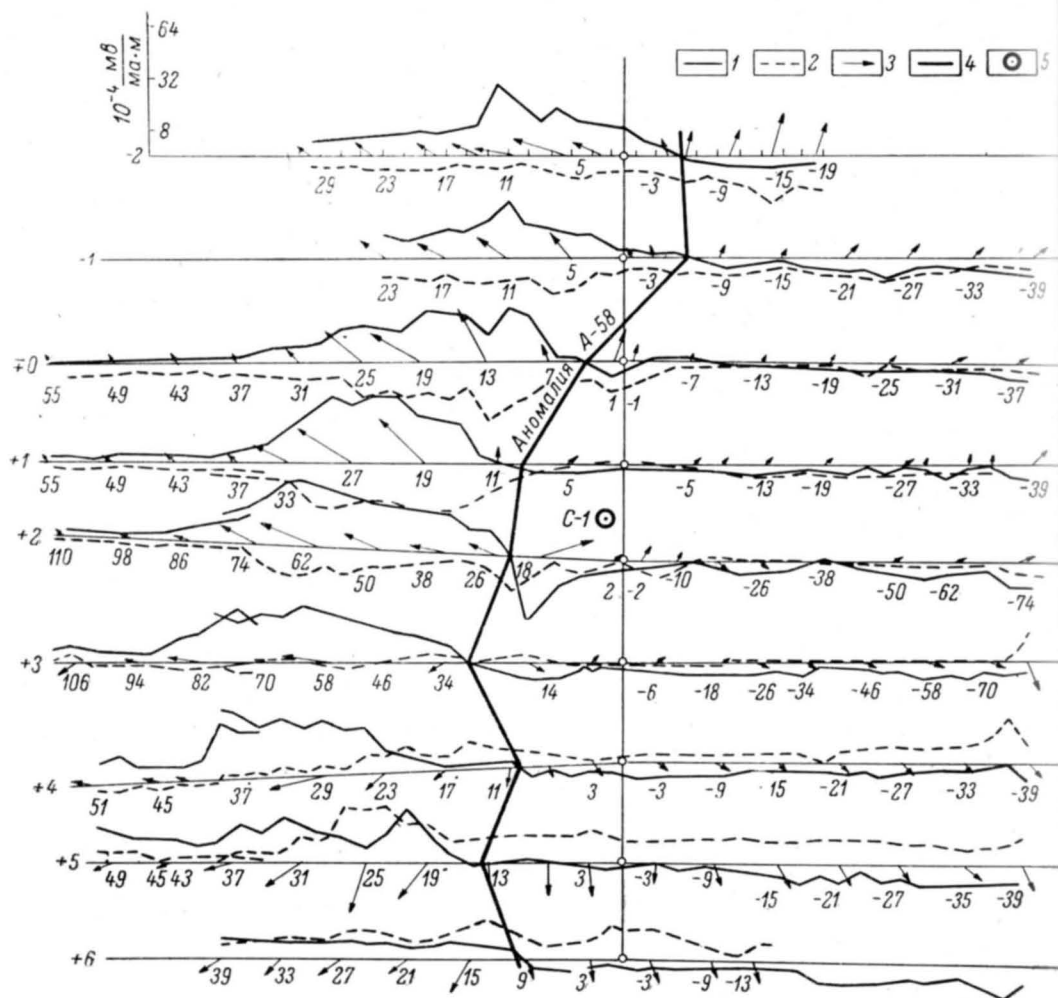


Рис. 2. Кривые и векторы градиентов потенциала при заряде в скв. 791 и С-1.

1 — градиент в направлении профиля; 2 — градиент в направлении, перпендикулярном профилю; 3 — вектор напряженности поля (векторы показаны через точку наблюдения); 4 — линия нулевых градиентов; 5 — эпицентр точки заряда.

градиенты потенциала. Это дало возможность построить карты распределения векторов напряженности электрического поля в проекции их на горизонтальную плоскость (рис. 2) при зарядах в скв. С-1 и 791.

Кривая потенциала, снятая вдоль прослеженной аномалии, обеспечила увязку поперечных профилей съемки и построение карты эквипотенциальных линий (рис. 3).

Интерпретация данных метода заряженного тела при прослеживании аномалий, связанных со слепыми жилами, требует примера. В качестве его приводится истолкование данных метода при заряде в скважинах

С-1 — жила 1 и 791 — жила 3. При рассмотрении первичных материалов было отмечено, что аномалии А-58 и Б-58 (рис. 2 и 3) вызваны не точечными источниками, а протяженными проводниками, к плоскости которых приурочены рудные подсеечения в скважинах С-1 (глубина 400 м) и 791 (глубина 874 м). Данный вывод обосновывался тем, что максимальные значения градиента сохраняются (по величине) на значительном расстоянии

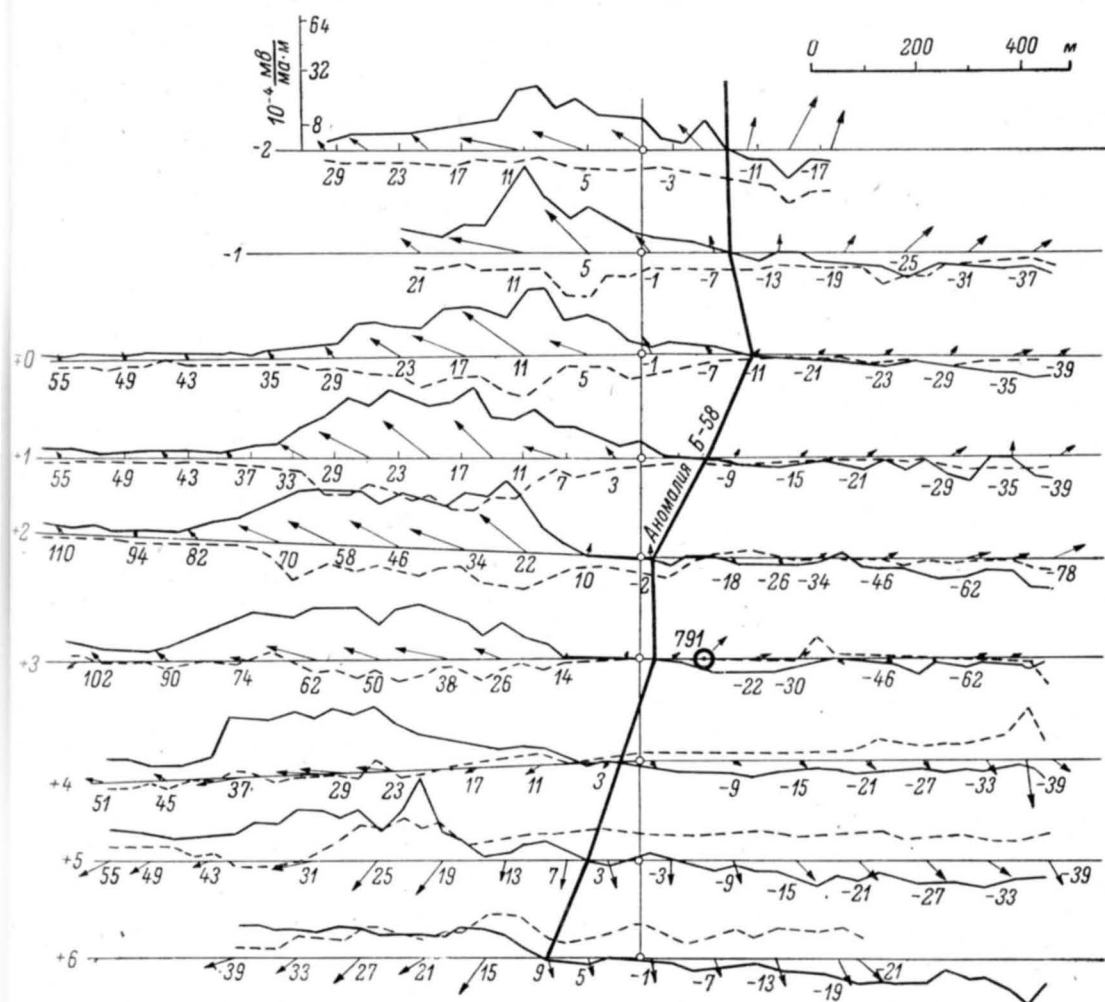


Рис. 2 (продолжение).

(до 0.8 км) в обе стороны от эпицентра заряда. Известно, что при точечном источнике максимальные градиенты наблюдаются в экстремумах на профиле, проходящем через эпицентр заряда. Напротив, на удаленных профилях величины градиентов в экстремумах резко уменьшаются. Далее, пересечение прямых, продолжающих векторы напряженности поля, происходит не в точках (или вблизи) эпицентров зарядов, а в пределах значительных областей (рис. 2), вытянутых в северо-восточном направлении и смещенных относительно эпицентров зарядов на северо-запад. Такое направление векторов отвечает полю вытянутых проводников, а характер изменения их модулей — полю проводников, имеющих значительную площадь.

Сопоставление и анализ планов кривых градиентов (рис. 2) и карты эквипотенциальных линий на дневной поверхности (рис. 3) позволили установить, что все аномалии метода заряда на дневной поверхности вызваны глубинными проводниками, имеющими большую горизонтальную и вертикальную протяженность, т. е. являющимися жилами. В самом деле, несмотря на то что заряды в скв. С-1 и 791 находились на разных глубинах (401 и 874 м), величины градиентов и векторов напряженности, наблюдаемых на дневной поверхности, практически одинаковы. Это свидетельствует о том, что жилы имеют значительные размеры не только по простиранию, но также и по падению, и что жила 3 (скв. 791) восстает до глубины по крайней мере 400 м от поверхности.

Это же подтверждается и фактом повторяемости и выдержанности кривых градиента на профилях по мере удаления от эпицентра. Поэтому в 1958 г. был сделан вывод, что положение жил по отношению к дневной поверхности примерно одинаково. Поскольку эпицентры в обоих случаях смещены на юго-восток по отношению к соответствующим им линиям нулевых градиентов, то был сделан вывод о крутом падении плоскостей заряженных проводников на юго-восток. Среднее простирание возмущающего объекта аномалии А-58 составляет СВ 40° , а для аномалии Б-58 СВ $50-60^\circ$. Характерной особенностью потенциального поля обоих заряженных тел является значительная протяженность области нулевых градиентов вкрест простирания аномалий от обоих зарядов. Это говорило о наличии здесь еще нескольких жил. Вывод оказался правильным: позднее здесь были обнаружены жилы 2 и 2а, лежащие юго-восточнее жилы 1.

На первых этапах поисков жил в глубинных частях массива допускалась возможность, что встреченные рудные подсечения (по скв. С-1 и 791) не относятся к жильным образованиям, а связаны с небольшими шлирами или линзами. Для решения этого вопроса нами был проведен сравнительный анализ. Вначале был выполнен теоретический расчет кривых градиента, а также распределения векторов напряженности (и изменения их модулей) в плане на горизонтальной плоскости. Основу этого расчета составили точечные источники (геологический аналог — шпир, малая линза), помещенные соответственно на глубинах 401 и 874 м. Затем было произведено сопоставление теоретического и наблюдаемого полей, которое показало их полное несоответствие. Тем самым было опровергнуто мнение о принадлежности рудных подсечений к небольшим линзам или шлирам.

Наконец, характерным для кривых градиента от заряженных рудных тел исследуемого массива является большая величина так называемого параметра m . Последний представляет собой отрезок оси абсцисс (в данном случае — профиля съемки), заключенный между касательной к прямойлинейной (субнулевой) части кривой градиента и перпендикуляром, опущенным из точки пересечения указанной касательной с касательной, параллельной оси абсцисс в точке максимума кривой градиента. Величина параметра m варьирует на кривых градиента по данному массиву от 150 до 250 м, что говорит о глубине залегания проводника (жила), также равной первым сотням метров от поверхности. Для сравнения укажем, что параметр m для кривых градиента, снятых под жилами массива Ниттис, изменяется от первых метров до 10—15 м и только над жилами юго-восточного участка горы Ниттис достигает 30—50 м (рис. 4).

Общая площадь исследования по методу заряда в масштабе 1 : 10 000—1 : 5000 составила (на описываемом массиве) за все годы 6 км².

Сведения об аномалиях, выявленных методом заряда, в массиве приводятся в табл. 1. В результате этих работ прослежена целая серия протяженных аномалий (суммарная длина их с юго-запада на северо-восток

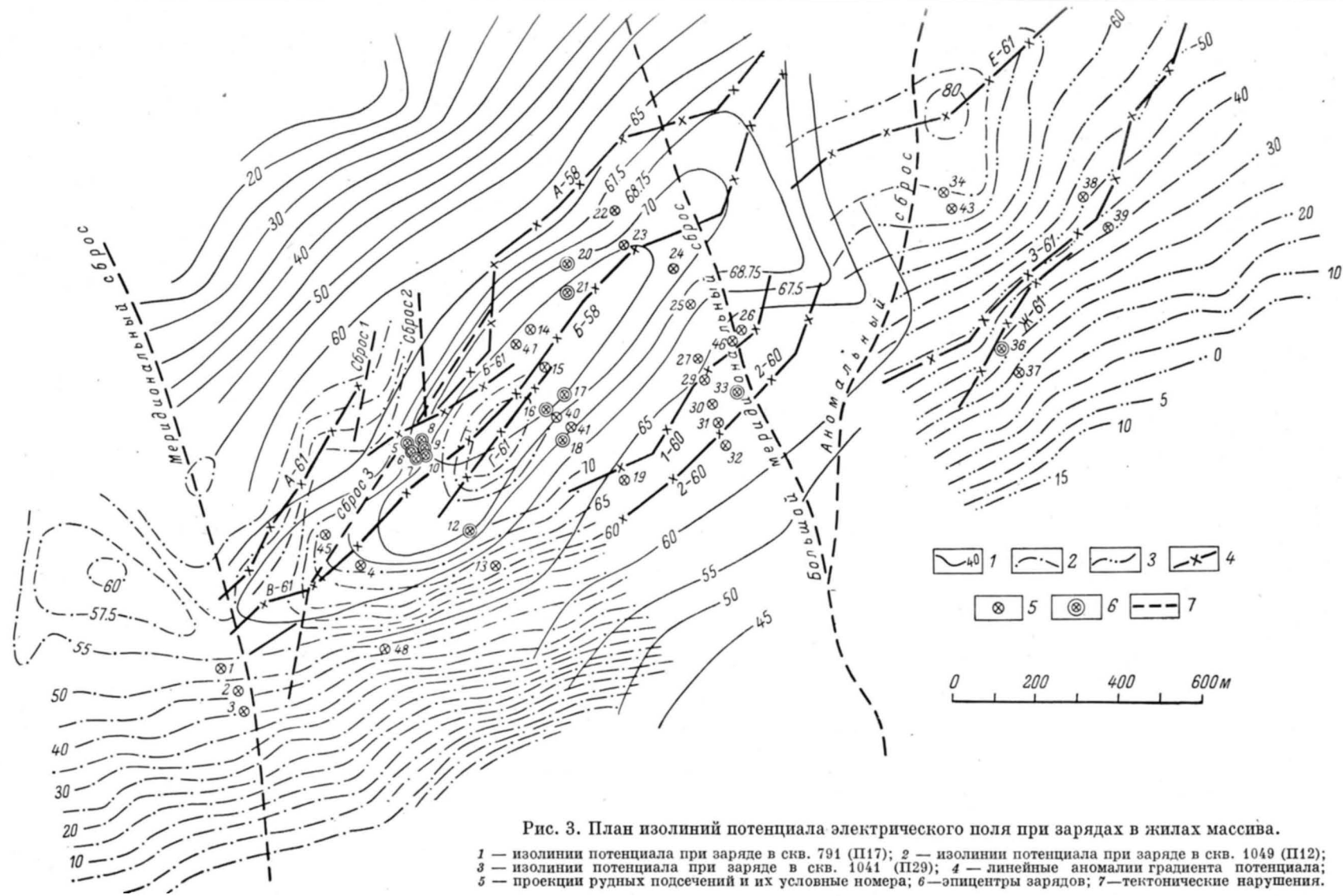


Рис. 3. План изолиний потенциала электрического поля при зарядах в жилах массива.

1 — изолинии потенциала при заряде в скв. 791 (П17); 2 — изолинии потенциала при заряде в скв. 1049 (П12); 3 — изолинии потенциала при заряде в скв. 1041 (П29); 4 — линейные аномалии градиента потенциала; 5 — проекции рудных подсечений и их условные номера; 6 — эпицентры зарядов; 7 — тектонические нарушения.

составляет 2.5 км). Предположение, что длина рудного поля массива (по данным метода заряда) составляет не менее 2.5 км, впоследствии полностью подтвердилось. Характерным для всех аномалий является их северо-восточное простирание, варьирующее от 40 до 60°. Оно соответствует среднему простиранию жильного поля в целом.

Все аномалии с юго-запада ограничиваются меридиональным сбросом-сдвигом. По характеру потенциального поля по разные стороны сброса можно предположить, что западный блок сдвинут относительно восточного на север-северо-запад, и что амплитуда сдвига значительна (первые

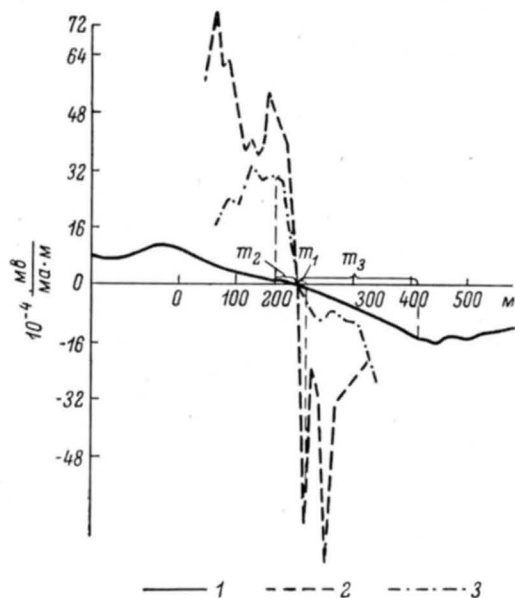


Рис. 4. Графики градиента над заряженными жилами, залегающими на различных глубинах.

Градиент потенциала: 1 — при заряде в скв. 1049, глубина заряда 602 м, глубина верхней кромки жилы (уточненная по данным радиопросвечивания) — 400 м от поверхности; 2 — при заряде в скв. 998 (гора Ниттис, жила 54, глубина верхней кромки жилы 20 м); 3 — при заряде в скв. 1087 (гора Ниттис, жила 57, глубина верхней кромки жилы 40 м).

трод M — нижний. Заземление линии «бесконечность» помещалось там же, где и при наземных наблюдениях — в 5 км к югу от массива.

Скважинные наблюдения выполнялись во многих случаях от тех же заземлений (рудных подсечений), что и наземные наблюдения. При корреляции рудных тел и геологическом истолковании данные наземных и скважинных наблюдений взаимно учитывались и дополнялись. Часть кривых градиента снималась внутри разведочных профилей, т. е. в этом случае точка заряда и исследуемая скважина находились в одном профиле. Это первый вид съемки, позволивший получить картину электрического поля заряженных рудных тел в плоскости, проходящей вкрест простирания жильного поля (т. е. в плоскости бурового разреза). Это давало известную информацию о характере пространственной связи отдельных рудных жил между собой. Одновременно появлялась возможность определять в скважинах, не встретивших руду, те интервалы, против которых жила выклинивалась.

сотни метров). На основании данных съемок градиента за все годы (с 1958 по 1961 г.) можно полагать, что ширина жильного поля исследуемого массива в центральной части составляет не менее 500—700 м. На север-северо-западе эта область ограничивается областью больших положительных градиентов, а на юг-юго-востоке — областью больших отрицательных градиентов.

После расширения фронта поисковых работ в массиве было встречено большое число рудных подсечений. Для удобства описания и анализа результатов работ, а также для упрощения рисунков и их понимания данные о рудных подсечениях (по состоянию на 1 января 1964 г.) сведены в табл. 2.

Скважинные наблюдения. По 29 скважинам массива было снято более 100 кривых градиента потенциала от зарядов в других скважинах. Измерения проводились прибором ЭСК-1 или АТЭ-1. Длина линии MN — 10 м, элект-

Аномалии метода заряженного тела, съемка 1958—1961 гг.

Номера аномалий	Точка заряда			Длина аномалии, км	Средний азимут прости- рания ано- малий, град.	Геологическая интерпретация аномалий
	номер сква- жины	глу- бина, м	номер жилы по геологи- ческой увязке			
А-58	С-1	401	1	1.6	СВ 35—50	В центральном четырехсотмет- ровом интервале аномалия электрически связана с жи- лой 1.
Б-58	791 и 1165	875 800	3	1.6	СВ 40—60	В интервале 600 м отвечает про- стиранию жилы 3, а на протя- жении 500 м (по геофизиче- ской увязке) — жиле 2а, в интервале 200 м контроли- рует сброс 6.
1-60	1007	590	5	1.0	СВ 55	Связана с глубинной проводя- щей зоной — жилой 5.
2-60	1007	590	5	1.0	СВ 55	Связана с глубинной проводя- щей зоной — жилой 6 (по геофизической увязке — жила 9).
А-61	1183	656	3	0.5	СВ 47	Связана с глубинной проводя- щей зоной — жилой, подсе- ченной на глуб. 656 м по скв. № 1183 (по геофизиче- ской увязке — жила 2в).
Б-61	1183	656	3	0.4	СВ 60	Вероятно, эта глубинная зона связана с жилой 2 (по геофи- зической увязке — жила 2а).
В-61	1049	602	9	0.7	СВ 55	Связана с глубинной проводя- щей зоной — жилой 9 (по геофизической увязке — жила 3а).
Г-61	1049	602	9	0.7	СВ 47	Связана с глубинной проводя- щей зоной — жилой 4 (по геофизической увязке — жила 3а).
Е-61	1041	504	4	1.0	СВ 70—55	Связана с глубинной проводя- щей зоной — жилой 4 (по геофизической увязке — жила 4б).
3-61	1048	917	6	1.0	СВ 62—44	Связана с глубинной проводя- щей зоной — жилой 6 (по геофизической увязке — с жилой 6 и 12а).
Ж-61	1048	1020	7	0.5	СВ 50	Связана с глубинной проводя- щей зоной — жилой 7.

Второй вид съемки градиента (более важный для решения задачи увязки жил) производился по скважинам данного профиля, в то время как точка заряда находилась в скважине на другом, чаще всего на сосед- нем буровом профиле. Этот вид съемки позволял получать сведения о ха- рактере пространственной связи и увязке рудных тел по их простира- нию.

Для удобства анализа электрического поля заряженных рудных тел при измерениях между профилями по данным съемки градиента строились кривые потенциала поля заряда. На кривых потенциала несущественные детали скрадываются и, наоборот, четко отмечается область максимальных значений потенциала, фиксирующая интервал основной токонесущей зоны по данной скважине. При рассмотрении кривых потенциала можно с боль- шой степенью вероятности предполагать, что точка заряда и основная

Характеристика жильных рудных подсечений

Условный номер подсечения	Номер скважины	Глубина подсечения, м	Горизонт подсечения, м	Истинная мощность, см	Состояние и состав жилы	Номер жилы по геологической увязке
1	1188	671.65	—365.8	2.5	Разбурена, очевидно сульфидная	10
2	1188	786.30	—444.21	3	Сульфидная	11
3	1188	838.07 839.01	—477.89	9	Разбурена, очевидно сульфидная	Не увязана
4	1066	660.00	—340.87	6	Сульфидная	9
5	1183	656.10	—177.15	8	Сульфидно-магнетитовая	3
6	1183	607.30	—134.09	2.0	»	3
7	1183	570.15	—101.73	1.3	»	3
8	1049	999.10	—438.21	0.9	Сульфидная	3
9	1049	985.05	—428.81	1.3	»	3
10	1049	974.10	—421.75	0.3	»	3
11	1049	820.18	—307.87	0.5	Сульфидно-магнетитовая	4
12	1049	602.0	—123.18			
	1049	613.75	—133.92	11	Сульфидная	9
13	1053	657.19 658.05	—150.98	5	Сульфидная	10
14	350	550.64	—207	14	Сульфидно-магнетитовая	2а
15	350	685.19	—307	5	»	2а
16	1165	799.43	—363	31	Сульфидная	3
17	791	874.26	—485	17	Сульфидно-магнетитовая	3
18	1165	559.64	—136	11	Магнетит с сульфидами	4
19	1164	904.80	—434	0.1	Сульфидный проводничок	8
20	C-1	401.28	—91	6	Магнетит с сульфидами	1
21	377	468.50	—82	Видимая 220	Зона дробления, инъецированная сульфидами	2
22	804	352.82	—3	2÷10	Зона смятия с сульфидами и магнетитом	2
23	804	561.28	—194	Видимая 55	Зона смятия с магнетитом и сульфидами	1
24	1006	725.40 725.80	—277.2	20	Зона расланцевания с магнетитом	Не увязана
25	1006	508.25	—88.01	2	Сульфидная	2а
26	1007	936.35	—454	2	»	3
27	1041	634.20	—187.41	1.5	Сульфидно-магнетитовая	3
28	1041	602.73	—161.24	3	Сульфидно-магнетитовая	3
29	1041	504.77	—77	9	Сульфидная	4
30	1045	823.55 824.69	—332.88	60	Зона, пропитанная сульфидами	5
31	1045	699.20	—217.09	1.5	Сульфидно-магнетитовая	8

Таблица 2 (продолжение)

Условный номер подсечения	Номер скважины	Глубина подсечения, м	Горизонт подсечения, м	Истинная мощность, см	Состояние и состав жилы	Номер жилы по геологической уязвке
32	1045	538.80	—67.64	1.5	Магнетитовая	9
33	1007	589.90	—148	4	Сульфидная	5
34	1047	779.45	—367	1	»	2а
35	1048	794.93	—258	1	Зонка рассланцевания с сульфидами	5
36	1048	915.70	—359	2	Сульфидная	6
37	1048	1018.48	—445	4	Сульфидно-магнетитовая	7
38	1190	738.58	—293		»	12
		742.60	—296	16		
39	1190	883.55	—393	3	Магнетитовая	Не увязана
40	1181	532.05	—118.35	15	Сульфидная	3
41	1181	440.28	—35	15	»	4
42	1181	780.80	—332.79	40	Зона рассланцевания, инфильтрованная сульфидами и магнетитом	2а
43	1047	861.29	—436	1	Разбурена, очевидно сульфидная	Не увязана
44	1007	1068.30	—570	0.5	Сульфидная	Не увязана
45	1067	681—689	—340	161	Сульфидно-магнетитовая	4
			—358			
46	1107	697.10	—418	0.5	Сульфидная	Не увязана
47	1181	889.76	—424	3.0	Разбурена, судя по МСК, сульфидная	» »
48	1198	653.30	—320	61	Зона рассланцевания с сульфидами	11
49	1189	862	—560	20	Сульфидно-магнетитовая	4
50	1189	925	—602	2.5	Сульфидная	9
51	1191	592	—240	7	Сульфидно-магнетитовая	—
52	1191	711	—335	2	»	—

токонесущая зона (максимум потенциала), выявленная в данной скважине, относятся к одной и той же рудной структуре (жиле).

Чтобы упростить истолкование результатов межпрофильного варианта съемки градиента, нами был введен параметр «условный коэффициент связи» — K . Этот условный коэффициент численно равен максимальному значению потенциала поля заряда (U), приведенному к току заряда (I), длине приемной установки (MN) и умноженному на расстояние (R) от точки заряда до данного интервала скважины, где наблюдается аномалия градиента. Иначе, $K = \frac{UR}{IMN}$. Применение коэффициента связи в извест-

ной степени стандартизирует кривые потенциалы, наблюдаемые в разных скважинах от разных зарядов.

Коэффициентом K компенсируется убывание плотности тока (следовательно, компенсируется и уменьшение экстремального значения потенциала) по мере удаления линии наблюдения скважины от точки заряда. Убывание плотности тока обуславливается конечной проводимостью жил и, следовательно, их некоторой неэквипотенциальностью.

По приведенным таким способом потенциальным кривым уже легче определить (путем взаимного сравнения их) положение основной токнесущей (от заряда к профилю наблюдения) зоны, которую мы и называем зоной прямой связи. Этот прием был введен при допущении, что жилы исследуемого массива можно аппроксимировать как серию субпараллельных проводящих пластин.

Таким образом, условный коэффициент связи K указывает, относится ли точка заряда и данное рудное подсечение (или данный интервал) исследуемой скважины к одной рудной зоне, или же они лежат в разных рудных зонах. В каждом отдельном случае относительное сравнение величин коэффициентов связи между конкретными точками или интервалами позволяет выделить области, связанные между собой прямой связью с наибольшей вероятностью. Исходя из подтвержденных фактов увязки отдельных подсечений в жилы, можно с большей вероятностью полагать, что при значениях $K > 35$ мы имеем дело со случаем прямой связи рудных подсечений.

Наличие аномалии градиента (максимума потенциала) в области скважины, где отсутствовали рудные подсечения, обуславливало вывод о нахождении рудного тела в стороне, относительно близко от данной области.

Общий характер потенциального поля заряженных рудных тел при измерениях в скважинах позволяет сделать заключение о северо-восточном простирании рудных жил массива с диапазоном азимута простирания $45-60^\circ$, в среднем $50-55^\circ$. Эти данные достаточно хорошо увязываются с результатами наземной съемки градиента потенциала поля заряженных рудных тел, описанными выше. Вот несколько примеров корреляции по вышеизложенной методике.

Весьма характерной является прямая связь области по скв. 1188 на глубине 550 м с рудным подсечением по скв. 1183 на глубине 570 м (подсечение 7, рис. 5, а, в), которое геологически увязывается в жилу 3. Было высказано предположение, что скв. 1188 прошла близко над головой этой рудной зоны в интервале 550 м. Бурение скв. 1189 подсекшей жилы (П 49 и 50) и последующее радиопросвечивание между скв. 1188 и 1189 полностью подтвердило (рис. 6) данный вывод.

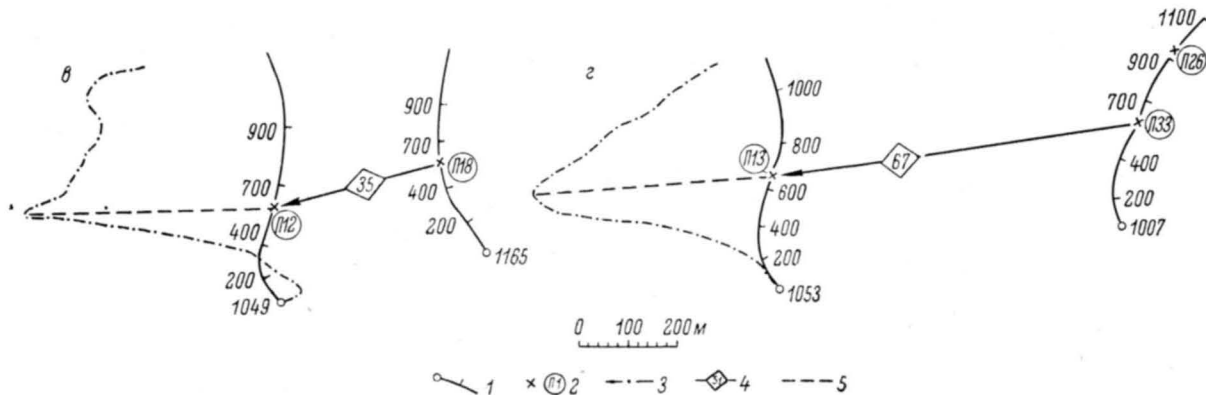
Четко устанавливаются прямые межпрофильные связи между рудными подсечениями в профилях $I-I$ и $II-II$ (рис. 9, см. вкл.). Рудное подсечение 16 обладает прямой связью с интервалом в скв. 1183 на глубине 500 м ($K=41$, рис. 5, б). Можно предполагать, что жила 3, к которой относится П16,⁴ обрывается северо-восточнее данного интервала. В то же время худшая электрическая связь П16 наблюдается и с подсечениями 5—10, которые увязываются геологически⁵ в жилу 3, но по комплексу геофизических данных относятся нами к более северным, чем жила 3, жилам 2б и 2в. Эти жилы, очевидно, связаны электрически с жилой 3 (П16), чем и объясняются относительно высокие значения коэффициентов связи между жилой 3 (П16), с одной стороны, и с подсечениями 5, 6, 7, 8, 9, 10 — с другой стороны.

Рудное подсечение 18 очевидно связано прямой связью с П12 (рис. 5, в) и с интервалом скв. 1053 на глубине 900 м, где по керну зафиксирована сульфидно-магнетитовая жила.

Четкая прямая связь выражена между П33, лежащим в профиле $III-III$, и рудным П13, лежащим в профиле $I-I$ (рис. 5, г).

⁴ Далее в тексте номер подсечения обозначается следующим образом: П20 (подсечение 20).

⁵ Геологами был принят основной вариант увязки всех рудных жил по азимуту СВ 70° . Нами по результатам комплексных геофизических работ был выдвинут в 1962 г. вариант увязки жильного поля со средним азимутом простирания СВ 50° .



1 — траектория скважин в плане и отметки глубин; 2 — рудные подосечения и их условные номера; 3 — кривые потенциалов по скважинам (проекция на план); 4 — линия наиболее вероятной прямой связи и значения условного коэффициента связи; 5 — линия, указывающая, к какому интервалу скважины относится максимальное значение потенциала.

При съемке градиентов потенциала по скв. 1189 от заряда в скв. 1067 на глубине 685 м (П45) основная аномалия градиентов (рис. 6, см. вкл.) фиксируется на глубине 862 м (П49). Рассчитанный коэффициент связи здесь равен 42. С учетом результатов съемки методом заряда в наземном варианте (аномалия А-61) это позволяет отнести рудные подсечения скв. 1067 (П45) и 1189 (П49) к плоскости одной жилы.

Таковы некоторые примеры случаев установления прямой связи между отдельными рудными подсечениями и аномальными зонами в разных профилях. Ниже будет рассмотрен вариант увязки рудных жил исследуемого массива (сделанный в 1962 г.) на основе обобщенной геолого-геофизической информации об этих жилах.

С помощью скважинных исследований методом заряда можно успешно решать задачи по крайней мере двух типов: во-первых, устанавливать наличие жил в околоскважинном пространстве против определенного интервала скважины; во-вторых, определять наиболее вероятные, прямые связи между отдельными рудными подсечениями, что дает основание для увязки этих подсечений в единые структуры (жилы).

МЕТОД МЕЖСКВАЖИННОГО РАДИОВОЛНОВОГО ПРОСВЕЧИВАНИЯ

При исследованиях применялась методика и аппаратура радиопросвечивания, созданные в Лаборатории геофизики ЦНИГРИ (Петровский, Изюмов, 1959) и ранее апробированные при решении ряда геологических задач в применении к условиям месторождения Ниттис-Кумужье. В период работ на исследуемом массиве был выполнен ряд методических доработок.

При полевых исследованиях применялись скважинные передатчики с частотами 1.55 и 4.4 Мгц. Передатчик с антенной опускался на капроновом фале в одну скважину, а приемная антенна на радиочастотном кабеле РД-13 — в другую. Измерения напряженности (E) электромагнитного поля производились с помощью стандартного измерителя радиопомех — ИП-12-2М.

Полевая методика радиопросвечивания подразделялась, как правило, на два последовательных этапа. В начале производился параллельный (передатчик ниже приемной антенны) спуск обеих антенн.

В случае обнаружения радиотени в межскважинном пространстве (в условиях Мончи это электронный проводник — сульфидная жила) начиналась ее пеленгование. Для этого приемник (передатчик) устанавливался на определенной глубине в одной скважине, а передатчик (приемник) двигался вверх (вниз) по другой скважине, до появления (исчезновения) сигнала в приемной антенне. В случае отсутствия радиотени при параллельном спуске обеих антенн до забоя скважин второй этап радиопросвечивания, естественно, отпадал.

Последовательное применение двух частот просвечивания для исследования одной и той же пары скважин позволяло (за счет высоких частот) избежать пропуска рудных тел небольших размеров, представляющих геологический интерес. С другой стороны, за счет низких частот увеличивалась дальность просвечивания. Применение двух частот открывало возможность ориентировочной оценки размеров экрана (рудного тела).

В общем случае при радиопросвечивании всегда имело место некоторое занижение верхних кромок рудных тел за счет дифракции на краях жил.

При работах на данном массиве была принята так называемая лучевая методика интерпретации данных радиопросвечивания, предложенная А. Д. Петровским (1959). В основу ее положено допущение, что энергия электромагнитного поля распространяется от излучателя к приемнику

по лучу. Вторым моментом лучевой интерпретации является необходимость использовать каждое измерение E для характеристики геологического разреза. Третьим моментом является обязательное определение величины $\mathcal{E}$ (коэффициент экранирования), являющейся полной характеристикой каждого данного луча. Величина $\mathcal{E}$ представляет собой отношение напряженности поля, которая наблюдалась бы в однородной среде, обладающей определенным коэффициентом поглощения радиоволн b_0 , к действительно наблюденному значению напряженности поля.

Практически интерпретация данных по межскважинному радиопросвечиванию выполнялась по следующей методике. Вначале по плану и разрезу данной пары скважин определялось истинное расстояние (R) между приемной и передающей антенной. Кроме того, определялся дополнительный угол наклона β , на который нужно повернуть одну из скважин в разрезе таким образом, чтобы обе скважины лежали в параллельных плоскостях. Далее строился вертикальный разрез в плоскости первой скважины, на который проектировалась вторая скважина. На разрезе и в плане все точки стоянок передатчика и приемной антенны соединялись прямыми линиями (лучами). При этом для каждого луча определялись острые накрестлежащие углы α_1 и α_2 между лучом и осями приемного и передающего диполей (антенн) в плоскости нормального разреза, проходящего через обе скважины. Наблюденные значения напряженности E поля делились на произведение $\sin \alpha_1 \sin \alpha_2 \cos \beta$. В результате вычисляли исправленное значение напряженности ($E_{\text{испр}}$).

$$E_{\text{испр}} = \frac{E_{\text{изм}}}{\sin \alpha_1 \sin \alpha_2 \cos \beta}.$$

Далее, по номограммам с $b_0 = 0.01$ неп./м для частоты 4.4 Мгц и с $b_0 = 0.004$ неп./м для частоты 1.5 Мгц вычислялись коэффициенты экранирования для каждого луча; коэффициенты экранирования вместе с лучом наносились на план и разрез данной пары скважин, куда также были нанесены геологические данные. В итоге на геолого-геофизическом разрезе строились так называемые «лучевые диаграммы».

В заключение производилось выделение экранов и областей радиотеней на плане и в разрезе и качественная оценка экранирующих объектов. Эта оценка производилась, как правило, по величине коэффициентов экранирования $\mathcal{E}$. При расстояниях между приемником и передатчиком меньше 200 м считалось, что к экрану, связанному с жилой, имеющей мощность более 5 см, относится радиотень со значениями $\mathcal{E}$ от 150 и выше. При больших расстояниях между антеннами заслуживающими внимания экранами считались те, для которых $\mathcal{E}$ превышало в 5—10 раз величину $\mathcal{E}$ на соседних (верхних или нижних) блоках пород. В случае полного отсутствия сигнала ($E=0$) исходное значение E (для вычисления $\mathcal{E}$) принималось равным единице, а перед значениями $\mathcal{E}$ указывался знак «св.» (свыше).

В каждом конкретном случае данные радиопросвечивания интерпретировались в тесной связи с геологической обстановкой и с данными других разведочных геофизических методов.

Общее количество пар скважин, между которыми произведено радиопросвечивание на исследуемом массиве, составляет 51. Из них на двух частотах (1.5 и 4.4 Мгц) просвечено 14 пар скважин. Средняя глубина исследуемых пар скважин составляет 700—900 м. На массиве была получена большая эффективная дальность радиопросвечивания с применением макета аппаратуры ЦНИГРИ. Для частоты 4.4 Мгц она составила 400—450 м, а для частоты 1.5 Мгц — 550—650 м. Дальность радиопросвечивания обуславливается прежде всего большим сопротивлением гипербазитов массива, составляющим в среднем многие десятки тысяч омметров (по данным каротажа сопротивлений — КС). Подобная эффективная даль-

ность в известной степени определила и ту важную роль, которую сыграл здесь метод радиопросвечивания в общем комплексе разведочных геофизических работ при поисках глубоко залегающих медно-никелевых жил. Эта дальность радиопросвечивания, установленная при первых работах в 1958—1959 гг., была учтена при проектировании сети буровых скважин 1960—1961 гг. Размер сети составил 400×200 м. При большой эффективной дальности радиопросвечивания такая сеть обеспечивала возможность надежного изучения блоков пород между скважинами.

Первые исследования по радиопросвечиванию на массиве, проведенные в районе скв. 791, в частности просвечивание пар скважин 791—790, 791—788, 791—789, 791—С=1 и ряда других, позволили установить отсутствие рудных жил выше гор. 0, во всяком случае в блоках пород между исследованными парами скважин. Все дальнейшие работы по радиопросвечиванию в 1960—1963 гг. подтвердили этот вывод, расширив область его приложения практически на всю опосредованную часть массива. Таким образом, радиопросвечивание подтвердило и уточнило вывод о слепом характере жильного поля массива. По характеру электрического поля заряда можно было установить лишь порядок глубин до верхних кромок жил (несколько сотен метров). Радиопросвечивание позволило значительно точнее определить глубины верхних кромок жил и положение жил как внутри поисковых профилей скважин, так и между профилями, и тем самым направить буровые работы на поиски жил в области, лежащей ниже горизонта 0 метров.

Первоначально радиопросвечивание выполнялось только внутри поисковых профилей. В этом случае плоскости, проходящие через точки стояния передатчика и приемника, были субперпендикулярны простиранию жил. Этот вид радиопросвечивания, который мы называем внутрипрофильным, давал информацию о наличии жил, положении их верхних и нижних кромок, местоположении областей пережимов, выклиниваний и т. д. в плоскости данного поискового профиля.

Характерным примером практической важности информации, полученной с помощью внутрипрофильного радиопросвечивания, является радиопросвечивание между скважинами 1190 и 1192 на восточном фланге жильного поля (рис. 7, см. вкл.). Расстояние между этими скважинами составляет 350 м. Согласно геологическим предпосылкам, скв. 1190 должна была последовательно подсесть жилы 2а, 3, 4 и 5, а скв. 1192 — жилы 6 и 7. Однако скв. 1190 встретила только две преимущественно магнетитовые жилы на глубинах 738 (П38) и 883 м (П39). Скважина 1192, пройдя все ожидаемые рудные интервалы, жил не встретила. Учитывая большое расстояние между скважинами, можно было предположить, что часть ожидаемых жил осталась неподсеченной (в блоке пород между скважинами 1190 и 1192) и что скв. 1190 подсекла жилы на их нижних горизонтах. Радиопросвечиванием между скважинами 1190 и 1192 на частотах 1.5 и 4.4 Мгц было установлено следующее: жилы, подсеченные скв. 1190 на глубине 738 и 883 м, восстают от точек их подсечения не более чем на 40 и 60 м соответственно. В остальном блоке пород между скважинами 1190—1192 ни одного экрана не обнаружено (рис. 7). В результате этого отпала необходимость проходки новой скважины между скважинами 1190 и 1191.

С другой стороны, согласно данным съемки скважинного градиента, по скв. 1190 от зарядов в скважинах 1041 (П29) и 1007 (П33) — жилы 4 и 5 — можно было предполагать, что скв. 1190 прошла над головой этих жил (рис. 7). Этому не противоречили и данные наземного варианта съемки градиента потенциала (аномалия *E-61*, рис. 3). Поэтому скв. 1191 была заложена и пройдена в 200 м к СЗ от скв. 1190 в затылок к последней; она встретила жилы на глубине 592 м (П51) и 711 м (П52) (рис. 7).

Следующим примером являются результаты радиопросвечивания между скважинами 1198—1067 (рис. 8, см. вкл.). Ранее при просвечивании между скважинами 1067—1066 было установлено, что жила 4 (скв. 1067, глубина 680—699 м, П45) восстает до гор. —230 м, что хорошо подтвердилось данными САФИ (рис. 8). Однако при просвечивании скважины 1067 и 1198 (на частоте 1.55 Мгц) радиотень начинается значительно выше, от гор. —150, —160 м и ниже. Связывать ее с жилой 4 (П45) — по результатам данных радиопросвечиваний скважин 1067 и 1066 — не представляется возможным. Четкая радиотень продолжается и при положении радиопередатчика в скв. 1067 ниже 700—720 м, до глубины 890 м (при стоянке приемника в скв. 1198 на глубине 610 м, т. е. выше жилы 11 на глубине 655 м). Данная радиотень весьма сложна, запеленговать пространственное положение каждого из экранов из-за сложности разреза не удастся. Эту сложную радиотень можно считать связанной не только с жилами 4 (П45) и 9 (П4), но и с жилой, находящейся между скважинами 1067 и 1198 (рис. 8) к юго-востоку от жилы 9.

Радиопросвечиванием между скважинами 1198—1195 на частоте 1.55 Мгц (рис. 8) установлено, что рудная зона (жила 11), подсеченная скв. 1198 на глубине 655 м (П48), восстает до гор. —150 м. Судя по соотношениям коэффициентов экранирования на лучевой диаграмме, зона имеет увеличенную мощность от гор. —180 до гор. —240 и уменьшенную мощность от гор. —240 до гор. —320 м (т. е. до интервала ее подсечения скв. 1198). Кроме экрана, связанного с этой жилой, в блоке пород между скважинами 1198—1195 до гор. —400 м других экранов не обнаружено.

Наконец, при радиопросвечивании скважин 1188—1189 (рис. 6) на частоте 4.4 Мгц от гор. —280 м фиксируется сплошной экран (нулевые значения E). Экран протягивается до гор. —600 м. На частоте 1.55 Мгц экран прослеживается в этом разрезе от гор. —300 до гор. —580 м. Верхняя кромка экрана начинается непосредственно против интервала 550—570 м по скв. 1188, где наблюдалась основная аномалия градиентов потенциала при съемке по скв. 1188 от заряда в жилу 3 (скв. 1183, П5). По наличию здесь аномалии градиента было сделано предположение о прохождении скв. 1188 над головой жил в интервале 550—570 м по этой скважине. Сква. 1189 была пробурена в затылок скв. 1188 и встретила две рудные жилы. Блок пород между скважинами 1188—1189, согласно данным КС, характеризуется относительно пониженным сопротивлением. Поэтому при интерпретации коэффициенты экранирования здесь рассчитывались не только по номограмме с $b_0=0.004$ неп./м, но и по номограмме с $b_0=0.01$ неп./м, по которой обычно вычислялись значения $\mathcal{E}$ на частоте 4.4 Мгц. Этим была достигнута известная гарантия от искусственного завышения величин $\mathcal{E}$. Судя по соотношению коэффициентов экранирования на лучевой диаграмме, можно полагать, что жилы, встреченные скв. 1189 на глубине 862 (жила 4, П49) и 925 м (П50) (вероятнее, первая из них), увеличивают свою мощность (по падению) от гор. —300 до гор. —400 м. В целом экран, связанный с жилами, прослеживается по падению на 260—270 м (рис. 6).

Кроме внутрипрофильного, нами применялся межпрофильный вариант радиопросвечивания. Этот вид исследований также позволял обнаруживать и оконтуривать рудные жилы. Однако межпрофильное радиопросвечивание дает существенно новую, дополнительную информацию. В данном варианте плоскость, в которой лежит прямая, соединяющая точки стояния передатчика и приемника, проходит под острым углом к простиранию рудных жил. Просвечивание в таком варианте дает возможность изучать, как правило, гораздо большую область межскважинного пространства, чем внутрипрофильный вариант, и позволяет получать информацию о жилах на значительном (200—300 м) удалении от профиля.

При межпрофильном просвечивании в процессе пеленгования верхних кромок жил между профилями мы получаем сведения о простираании тех или иных жил, так как представляется возможность увязки известных рудных подсечений по изучаемой паре скважин с точками пеленгации (экранов) верхних кромок жил, полученных в процессе такого просвечивания.

Приведем ряд примеров межпрофильного радиопросвечивания.

При исследовании скв. 1164 (профиль II) и 1049 (профиль I, рис. 9) был обнаружен экран XXI. Область пеленгации экрана находилась в 240 м к юго-востоку от жилы 9, подсеченной скв. 1049 на гор. —123 м. Через область пеленгации была проведена плоскость экрана по среднему азимуту ЮЗ 240° до пересечения с проектным разрезом скв. 1053 и был указан интервал ожидаемой встречи рудного тела этой скважиной. Действительно, в дальнейшем скв. 1053 встретила в данном интервале (на гор. —152 м) жилу, названную по геологической увязке жилой 10.

Радиопросвечивание между скв. 1049 (профиль I) и находившейся в проходке скв. 1066 (профиль O) имело целью установить наличие жил впереди по ходу скв. 1066. Просвечиванием был обнаружен между этими скважинами экран XXXV с верхней кромкой на гор. —150 м (рис. 9). Позднее скв. 1066 подсекла жилу 11 (по геологической увязке), отвечающую этому экрану.

Методом межскважинного радиопросвечивания положение верхних кромок жил в пределах нулевого горизонта устанавливается на трех центральных профилях I, II и III. К юго-западу и северо-востоку от центральной части поля верхние кромки жил склоняются и средний горизонт их на западных профилях O и I составляет —100—150 м, а на восточных профилях IV и V —200 м.

Таким образом, по методу радиопросвечивания получены важные выводы. Прежде всего весьма надежно определен верхний горизонт многих жил в отдельности и рудного поля в целом. Отсутствие жил на верхних горизонтах в исследованной части массива (до глубин 400—450 м от поверхности) с уверенностью доказано. Внутри буровых разрезов и между ними выявлено и запеленговано большое число экранов, которые при проверке оказались связанными с новыми рудными жилами. Внутри каждого разреза по лучевым диаграммам определены размеры жил по востанию и падению и оценена их относительная мощность. Наконец, получение большого числа областей пеленгации верхних кромок жил (более 50 экранов) позволило использовать эти экраны при увязке жильного поля (рис. 9).

Метод САФИ и картаж. Метод скважинных амплитудно-фазовых измерений (САФИ) представляет собой скважинный вариант метода АФИ с использованием незаземленной петли (Векслер, 1959). Принцип метода и методика измерений сводятся к следующему. Задающее поле вызывается переменным током, текущим в незаземленной петле прямоугольной формы и создающим переменное электромагнитное поле. В скважинах измеряется вектор напряженности переменного магнитного поля. Наличие проводника, пересеченного скважиной, либо находящегося поблизости от нее, вызывает искажение (аномалию) задающего первичного магнитного поля.

Конечной целью построения и интерпретации данных по этому методу является определение направления вторичного тока в рудном теле, в области его подсечения скважиной или в той области, где скважина прошла около рудного тела, не встретив его.

По векторам аномального поля определялось направление вихревых токов, вызвавших аномальное магнитное поле. При этом учитывалось, что направление вихревых токов должно быть нормально плоскостям,

в которых расположены векторы магнитного поля, и должно образовывать правовинтовую систему с аномальным магнитным полем.

Признаком прохождения скважины через краевую часть рудного тела было то, что аномальное магнитное поле меняло свое направление на противоположное при переходе через рудное тело (подсечение). При этом плоскость рудного тела считалась приблизительно параллельной направлению магнитного аномального поля вблизи точки подсечения.

Признаком прохождения скважины через центральную часть рудного тела было то, что аномальное магнитное поле не меняло своего направления при переходе через точку подсечения. При этом считалось, что плоскость рудного тела приблизительно перпендикулярна направлению аномального магнитного поля. В результате подбиралось такое положение рудного тела, чтобы поле петли, пронизывающее плоскость рудного тела, и вихревые токи образовали правовинтовую систему. Так как токи текут в основном параллельно кромкам рудного тела, а ширина аномалии приблизительно равна расстоянию до кромок рудного тела, то в результате определялось положение рудного тела относительно скважины.

Приведем несколько примеров исследования скважин методом САФИ. Исследование по методу САФИ скв. 1007 позволило выявить аномалию магнитного поля в интервале 740—800 м. Наличие аномалии САФИ в данном интервале совместно с результатами исследований по методу скважинного градиента позволяет утверждать, что жила 4 прошла над этим интервалом, не будучи подсечена скв. 1007, но зато подсеченная несколько западнее этого интервала скв. 1041 на более высоком горизонте (П29).

Исследования на двух частотах скв. 1067 (рис. 8) позволили сделать вывод о северо-восточном простирании жилы, подсеченной скв. 1067 на глубине 681—699 м (П45), и ее юго-восточном падении. На основании изучения частотных характеристик магнитного поля в области аномалии сделан вывод о значительных размерах жилы по простиранию и о высокой ее проводимости. Жила по данным САФИ восстает от точки подсечения на 100 м (это подтверждается и данными радиопросвечивания между скважинами 1066 и 1067) и прослеживается от точки подсечения вниз не менее чем на 120—150 м. Характер магнитного поля по скв. 1067 и геологическая интерпретация представлены на рис. 8.

Учет суммарной надежной информации (полученной по данным САФИ, радиопросвечивания и методу скважинного заряда) о хороших параметрах жилы 4 (по геофизической увязке жила 2в), встреченной скв. 1067, позволил отказаться от проходки второго ствола этой скважины (длиной 500 м).

Всего на массиве методом САФИ было исследовано 14 глубоких скважин. Полученные данные были учтены как при заданиях последующих скважин, так и при увязке жил. С их помощью определены размеры ряда рудных жил по падению, что позволило (в комплексе с другими данными) целенаправленно заложить новые скважины. В ряде случаев методом САФИ установлено прохождение скважины вблизи рудного тела и определено, в какой именно стороне; в нескольких случаях это было подтверждено бурением.

Методом скользящих контактов (МСК) исследованы все скважины массива, имеющие своей целью поиски глубинных медно-никелевых жил.

Каротажем МСК, производившимся и в процессе бурения и после закрытия скважин, уточнены видимые мощности частично разбуренных и установлены видимые мощности полностью разбуренных рудных жил. Эти сведения с учетом определения по керну угла встречи скважинами рудных жил были учтены при определении истинной мощности всех рудных жил на массиве.

По данным трехэлектродного МСК определялись истинная мощность, углы падения и азимут простирания рудного тела. В двух проекциях строилось положение зафиксированных МСК трех точек нижнего контакта жилы и трех точек верхнего контакта жилы. После этого проводились построения, аналогичные построениям при определении элементов залегания пласта по трем фиксированным в пространстве точкам. В результате с учетом данных инклинометрии определялся азимут простирания, азимут и угол падения для верхнего и нижнего контактов жилы в данном интервале и определялась ее истинная мощность. Элементы залегания жил, определенные по МСК, близки к данным, полученным по методу заряда (СВ 40—65°), но, естественно, являются менее надежными, так как определяются по трем точкам на очень малом расстоянии (10—15 см) друг от друга.

Каротажем КС по большому числу скважин изучался геоэлектрический разрез массива. Оптимальным зондом оказался потенциал-зонд N10M2, ОА.

На всех диаграммах КС фиксируется чередование высокоомных и низкоомных моноблоков; порядок сопротивлений меняется от 3—4 тысяч омметров до многих десятков и даже сотен тысяч омметров.

После стандартной интерпретации все каротажные диаграммы обрабатывались с целью определения продольного — ρ_l , поперечного — ρ_n и среднеквадратического — ρ_m сопротивления блоков пород, а также коэффициента анизотропии. Эти данные учитывались при определении b_0 для радиопросвечивания и корреляции разрезов. Характерно, что сопоставление каротажных диаграмм по исследуемому массиву Ниттис показывает идентичность геоэлектрического разреза Ниттиса с нижними (от 400—450 м и глубже) горизонтами исследуемого массива. Подмеченное сходство в характере разреза является весьма интересным, поскольку может служить указанием на сходство соответствующих частей массивов в отношении условий их формирования и процессов оруденения.

Методом ориентировочного (грубого) определения площади рудных тел по измерению величин их сопротивления заземления (потенциал тела по отношению к удаленной точке, отнесенной к силе тока в цепи, аналогичной цепи трехэлектродного МСК) были сделаны прикидки о порядке размеров рудных жил (по сравнению с сопротивлением заземления жил Ниттиса, площадные размеры которых известны). Данный метод, предложенный И. П. Харламовым, основан на известной зависимости величины сопротивления заземления от площади заземлителя и сопротивления вмещающих пород.

Полученные данные позволяют говорить о сопоставимости размеров жил Ниттиса и жил исследуемого массива.

УВЯЗКА РУДНЫХ ПОДСЕЧЕНИЙ В ЖИЛЫ ПРИ УЧЕТЕ КОМПЛЕКСНЫХ ДАННЫХ РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ

Вариант увязки глубинных рудных жил по суммарным данным всех разведочных геофизических работ и с учетом конкретных рудных подсечений приводится в табл. 3. В основу увязки положено допущение, что жилы прямолинейные и субвертикальные. Графически увязка жил показана на рис. 9.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексные разведочные геофизические работы, выполненные на данном массиве в тесном сочетании с глубоким бурением, позволили решить ряд принципиальных геологических задач, связанных

Основные исходные данные для увязки жил

Номер жилы*	Условные номера рудных подсечений, относимые к области данной жилы	Аномалии геофизических методов, связанные с областью данной жилы				Средний азимут простираения жилы, град.
		номера экранов радиопросвечивания	аномалии наземного градиента	аномалии скважинного градиента	аномалии САФИ	
1	20, 22	I	A-58 на протяжении 400 м	—	По скв. С-1 в интервале 395—405 м	СВ 40
2	14, 21, 23, 47	I	—	—	—	СВ 55
2а	5, 8, 15, 42, 24	XXVIII, IX	Б-61 и Б-58 в интервале 500 м	По скв. 1189 в интервале 640—680 м от заряда в П16, по скв. 1049 в интервале 950—100 м от заряда в П16	По скв. 1183 в интервале 640—680 м и по скв. 1181 в интервале 760—820 м	СВ 60—55
2б	6, 9 и маломощные жилки по скв. 1165 в интервале 990 м	XXVIII	—	По скв. 1183 в интервале 580—620 м от заряда в П16, по скв. 1049 в интервале 980—990 м от заряда в П16	По скв. 1183 в интервале 590—620 м	СВ 60
2в	45, 7, 10, маломощные жилки по скв. 1165 в интервале 866 м	XLV, XLVI, XLVII, северная область экрана XXX	—	По скв. 1183 в интервале 560—580 м от заряда в П16, по скв. 1049 в интервале 970—980 м от заряда в П16	По скв. 1067 в интервале 400—800 м и по скв. 1183 в интервале 520—530 м	СВ 53 СВ 60
3	16, 17, 40, 25	Южная область экрана XXX, IV, II, XI, VIII	Б-58 в интервале 300 м	По скв. 1006 в интервале 490—530 м от заряда в П16, по скв. 1007 в интервале 1050—1150 м от заряда в П16	По скв. 791 в интервале 650—900 м, по скв. 1165 в интервале 720—840 м и по скв. 1006 в интервале 440—630 м	СВ 50
3а	1, 4, 11	XLII, XXXV, XXVII	В-61, А-58, Б-58 и Г-61 в интервале 500 м	По скв. 1188 в интервале 650—750 м от зарядов в П7, 11 и 12	—	СВ 55
4	12, 18, 41	XXVI, XXXVI, V, XII, X, XXIX	—	По скв. 1049 в интервале 590—620 м от заряда в П18 и по скв. 1053 в интервале 890—910 м от заряда в П18	По скв. 1165 в интервале 500—720 м	СВ 50

Таблица 3 (продолжение)

Номер жилы*	Условные номера рудных подсечений, относимые к области данной жилы	Аномалии геофизических методов, связанные с областью данной жилы				Средний азимут простираения жилы, град.
		номера экранов радиопросвечивания	аномалии наземного градиента	аномалии скважинного градиента	аномалии САФИ	
4а	27, 44	XXXIV, VII	—	По скв. 1165 в интервале 400—450 м от заряда в П27	—	СВ 50
4б	29, 46	III, XX, XXIX	—	По скв. 1165 в интервале 340—360 м от заряда в П29, по скв. 1047, в интервале 750—800 м от заряда в П29, по скв. 1190 в интервале 340—380 от заряда в П29 и в П34	По скв. 1007 в интервале 720—800 м	СВ 50
5	3, 18, 19, 30, 33, 34	XLIV, XXXVII, XXXI, XXV, XXI, VI, XXVIII, XLI	1-60	По скв. 1053 в интервале 640—680 м от заряда в П33, по скв. 1190 в интервале 420—460 м от заряда в П33	По скв. 1007 в интервале 560—620 м	СВ 63 СВ 50
8	31, 43	XXXIII, XXII, XIX, XXXIX, XL	—	По скв. 1047 в интервале 850—900 м от заряда в П29	—	СВ 49
9	32	XXXII, XXIII, XIII	2-60	—	—	СВ 50
12	38	XVIII, XIV, XLVIII	3-61 на интервале в 200 м в северо-восточной части 3-61	—	—	СВ 50
12а	35, 39	XV, XLIX		По скв. 1048 в интервале 750—850 м от заряда в П33 и по скв. 1090 в интервале 840—940 м от заряда в П33	По скв. 1021 в интервале 500—600 м	СВ 50
6	36	XVII —	Ж-61	—	—	СВ 50
7	37	XVII	—	—	—	СВ 50

* По увязке с учетом геофизических данных.

с поисками и прослеживанием слепого жильного медно-никелевого оруденения.

1. Выявлены основные рудоконтролирующие структуры, установлено их простираие (по среднему азимуту СВ 50°) при крутом падении. Рудное поле прослежено на протяжении 2.5 км при ширине поля в 500—700 м.

2. Установлен слепой характер рудных жил и определено положение их верхних кромок на глубинах 400—500 м от поверхности.

3. Выявлены и прослежены отдельные новые жилы, установлены их размеры по падению и получены данные об их морфологии.

4. Установлено взаимное положение жил и пространственная связь отдельных рудных подсечений.

Выполненные исследования впервые сочетают в производственном масштабе комплексные разведочные геофизические работы (прежде всего методы заряда и радиопросвечивания) с глубоким бурением. По нашему мнению, использование этого комплекса работ при поисках глубинных сульфидных месторождений является рациональным и эффективным, так как содержит элементы методической новизны в связи с тем, что дает возможность перехода от решения трехмерной задачи по измерениям на плоскости к решению этой же задачи по измерениям полей в трехмерном пространстве. Естественно, при этом значительно возрастают количество и надежность общей поисковой геологической информации.

Автор выражает благодарность доктору геолого-минералогических наук профессору А. С. Семенову и кандидатам геолого-минералогических наук Р. В. Карпову и В. И. Гуревичу за ценные советы, данные при составлении настоящей статьи.

Литература

- Векслер В. И. Индукционный метод исследования окрестностей буровых скважин. Тр. ЦНИГРИ, вып. 34, 1959.
- Козлов Е. К., Н. А. Елисеев, Э. Н. Елисеев, Т. Н. Иванова, В. А. Маслеников, З. А. Образцова. В сб.: Ультрасонные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи, Изд. АН СССР, М., 1953.
- Петровский А. Д. Об одном способе интерпретации результатов радиоволнового просвечивания. Тр. ЦНИГРИ, вып. 35, 1959.
- Петровский А. Д., И. Ф. Изюмов. Вариант аппаратуры и методики радиоволнового просвечивания из скважин. Тр. ЦНИГРИ, вып. 33, 1959.
- Петровский А. О., С. М. Рутштейн, Ф. И. Свияженинов. Результаты применения радиопросвечивания при поисках и разведке глубокозалегающих рудных жил. Бюлл. ОНТИ МГИОН, вып. 2, 1961.
- Петровский А. Д., С. М. Рутштейн, Ф. И. Свияженинов. Опыт применения метода радиоволнового просвечивания при разведке сульфидных месторождений (на примере медно-никелевых месторождений Мончегундры). В сб.: Материалы по методике разведки полезных ископаемых, Госгеолтехиздат, М., 1962.
- Семенов А. С., А. Д. Петровский, Ф. И. Свияженинов, А. Н. Макаров, В. И. Векслер, И. П. Харламов. Опыт электроразведочных работ при изучении глубокозалегающих сульфидных жил. Уч. зап. ЛГУ, № 303, серия физ. и геол. наук, вып. 13, 1962.

РЕФЕРАТЫ

УДК 553.43+553.48 (470.21)

Медно-никелевое месторождение Промежуточное в Печенгском районе. Астафьев Ю. А. В сб.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. 1969. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л. Стр. 5—14.

На месторождении Промежуточное вкрапленное оруденение в основном приурочено к ультраосновным породам, локализация богатых сплошных и брекчиевидных медно-никелевых руд контролируется преимущественно тектоническими нарушениями, проходящими вдоль контактов никеленосных интрузивов, и частично поперечными зонами субмеридионального направления. Условия залегания и состав руд месторождения очень сходны с другими месторождениями рудного поля. Особенности возрастных соотношений поперечных и продольных тектонических нарушений свидетельствуют о том, что субширотные межпластовые зоны на данном участке не секут поперечные нарушения, и как те, так и другие характеризуются длительным многостадийным процессом формирования. Наличие оперяющих тектонических зон субширотного направления, сопровождающих поперечные нарушения, увеличивает перспективность нахождения рудных тел по простиранию взброса. Рис. — 5, библи. — 4 назв.

УДК 553.43+553.48 (470.21)

Особенности структуры одного из медно-никелевых месторождений Печенги. Астафьев Ю. А. В сб.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. 1969. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л. Стр. 15—21.

Важнейшим структурным элементом месторождения является главная оруденелая широтная тектоническая зона, которая сформировалась в результате неоднократного подновления ранее заложённых нарушений. В зоне выделяются несколько стадий тектонических движений, различающихся по времени проявления и имеющих важное значение в формировании рудного тела. С зонами тектонических движений ранней стадии связано только рядовое вкрапленное оруденение в серпентинитах, а с зонами тектонических движений второй стадии приурочены брекчиевидные, массивные и богатые вкрапленные руды. Ответвления рудного тела в подстилающие породы приурочены к участкам резкого измене-

ния углов падения и простирания подошвы никеленосного интрузива. Тектонические зоны, прослеживающиеся в подстилающих породах, даже без видимой связи с ультраосновными массивами и широкого проявления сульфидной минерализации могут служить поисковым признаком на медно-никелевые руды. Рис. — 3, библи. — 3 назв.

УДК 551.252.551.24 (470.21)

Трещинная тектоника одного из месторождений восточного фланга Печенгского рудного поля. Макаров В. Н., Богданов П. С., Мазаник В. Н. В сб.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. 1969. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л. Стр. 21—32.

Строение месторождений определяется тремя структурными факторами: продольными тектоническими нарушениями вдоль контакта ультраосновного массива с вулканогенно-осадочными породами, поперечными разрывными и поперечными складчатыми нарушениями. Основная масса трещин по простиранию совпадает с продольной тектонической зоной. Интенсивность трещиноватости зависит как от состава пород, так и от структурного положения блока: в зонах поперечных тектонических нарушений трещиноватость значительно более густая, чем в зонах между нарушениями. Основная масса трещин — тектонического генезиса, и лишь некоторые из них могут интерпретироваться как прототектонические. Участки, примыкающие к поперечным тектоническим нарушениям, являются благоприятными для локализации тел богатых руд. Рис. — 3, библи. — 9 назв.

УДК 553.43+553.48 (470.21)

Структура Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения. Гончаров Ю. В. В сб.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. 1969. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л. Стр. 32—43.

Изучение строения Аллареченского месторождения, проведенное в процессе его эксплуатации, позволило получить новые данные, характеризующие форму и условия залегания рудного тела, взаимоотношения с вмещающими породами и по-новому представить структуру месторождения. Собранные материалы сви-

детельствуют о том, что в строении месторождения предполагавшейся синклинальной брахискладки нет. Интрузив и приуроченное к нему оруденение занимают в общем секущее положение. Локализация их контролируется тектонической зоной в слоистых породах, относящейся, возможно, к системе оперяющих нарушений крупного разлома. Сложная морфология рудной залежи определяется сочетанием тектонической зоны и межпластовых отслоений во вмещающих породах. Рис. — 6, библиография — 12 назв.

УДК 552.3215 (470.21)

Никеленосные нориты Южносальготундровской зоны на Кольском полуострове. Виноградов Л. А., Быков В. В. В сб.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. 1969. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л. Стр. 43—55.

Кратко охарактеризованы закономерности размещения норитовых тел, их внутреннее строение, петрография и связанное с ними сульфидное оруденение. Нориты представляют жилородные межпластовые тела, приуроченные к зоне эндоконтакта гранулитов (гиперстеновых гнейсо-диоритов) с биотит-амфиболовыми гнейсами беломорской серии. Петрографически относятся к нормальным норитам. Изредка слабо дифференцированы. Оруденение проявляется в форме вкрапленности, гнезд, шпиров и прожилков. Чаще рассеяно по всему норитовому телу. Изредка концентрируется в придонных частях норитовых тел. Сульфиды характеризуются обычным сочетанием пирротина, пирита, халькопирита, пентландита, магнетита и других минералов, присутствующих в медно-никелевых рудах, связанных с основными и ультраосновными изверженными породами. Рис. — 14, библиография — 1 назв.

УДК 552.311+553.494+553.13+553.48 (470.21)

Новые массивы рудоносных основных ультраосновных пород на Кольском полуострове. Лимберие Ю. Г., Че-

мисов К. Г., Смирнов Ю. П., Константинов В. В. В сб.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. 1969. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л. Стр. 56—62.

Излагаются первые сведения об ильменито-титаномagnetитовых рудах, пространственно связанных с интрузией ультраосновных пород. Руды являются комплексными, кроме титана и железа, содержат ванадий, медь и никель. Рудные тела и вмещающие их породы образуют две линейные зоны гетерогенного строения в краевых частях массива. Зоны

сложены вкрапленными и сплошными рудами и неотъемлемо их сопровождающими габброидами и плагиоипроксенитами. Обособленно от титаномagnetитовых руд развито вкрапленное никелево-медное сульфидное оруденение, связанное с порфировидными пироксенитами. Оба типа руд и сопровождающие их габброиды и пироксениты рассматриваются как производные ультраосновного массива. Рис. — 2, табл. — 4.

УДК 553.12 : 549+553.43+553.48 (470.21)

Сравнительная минералогическая характеристика сингенетического и эпигенетического типов медно-никелевого оруденения в Аллареченском районе. Яковлев Ю. Н. В сб.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. 1969. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л. Стр. 63—77.

Два генетических типа медно-никелевого оруденения в ультраосновных породах района имеют ряд специфических черт, учет которых может оказать существенную помощь в оценке перспектив промышленной рудоносности отдельных массивов. Приведены отличительные признаки каждого типа оруденения в отношении морфологии сульфидной вкрапленности, минерального состава руд, особенностей развития, внутреннего строения и отчасти — состава и структуры некоторых минералов, вторичных преобразований и химизма руд. Табл. — 5, библиография — 11 назв.

УДК 549.623.54 (470.21)

К минералогии биотитов Аллареченского месторождения. Макаров В. Н., Гончаров Ю. В. В сб.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. 1969. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л. Стр. 77—86.

В районе Аллареченского месторождения биотит — один из основных породообразующих минералов. Он встречается в различных по составу гнейсах, амфиболитах и породах контактовой зоны никеленосного ультраосновного массива. В гнейсах биотит обычно хлоритизирован, в амфиболитах он совместно с хлоритом замещает роговую обманку, в различных породах контактовой зоны ассоциирует с карбонатом, кварцем, гранатом, сульфидами. Изучение биотитов показало, что все они относятся к политу типу IM с параметрами $a \sin \beta = 5.316 - 5.340$; $b = 9.13 - 9.28$; $c \sin \beta = 9.93 - 10.6$. Судя по этим данным, а также интенсивностям базальных рефлексов, оптическим свойствам и результатам химического анализа, изученные биотиты относятся к магнезиально-железистым и

железистым разностям. Приводятся состав элементов-примесей по данным спектральных, фотометрических и других определений.

Предполагается, что биотиты, входящие в состав амфиболитов и пород контактовой зоны, возникли в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Рис. — 5, табл. — 4, библи. — 20 назв.

УДК 549.642.21 (470.21)

Вторичный диопсид из рудоносных ультраосновных пород восточного фланга Печенгского рудного поля. Макаров В. Н. В сб.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. 1969. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л. Стр. 86—94.

Описан диопсид, встречающийся в серпентинитах и серпентинизированных перидотитах в ассоциации с актинолитом или карбонатами. Описываемый минерал отличается от первично-магматических пироксенов по форме кристаллов, оптическим свойствам, параметрам кристаллической решетки и химическому составу. Вторичный пироксен из различных жил, иногда существенно отличающихся по минеральной ассоциации, почти идентичен по химическому составу и является маложелезистым диопсидом. В залежках пироксеновых жил рудные минералы представлены почти исключительно магнетитом. Лишь в редких вкрапленниках сохраняются реликты сульфидов. Тонкокристаллические серпентининовые минералы в приконтактных частях жил перекристаллизованы. Предполагается, что диопсид возник из карбонатных метаморфогенных растворов или метасоматически — по карбонатам. Рис. — 6, табл. — 4, библи. — 8.

УДК (552.321+552.11) : 550.42 (470.21)

Особенности процессов изменения ультраосновных пород Печенги в зонах разрывных нарушений. Предовский А. А., Жангуров А. А. В сб.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. 1969. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л. Стр. 94—101.

Впервые показано влияние поперечных разрывных нарушений (р. н.) на процессы изменения ультраосновных пород Печенги. На примере одного из участков демонстрируется, что за пределами зоны влияния р. н. при хлоритизации апоперидотитовых серпентинитов про-

исходит потеря окисного железа (и суммарного железа), конституционной воды, щелочей и незначительный привнос кремнезема и глинозема. В пределах зоны р. н. при хлоритизации, амфиболизации и оталькования серпентинитов отмечается привнос кремнезема, глинозема, кальция, титана, закисного железа (с восстановлением части окисного) и серы, а также вынос магния, воды, щелочей и никеля. Установлено соответствие в поведении никеля и магния на начальных этапах изменения ультраосновных пород. Увеличение содержания серы при этом не вызывает накопления никеля. В умеренно измененных перидотитах заметная доля никеля, видимо, присутствует в силикатной форме. Накопление сульфидов никеля происходит в участках, пространственно удаленных от зон его мобилизации (около р. н.), в сопряженных продольных межпластовых нарушенных зонах. Приводятся 6 химических анализов пород. Рис. — 2, табл. — 1, библи. — 15 назв.

УДК (553.43+553.48) : 550.837.7 (470.21)

Геофизические исследования при поисках и прослеживании слепых медно-никелевых жил. Связинов Ф. И. В сб.: Геология и минералогия сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. 1969. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л. Стр. 102—125.

Посвящается геофизическим исследованиям при поисках и прослеживании глубинных медно-никелевых жил в гипербазитовом массиве Мончегорского никеленосного плутона. Применение комплекса разведочных геофизических методов — наземного и скважинного заряда, радиоволнового межскважинного просвечивания, САФИ и различных модификаций каротажа в тесном сочетании с бурением глубоких скважин позволило решить ряд важных геологических задач. К ним относятся: установление жильной формы глубинных руд в массиве и их масштабов; определение доминирующего простирания рудоконтролирующих структур; определение положения верхних кромок рудных жил, определение их размеров и относительной мощности. Учет всей геолого-геофизической информации позволил предложить новый вариант увязки жил со средним азимутом простираения СВ 50—55°. Проведение подобных исследований было первым применением данного комплекса методов разведочной геофизики в производственных масштабах. Рис. — 9, табл. — 3, библи. — 7 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<i>Предисловие</i>	3
Ю. А. Астафьев. Медно-никелевое месторождение Промежуточное в Печенгском районе	5
Ю. А. Астафьев. Особенности структуры одного из медно-никелевых месторождений Печенги	15
В. Н. Макаров, И. С. Богданов, В. Н. Мазаник. Трещинная тектоника одного из месторождений восточного фланга Печенгского рудного поля	21
Ю. В. Гончаров. Структура Аллареченского сульфидного медно-никелевого месторождения	32
Л. А. Виноградов, В. В. Быков. Никеленосные нориты Южно-сальютундровской зоны на Кольском полуострове	43
Ю. Г. Лимберис, <u>К. Г. Чемисов</u> , Ю. П. Смирнов, В. В. Константинов. Новые массивы рудоносных основных-ультраосновных пород на Кольском полуострове	56
Ю. Н. Яковлев. Сравнительная минералогическая характеристика сингенетического и эпигенетического типов медно-никелевого оруденения в Аллареченском районе	63
В. Н. Макаров, Ю. В. Гончаров. К минералогии биотитов Аллареченского месторождения	77
В. Н. Макаров. Вторичный диопсид из рудоносных ультраосновных пород восточного фланга Печенгского рудного поля	86
А. А. Предовский, А. А. Жангуров. Особенности процессов изменения ультраосновных пород Печенги в зонах разрывных нарушений	94
Ф. И. Свияженинов. Геофизические исследования при поисках и прослеживании слепых медно-никелевых жил	102

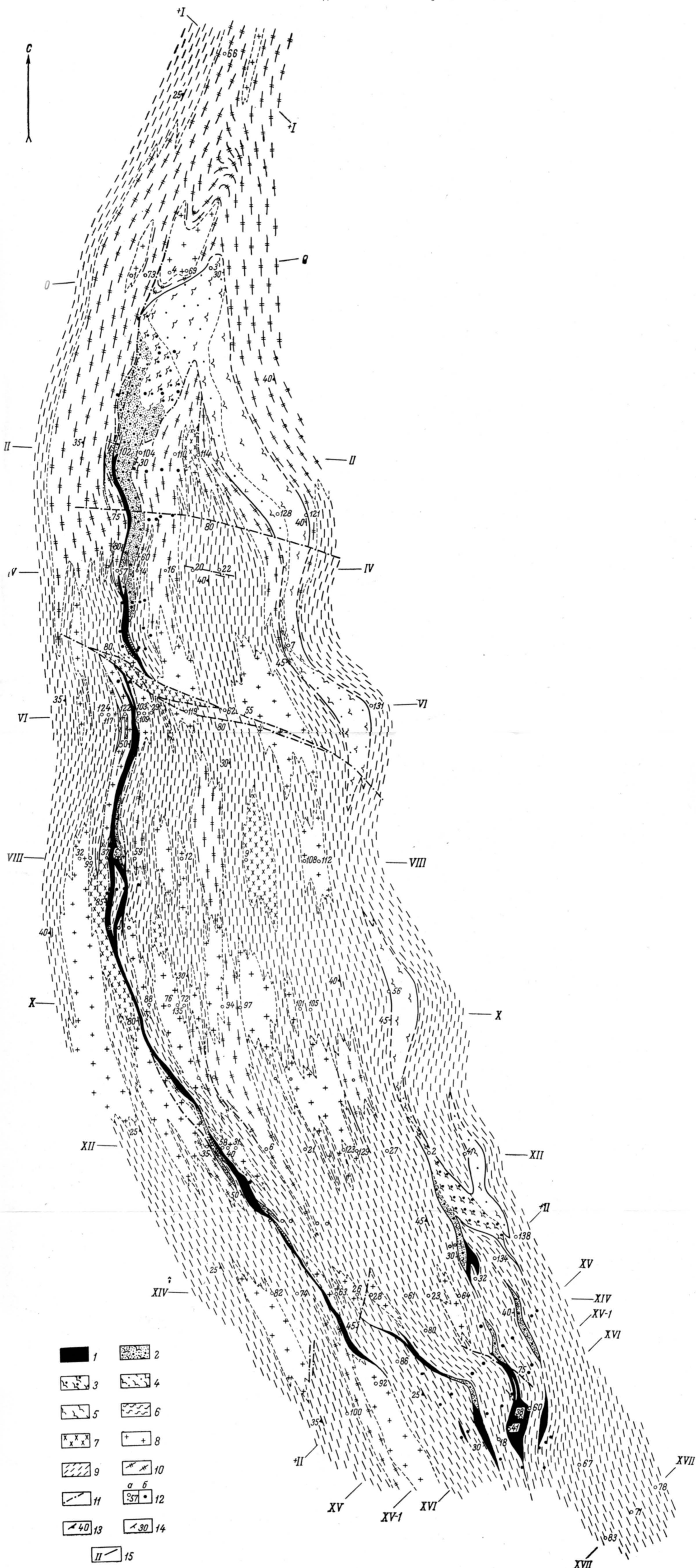


Рис. 1. Геолого-структурный план гор. 130 м Аллареченского месторождения. Составлен автором с учетом данных ГРО Аллареченского рудника и Аллареченской ГРП.

1 — сплошные сульфидные руды; 2 — сильно оруденелые ультраосновные породы; 3 — рядовые вкрапленные руды; 4 — ультраосновные породы с редкой вкрапленностью сульфидов; 5 — ультраосновные породы; 6 — слюдиты (биотитовые и амфиболо-биотитовые породы); 7 — плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты; 8 — плагиограниты (гранито-гнейсы); 9 — биотитовые гнейсы; 10 — полевошпатовые амфиболиты; 11 — тектонические нарушения; 12 — буровые скважины: а — детальной разведки, б — эксплуатационной разведки; 13 — положение гнейсовидности пород; 14 — элементы залегания рудного тела; 15 — разведочные профили.

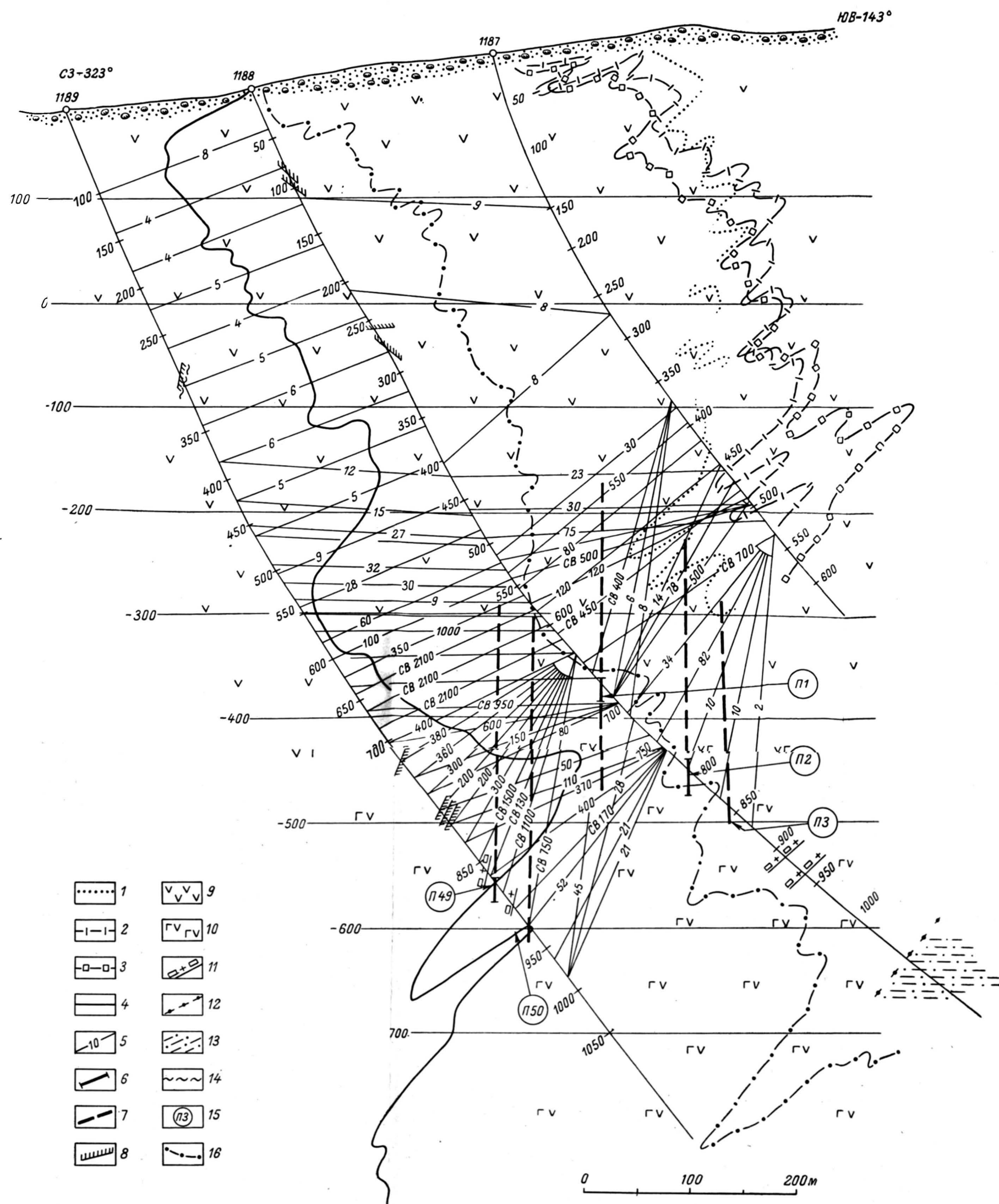


Рис. 6. Геолого-геофизический разрез по профилю I—I.

а) график градиента от заряда в скв. 1188 на глубине 672 м (П1); 2 — то же в скв. 1188 на глубине 786 м (П2); 3 — то же в скв. 1188 на глубине 838 м (П3); 4 — то же в скв. 1067 на глубине 90 м (П45); 5 — лучи радиопросвечивания и коэффициенты экранирования; 6 — сульфидно-магнетитовые жилы по скважинам; 7 — положение жил с учетом геофизических данных; 8 — базальтовые дайки; 9 — пироксениты; 10 — зона перемежаемости перидотитов с пироксенитами; 11 — габбро-нориты; 12 — амфиболиты; 13 — гнейсы; 14 — зоны расщепления; 15 — рудные подсекающие и их условные номера; 16 — графики градиента от заряда в скв. 1183 на глубине 570 м (П17).

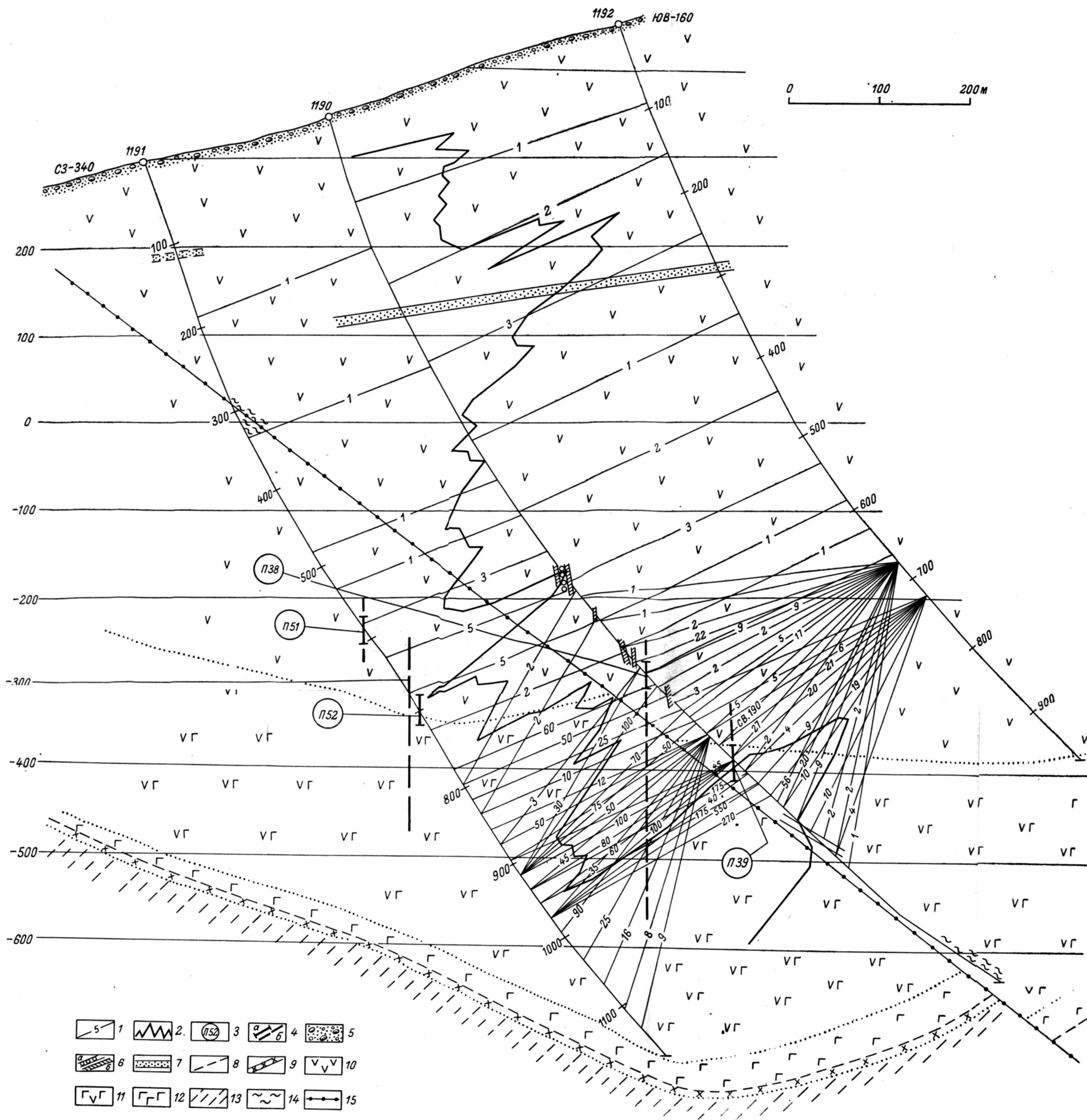


Рис. 7. Геолого-геофизический разрез по профилю V-V.

1 — лучи радиопросвечивания и коэффициенты экранирования; 2 — график градиента от заряда в скв. 1047 (П34); 3 — рудные подсеечения и их условные номера; 4 — сульфидные и сульфидно-магнетитовые жилы; 5 — дайки: а — кварцево-порфировые, б — диабазовые и лампрофировые; 6 — «рудный пласт 330»; 7 — грубозернистые пегматитовые пироксениты; 8 — пироксениты; 9 — перемежаемость пироксенитов с перидотитами; 10 — перидотиты; 11 — гнейсы; 12 — зона рассланцованных пород; 13 — сбросы.

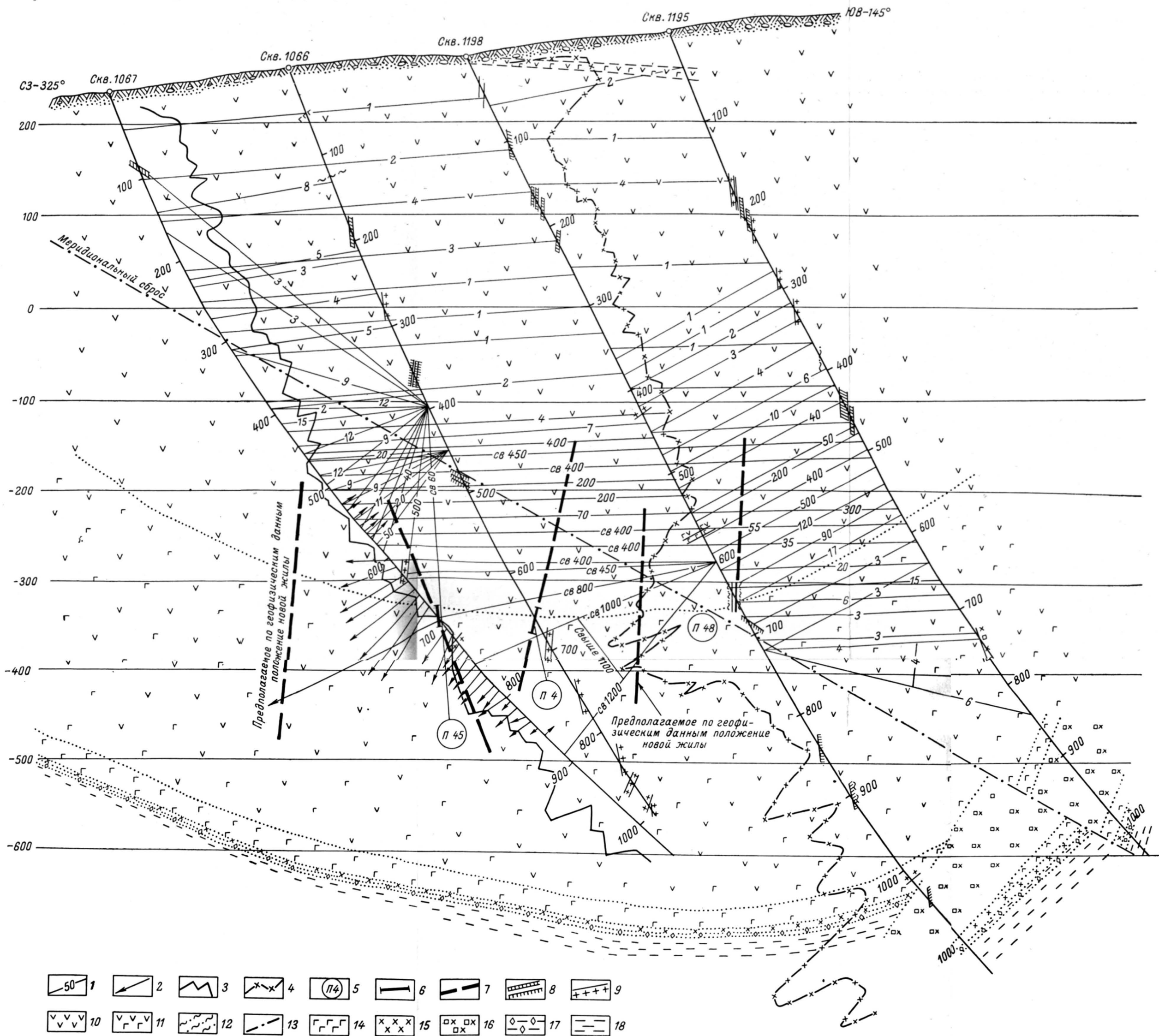


Рис. 8. Геолого-геофизический разрез по профилю 0—0.

1 — лучи радиопросвечивания и коэффициенты экранирования; 2 — векторы аномального магнитного поля по данным САФИ; 3 — кривая градиента от заряда в скв. 1183 (П6); 4 — кривая градиента от заряда в скв. 1049 (П12); 5 — рудные подосечения и их условные номера; 6 — сульфидно-магнетитовые жилы по скважинам; 7 — положение жил в учете геофизических данных; 8 — диабазовые дайки; 9 — габбро-пегматитовые жилы; 10 — пироксениты; 11 — зона перемежаемости пироксенитов с перидотитами; 12 — зона смятия; 13 — сбросы; 14 — перидотиты; 15 — нориты; 16 — габбро-нориты; 17 — диориты; 18 — гнейсы.

К ст. Ф. И. Свяженинова «Геофизические исследования при поисках и прослеживании слепых медно-никелевых жил» (стр. 120).

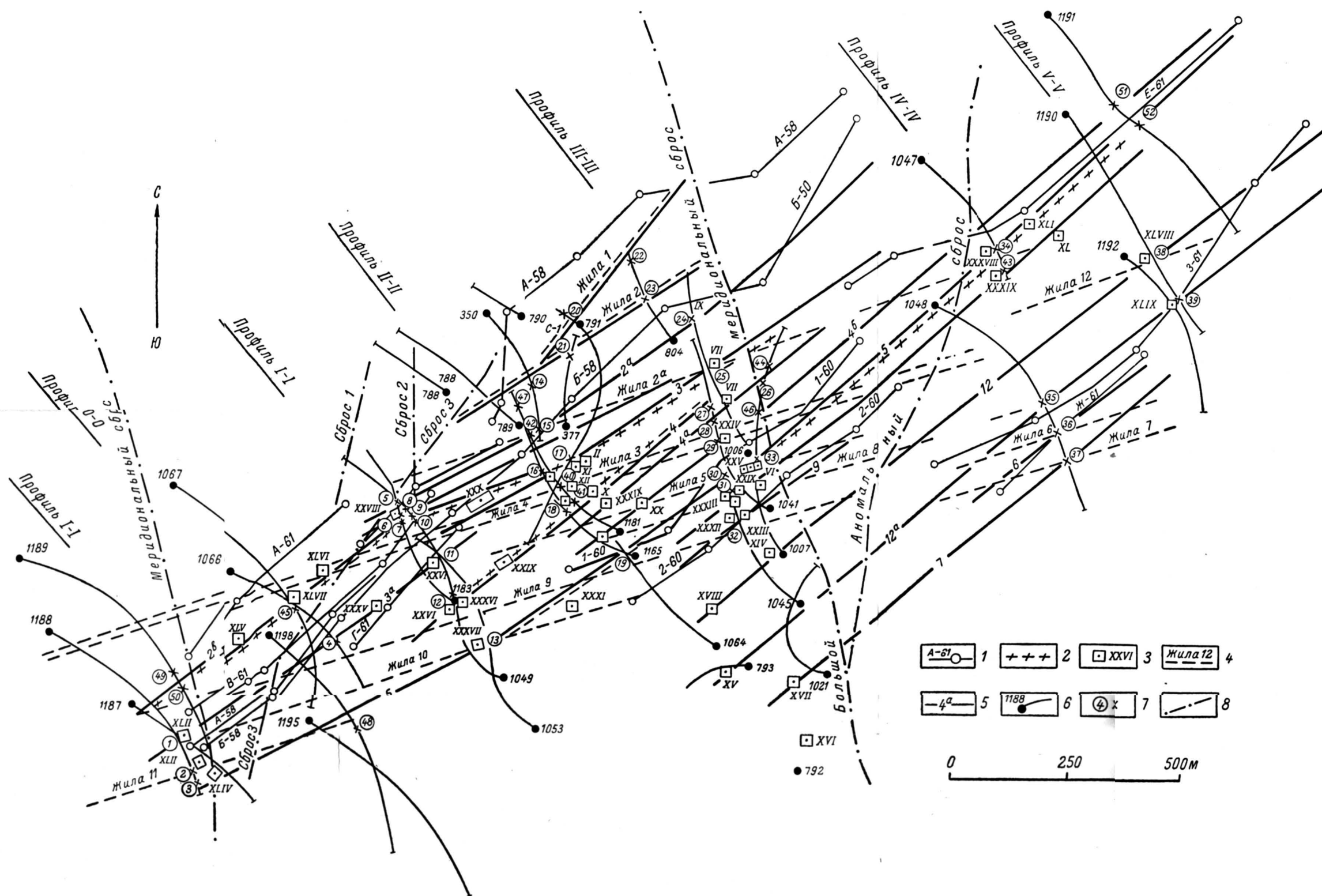


Рис. 9. Схема увязки глубоких рудных жил массива с полным учетом данных разведочной геофизики.
 1 — аномалии метода заряженного тела; 2 — линии наиболее вероятной прямой связи отдельных рудных подсечений между собой (по данным съемки градиента в скважинах); 3 — положение эпицентров экранов (точек пеленгации) по данным межскважинного радиопросвечивания и их номера; 4 — положение рудных жил по данным геологической увязки на горизонте 0 м; 5 — положение жил по увязке с полным учетом данных разведочной геофизики; 6 — положение скважин в плане и их номера; 7 — рудные подсечения по скважине и их номера; 8 — сбросы.